

# Geo-Temas



Volumen 16 (2)

**IX Congreso Geológico de España**



Universidad  
de Huelva



Instituto Geológico  
y Minero de España



Geo-Temas es una publicación de carácter no periódico en la que se recogen los resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos que celebra cuatrienalmente la Sociedad Geológica de España, así como en otros congresos, jornadas y simposios de carácter científico y organizadas por las comisiones de la SGE u otras asociaciones mediante convenios específicos. Los organizadores de cada reunión son los responsables de la obtención de los fondos necesarios para cubrir en su totalidad los gastos de edición y difusión del correspondiente número de Geo-Temas. Al no constituir una publicación de carácter periódico, Geo-Temas es distribuida exclusivamente a los inscritos en los actos a los cuales va dirigida la edición, reservándose un cierto número de ejemplares para la distribución por parte de la SGE.

La SGE no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos, siendo por tanto éstas responsabilidad exclusiva de los respectivos autores.

La propiedad intelectual queda a plena disposición del autor de acuerdo con las leyes vigentes. queda prohibida la reproducción total o parcial de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales sin autorización escrita de la SGE o de los autores. Se permite sin necesidad de autorización la generación de separatas para uso de los autores y la reproducción con fines docentes.

## EDITOR PRINCIPAL

**Juan Antonio Morales González**

Departamento de Geología, Universidad de Huelva, 21007 Huelva (España)

Tel: +34 959 219 815; e-mail: [jmorales@uhu.es](mailto:jmorales@uhu.es)

## EDITORES ADJUNTOS

**Luis M. Nieto Albert**

Facultad de Ciencias Experimentales  
Universidad de Jaen  
Campus Universitario "Las Lagunillas"  
23071 JAEN  
[lmnieto@ujaen.es](mailto:lmnieto@ujaen.es)

**Carlos L. Liesa Carrera**

Dpto. Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Zaragoza  
50009 ZARAGOZA  
[carluis@unizar.es](mailto:carluis@unizar.es)

**Ignacio Arenillas Sierra**

Dpto. Ciencias de la Tierra  
Facultad de Ciencias  
Universidad de Zaragoza  
50009 ZARAGOZA  
[carluis@unizar.es](mailto:carluis@unizar.es)

## COMITÉ CIENTÍFICO

Pedro Alfaro (U. Alicante)  
Bartolomé Andreo (U. Málaga)  
Ricardo Arenas (U. C. Madrid)  
Puy Ayarza (U. Salamanca)  
José Miguel Azañón (U. Granada)  
Beatriz Bádenas (U. Zaragoza)  
Fernando Bea (U. Granada)  
Elisabet Beamud (U. Barcelona-CSIC)  
José Borrego (U. Huelva)  
Amelia Calonge (U. Alcalá)  
M<sup>a</sup>. Luisa Calvache (U. Granada)  
Ramón Carbonell (CSIC)  
Rosa M<sup>a</sup>. Carrasco (U. Castilla la Mancha)  
Antonio Casas (U. Zaragoza)  
Antonio Castro (U. Huelva)  
José M<sup>a</sup> Cebriá (CSIC)  
Juan Carlos Cerón (U. Huelva)  
Ferrán Colombo Piñol (U. Barcelona)  
Ana Crespo (U. Granada)  
Manuel Díaz Azpiroz (U. P. de Olavide)  
Jesús Díaz Curiel (U. P. Madrid)  
Fernando Díaz del Olmo (U. Sevilla)

Enrique Díaz Martínez (IGME)  
Rubén Díez Fernández (U. Salamanca)  
Carlota Escutia (U. Granada-IACT-CSIC)  
Carlos Fernández (U. Huelva)  
Francisco J. Fernández Rguez. (U. Oviedo)  
Germán Flor Blanco (U. Oviedo)  
Encarnación García Navarro (U. Huelva)  
Joaquín García-Sansegundo (U. Oviedo)  
Jacinta García Talegón (U. Salamanca)  
Juan Gómez-Barreiro (U. Salamanca)  
José Luis González (Dpto. Seg. Nacional)  
José Antonio Grande Gil (U. Huelva)  
Albert Grieria (U. A. Barcelona)  
Nemesio Heredia Carballo (IGME)  
Nadia Herrero (Generalitat de Cataluña)  
Pedro Huerta (U. Salamanca)  
María José Huertas (U. C. Madrid)  
María José Jurado (ICTJA-CSIC)  
Emilia H. Lopera Pareja (CIEMAT-CSIC)  
Sergio Llana Fúnez (U. Oviedo)  
Domingo Martín Sánchez (U. P. Madrid)  
Jesús Martínez Frías (U. C. Madrid -CSIC)

Rosa M<sup>a</sup>. Mateos (IGME)  
José Jesús Martínez Díaz (U. C. Madrid)  
Eduardo Mayoral Alfaro (U. Huelva)  
Pilar G. Montero (U. Granada)  
Juan A. Morales González (U. Huelva)  
Belén Oliva (U. A. Madrid)  
Alberto Pérez López (U. Granada)  
Rafael Pérez López (U. Huelva)  
Isabel Rábano (IGME)  
Antonio Rodríguez Ramírez (U. Huelva)  
Francisco Rodríguez Tovar (U. Granada)  
Joaquín Rodríguez Vidal (U. Huelva)  
Gabriel Ruiz de Almodóvar  
Pere Santanach (U. Barcelona)  
María Santisteban Fernández (U. Huelva)  
Esther Sanz (U. C. Madrid)  
Rosa Tejero (U. C. Madrid -IGEO, CSIC)  
Teresa Valente (U. do Minho)  
Blas Valero (IPE-CSIC)  
Juan Carlos Vera Rodríguez (U. Huelva)  
Fermín Villarroya Gil (U. C. Madrid)  
Carlos Villaseca González (U. C. Madrid)

## SEDE EDITORIAL

**Sociedad Geológica de España:**

Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced, s/n. 37008 Salamanca, España.

<http://www.sociedadgeologica.es>

Imagen de portada: Acantilados de Playa de Castilla, Costa oriental de Huelva.  
Fotografía de Francisco M. Alonso Cháves.

# Geo-Temas



IX Congreso Geológico de España  
Huelva, Septiembre 2016

Editores:

***Juan A. Morales González***  
***Berta M. Carro Flores***  
***Aguasanta Miguel Sarmiento***  
***Manuel A. Camacho Cerro***

Vol. 16 (2016)



# Geo-Temas

Vol. 16 (2) (2016)

## ÍNDICE

### Mesas redondas

*Turismo geológico, geoparques, divulgación de la geología: ¿un nuevo nicho de empleo?* 1

**A. Crespo-Blanc, J.M. Barrera, D. Monge y G. Gemio**

*Una breve biografía de nuestras geólogas veteranas* 5

**Comisión Mujeres y Geología de la Sociedad Geológica de España**

### Rocas graníticas del Cinturón Varisco Europeo. Simposio en homenaje a Guillermo Corretgé.

*Los metagranitos de las Unidades Basales de los complejos alóctonos de Galicia (NO del Macizo Ibérico): Evolución geoquímica y contexto geodinámico* 15

**P. Andonaegui, R. Díez Fernández y J. Abati**

*Isotopic and igneous record of the Avalonian-Cadomian arc in NW Iberia.* 19

**R. Arenas, P. Andonaegui, R. Albert, S. Sánchez Martínez and R. Díez Fernández**

*U-Pb zircon age and tectonic meaning of the Cardenchoxa pluton (Ossa-Morena Zone).* 23

**A. Azor, J.F. Simancas, D.J. Martínez Poyatos, P. Montero, F. González Lodeiro y I. Pérez-Cáceres**

*Caracterización del basamento Bético: Un estudio U-Th-Pb SHRIMP en circones de enclaves graníticos Variscos incluidos en lamproitas de la Región Volcánica Neógena del sureste de España.* 27

**A. Cambeses, P. Montero, J.H. Scarrow, J.F. Molina y F. Bea**

*Petrología del plutón tardi- post-hercínico de Valdepeñas (Ciudad Real).* 31

**M. Carracedo Sánchez, F. Sarrionandia, J.F. Santos-Zalduogui, S. García de Madinabeitia, J. Errandonea y J.I. Gil-Ibarguchi**

*The role of apatite in the melting of pargasite-bearing metasomatized mantle. Implications in the the generation of primary vaugneritic liquids* 35

**A. Castro, R. Muñoz, M. López-Plaza and F. J. López-Moro**

*Fábrica magmática y relaciones de contacto de los granitoides intrusivos en el Prado de las Pozas, zona central del macizo de Gredos, batolito del Sistema Central, España.* 39

**J. Díaz-Alvarado, C. Fernández y A. Castro**

*Modelo cinemático de interacción de megacristales de feldespatopotásico durante el flujo de magmas graníticos.* 43

**C. Fernández, M. Díaz Azpiroz, J. Díaz Alvarado y A. Castro**

*Geochemical characterization of the leucosomes and leucogranites of the migmatitic region of Sanabria, Iberian Massif.* 47

**M. Garcia-Arias, L.G. Corretgé and A. Castro**

<i>La cordierita en los monzogranitos de Cabeza de Araya, Cáceres (Macizo Ibérico): modelización experimental y termodinámica.</i>	51
<b>O. García-Moreno, A. Castro, L. G. Corretgé, F. Holtz y M. García-Arias</b>	
<i>Condiciones de cristalización en granitoides variscos post-tectónicos de tipo I en el NO de España: el plutón de Porriño.</i>	55
<b>L. González-Menéndez, G. Gallastegui, A. Cuesta, A. Rubio-Ordóñez, P. Montero y F. Bea</b>	
<i>Cordierite in the Cabeza de Araya granite: An exo-peritectic phase from wall-rock local assimilation?</i>	59
<b>C. Rodríguez, A. Castro y O. García Moreno</b>	
<i>Nuevas aportaciones a la datación cronológica de los granitos de Cabeza de Araya, (Cáceres).</i>	63
<b>Rubio-Ordóñez, A., García-Moreno, O., Montero, P. y Bea, F.</b>	
<i>The Puente del Congosto (Salamanca) plutonic complex. A detailed view at the contact of a large calc-alkaline batholith in Central Iberia.</i>	67
<b>A. Castro, C. Fernández, J. D. de la Rosa and I. Moreno-Ventas</b>	
<i>Plutonismo Pérmico-Carbonífero alumino-potásico en la Zona Surportuguesa. El granito cordierítico de El Crispinejo.</i>	71
<b>A. Díez-Montes, P. Valverde-Vaquero, C. Rey Moral y T. Sánchez-García</b>	
<i>The Ceret gabbro-diorite: a mafic intrusive body emplaced at the mid-crustal levels of Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees).</i>	75
<b>M. Liesa, C. Aguilar and A. Castro</b>	
<i>Contrastes estructurales entre el plutonismo varisco precoz y el tardío del centro-oeste de España.</i>	79
<b>M. López-Plaza y F.J. López-Moro</b>	
<b>Agua, minería y Medio Ambiente.</b>	
<i>Escobreiras reativas da mina de Valdarcas (NW de Portugal): Evolução da cobertura vegetal.</i>	83
<b>E. Abreu, T. Valente, Santisteban, B. Carro y C. Cerón</b>	
<i>Propriedades do efluente da mina de Valdarcas (NW de Portugal): Evolução espacial e temporal das características hidroquímicas da drenagem ácida.</i>	87
<b>E. Abreu, T. Valente, M.L. de la Torre, J. Borrego y J.A. Grande</b>	
<i>Aplicación de cluster lineal a la caracterización hidroquímica del efluente ácido de Mina Concepción.</i>	91
<b>B. Carro, M. Santisteban, M. Tavira, J.A. Grande y P. Gomes</b>	
<i>Efectos del AMD en la estructura de la central térmica de Corrales.</i>	95
<b>J.M. Dávila, J.C. Fortes, Y. Drik, J.F. Ballester y E. Abreu</b>	
<i>Los puentes de ferrocarril de la línea de Tharsis: durabilidad y AMD.</i>	99
<b>J.M. Dávila, A. Madrona, J.C. Fortes, M.L. de la Torre y P. Gomes</b>	
<i>Variaciones estacionales en la concentración de metales pesados en la materia en suspensión de un estuario afectado por A. M. D. (La Ría de Huelva).</i>	103
<b>M.L. de la Torre, J. Borrego, B. Carro, J.A. Grande, T. Valente y J. Loredó</b>	
<i>Aportaciones del Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible (CIPIMS) al conocimiento de la hidrogeoquímica de los ríos Tinto y Odiel.</i>	107
<b>M. L. de la Torre, J.A. Grande, T. Valente, J. Loredó, J. Borrego, M. Santisteban, J.C. Cerón, J.M. Dávila, J.C. Forte1, P. Gómez, I. Salmerón, E. Pérez-Ostalé, B. Carro, J. Aroba y J.M. Andujar</b>	
<i>Máquinas de desagües utilizadas por la minería romana en la provincia de Huelva.</i>	111

<b>J.C. Fortes, L. Sabido, B. Fortes, J.M. Dávila y I. Salmerón</b>	
<i>Propuesta metodológica para la caracterización de un embalse minero mediante técnicas geofísicas y posterior contraste de resultados mediante ICP y DRX.</i>	115
<b>J. Grande, M. Santisteban, T. Valente, J. Borrego y P. Fernández</b>	
<i>Incidencia ambiental de las actividades mineras en la zona del Priorat (Tarragona).</i>	119
<b>A. Navarro, I. Herms, J. Cirés y G. Arnó</b>	
<i>Estimación del fondo geoquímico para metales en suelos y sedimentos en el antiguo distrito minero del Priorat (Tarragona).</i>	123
<b>A. Navarro, I. Herms, J. Cirés y G. Arnó</b>	
<i>Caracterización de lixiviados mineros de la cuenca del río Odiel (SO España) para el diseño de plantas de tratamiento pasivo con tecnología DAS.</i>	127
<b>M. Olías, J.M. Nieto, F. Macías, M. López, A. Gómez, M.A. Vela y M. Escalona</b>	
<i>Mineralogy of the sediments of water dams affected by Acid Mine Drainage in the Spanish sector of the Iberian Pyrite Belt (SW Europe).</i>	131
<b>P. Gomes, T. Valente, J. Grande, M. A. Sequeira Braga y M. Santisteban</b>	
<i>Aplicación de cluster borroso a la caracterización hidroquímica del efluente ácido de Mina Concepción.</i>	135
<b>M. Santisteban, M. Tavira, J.A. Grande, J.M. Dávila y J. Aroba</b>	
<i>El embalse El Sancho: un escenario singular afectado por procesos AMD.</i>	139
<b>M. Santisteban, J.A. Grande, T. Valente y J.C. Cerón</b>	
<i>Mobility of rare earth elements in AMD-precipitates, Iberian Pyrite Belt (SW Spain).</i>	143
<b>T.O. Soyol-Erdene, T. Valente, J.A., Grande, B. Carro y M.L. de la Torre</b>	
<i>AMD-precipitates formed in an arsenic-rich environment – the case of Penedono mine waste-dumps (N Portugal).</i>	147
<b>Valente, P. Gomes, M. Santisteban, M.L. de la Torre y J.A. Grande</b>	
<i>Aspectos radiológicos de las aguas de embalses potencialmente afectados por drenaje ácido de mina (AMD) en la Faja Pirítica Ibérica (Huelva, SW de España).</i>	151
<b>J.C. Cerón, J.A. Grande, J.P. Bolívar, T. Valente y M. Santisteban</b>	
<i>Fractionamiento de Tierras Raras en aguas superficiales afectadas por Drenaje Ácido de Mina en la Faja Pirítica Ibérica.</i>	155
<b>J. Borrego, I. Salmerón, T. Valente, J.C. Cerón y B. Carro</b>	
<i>Efecto del Drenaje Ácido de Mina sobre organismos filtradores (Balanus amphitrite) en la Ría de Huelva (SO de España)</i>	159
<b>B. Carro, J. Borrego, A. Segueira, E. Abreu y P. Gomes</b>	

## **Correlación de los terrenos alóctonos del NO y SO del Macizo Ibérico.**

<i>Provenance of the c. 390 Ma HP–HT subducted continental margin (Variscan belt, Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif).</i>	163
<b>R. Albert, R. Arenas, A. Gerdes, S. Sánchez Martínez y L. Marko</b>	
<i>Geoquímica de rocas máficas en un arco magmático Cámbrico peri- Gondwánico (Complejo de Órdenes, NO del Macizo Ibérico).</i>	167
<b>P. Andonaegui, S. Sánchez Martínez, P. Castiñeiras, J. Abati y R. Arenas</b>	

<i>The Galicia - Ossa-Morena Zone: a new zone of the Iberian Massif.</i>	171
<b>R. Arenas, R. Díez Fernández, F.J. Rubio Pascual, S. Sánchez Martínez, L.M. Martín Parra, J. Matas, J. González del Tánago, A. Jiménez-Díaz, J.M. Fuenlabrada, P. Andonaegui and A. García-Casco</b> <i>A two-stage collision at the origin of Pangea: the allochthonous Variscan terranes.</i>	175
<b>R. Arenas, R. Díez Fernández, S. Sánchez Martínez, A. Gerdes, J. Fernández-Suárez, R. Albert<sup>1</sup> and J.M. Fuenlabrada</b> <i>Petrologic and geochemical characterization of Ediacaran volcanic acid rocks of El Jadida (coastal Block), Morocco.</i>	179
<b>H. El Haibil, H. El Hadi and A. Tahiri</b> <i>Paleogeografía geoquímica de las series metasedimentarias del Macizo Ibérico.</i>	183
<b>J.M. Fuenlabrada, R. Arenas, S. Sánchez Martínez, R. Díez Fernández y A.P. Pieren</b> <i>Assessment of the Variscan collisional transpression in SW Iberia.</i>	187
<b>D. Martínez Poyatos, I. Pérez-Caceres, J.F. Simancas y A. Azor</b> <i>Early Carboniferous synorogenic basins evolution of the Ossa-Morena and Galicia-Trás-os-Montes zones (Iberia): a tectonic model.</i>	191
<b>M.F. Pereira, I.F. Dias da Silva, C. Gama, A. Castro y C. Fernández</b> <i>Correlación de cinturones de alta presión en el NO y SO de Iberia: la zona de sutura Devónica Superior del Macizo Ibérico y la definición del Complejo Alóctono de Ossa-Morena.</i>	195
<b>R. Díez Fernández y R. Arenas</b> <i>Ophiolites in the Variscan suture of NW Iberia I: Distribution and types.</i>	199
<b>S. Sánchez Martínez and R. Arenas</b> <i>Ophiolites in the Variscan suture of NW Iberia II: Geochemistry and classification.</i>	203
<b>S. Sánchez Martínez and R. Arenas</b> <i>Geochemistry of the Upper Ordovician alkaline basalts of the Castro Fm. (Cantabrian Zone): break-up along the Ibero-Armorican margin of the Rheic Ocean?</i>	207
<b>P.Valverde-Vaquero, C.J. Hepburn y E. Martínez García</b> <i>Fósiles ordovícicos del Dominio de Obejo-Valsequillo (Complejo de Ossa Morena, Zona Galicia-Ossa Morena), suroeste de España</i>	211
<b>J.C. Gutiérrez-Marco, S. Lorenzo, I. Rábano, G.N. Sarmiento y J. Carlosi</b> <i>Evolución tectónica del Macizo Ibérico durante la orogenia Varisca: colisión Gondwana - Laurussia.</i>	215
<b>R. Díez Fernández, R. Arenas, M. F. Pereira, S. Sánchez Martínez, R. Albert, L. M.I Martín Parra, F. J. Rubio Pascual y J. Matas</b> <i>Metamorfismo de alta-P en las rocas volcánicas submarinas de Espasante(Complejo de Cabo Ortegal) I: Petrografía y mineralogía</i>	219
<b>I. Novo-Fernández, R. Arenas, A. García-Casco y R. Díez Fernández</b> <i>Metamorfismo de alta-P en las rocas volcánicas submarinas de Espasante (II): Condiciones P-T y evolución reaccional.</i>	223
<b>I. Novo-Fernández, A. García-Casco, R. Arenas y R. Díez Fernández</b> <i>Multiple episodes of thrusting and sedimentation in the NW Iberia Parautochthon (SW Europe Variscides).</i>	227
<b>A. Ribeiro, R. Dias, E. Pereira, J. Rodrigues, N. Moreira y C. Coke</b> <i>Rutile chemistry and thermometry in eo-Variscan eclogites/granulites from the Cabo Ortegal and the Malpica-Tui complexes.</i>	231
<b>P.Valverde-Vaquero, M. Fernández González, A. Beranoaguirre y J.I. Gil-Ibarguchi</b>	

## Historia de la Geología.

<i>Recuperación de la Colección Histórica "Bargalló" de la Universidad de Alcalá.</i>	235
<b>J. Audije-Gil, F. Barroso-Barcenilla y M. Segura</b>	
<i>Colecciones paleontológicas históricas de la provincia de Huelva conservadas en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid).</i>	239
<b>S. Menéndez, I. Rábano y B. Corrales</b>	
<i>50 años de historia en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera.</i>	243
<b>P. Anadón, M. Torné, J. L. Fernández Turiel y J. Díaz</b>	
<i>Las investigaciones geológicas y mineras de Manuel Fernández de Castro en Cuba y Santo Domingo (1859-1869).</i>	247
<b>I. Rábano</b>	
<i>Colaboradores de Hans Stille en España (1924-1941).</i>	251
<b>P. Santanach</b>	
<i>Las Reales Minas de Almadén (Ciudad Real) en la historia de la Geología y Paleontología españolas</i>	255
<b>S. Lorenzo y J.C. Gutiérrez-Marco</b>	
<i>Las Ciencias de la Tierra en las Memorias de la Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas (JAE IC): pensionados 1907 – 1934.</i>	259
<b>S. Ordóñez y M. A. García-del-Cura</b>	
<i>Los viajes geológicos de Juan Vilanova y Piera por Europa.</i>	263
<b>M.R. Alcalde-Fuentes, F. Barroso-Barcenilla y M. Segura</b>	

## Geología costera y marina.

<i>Sedimentología y petrografía de las arenas de las playas del municipio de Telde (isla de Gran Canaria).</i>	267
<b>J. Mangas, S. Rodríguez, M. Casamayor, M. Juliá e I. Menéndez</b>	
<i>Aspectos morfo-sedimentarios y ambientales de la playa arenosa de San Lorenzo (Gijón, Asturias, NO de España).</i>	271
<b>G. Flor-Blanco, G. Flor, J.L. Gallego, C. Sierra, J. Rey Díaz de Rada y A. Barranco Ojeda</b>	
<i>Evolución de la flecha arenosa de Somo (Santander). Factores naturales y antrópicos.</i>	275
<b>G. Flor, G. Flor-Blanco, C. Borghero, J.J. de Sanjosé y M. Gómez-Lende</b>	
<i>Origen de la laminación en las facies intermareales del canal estuarino del río Guadalquivir: consideraciones climáticas.</i>	279
<b>R. Morales, J.A. Morales, J. Borrego y B. Carro</b>	
<i>Procesos eólicos en las Marismas del Guadalquivir</i>	283
<b>A. Rodríguez Ramírez</b>	
<i>Costras de hierro-manganeso en los montes submarinos de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción (Islas Canarias): depósitos polimetálicos enriquecidos en tierras raras.</i>	287
<b>L. Á. Quevedo-González, J. Mangas, E. Tauler, I. Menéndez, J. Méndez y J. Rivera</b>	

<i>GEBRA-MAGIA Complex. Procesos de inestabilidad sedimentaria reciente en la Cuenca de Bransfield (Antártida).</i>	291
<b>D. Casas, M. García, F. Bohoyo, A. Maldonado y G. Ercilla</b>	
<i>Estructura superficial y procesos activos en el margen submarino del norte de La Española (República Dominicana): Resultados preliminares.</i>	295
<b>A. Rodríguez-Zurrunero, J. L. Granja Bruña, A. Muñoz-Martín, A. Carbó-Gorosabel, L. Gómez de la Peña, M. Gómez Ballesteros, J.M. Gorosabel-Araus, A. Pazos, M. Catalán, M. Druet y P. Llanes</b>	
<i>Nueva interpretación del relleno sedimentario de la Cuenca de San Pedro (Offshore de la República Dominicana) en base a nuevos datos sísmicos.</i>	299
<b>J.M. Gorosabel-Araus, J.L. Granja Bruña, A. Carbó-Gorosabel, L. Gómez la Peña, A. Rodríguez-Zurrunero, A. Muñoz-Martín, A. Pazos, M. Gómez-Ballesteros, M. Druet y P. Llanes</b>	
<i>Las terrazas marinas al sur de la isla de Tabarca (Alicante, SE España).</i>	303
<b>J. E. Tent-Manclús, J. F. Baeza-Carratalá, J. M. Soria y J. L. Soler Llorens</b>	
<i>Sobreconsolidación aparente en sedimentos marinos.</i>	307
<b>M. Yenes, S. Monterrubio, J. Nespereira y D. Casas</b>	
<i>La Corriente de Canarias según sus registros geológicos.</i>	311
<b>J. Meco, A. Lomoschitz y J.F. Betancort</b>	
<i>Nuevos datos cronoestratigráficos de la Fm. Marismas (Bajo Guadalquivir).</i>	315
<b>M.P. Mata, J.M.Salvany, T. Torres-Hidalgo, A. Salazar, J.C. Larrasoaña, J.E. Ortiz y C. Mediavilla</b>	
<i>Caracterización mineralógica de los depósitos holocenos del Marjal de Almenara (Castellón-Valencia, España). Implicaciones paleoambientales.</i>	319
<b>B. del Moral, J.F. Mediato-Arribas, E. Ugarte, R.M. Mediavilla y J.I. Santisteban</b>	
<i>Bathymetry and geological setting of the Drake Passage (Antarctica)</i>	323
<b>F. Bohoyo, R. D. Larter, J. Galindo-Zaldívar, P. T. Leat, A. Maldonado, A. J. Tate, M. M. Flexas, E.J.M. Gowland, J.E. Arndt, B. Dorschel, Y.D. Kim, J.K. Hong, J. López-Martínez, A. Maestro, O. Bermúdez Y F.O. Nitsche</b>	
<i>Análisis de lineamientos en el Margen Continental de Galicia y en las llanuras abisales adyacentes a partir del Modelo Digital del Terreno: Implicaciones en la evolución morfoestructural.</i>	327
<b>A. Maestro, G. Jané, E. Llave, J. López-Martínez y F. Bohoyo</b>	
<i>Marine gas hydrate: a future resource of natural gas for Europe?</i>	331
<b>M.P. Mata, K. Wallman, A. Neuman, H. Marín-Moreno, E. Piñero, T. Minshull, J.T. Vázquez, D. Casas, G. Ercilla, A. Bernabeu Tello, R. Carreira López, V. Díaz del Rio Español, M.C. Fernández-Puga, S. García Gil, M. Gómez Ballesteros, R. León, N. López-González, V. Magalanes, F. Martínez Ruiz, L. Menezes Pinheiro, D. Palomino, D. Rey, B. Rubio Armesto, I. Sainz Diaz, O. Sánchez-Guillamón, S. Vadakkepulyambatta, F. Vilas Martin</b>	
<i>Caracterización ecológica del estuario de Orión (E de Cantabria, N de España) a partir de la distribución de las asociaciones de ostrácodos recientes.</i>	335
<b>A. Ordiales, J. Mendicoa y B. Martínez-García</b>	
<i>Geomorfología y procesos sedimentarios recientes en el sector norte del margen continental de Argentina.</i>	339
<b>G. Ercilla, G. Bozzano, F. Estrada, R. Violante, J. Rengel, D. Muñoz, N. Páez Rubia, O. Silvestri, D. Spoltore y T. Schwenk</b>	
<b>Geoética.</b>	
<i>Los geoparques como áreas de investigación, geoeducación y geoética en geociencias planetarias: el geoparque de Lanzarote y Archipiélago Chinijo.</i>	343
<b>J. Martínez-Frías, M<sup>a</sup> E. Mateo Mederos y R. Lunar Hernández</b>	

<i>Aproximación a la Geoética desde la investigación en comunicación social: la tecnología extractiva de fractura hidráulica como estudio del caso en España.</i>	347
<b>E. H. Lopera-Pareja, D.A. Martín-Sánchez y A. García-Laso</b>	
<i>La ética en la educación universitaria. Un modelo viable.</i>	351
<b>D.A. Martín-Sánchez, A. García-Laso, J.L Costafreda-Mustelier y E. H. Lopera-Pareja</b>	
<i>Criterios éticos en el uso de los recursos hídricos.</i>	355
<b>F. Villarroya</b>	
<i>Dos casos de intrusismo científico en la paleontología peruana</i>	359
<b>J.C. Gutiérrez-Marco, A.A. Sá y D.C. García-Bellido</b>	
 <b>Geo-arqueología.</b>	
<i>Canteras en el Altomedievo, materiales pétreos para la construcción de la Iglesia de San Pedro de La Mata (Sonseca, Toledo).</i>	363
<b>E. Álvarez Areces, M.A. Utrero Agudo, J. Fernández Suárez y J.M. Baltuille Martín</b>	
<i>Avance del estudio petrográfico de los tholoi de La Pastora y Matarrubilla, Valencina de la Concepción (Sevilla).</i>	367
<b>L.M. Cáceres, J.M. Vargas, T. Donaire, F. Muñiz y J. Rodríguez-Vidal</b>	
<i>Rubefaction process as prospection criteria within the roman goldmining context of the Eria Gold Mining District (León, NW Spain).</i>	371
<b>J. Fernández-Lozano, J.A. Blanco-Sánchez, J. García-Talegón and P. Franco</b>	
<i>Evolución histórico-geográfica de la extracción de piedra natural para la construcción civil y religiosa de San Ciprián (N de Lugo, Galicia).</i>	375
<b>J. Fernández, E. Areces y J.M. Baltuille</b>	
<i>Modelo de emersión de barreras estuarinas por secuencias tempestíticas en la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel (Huelva).</i>	379
<b>P. Gómez, J. Rodríguez-Vidal, M.L. González-Regalado, L.M. Cáceres, A. Toscano, M.J. Clemente, A. Redondo, F. Ruiz, M. Abad y T. Izquierdo</b>	
<i>Geoarqueología y registros geológicos del último milenio: el pozo de la Antigua Fábrica de Tabacos (Gijón, N España).</i>	383
<b>M. Jiménez-Sánchez, B. Naves-Ramos, D. Ballesteros, S. Giralt, A. Moreno y Blas Valero-Garcés</b>	
<i>Prospección arqueofísica del Islote Forban (Sainte Marie, Madagascar).</i>	387
<b>J.A. Morales, J. A. Grande y T. Valente</b>	
<i>Record of a Roman Earthquake (2nd Century AD) in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain): Micromorphological analysis of liquefaction.</i>	391
<b>P.G. Silva, E. Roquero, M.A. Rodríguez-Pascua, P. Huert, T. Bardají, J.L. Giner, M.A. Perucha y J. Elez</b>	
<i>Evolución paleoambiental holocena de la Bahía Algeciras/Gibraltar.</i>	395
<b>M.J. Clemente-Pérez, M.L. González-Regalado, J. Rodríguez-Vidal, L.M. Cáceres, A. Toscano,</b>	
<i>Los efectos orientados del terremoto de Lisboa (1755) en el patrimonio de Sevilla (Valle del Guadalquivir, España).</i>	399
<b>M. A. Rodríguez-Pascua, F. J. Morales Manzanos, M.A. Perucha, I. Palomo Lozano, P.G. Silva y J.L. Giner</b>	
<i>Evolución de la vegetación en el contexto geoarqueológico de la ensenada colombina de Palos (Palos de la Frontera, Huelva).</i>	403
<b>B. Ruiz-Zapata, M.J. Gil García, J. Campos, P. Gómez, J. Rodríguez-Vidal, L.M. Cáceres y J. Bermejo</b>	

## Geología de la cordillera de los Andes y su antepaís.

- Características y cinemática de las estructuras de pliegues y cabalgamientos de la Formación Las Tórtolas al este de Chañaral, Cordillera de la Costa, norte de Chile.* 407  
**L. Sáez, J. Díaz-Alvarado, C. Fernández, N. Rodríguez y P. Fuentes**
- La deformación Chánica en el Bloque San Rafael (Provincia de Mendoza, Argentina): implicaciones tectónicas.* 411  
**P. Farias, J. García-Sansegundo, A. Rubio-Ordoñez, P. Clariana, C. Cingolani y N. Heredia**
- Evolución sedimentaria y paleogeográfica cenozoica de la Cuenca Quebrada Del Profeta, Norte de Chile.* 415  
**A. Fernández-Mort, R. Riquelme, S. Muñoz y K. Centellas**
- Influencia de la orogénesis andina en la geología de Sudamérica suroriental.* 419  
**D. Antón y A. Pereira Bruschi**
- Bacterias filtrantes de fluidos minerales. Formación San Ignacio, Paleozoico Superior, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina.* 423  
**E. Prats, P. Busquets, G. Gallastegui, S.N. Césari, A. Cuesta, O. Limarino y F. Colombo**
- Evolución tectono-metamórfica Chánica del Complejo Guarguaraz, Cordillera Frontal de los Andes (Mendoza, Argentina).* 427  
**J. García-Sansegundo, G. Gallastegui, P. Farias, A. Rubio-Ordoñez, A. Cuesta, N. Heredia, L. Giambiagi y P. Clariana**
- Caracterización del basamento paleozoico de los Andes Nordpatagónicos en el área de San Martín de los Andes.* 431  
**S. Serra-Varela, R. Giacosa, P. González, N. Heredia, F. Martín-González y D. Pedreira**
- Características estratigráficas y estructurales de un paleovalle glacial Missisipiense. Precordillera Andina. San Juan (Jáchal), Argentina.* 435  
**F. Colombo, J.L. Alonso, C.O. Limarino, L. Quintana, R. Cardó y S.N. Césari**
- Estratigrafía y sedimentología de la Fm La Banda (Cuenca de Loja, Mioceno, Sur de Ecuador).* 439  
**D. Corrochano**
- Evolución del campo de esfuerzos en Tierra del Fuego durante el Mesozoico-Cenozoico (extremo meridional de la Cordillera Andina).* 443  
**A. Maestro, P. Ruano, P.J. Torres-Carbonell, F. Bohoyo, J. Galindo-Zaldívar, A. Pedrera, A. Ruiz-Constan, L. González-Castillo, P. Ibarra y J. López-Martínez,**

## Microestructuras en Ciencias de la Tierra.

- Cuantificación del sistema poroso de areniscas sobre imágenes adquiridas con escáner de alta resolución mediante análisis óptico de imagen.* 447  
**E. Berrezueta y M.J. Domínguez-Cuesta**
- Microscopía óptica y análisis de imagen aplicados a la caracterización de menas metálicas en probetas pulidas.* 451  
**E. Berrezueta, B. Ordóñez-Casado, R. Castroviejo, W. Bonilla y R. Banda**
- Superposition relations of microfabrics in the northern hanging-wall block of the Évora Massif (Ossa-Morena Zone).* 455  
**Í. Días da Silva, M.F. Pereira and J.B. Silva**
- Consideraciones metodológicas para el análisis cuantitativo de la textura en rocas deformadas.* 459  
**J. Gómez-Barreiro, J.M. Benítez-Pérez, M., Durán Oreja, J.R. Martínez Catalán y H-R. Wenk**

<i>Influencia de la historia deformativa en la evolución de microestructuras de olivino: implicaciones para la interpretación de la anisotropía sísmica del manto.</i>	463
<b>A. Griera</b>	
<i>Organic microstructures as developmental processes: a general approach.</i>	467
<b>M. De Renzi</b>	
<i>Caracterización de la distribución 3D de tamaños de grano a partir de secciones 2D en milonitas usando el método Saltykov y una modificación del mismo</i>	471
<b>M. A. Lopez-Sanchez y S. Llana-Fúnez</b>	
<i>Misorientation analysis in garnet coronitic textures.</i>	475
<b>J.M. Benítez-Pérez, J. Gómez-Barreiro, E. Mariani y J.R. Martínez Catalán</b>	
<i>Anisotropy and Texture development in mylonitic felsic granulites of the Sobrado Unit (NW Iberia).</i>	479
<b>J.M. Benítez-Pérez, J. Gómez-Barreiro, J.R. Martínez Catalán, H-R. Wenk, S.C. Vogel, Bachir Ouladdiaf y L. Mancini</b>	
<i>Rocas de falla en la base del manto de Somiedo (Zona Cantábrica, Orógeno Varisco).</i>	483
<b>N. Caldera, S. Llana-Fúnez y J. L. Alonso</b>	
<i>Análisis cuantitativo de la textura mediante difracción neutrónica de materiales policristalinos deformados: implicaciones reológicas para la corteza inferior.</i>	487
<b>M. Durán Oreja y J. Gómez Barreiro</b>	

## **Del Cinturón Varisco al Sistema Alpino: Tectónica y Neotectónica de Iberia. Simposio en homenaje a Ramón Capote.**

<i>La serie sísmica de Alhucemas 2016. Partición de la deformación e interacción de estructuras en un límite de placas difuso.</i>	491
<b>J.A. Álvarez-Gómez, R. Martín, R. Pérez-López, D. Stich, J.V. Cantavella, J.J. Martínez-Díaz, J. Morales, P. Martínez García, J.I. Soto y E. Carreño</b>	
<i>Deformación varisca, tardi-varisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras.</i>	495
<b>A. Casas, M. Marcén, P. Calvín, A. Gil, T. Román y A. Pocoví</b>	
<i>Interplay between Variscan extension and contraction in the Ossa-Morena Zone (Iberia): Structure of the northern hanging-wall block of the Évora Massif.</i>	499
<b>Í. Dias da Silva, M.F. Pereira and J.B. Silva</b>	
<i>Modelos cinemáticos de la deformación varisca en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Anticlinorio del Olló de Sapo, Zona Centroibérica).</i>	503
<b>C. Fernández, R. Capote y M. Díaz-Azpiroz</b>	
<i>Sistemas de fallas tardi-oroclinal Cantábrico: modelación de su influencia en la evolución alpina de Iberia.</i>	507
<b>J. Fernández-Lozano, G. Gutiérrez-Alonso, D. Sokoutis, E. Willingshofer, G. De Vicente y S. Cloetingh</b>	
<i>Velocidad de desplazamiento de la falla de Alhama de Murcia calculada mediante técnicas paleosismológicas y morfotectónicas.</i>	511
<b>M. Ferrater, M. Ortuño, E. Masana, J.J. Martínez-Díaz, R. Pallàs, A. Medialdea, H. Perea, S. Baize, E. García-Meléndez, A. Echeverría, T. Rockwell, W.D. Sharp, E. Rhodes y R. Arrowsmith</b>	
<i>Estimación de la resistencia de la litosfera en la península ibérica.</i>	515
<b>A. Jiménez-Díaz, J. Ruiz, R. Tejero, J. F. Kirby y Ramón Capote</b>	
<i>Nuevos eventos deformacionales registrados en el Segmento SO de la Falla de Carrascoy (Murcia, España): Implicaciones en el modelo de crecimiento.</i>	519

<b>R. Martín-Banda, J. M. Insua-Arévalo, J. García-Mayordomo, A. Salazar y C. Crespo-Martín</b>	
<i>Intervalos de recurrencia de la zona de falla de Baza para el intervalo Pleistoceno superior-Holoceno.</i>	523
<b>Martin-Rojas, I.; Castro, J.; Medina, I.; García-Tortosa, F.J. y Alfaro, P</b>	
<i>Inversión Cenozoica de la cuenca Mesozoica del Maestrat: Evolución cinemática del cinturón de pliegues y cabalgamientos desarrollado en su margen norte (Cadena Ibérica oriental).</i>	527
<b>M. Nebot y J. Guimerà</b>	
<i>Tectónica salina en la terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central.</i>	531
<b>P. Santolaria, A. Casas-Sainz y R. Soto</b>	
<i>Cuatro décadas de análisis de paleoesfuerzos: un balance desigual.</i>	535
<b>J.L. Simón</b>	
<i>La tectónica alpina en el SO peninsular (España).</i>	539
<b>R. Tejero, M. Tsige y G. Garzón</b>	
<i>La Cordillera Bética, un orógeno desmembrado extensionalmente y sin raíz orogénica en sus zonas internas: ¿Qué empuja a Sierra Nevada a mantenerse por encima de los 3000 m de altitud?</i>	543
<b>J.M. Azañón, G. Booth-Rea, J.V. Pérez- Peña, J. Morales, D. Stich, F.L. Mancilla, J.P. Galve, F.J. Roldán y J. Rodríguez-Fernández</b>	
<i>Kinematics and geomorphology of the Algodonales - Badolatosa shear zone at the fold-and-thrust belt of the western Subbetics.</i>	547
<b>R. García, A. Jiménez Bonilla, M. Díaz-Azpiroz, F. Pérez Valera, J.C. Balanyá and I. Expósito</b>	
<i>Combinación de métodos de datación en cronologías paleosísmicas: el ejemplo de La Hoya (Falla de Alhama de Murcia).</i>	551
<b>M. Ortuño, M. Ferrater, E. Masana, J.J. Martínez-Díaz, R. Pallàs, H. Perea, S. Baize, E. García-Meléndez, T. Rockwell, W.D. Sharp, A. Medialdea, E. Rhodes, P.P. Cunha, R. Sohbati, J.P. Buylaert y A. Murray</b>	
<i>La falla transfer dextra del Guadalquivir: límite norte de la extensión en las béticas externas durante el Mioceno superior.</i>	555
<b>F. J. Roldán, J. M.I Azañón, J. Rodríguez-Fernández, G. Booth-Rea y Rosa María Mateos</b>	
<i>Gravimetría preliminar del antepaís Pirenaico central; distribución de las evaporitas y geometría de zócalo.</i>	559
<b>P. Santolaria, F. M. Rubio, C. Ayala, E. L. Pueyo, A. Rodríguez-Pintó, R. Soto y A. M. Casas</b>	
<i>Nuevos datos de actividad paleosísmica de la falla de Alhama de Murcia en el abanico de La salud (segmento Lorca-Totana), Béticas orientales.</i>	563
<b>C. Canora, C. Roca, J. Martínez-Díaz, J.M. Insua-Arévalo, F. Martín-González, J. Alonso-Henar<sup>1</sup>, D. Gómez-Ortiz, P. Martínez-Pagan, E. Masana, M. Ortuño, M. Ferrater y A. Medialdea</b>	
<i>Monitorización multi-paramétrica de la Falla de Alhama de Murcia.</i>	567
<b>J. J. Martínez-Díaz, R. Pérez-López, A. Staller y equipo InterGeoSima</b>	
 <b>Perforación científica y monitorización del subsuelo.</b>	
<i>Maar-diatreme infill features recorded in borehole imaging.</i>	571
<b>X. Bolós, M. J. Jurado, O. Oms, J. Martí, J. Crespo, G. Campeny, B. Gómez de Soler and J. Agustí</b>	
<i>Bore-hole image techniques applied to identification of chert and dolomite layers in lacustrine sediments.</i>	575
<b>J. Miró, M.J. Jurado, O. Oms, J.D. Martín-Martín, J. Ibáñez, P. Anadón, J. Crespo, B. Gómez de Soler, G. Campeny and J. Agustí</b>	
<i>FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain.</i>	579

<b>J. J. Martínez-Díaz, J.M. Insua-Arévalo, M. Tsige, E. Rodríguez-Escudero, J. Alonso-Henar, J. Crespo, D. Jiménez-Molina, J. M. Moratalla, M. J. Rodríguez-Péces, J. A. Álvarez-Gómez, R. Pérez-López; M. J. Jurado, M. Alvaro y R. Capote</b>	
<i>Contourites and gravity deposits of Faro Drift (Gulf of Cadiz): áreas fuente</i>	583
<b>B. Alonso, G. Ercilla, D Casas, D.A.W. Stow, F.J. Rodríguez-Tovar, J. Dorador and F.J. Hernández-Molina</b>	
<i>Investigating Miocene Mediterranean-Atlantic gateway exchange: the amphibious IODP-ICDP IMMAGE pre-proposal</i>	587
<b>R. Flecker and IMMAGE scientific team</b>	
<i>ICDP MexiDrill the Basin of Mexico Drilling Project, Preliminary Report</i>	589
<b>E. Brown, S. Lozano-García, M. Caballero-Miranda, B. Ortega- Guerrero, E. Cabral-Cano, E. Morales-Casique, L. Pérez, A. Schwalb, V. Smith, J. Werne, P. Fawcett, M. Stockhecke, F. Preusser, J. Kallmeyer, S. Watt, A. Noren, A. Myrbo, R. O'Grady, B. Steinman, H. Rawson, T. Wonik, M. Blaauw, D. Schnurrenberger, A. Arciniega-Ceballos, F.Vergara-Huerta, B. Valero-Garcés and the MexiDrill science team</b>	
<i>Caracterización de acuíferos mediante testificación geofísica e imágenes 3D en los sondeos de investigación Almera-1 y Almera-2, en el entorno urbano de la ciudad de Barcelona</i>	593
<b>J. Crespo y M. J. Jurado<sup>1</sup></b>	
<i>Evolution of the Gulf of Cadiz Margin and southwest Portugal contourite depositional system based on IODP Expedition 339 results: tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications</i>	597
<b>F.J. Hernández-Molina, F.J. Sierro, E. Llave, C. Roque, D.A.V. Stow, T. Williams, J. Lofi, M. Van der Schee, A. Arnaiz, S. Ledesma, C. Rosales, F.J. Rodríguez-Tovar, E. Pardo-Igúzquiza and R.E. Brackenridge</b>	
<i>Onset and development of the Drake Passage and Scotia Sea gateways and its influence on global ocean circulation and climate (IODP proposal)</i>	601
<b>F. J. Hernández-Molina, R.D. Larter, E. Thomas, L. F. Pérez, G. Eagles; F. Bohoyo, E. Lodolo, X. Chuang Xuan, I.W.D. Dalziel, D.A.V. Stow, C. Escutia, J. Biddle, W. Sijp, D. Harwood and D. A. Tassone</b>	
<i>Late Oligocene contourite sedimentation in the Antarctic Wilkes Land margin: IODP Site U1356</i>	605
<b>A. Salabarnada, C. Escutia, C.H. Nelson, U. Roehl, F.J. Jimenez-Espejo, D. Evangelinos, Robert McKay, M. Ikehara and A. Lopez</b>	
<i>Tomografía sísmica vertical inversa 2.5D alrededor del sondeo científico Almera-1, ICTJA-CSIC, Barcelona</i>	609
<b>T. Teixidó y M. J. Jurado</b>	
<i>On the connection of fractures with clays and fluids in the accretionary prism of the Nankai Trough at Site C0002, NanTroSEIZE IODP Expedition 338/348. Borehole images and log interpretation results.</i>	613
<b>M.J. Jurado and A. Schleicher.</b>	
<i>Scientific drilling in the campus: Almera-1 unraveling urban subsurface geology in Barcelona, Spain.</i>	617
<b>M.J. Jurado and J.M. Salvany.</b>	
<b>Carbonatos continentales: una aproximación multidisciplinar.</b>	
<i>The lacustrine carbonates in the El Gara Basin (Mid-Late Pleistocene, NW Tunisia).</i>	621
<b>N. Ghannem, I. Armenteros, C. Riahi and K. Regaya</b>	
<i>Petrografía de inclusiones fluidas en espeleotemas: comparación con calcitas no espeleotémicas.</i>	625
<b>M. Lopez Elorza, M.B. Muñoz García, L. González Acebrón Y J. Martín Chivelet</b>	
<i>Sedimentos continentales del tránsito Aptiense – Albiense intercalados en carbonatos de plataforma somera (Prebético de Jaén, S de España).</i>	629
<b>L.M. Nieto, J.M. Molina, P.A. Ruiz-Ortiz, J.M. Castro, C. Martín-Closas y M. Reolid</b>	

*Morfología de cristales de dolomita en dolocretas y depósitos lacustres del Cenozoico de las Cuencas de Madrid y de Almazán.* 633

**P. Huerta, A. I. Casado, M. A. Bustillo, I. Armenteros y A. M. Alonso-Zarza**

*Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): Interpretación sedimentológica preliminar.* 637

**L. Martín Bello, C. Arenas Abad, A.M. Alonso Zarza y G. Pardo Tirapu**

# Turismo geológico, geoparques, divulgación de la geología: ¿un nuevo nicho de empleo?

## *Geotourism, geoparks, geology outreach: a new employment niche?*

A. Crespo-Blanc<sup>1</sup>, J.M. Barrera<sup>2</sup>, D. Monge<sup>3</sup> y G. Gemio<sup>4</sup>

1 Geándalus. Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18071 Granada. [acrespo@ugr.es](mailto:acrespo@ugr.es)

2 Geoparque de Villuercas-Ibores-Jara. [jmbarrera@dip-caceres.es](mailto:jmbarrera@dip-caceres.es)

3 GeoGata. [geogata@geogata.com](mailto:geogata@geogata.com)

4 Fieldwork Riotinto. [ggemio@fieldworkriotinto.com](mailto:ggemio@fieldworkriotinto.com)

**Resumen:** ¿Es realista pensar que el turismo geológico y la divulgación de la geología puedan llegar a ser nichos de empleo? Esta es la cuestión que queremos abordar en esa mesa redonda, a través de cuatro experiencias muy distintas. Desde lo que implica obtener el sello de Geoparque de la UNESCO y lo que ha significado en cuanto a desarrollo rural de la zona hasta los modelos de empresas dedicadas al turismo geológico pasando por los productos que ofrecen, es lo que cuatro ponentes del ámbito de la administración o del sector privado van a presentar. Seguiremos con una sesión de preguntas e intervenciones por parte del público, para discutir entre otros sobre las estrategias a seguir para introducir nuestra oferta en un sector claramente en auge, el turismo científico, una modalidad de turismo cuya motivación es el interés en la ciencia y la cultura científica.

**Palabras clave:** Turismo geológico, geoparques, divulgación, nicho de empleo.

**Abstract:** *Is it realistic to think that geotourism and geological outreach can become niches of employment? This is the question we want to address in this round table through four very different experiences. From the implications of getting the UNESCO Geopark seal and what it has meant in terms of rural development in the region to the models of companies dedicated to geological tourism, going through the products offered by these latter, is what four speakers will present. These ones belong to the administration or the private sector. We will continue with a session of questions and interventions by the public, in order to discuss, among others, on the strategies we have to follow to introduce our offer in a sector clearly booming, the scientific tourism, a kind of tourism whose motivation is the interest in science and scientific culture.*

**Key words:** *Geotourism, geoparks, outreach, employment niche.*

## INTRODUCCIÓN

En esa mesa redonda, se pretende indagar sobre la posibilidad de que el turismo geológico y la divulgación de la geología sean nichos de empleo y fuente de desarrollo rural. Lo abordaremos a través de cuatro experiencias muy distintas, todas ligadas al sector turístico. El primero de los ponentes, José María Barrera, Director del Geoparque de Villuercas-Ibores-Jara perteneciente a la red mundial de Geoparques de la UNESCO, y vicecoordinador del Comité Español de esa red, nos contará lo que implicó obtener el sello de Geoparque y lo que ha significado en cuanto a desarrollo rural de la zona. David Monge, de *Geogata*, empresa de turismo geológico pionera en Andalucía, nos introducirá los diversos productos que ofrece en cuanto a turismo geológico en un Parque natural y Geoparque como el Cabo de Gata. Gregorio Gemio de la empresa *Fieldwork Riotinto* nos presentará como se han recuperado antiguas infraestructuras mineras para su disfrute turístico así como su experiencia en el ámbito de la difusión y reconocimiento del patrimonio

minero, geológico y cultural. Finalmente, Ana Crespo-Blanc, Catedrática de la Universidad de Granada (UGR) dará a conocer los pasos dados para crear una spin-off de la UGR dedicada al turismo geológico, *Geándalus*, cuya finalidades últimas son las de divulgar la geología a través del turismo geológico y la formación.

Todas esas experiencias fomentan la creación de empleo en un nicho de trabajo en auge, el turismo científico, una modalidad de turismo cuya motivación es el interés en la ciencia y la cultura científica.

## **GEOPARQUE DE VILLUERCAS-IBORES-JARA (J.M. BARRERA)**

Tras varios años de intensa cooperación, la UNESCO aprobó en septiembre de 2015 el Programa Internacional de Ciencias de la Tierra y de los Geoparques. Este programa pone en valor el trabajo realizado por los 120 territorios que a lo largo del planeta se esfuerzan en contar la Historia de la Tierra y supone un nuevo foco de atención para millones de

turistas que, cada año, buscan nuevos destinos y experiencias de turismo de naturaleza. Los Geoparques son territorios que conservan un patrimonio geológico de importancia internacional, objeto de investigación y recurso para la educación. Además deben ser importantes para la comunidad local que confía en esta figura como un motor de desarrollo social y económico.



FIGURA 1. Desde los altos de Cabañas del Castillo, se puede apreciar la geología del Geoparque Villuercas-Ibores-Jara

La Red Europea de Geoparques definió el geoturismo en la Declaración de Arouca: “El geoturismo debe ser definido como un turismo que sustenta y mejora la identidad de un territorio, considerando su geología, medio ambiente, cultura, valores estéticos, patrimonio y bienestar de sus residentes. El turismo geológico es una herramienta fundamental para la conservación, la divulgación y la valorización del pasado de la Tierra y de la Vida, incluyendo su dinámica y sus mecanismos, y permitiendo al visitante entender un pasado de 4.600 millones de años para analizar el presente con otra

perspectiva y proyectar los posibles escenarios futuros comunes para la Tierra y la Humanidad”.

En el Geoparque Villuercas-Ibores-Jara, en Extremadura (Figura 1), la asociación de empresas turísticas Geovilluercas ha tenido un enorme desarrollo pasando de poco más de veinte empresas a más de cien durante sus escasos años de andadura. Ello ha tenido relación con la aparición de empresas formadas y dedicadas al guiado y a la interpretación de los geositios. A nivel internacional la Red Europea promociona los geoparques mediante sus sitios web, publicaciones, asistencia a las mayores ferias profesionales de turismo y la celebración, a finales de mayo, de la Semana Europea de los Geoparques.

En España hay once geoparques repartidos por toda la geografía. A pesar de la diversidad de experiencias de geoturismo disponibles y de la gran cantidad de empresas y de empleos generados, los geoparques españoles han de seguir trabajando para introducir estos nuevos conceptos, geoparque-geoturismo, en la imaginación del turista de naturaleza y en el sector del turismo en España.

#### GEOGATA (D. MONGE)

*Geogata* nace como idea en 2007 y se materializa a finales de 2011 y principios de 2012 como empresa de turismo geológico. Es la empresa pionera en Geoturismo en Andalucía, y quizás en España. Su rápida consolidación nos lleva a ser la única empresa invitada como ponente al Congreso Internacional de Geoturismo de Cabra en 2013, en el Geoparque de la Subbética Cordobesa. Hoy tenemos un enorme bagaje en Geoturismo y turismo científico, pero también en turismo activo y ecoturismo. Nuestra visión de la realidad del sector, su futuro, y los desafíos que afronta en los próximos años es, por tanto, privilegiada.



FIGURA 2. Las disyunciones columnares de las rocas volcánicas del Cabo de Gata al lado del mar: un sitio perfecto para el turismo geológico.

El Turismo Geológico es, primero, turismo, y luego geológico. Es imposible alcanzar la madurez del sector sin entender que formamos parte de la industria turística. La experiencia nos dice que empresario de Geoturismo debe entender que no está investigando, ni enseñando, ni produciendo. Está vendiendo un producto y debe diseñarlo para tal fin. El mercado turístico en España es muy maduro, los subsectores están perfectamente definidos, hay enormes lobbies y grupos empresariales cuyos objetivos distan mucho de la conservación de un patrimonio geológico como el del Cabo de Gata (Figura 2). Las inercias, intereses, infraestructuras, canales de comercialización y recursos turísticos disponibles al servicio del Geoturismo son limitados y complican el diseño, temporalización, cotización y ejecución de los productos turísticos.

Las claves del éxito para cualquier iniciativa de Geoturismo que se quiera poner en marcha son: la adaptación al cliente y estacionalidad locales; la incorporación de los recursos culturales y naturales disponibles al producto geoturístico; el uso de canales ya establecidos y maduros del subsector del turismo de naturaleza, especialmente el ornitológico; la lealtad con el resto de actores del sector; y finalmente la diversificación, primero sectorial (enfocando parte del negocio al sector educativo) y luego de contenido (el cliente exclusivamente interesado en geología es escaso y debemos incorporar otros contenidos para hacer productos atractivos y viables económicamente).

Afrontamos un desafío enorme por la inexperiencia y desconocimiento de la industria turística, por las deficiencias en la regulación legal y el escaso interés de la administración por corregirlo, y porque dependemos en gran medida de un perfil de cliente que escasea en el mercado nacional y que es poco competitivo traer desde fuera de nuestras fronteras.

### FIELDWORK RIOTINTO (G. GEMIO)

*FieldworkRIOTINTO* es un ejercicio con el que adaptar a los flujos turísticos actuales el rico patrimonio minero y geológico que disfrutamos en la Cuenca Minera de Riotinto, y por extensión en la provincia de Huelva y la Faja Pirítica Ibérica, diseñando y ofreciendo diversos productos adaptados a los diferentes perfiles de visitantes susceptibles de acercarse a nuestro territorio.

Nuestro objetivo es el de dar a conocer este entorno facilitando el contacto directo con un paisaje único, descubriendo su singularidad mediante la experiencia, dándole el protagonismo al viajero. Acompañado por profesionales de la geología, la historia, el turismo y la investigación es posible conocer las riquezas, peculiaridades, singularidades y maravillas de la Cuenca Minera de Riotinto (Huelva), un destino único del mundo.

Un producto turístico al uso permite observar el entorno, en cambio con el geoturismo uno se adentra en él, y en lugares tan singulares como nuestra comarca se convierte en la mejor alternativa para descubrirlo personalmente, una herramienta eficaz para revitalizar el sector y convertirlo realmente en un pilar de la economía de la zona.

El turista de paso recurre a nuestras “Rutas diarias” para saber qué hace peculiar al río Tinto. La puede combinar con la visita a las minas, lo que le permite conocer cómo la industria minera ha transformado completamente nuestro paisaje (Figura 3), o con la visita dedicada al Legado Británico o a los Pueblos Perdidos si lo que le interesa es la historia. El aficionado a disfrutar del campo tiene nuestra oferta de senderos para conocer nuestra historia minera, el patrimonio geológico y el cultural. Para fotógrafos, se han diseñado itinerarios exclusivos que les permiten llegar a los rincones más escondidos y vistosos de la mano de un especialista. En cuanto a los turoperadores, encuentra en *FieldworkRIOTINTO* el mecanismo con el que transmitir las peculiaridades de nuestra tierra a sus clientes.



FIGURA 3. Las cortas de las Minas de Rio Tinto y el propio río. Un universo de colores muy peculiares para la divulgación del patrimonio minero.

Desde 2013 hemos conseguido crear una alternativa al turismo convencional, gracias al cual personas con un perfil diferente del turista habitual encuentran un motivo para acercarse a Riotinto, aumentando nuestro número de rutas cada año, 2500, 6400 y camino de las 10.000 en nuestra tercera temporada, exponiendo nuestros productos al sector turístico genérico. Este último nos ha respaldado con la Certificación de Excelencia por *Tripadvisor*, siendo el mejor valorado en la provincia de Huelva durante dos años consecutivos. También se seleccionó en FITUR 2015 nuestra “ruta del río Tinto” como uno de los mejores productos de turismo de naturaleza a nivel nacional.

## GEÁNDALUS (A. CRESPO-BLANC)

En octubre de 2014 se crea *Geándalus*, una empresa de turismo geológico, spin-off de la Universidad de Granada (UGR), a raíz del interés mostrado por el público que participa en *Geología*, unas jornadas de divulgación de la geología en el campo y coordinadas a nivel nacional por la Sociedad Geológica de España. Como empresa, *Geándalus* pretende ofrecer una oportunidad de trabajo a nuestros ex-estudiantes como guías científicos especializados en geología. Su objetivo último es dar a conocer la geodiversidad del territorio andaluz y sensibilizar a la población sobre la importancia y necesidad de proteger nuestro patrimonio geológico, además de profundizar en la divulgación de la geología para que la sociedad sea consciente de la utilidad que tiene como ciencia al servicio de los ciudadanos.

Los socios fundadores de la empresa pertenecen casi todos a la UGR y al Instituto Geológico y Minero de España. A ellos hay que añadir geólogos autónomos. La elección de la modalidad de empresa (sociedad limitada, spin-off de la UGR) se fundamentó en el hecho de que *Geándalus* tuviera un vínculo con la Universidad. En efecto, el término de spin-off expresa la idea de la creación de una empresa en el seno de otra ya existente, sea pública o privada. Esta última actúa como incubadora sirviendo de apoyo para el despegue de la spin-off. No cabe la menor duda de *Geándalus* se beneficia del sello de calidad de la UGR.

Basamos nuestra actividad como empresa en la explotación de nuestros conocimientos e intentamos capitalizar la investigación académica traduciéndola en valor empresarial. Así, son dos los tipos de productos que *Geándalus* ofrece a nuestros clientes. En primer lugar, nuestra oferta de turismo geológico se centra en rutas guiadas por geólogos, que se realizan en lugares didácticos e interesantes por sus características geológicas (Figura 4). Una segunda vertiente la conforma nuestras actividades de formación, que se dirigen tanto a centros educativos como a grupos de profesionales relacionados con la educación medioambiental y a otros colectivos que lo soliciten.

Finalmente cabe destacar que los tres valores principales de *Geándalus* son: a) el compromiso con los clientes a través de una excelencia de la oferta, un

servicio de calidad y una renovación continua de nuestros programas de excursiones geoturísticas y de formación básica; b) la contribución al bienestar de la comunidad en la que actuamos, incidiendo en su desarrollo cultural a través de la promoción de la cultura científica (geológica) en todas las franjas de edad, y entre el público en general y los profesionales del medio ambiente, y c) la responsabilidad que hemos adquirido con la sociedad al dar a conocer nuestro patrimonio geológico, para que se aprecie, conozca y proteja al mismo nivel que cualquier otro tipo de patrimonio.



FIGURA 4. Una muestra del interés mostrado por el público delante de un afloramiento de los conglomerados de la Alhambra.

## COMENTARIOS FINALES

Estas presentaciones estarán seguidas de una sesión de preguntas e intervenciones por parte del público, para comentar cualquier tema expuesto durante las ponencias.

En particular, es necesario discutir lo que necesitamos y esperamos de una colaboración entre profesionales de la geología y del sector turístico, así como sobre las estrategias a seguir para introducir nuestra oferta en el sector en auge del turismo científico; también el cómo articular una asociación de empresas dedicadas al turismo geológico para establecer sinergias. Necesitamos fomentar lobbies de empresas de turismo científico para introducir nuestra oferta en un sector en el que el modelo turístico de sol y playa está estancado y presionar la administración pública para que ésta nos vea como fomentadores de empleo.

## Una breve biografía de nuestras geólogas veteranas

### *A short biography of our veteran women geologists*

#### Comisión Mujeres y Geología de la Sociedad Geológica de España

Corresponding author A. M. Alonso-Zarza e-mail: [alonsoza@ucm.es](mailto:alonsoza@ucm.es)

**Resumen:** Este trabajo pretende continuar una de las tareas comenzadas por la *Comisión Mujeres y Geología* de la *Sociedad Geológica de España* en el Congreso Geológico de España celebrado en Oviedo en 2012. Se trata de incrementar la visibilidad de la tarea que han realizado las geólogas españolas. Para ello exponemos aquí una breve biografía nuestras geólogas más veteranas que complementa a la de las pioneras, incluidas en el anterior volumen de *Geo-Temas* (2012). La tarea de estas profesionales no siempre fue fácil y tuvieron que abrirse camino en un mundo con pocos referentes femeninos. Queremos que estas breves líneas sirvan como un modesto reconocimiento y agradecimiento a su trabajo.

**Palabras clave:** Geología, mujeres, biografía, visibilidad.

**Abstract:** *In this paper the Comision Women and Geology of the Geological Society of Spain intends to enhance the visibility of the women Geologist in Spain. Here we include a short biography of some of our veteran women geologists that complete the previous one on our pioneers, included in previous Geo-Temas (2012).. The work of this generation of women geologists was not easy as they had to open new ways in a working environment in which most of the references were men. These short lines intend to provide recognition for their efforts and scientific achievements.*

**Key words:** *Geology, women, biography, visibility.*

#### INTRODUCCIÓN

La *Comisión Mujeres y Geología* de la *Sociedad Geológica de España* (SGE) comenzó su actividad con motivo del Congreso Geológico de España celebrado en Oviedo en 2012. En dicho congreso se realizó un pequeño homenaje a nuestras pioneras, cuyas biografías quedaron incluidas en el volumen de *Geo-Temas* de dicho congreso. Siguiendo esa línea, este trabajo recoge muchas biografías de las geólogas que se han jubilado desde entonces hasta este momento y/o que nacieron antes de 1950. Esta vez, desde la Comisión se ha hecho un llamamiento abierto a toda la SGE, para que cualquier socio/a pudiese participar, tanto en la búsqueda y localización de las geólogas que pudiesen ser incluidas, como en la redacción de las biografías. Por otra parte, en la página web de la Comisión, se incluyó este llamamiento abierto. A pesar de la difusión que hemos dado a esta iniciativa, es posible que en las reseñas que incluimos hayamos podido olvidar a alguna persona. Pedimos disculpas por adelantado. Además de los posibles olvidos no están todas las geólogas que nos hubiese gustado incluir aquí por dos motivos: algunas son difíciles de localizar y otras han preferido no estar.

#### BIOGRAFÍAS

**Ángela Alonso Millán** (Soria, 1950). Hizo sus estudios de bachillerato en esa ciudad y los finalizó en Madrid. Estudió en la Universidad Complutense de Madrid (UCM), obteniendo la Licenciatura en Ciencias Geológicas en 1973 y el Doctorado en 1980,

especializándose en Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía. Amplió sus estudios como *Assistant Research* en el *Department of Earth Sciences* de la Universidad de Oxford (1983-84). Su carrera profesional se desarrolló desde 1974 hasta 1996 en la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, primero como Becaria y Profesora Ayudante, luego como Profesora Titular. Durante su etapa madrileña, en el Departamento de Estratigrafía de la UCM, participó en varios proyectos de investigación. En los primeros años, estudió las plataformas cretácicas de la Cordillera Ibérica, el Maestrazgo y la Meseta norcastellana, incluyendo el sector de intersección con el Sistema Central, que constituyó el tema de su Tesis Doctoral. Posteriormente, sus investigaciones se centraron en dos temas: el relleno mesozoico de la Cuenca de Cameros y los sistemas cuaternarios de la red fluvial del sur del Sistema Central, en la Comunidad de Madrid. En 1996 obtuvo la plaza de Profesora Titular en la Universidad de A Coruña, puesto que ocupó hasta su jubilación (2011). Durante esta etapa, dirigió tres proyectos de investigación, centrados en la Estratigrafía y cronología del registro cuaternario del litoral noroeste español, incluyendo las costas de Coruña, Lugo y Asturias. Estos estudios condujeron a la identificación, en primer lugar, de las etapas evolutivas del Pleistoceno final (OIS 5 a 2), y finalmente a la reconstrucción de la curva detallada de la evolución del nivel del mar desde el Younger Dryass hasta el presente.

**Carmen Antón-Pacheco Bravo** (1952) se licenció en Ciencias Geológicas en la UCM en 1974. Realizó el curso de fotointerpretación y teledetección en el Instituto Francés del Petróleo (IFP), Rueil Malmaison

(Paris), en 1975. En 1976 se incorporó a la División de Geología del IGME, donde inició estudios de teledetección aplicados a recursos geológicos, dirigiendo el Servicio de Teledetección hasta el año 2007, en el que fue nombrada Directora de la División de Geología y Geofísica y posteriormente Directora del Departamento de Infraestructura Geocientífica, hasta 2011. Ha dirigido y participado en numerosos proyectos y convenios con organismos nacionales e internacionales, como INTA, IGN, ITC, USGS y SEGEMAR, en cuyos centros ha realizado diversas estancias. Ha participado en cursos y seminarios como consultora de la Agencia Europea del Espacio y de la AECID. Es socia fundadora de la SGE y de la Asociación Española de Teledetección (AET), de cuya revista ha sido miembro del comité de redacción. Se jubiló en diciembre de 2013.

**Consuelo Arias Ordás** (Huesca, 1943). Realizó sus estudios de Licenciatura en Ciencias Geológicas en la UCM y se doctoró en esta universidad en 1977. Los 10 primeros años de su actividad investigadora y docente los llevó a cabo en el Dpto. de Estratigrafía como docente. En 1981 se incorporó al Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), obteniendo una plaza de Científica Titular, desarrollando en un Centro mixto (CSIC-UCM) su investigación hasta la jubilación. Sus trabajos se centran en la Estratigrafía y Sedimentología del Cretácico inferior en el sureste peninsular, participando en 16 proyectos de investigación subvencionados por diferentes organismos oficiales. En los últimos años trabaja activamente en el estudio del Messiniense del Altiplano de Jumilla en la Región de Murcia, así como en la creación de museos locales y en la caracterización del Patrimonio Geológico del Prebético Oriental.

**M<sup>a</sup> Ángeles Bustillo Revuelta** (Madrid, 1950). Se licenció en el año 1972 y obtuvo el Doctorado en la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM en 1972. Actualmente es Investigadora Científica del CSIC, en el que ingresó como Científica Titular en 1981, habiendo obtenido la plaza de Petrología y Geoquímica de Rocas Sedimentarias en el Instituto de Geología del CSIC. Durante 10 años (2004-2014) ha sido Jefa del Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Fue Profesora Ayudante (1972-1981) en la sección de Petrología Sedimentaria del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geológicas de la UCM. Posteriormente impartió clases de Doctorado en la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM (1984-2008) y en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada (1989-1995). Desde 1986 hasta 2000 fue además promotora, organizadora y profesora del curso de Postgrado del CSIC sobre rocas silíceas. Dentro de la especialidad de Petrología y Geoquímica de rocas sedimentarias ha sido investigadora principal ininterrumpidamente en 10 proyectos de investigación financiados con fondos estatales de diferentes planes nacionales, dedicándose específicamente al estudio de rocas de la sílice y su

marco geológico. Es autora de más de 100 artículos sobre rocas silíceas y su ámbito de generación en el medio sedimentario e hidrotermal. Una parte de su actividad científica y docente la ha enfocado a la aplicación de la Petrología y Geoquímica al campo de la Arqueología.

**Beatriz Carenas Fernández** (Madrid, 1950). Estudió Ciencias Geológicas en la UCM (1975), presentando como Tesis de Licenciatura un trabajo sobre la formación de yesos de las lagunas manchegas, dirigido por la Profesora Rafaela Marfil. En 1987 se doctoró en Ciencias Geológicas, presentando su Tesis sobre el Cretácico medio de la región Liria-Ademuz, dirigida por el Profesor Álvaro García Quintana. Desde 1983 ha impartido docencia en la Universidad Autónoma de Madrid (UAM), dando clases en diversos cursos de Formación del Profesorado y de Ciencias Biológicas. Como parte de su tarea docente ha escrito varios libros; entre ellos, dos manuales sobre Geología. Ha sido Profesora Encargada de Curso, Catedrática de Escuela Universitaria y Profesora Titular de Universidad del área de Estratigrafía, coordinadora del Master en Didáctica de Ciencias Naturales y Subdirectora del Departamento de Geología y Geoquímica de la UAM. Durante esos años ha participado en numerosos proyectos de investigación, realizado más de 100 publicaciones y comunicaciones a congresos sobre Petrología de yesos, Estratigrafía del Cretácico de la Cordillera Ibérica y Didáctica de las Ciencias. Ha colaborado con el Instituto de Geología Económica del CSIC y el Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá. Ha realizado estudios sobre la ciclicidad en plataformas carbonatadas. Actualmente sigue impartiendo docencia sobre Geología en Ciencias Biológicas y en el Máster sobre formación de profesorado, gozando del reconocimiento de un gran número de sus alumnos.

**Menchu Comas Minondo**. Se licenció en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada (promoción del 64) y se doctoró por la Universidad del País Vasco en 1978. Fue Profesora Interina o Contratada en las Universidad del País Vasco y Granada y sacó plaza de Profesora Titular en el 1984 en el área de Estratigrafía de la Universidad de Granada. En 1987, pasa a pertenecer al CSIC, primero como Investigadora Titular, luego como Profesora de Investigación (1989). Su actividad investigadora se centró esencialmente en la Geología y Geofísica Marinas, dirigiendo numerosos proyectos de investigación en esa temática. Participó en 25 campañas en buques oceanográficos españoles y extranjeros, así como en tres Legs del *Ocean Drilling Program* (ODP) a bordo del *R/V Joides Resolution*, en la mayoría de ellas como Jefe Científico. En particular fue *Co-Chief Scientist* del Leg 161 del ODP para las perforaciones en el Mar de Alborán. También destaca la realización de inmersiones profundas con submarinos científicos franceses (*Nautile* y *Cyane*). Su entusiasmo por el programa ODP hizo que España participara en el mismo desde 1987. En 2003, su

dedicación logró la continuidad de nuestro país en el IODP (*Integrated Ocean Drilling Program*), en el seno del consorcio europeo ECORD (*European Consortium for Ocean Research Drilling*). Tuvo varios puestos de responsabilidad en diversos estamentos del organigrama de IODP, tanto a nivel nacional como internacional.

**Esmeralda Caus Gracia** (Barcelona, 1947). Se licenció en Ciencias Geológicas en la Universidad de Barcelona (UB) en 1970, presentando la tesina el mismo año. Fue Becaria del Ministerio Francés de Asuntos Exteriores, realizando el DEA (*Diplôme d'Etudes Approfondies*) en Micropaleontología en la Universidad de París VI y presentando una Tesis de tercer ciclo. En 1973 defendió su Tesis Doctoral en la Universidad Autónoma de Barcelona (UAB). Este trabajo recibió el premio Ramón Bataller, otorgado por el *Institut d'Estudis catalans* de 1995. Su actividad docente se ha desarrollado en la UAB, como Profesora Adjunta Interina, Profesora Titular y Catedrática (1995). Ha impartido numerosos cursos de formación organizados por la Comunidad Europea dentro del programa *Comett (Training Courses)* y participado en el programa *Erasmus* con diversas universidades europeas. Ha dirigido 10 Tesis Doctorales. Su investigación se desarrolló en el campo de la Micropaleontología, dando lugar a numerosos artículos en revistas de reconocido prestigio, colaborando con especialistas de diversos países. Desde 1985 ha encadenado proyectos de investigación del Plan Nacional, como investigadora principal. Ha sido proponente de dos programas internacionales de correlación geológica (PICG) y ha dirigido uno de ellos. Asimismo, estuvo involucrada en la gestión universitaria como Vicedecana de la Facultad de Ciencias (1996-99), Directora del Departamento de Geología (2001-05), coordinadora del programa de Doctorado de Geología (2005-06) y co-coordinadora del Máster interuniversitario UB-UAB-ICP (2007-12) de Paleontología.

**Margarita Díaz Molina** (1949). Finalizó la Licenciatura en la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM en 1972, doctorándose en 1979. Fue Profesora Ayudante en el Departamento de Paleontología, desde 1974 hasta 1984, cuando pasó a ser Profesora Titular de Universidad del área de Estratigrafía, a cuyo departamento se incorporó en 1986. Su investigación se centró en la sedimentología fluvial y de medios de sedimentación costeros de depósitos cenozoicos y cretácicos. Como investigadora, dirigió proyectos de investigación, nacionales y de la Comisión de la Comunidad Europea, y Tesis Doctorales; colaboró en proyectos de I+D con empresas y administraciones; publicó numerosos artículos científicos; organizó y participó en numerosos cursos, seminarios y congresos. También colaboró en la realización de hojas geológicas del plan MAGNA, como autora o experta en sedimentología fluvial y aluvial. Ha impartido clases

teóricas de las asignaturas de Geología, Cartografía Básica, Modelización de Almacenes Sedimentarios y Estratigrafía. Siempre reconoció que las tareas que le habían dado más satisfacción fueron las docentes.

**María Antonia Díez Balda** (Logroño, 1948). Se licenció en la UCM en el año 1970 y presentó su Tesis de Licenciatura en 1975. En 1982 leyó su Tesis Doctoral en el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Salamanca. Aquí desarrolló también toda su carrera profesional, como Profesora Ayudante (1975-1982), Profesora Colaboradora (1982-1983) y finalmente como Profesora Titular (1982-2013). Pionera en el campo de la Geología Estructural y la Tectónica, su actividad investigadora se ha centrado en la Zona Centroibérica, siendo reconocida principalmente por su aportación al conocimiento de la Estratigrafía y estructura prevarisca y varisca del Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico. Su profundo interés en los temas de género le han llevado a desarrollar también esta línea de investigación transversal, donde ha trabajado tanto en aspectos centrados en Mujer y Ciencia (aportación de las mujeres al avance del conocimiento científico y valoración que de estos esfuerzos ha hecho la sociedad patriarcal), como en temas más generales (historia del Movimiento Feminista y papel de la mujer en el cómic). Consciente de los problemas a los que se enfrentan las mujeres en el mundo científico y profesional, ha destacado por su especial sensibilidad en (de) mostrar a las jóvenes geólogas que ellas también tienen su sitio en el mundo de la Geología.

**M<sup>a</sup> José Fernández Casals** (Calatayud, 1946). Licenciada en Ciencias Geológicas por la UCM en 1968, se doctoró por la misma universidad en 1976. Fue Profesora adscrita al Departamento de Geodinámica hasta 1981, cuando oposita y obtiene la plaza de geóloga del ICONA. Fue transferida a la Comunidad de Madrid en 1984, administración en la que ha ocupado distintos puestos de trabajo, entre ellos el de Directora del Centro de Investigaciones Ambientales "Fernando González Bernáldez" durante cinco años. Jefa del Servicio de Prevención Ambiental y Técnico de Apoyo de Educación Ambiental en los últimos nueve años, hasta su jubilación en octubre de 2015. Colaboró desde sus inicios en el ICOG, siendo la primera mujer colegiada, con el número 28. Formó parte de su directiva como vocal de medio ambiente. En su primera etapa en la universidad realizó diversas investigaciones, además de la Tesis Doctoral, que cristalizaron en publicaciones sobre Tectónica varisca en el Sistema Central. Dentro de la administración ambiental madrileña trabajó en temas de restauración del medio, evaluación de impacto ambiental, planificación, ordenación y conservación del medio, espacios naturales protegidos, cartografías temáticas, sensibilización y educación ambiental. Sobre alguno de ellos también ha publicado, participado en libros, seminarios, reuniones y congresos e impartido cursos.

Desde los Centros de educación ambiental ha apoyado la colaboración de geólogo/as y la elaboración de recursos para dar a conocer la Geología.

**María Teresa Fernández Marrón** (Madrid, 1945). Se licenció en 1967 en Ciencias Biológicas por la UCM. Obtuvo la Mención Especial del Premio A. J. de Cavanilles del CSIC por su Tesis de Licenciatura. Hizo su Tesis Doctoral sobre la flora del Oligoceno español en la Facultad de Ciencias en el año 1971 bajo la dirección de Concepción Álvarez Ramis. Posteriormente trabajó como Profesora Ayudante en el Departamento de Paleontología. Ha desarrollado gran parte de su carrera científica en centros mixtos del CSIC-UCM, primero como Becaria en el Instituto 'Lucas Mallada', posteriormente como Científica Titular en la UEI de Paleontología del Instituto de Geología Económica, y más recientemente en el Instituto de Geociencias (IGEO). Fue directora durante 12 años de la UEI de Paleontología. Ha participado en la docencia del Departamento de Paleontología como profesora y coordinadora del Doctorado Interuniversitario de Paleontología en el que participan las universidades Complutense de Madrid (UCM), Universidad Autónoma de Madrid (UAM) y Alcalá de Henares (UAH). Su actividad investigadora ha estado centrada principalmente en Paleobotánica y Paleoclimatología. Es experta en Palinología y en el análisis de polen del tránsito Cretácico-Terciario y del Terciario. Ha trabajado en numerosos proyectos multidisciplinares españoles e internacionales, principalmente en colaboración con el IGME y las universidades de Salamanca, Barcelona, Louis Pasteur de Estrasburgo (Francia), Szeged (Hungria) y el Museo de Historia Natural de Budapest.

**M<sup>a</sup> Amor Fombella Blanco** (Lada-Langreo, Asturias, 1946). Se licenció en Ciencias Geológicas por la Universidad de Oviedo en 1974. En 1975 se traslada al Instituto de Investigaciones Palinológicas de León donde realiza la Tesina (1976) y la Tesis Doctoral (1979) sobre Palinología de la Formación Oville en la Cordillera Cantábrica, en la Universidad de Oviedo, y permanece en el citado Instituto hasta 1983, primero como Becaria y posteriormente como Investigadora. En 1984 se incorpora al área de Botánica de la Universidad de León como Profesora Ayudante, obteniendo en 1989 la plaza de Profesora Titular, hecho que llevó implícita la adaptación de la investigación hacia períodos más recientes de la escala geológica. La actividad investigadora se centra, por tanto, en dos etapas. En la primera, relativa a la Palinología del Cámbrico y Cámbrico-Ordovícico de la Cordillera Cantábrica, siendo reconocida internacionalmente y cita obligada para los investigadores de este período geológico, por el número de nuevos géneros y especies de acritarcos descritos para este intervalo. En la segunda, ya en la Universidad de León, su investigación se centra en el estudio de la vegetación durante el Holoceno; mediante el estudio polínico de turberas aporta datos de gran

interés sobre la evolución de los bosques en el pasado. Durante varios años ocupa el cargo de tesorera de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española (APLE) a la que perteneció desde su fundación. Paralelamente al desarrollo de las tareas docentes e investigadoras dirige varias Tesinas y Tesis Doctorales, contribuyendo a que la Palinología sea una de las líneas de investigación destacadas dentro del área de Botánica de la Universidad de León.

**María Ángeles García del Cura** (Madrid, 1949). Es Investigadora Científica (2003) del Instituto de Geociencias en el grupo de Deterioro y Conservación de Materiales Geológicos del Patrimonio, dentro de la línea de investigación de Geomateriales. Se licenció (1971) y doctoró (1974) en Ciencias Geológicas por la UCM. Fue Becaria de PFPI en el Instituto Lucas Mallada del CSIC, Profesora Ayudante de Petrología Sedimentaria y Colaboradora Científica del CSIC (1978). Su labor investigadora se centró en el estudio de sedimentos continentales: Cuenca del Duero, sales de la Cuenca del Tajo y calizas tobáceas de las Lagunas de Ruidera. En 1993 empezó a colaborar con la Universidad de Alicante para la puesta a punto del Laboratorio de Petrología Aplicada, que más tarde pasó a ser una Unidad Asociada al CSIC. En este Laboratorio, en las últimas décadas, su investigación se ha centrado en el estudio de las rocas ornamentales. Los resultados de su trabajo se han plasmado en más de 150 artículos publicados en revistas, tanto nacionales como internacionales, y en más de 160 contribuciones en capítulos de libros y actas de congresos. Además de la investigación, María Ángeles ha desarrollado también una intensa actividad docente de postgrado, en cursos de Doctorado y Máster, en la UCM, la UA y la Universidad de Granada. Paralelamente, hay que destacar el empeño puesto en la formación de investigadores, a través de la dirección de Tesinas y Tesis Doctorales; muchos de ellos han continuado su labor en distintos ámbitos profesionales.

**Susana García López** (1947, Lalín-Pontevedra). Licenciada en Ciencias Geológicas (1972) por la Universidad de Oviedo, se especializa en bioestratigrafía del Paleozoico mediante conodontos en diversas instituciones académicas belgas e introduce los estudios de conodontos en España. De 1972 a 2011 es profesora en la Universidad de Oviedo. En 1982 defiende su tesis doctoral en dicha universidad, recibiendo el premio extraordinario de doctorado. De 1989 hasta 1992 fue representante española del Proyecto "South American Palaeozoic Conodontology IGCP n° 271" colaborando en la investigación del Paleozoico de Sudamérica con diversas aportaciones. En 1993, realiza una estancia en el Servicio Geológico de EE.UU (Reston, Virginia), donde se especializa en la utilización de los conodontos como geotermómetros, abriendo una nueva línea de investigación basada en la aplicación de estos microfósiles al estudio de la transición diagénesis/metamorfismo y el metamorfismo de bajo grado. Creadora de un equipo de investigación

multidisciplinar, ha dirigido ocho proyectos de investigación nacionales y varias acciones especiales, cuyos estudios se han orientado principalmente al conocimiento geológico de la Zona Cantábrica. Ha publicado numerosos artículos sobre estas temáticas (biostratigráfica y tectonotérmica); una síntesis de los resultados obtenidos apareció en 2002, en un volumen titulado *Paleozoic Conodonts from Northern Spain*. Como fruto de sus múltiples viajes por el Sahara y el Sahel, ha realizado diversas publicaciones entre las que destaca el volumen *Vivir en el Sahara*, editado por la Universidad de Oviedo en 2005.

**M<sup>a</sup> Dolores Gil Cid** (Madrid, 1942). Se licenció en Ciencias Geológicas (UCM) en 1965 y en 1967 presentó su Tesina. En 1973 defendió su tesis doctoral “Revisión de los trilobites del Cámbrico y Ordovícico de los Montes de Toledo y Sierra Morena”, con la que obtuvo el Premio Extraordinario de Doctorado (1974). Su actividad docente comenzó en esa misma universidad como Profesora Ayudante de clases prácticas con dedicación exclusiva (1967-1974), y desde 1975 hasta su jubilación ha sido Profesora Titular del Departamento de Paleontología (UCM). Su investigación se desarrolló en el campo de la Paleontología de invertebrados paleozoicos, concretamente artrópodos (trilobites y fauna asociada), como especialista de reconocido prestigio y, durante los últimos años, también se dedicó a la Divulgación y Didáctica de la Paleontología. En los últimos años ha trabajado sobre simetría pentámera en fósiles de equinodermos paleozoicos. Ha dirigido numerosos proyectos de investigación del Plan Nacional, y como resultado de esta investigación ha publicado cerca de 150 artículos científicos y libros, y dirigido uno de los grupos de Investigación de la UCM. Ha dedicado gran parte de su tiempo a la formación de personal científico, lo cual se traduce en la dirección de 6 Tesis Doctorales, 3 Tesinas, varios DEAs y Tesis Fin de Máster. Asimismo, ha estado involucrada en la gestión universitaria: como Vicedecana, como Secretaria Académica del Departamento de Paleontología (1998-2000) y como Directora de este departamento en el año 2004. Ha sido Vicedirectora del Instituto de Geología Económica CSIC-UCM (1985-1990 y 1999-2003) y miembro del Claustro Constituyente de la UCM.

**Eulàlia Gili Folch** (Barcelona 1945). Es Licenciada en Geología por la Universitat de Barcelona (1970) y Doctora en Geología por la UAB (1983). En 1972 se incorporó como Profesora Ayudante a la UAB y desde 1985 hasta su jubilación en 2015 ha sido Profesora Titular. Su investigación se ha centrado en el estudio de la Paleoecología de bivalvos rudistas; Sedimentología y Estratigrafía de plataformas carbonatadas del Cretácico del Pirineo y de la Cordillera Ibérica. Es coautora de varios capítulos de libros y numerosos artículos en revistas nacionales e internacionales, claves en el estudio de estos temas. Ha sido investigadora responsable de varios proyectos de investigación. A lo largo de su trayectoria científica ha

realizado estancias de investigación en las universidades de Colorado, South Florida y Chicago (EEUU) y en Adelaide (Australia). En el ámbito estatal, ha sido socia y miembro de la Junta Directiva de la Asociación Española de Paleontología y de la Institució Catalana d’Història Natural.

**Concepción González Cassanovas**. Se licenció en Ciencias Geológicas por la UCM en el año 1972. Después de unos años en la empresa privada se marchó a Montpellier para diplomarse en Hidrogeología por la Universidad de Ciencias y Técnicas del Languedoc. Ahí comienza su relación con las aguas subterráneas que ya nunca dejará. En 1976 se incorpora, en Mallorca, al Servicio Hidráulico de Baleares, donde desarrolla una intensa labor en el área de la planificación hidrológica, dando forma y contenido, junto al reducido equipo existente hasta entonces, a la administración hidráulica de las Islas Baleares. Fue la primera mujer hidrogeóloga del archipiélago balear y su tesón y valentía hicieron realidad una rigurosa red de control de acuíferos en las cuatro islas principales. Sus trabajos en las Fuentes Ufanes de Mallorca fueron pioneros en el conocimiento de acuíferos estratégicos. Coordinó y dirigió numerosos proyectos encaminados a la mejora del conocimiento hidrogeológico del territorio balear. Cabe destacar su participación como coordinadora en el libro “Los Caminos del Agua de las Islas Baleares: acuíferos y manantiales”, que resume para un público abierto todo lo que acontece en el subsuelo de las islas. Se jubiló en el año 2013.

**Margarita (Margó) Gutiérrez Gárate** (Irún). Realiza sus estudios en la UCM (1974). Se especializa en Información y Documentación Científica trabajando para el CSIC en los institutos Centro Nacional de Información Científica y Documentación (CINDOC) y Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN) en las bases de datos de Producción Científica Española. En 1989 ingresa en el IGME, en el Área de Información Científica y Bases de datos, trabajando en la elaboración de las bases de datos institucionales de Ciencias de la Tierra, así como en las internacionales Georef, Pascal-Geode, Coal abstract y otras. Desde el año 2000 fue responsable de la Biblioteca del IGME, dirigiendo diversos proyectos para la modernización, puesta en valor y difusión de los fondos documentales de la biblioteca, incluyendo la digitalización del fondo antiguo del IGME, la informatización del Catálogo de Publicaciones Periódicas, la creación de la Cartoteca y la generación y desarrollo de la web de la Biblioteca del IGME donde se da acceso a los Catálogos en línea de los fondos documentales. Ha impartido diferentes cursos y conferencias para la divulgación de la documentación geocientífica del IGME. También ha publicado diversos artículos en revistas científicas, así como capítulos de libros. Ha sido autora de la publicación “Cartografía Geológica Española del IGME”. Se jubiló en 2015.

**Montserrat Inglès Urpinell** (Barcelona, 1951). Se licenció en 1976 y obtuvo el Doctorado en Geología en 1983, en la Universidad de Barcelona, en la que ha desarrollado toda su actividad docente y científica. En 1977 ocupó su primer cargo en la universidad como Profesora Ayudante y en el año 1988 pasó a ser Profesora Titular de Universidad. Su actividad se ha centrado en la Mineralogía y Geoquímica de sedimentos arcillosos, especialmente de los asociados a rocas evaporíticas, y ha contribuido a la mejora de la metodología de estudio de las arcillas. Hay que destacar su gran implicación en la docencia, que ha dado lugar al desarrollo de diversos proyectos de innovación docente y al desempeño del cargo de Jefa de Estudios de Geología durante ocho años. Ha ocupado también otros cargos de gestión en la Universidad de Barcelona, entre ellos el de Secretaria de la Facultad de Geología.

**María José López García** (1950) se licenció en Ciencias Geológicas en 1972 por la UCM. Ese mismo año comenzó a trabajar en la empresa IBERGESA como especialista en Petrología de rocas endógenas. Participó en numerosas Hojas del MAGNA, principalmente del área de Galicia y también en proyectos de investigación y prospección minera, también en la zona gallega principalmente. En 1979 realiza oposiciones al cuerpo de profesores de educación secundaria y desde entonces compatibiliza los trabajos de Geología con la educación. Primero a tiempo parcial sigue colaborando con la empresa IBERGESA durante 3 años más. Realizó la Tesis Doctoral (1993) sobre la sedimentación diatomítica en la Cuenca del Guadalquivir bajo la dirección de M<sup>a</sup> Angeles Bustillo y François Gasse. Desde entonces participa en diversos proyectos de investigación y amplía su campo de estudio a diatomeas lacustres y cuaternarias. Sus estudios se ven reflejados en diversas publicaciones. Se jubila como Catedrática de Geología y Biología en el Instituto San Juan Bautista de Madrid en 2010.

**Juana María López Bravo.** Licenciada en Ciencias Geológicas (UCM, 1977) y Diplomada en Hidrogeología (Curso de Hidrogeología "Noél Llopis", UCM, 1979). Su vida profesional la desarrolló en el campo de la Hidrogeología como especialista en modelos matemáticos y SIG. Entre 1982-1985 trabajó en la Compañía General de Sondeos (CGS), donde se formó como especialista en modelos numéricos de flujo. En 1986 se incorpora al equipo de Hidrología matemática, modelos y SIG de la Dirección de Aguas Subterráneas y Geotecnia del IGME. A partir de 1992, ya como funcionaria, realiza su trabajo dentro del Área de Sistemas de Información Geocientífica y Bases de Datos institucionales. Ha participado en la realización de modelos matemáticos en los principales acuíferos de las cuencas hidrográficas españolas, destacando por su singularidad estructural el modelo numérico de flujo del "Emplazamiento de la Central Nuclear de Ascó II", desarrollado dentro del "Acuerdo Marco entre el

Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) y el IGME, para la Reevaluación hidrogeológica de Ascó II. En proyectos SIG destaca su participación en el desarrollo del Sistema de Información del Agua Subterránea en España (SIAS), y el proyecto europeo *eWater* (portal Web de información hidrogeológica común, desarrollado con la participación de 12 Servicios Geológicos europeos).

**María Luisa Martínez-Chacón** (Oviedo, 1946). Se licenció en Ciencias Geológicas en 1969 y se doctoró en Ciencias (Geológicas) en 1976, en la Universidad de Oviedo. Su vida laboral ha estado siempre ligada a dicha universidad, donde empezó como Ayudante de clases prácticas en 1969, después fue Ayudante con dedicación exclusiva y desde 1980, Profesora Adjunta numeraria, después Profesora Titular de Universidad, trabajando primero en el Departamento de Paleontología y después en el Área de Paleontología del Departamento de Geología. Su investigación se ha centrado en los braquiópodos carboníferos y en los aspectos bioestratigráficos, paleoecológicos y paleobiogeográficos del Carbonífero, especialmente de la Cordillera Cantábrica. Ha sido Secretaria de la Facultad de Geología y Directora del Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo. Es miembro de la SGE, de la RSEHN y Socia Fundadora de la Sociedad Española de Paleontología, muy involucrada en la edición de la Revista Española de Paleontología (hoy *Spanish Palaeontological Journal*), de la que fue Editora Adjunta (1991-1994) y Editora (1995-2002). Es coeditora (junto con Pascual Rivas, Universidad de Granada) del libro "Paleontología de invertebrados", editado por la SEP, las universidades de Oviedo y Granada y el IGME, en el que participaron 32 autores y que se publicó en 2009. Es autora de unas 90 publicaciones en revistas de prestigio internacional de varios países. Se jubilará al final del presente curso académico.

**Rosario Lunar Hernández.** Se licenció en Ciencias Geológicas por la UCM en 1973, obteniendo el Premio Extraordinario. En 1976 se doctoró en Geología Económica. Ha desarrollado su carrera docente e investigadora en la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM como Becaria, Profesora Adjunta y, desde 1988, como Catedrática de Cristalografía y Mineralogía. Su actividad investigadora la ha llevado a cabo en el campo de los Recursos Minerales en España y Chile, especialmente en relación con procesos metalogénicos en sistemas magmáticos e hidrotermales. Coordinadora nacional del Programa internacional *InterRidge*, sobre los Fondos Oceánicos. Ha sido Investigadora Principal de numerosos proyectos financiados por entidades españolas y europeas, públicas y privadas, así como de Cooperación Científica con Iberoamérica. Ha dirigido 18 Tesis Doctorales. Es autora de numerosas publicaciones nacionales e internacionales así como de libros y capítulos de libros. Desde 2012 es Directora del Instituto de Geociencias IGEO (CSIC-UCM). Es Académica de

Número de la Real Academia de Doctores de España (2005), de la que ha sido Vicepresidenta (2012-2015). Es miembro del Patronato del Parque Científico-Tecnológico de Madrid desde 2011. Ha sido Vicepresidenta de la *European Mineralogical Union* (EMU). Fue Secretaria Académica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, Directora del Departamento de Cristalografía y Mineralogía y Directora del Curso de Especialista Universitario *Geología y Exploración de Yacimientos Minerales*. Fue adjunta a la coordinación del Área de Ciencias de la Tierra de la ANEP (2010-2013), miembro de la Comisión de Acreditación Nacional (2008-2010) y Presidenta de la Comisión de Evaluación de Ciencias Experimentales de la Agencia de Calidad, Acreditación y Prospectiva de las Universidades de Madrid (2004-2011).

**María José Pellicer Bautista** (Montijo, Badajoz, 15 de mayo de 1948). Se licenció en Ciencias Geológicas (UCM) en 1970, presentando su tesina sobre rocas volcánicas lamproíticas de Aljorra (Murcia), ese mismo año. En 1975 defendió su Tesis Doctoral “Estudio volcanológico y geoquímico de la isla de El Hierro, archipiélago canario”, bajo la dirección del Dr. Alfredo Hernández-Pacheco y Rosso de Luna. Su actividad docente comenzó en 1972 como Profesora Ayudante de clases prácticas. En 1982 accede por oposición a Profesora Adjunta del Departamento de Petrología y Geoquímica. Ha sido Profesora Titular de ese departamento hasta su jubilación. Dentro de la enseñanza cabe destacar que fue pionera en la introducción de nuevas asignaturas como la Geoquímica Isotópica y la Geoquímica Ambiental, así como en la puesta a punto de TIC aplicadas a la Geoquímica, como son la modelización y confección y manejo de mapas geoquímicos con GIS. En cuanto su labor investigadora que se inicia en la geoquímica de rocas volcánicas y en la prospección geoquímica aplicada a minería, evoluciona hacia la geoquímica ambiental y la contaminación de suelos, donde ha dirigido Tesis Doctorales y de Licenciatura, ha publicado trabajos y ha formado numerosas promociones de geólogos. Estuvo involucrada en la gestión académica y sobre todo en el desarrollo de los Laboratorios de Geoquímica y de ICP.

**Carmen Pol Méndez** (Oviedo, 1951). Licenciada en Ciencias Geológicas (1974) y Doctora en Geología (1985) por la Universidad de Oviedo. La actividad profesional la desarrolló en la Universidad de Salamanca, donde fue Profesora Ayudante en el Departamento de Estratigrafía de 1978 a 1983 y, desde 1984 a 2013, Profesora Encargada de curso y Titular de Universidad en el Departamento de Geografía (1989, primera plaza del área de conocimiento de Geografía Física de la Universidad de Salamanca). La actividad investigadora está vinculada a las líneas prioritarias de los departamentos donde se desarrolló: Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía del Devónico de la Cordillera Cantábrica y Sedimentología y Dinámica de medios actuales en el Departamento de Estratigrafía de

la Universidad de Oviedo. En la Universidad de Salamanca (1976-1985), en el Departamento de Estratigrafía, se centró en la Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía del Terciario de la Cuenca del Duero, del Ordovícico-Silúrico del sector Central del Macizo Hespérico y del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica. En el Departamento de Geografía adaptó y aplicó sus conocimientos a las nuevas tareas docentes e investigadoras. Sus investigaciones se han centrado en el Análisis del Medio Físico de la Provincia de Salamanca, Estudio de Cuenclas de Drenaje y Análisis Geomorfológico y Procesos Cuaternarios en el borde Sur de la Cuenca del Duero. Colaboró en el primer libro de Geomorfología de España. Simultáneamente desarrolló tareas de gestión: de 1990 a 1993 en el equipo Decanal Facultad de Geografía e Historia, como Secretaria de Facultad, y de 1993 a 1994 como Vicerrectora de Relaciones Institucionales. De 1994 a 2003 fue Vicerrectora de Economía.

**Encarnación Puga Rodríguez.** Realizó su Licenciatura y su Doctorado en Ciencias Geológicas, sobre la Petrología de Sierra Nevada, en la Universidad de Granada (UGR). Ha sido Profesora Adjunta Interina de Petrología ígnea y metamórfica, en la UGR entre 1963 y 1971, Agregada Interina en la Autónoma de Barcelona entre 1971 y 1973, Adjunta Numeraria en la UGR entre 1973 y 1986, Investigadora Científica del CSIC entre 1986 y 2005, Profesora de Investigación desde 2005 hasta su jubilación en 2012, y Profesora de Investigación *ad honorem* desde 2012 a 2015, adscrita al IACT de Granada (CSIC-UGR). Fue ganadora de la *Hawley Medal* de la *Mineralogical Association of Canada* en 1999. Desde 2002 ha dirigido el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 333, sobre la preservación del Patrimonio Geológico Andaluz. Fue representante del CSIC en la Junta Rectora del Parque Natural y Nacional de Sierra Nevada, desde Julio de 2005 a 2010. Su labor investigadora ha estado dedicada a la Petrología endógena y evolución geodinámica de las Cordilleras Béticas y especialmente de sus ofiolitas, a las que ha identificado como las únicas reliquias alpinas del suelo oceánico del Tethys occidental jurásico en la Península Ibérica. Desde el año 2000 investiga también sobre los procesos magmáticos y metamórficos generados a lo largo del Mar de Scotia (Antártica), donde ha identificado el magmatismo de dorsal oceánica que ha originado la Cuenca Dove. Sobre estos temas ha publicado 130 artículos, dirigido 10 Tesis Doctorales y 40 proyectos de investigación.

**Magdalena Rodas González** (Madrid, 1949). Se licenció en el año 1972 y obtuvo el Doctorado en Ciencias Geológicas por la UCM (1978). Su actividad profesional ha estado siempre ligada a la docencia y la investigación, realizada en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la UCM. Ha ocupado diferentes puestos desde Profesora Ayudante, Profesora Adjunta y Profesora Titular, hasta Catedrática del Dpto. de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de

Geológicas de la UCM desde 1999. Su actividad científica se ha centrado en las áreas de Mineralogía de arcillas y yacimientos de Minerales Industriales. Ha dirigido 7 Tesis Doctorales, 8 Tesis de Licenciatura y Diplomas de Estudios Avanzados. Ha participado en numerosos proyectos competitivos, habiendo sido investigadora responsable en varios. Es autora de más de 200 publicaciones, entre libros, artículos en revistas, ponencias en congresos y monografías, la mitad de las cuales se han realizado en el ámbito internacional. Ha ocupado los cargos de Tesorera y Vicepresidenta en la Sociedad Española de Arcillas, y en la Sociedad Española de Mineralogía, los de Vicepresidenta, Secretaria y Vocal. Ha participado como Vocal de la Ponencia de Ciencias de la Tierra y del Espacio de la Agencia Nacional de Evaluación y Prospectiva. Ha sido miembro de numerosas comisiones y paneles evaluadores como son: el panel de Ciencias de la Tierra de la UPV, la Ponencia del programa general del conocimiento 1999, la Comisión evaluadora del panel de Ciencias de la Tierra, Comité Asesor del Programa Academia, Secretaria y Presidenta del Comité de Evaluación de ciencias experimentales y Vocal de la Comisión de Garantías y Programas (ANECA), entre otros.

**Rosa M<sup>a</sup> Reguilón Bragado** (Zamora, 1949). Licenciada en Geología por la Universidad de Salamanca en 1977 y Doctora en Geología por dicha universidad en 1988, con Premio Extraordinario de Doctorado. La actividad docente ha sido desempeñada en dos centros de la Universidad de Salamanca. En la Facultad de Ciencias impartió docencia en la Licenciatura en Geología de Mineralogía y Yacimientos Minerales desde 1978 a 2001. A partir de esta fecha la docencia fue desarrollada en la Escuela Politécnica Superior de Ávila, impartiendo también docencia en Geología, Mineralogía y Petrología y Yacimientos Minerales a los alumnos de Ingeniería Técnica de Minas, y posteriormente del Grado de Minas. La actividad investigadora ha estado toda ella relacionada con numerosos depósitos minerales: uranio en granitos, sobre los que realizó la Tesis Doctoral, y posteriormente sobre diversos tipos de depósitos minerales metálicos de cobalto, cromo, cobre, mercurio, níquel, plomo, estaño, wolframio, cinc, tierras raras y oro. Ha participado en diversos proyectos de investigación de carácter regional (JCYL), nacional y europeos. El último campo de investigación está relacionado con la conservación de monumentos. Fruto de esta investigación son las diversas publicaciones y comunicaciones presentadas en congresos nacionales e internacionales. Se jubiló en 2013.

**María Dolores Rodríguez Alonso** (1951). Obtuvo la Licenciatura en Ciencias Geológicas en 1974 y el Doctorado en 1982 por la Universidad de Salamanca, donde ha desarrollado su actividad docente e investigadora, primero como Becaria, Profesora Ayudante y Colaboradora, y después, a partir de 1985,

como Profesora Titular de Universidad en el Área de Petrología y Geoquímica, hasta su jubilación en 2012. Toda su actividad docente se centró en el área de la Petrología Sedimentaria, y en el campo de la investigación su principal contribución se enfocó en la Zona Centro-Ibérica, realizando la cartografía y el estudio litoestratigráfico y petrológico de los materiales Neoproterozoico-Cámbrico inferior en el suroeste de la provincia de Salamanca y norte de Cáceres. Ha participado en el Plan MAGNA como autora y asesora de informes Petrológicos, publicado diversos artículos, dirigido distintas Tesis y trabajos científicos en el área de Caramulo-Buçaco (Portugal Central). Durante su carrera ha colaborado con otros colegas investigadores nacionales y extranjeros en varios proyectos, congresos científicos y en acciones integradas hispano-portuguesas.

**Rosa M<sup>a</sup> Rodríguez González** (Oviedo, 1948). Se licenció en Ciencias, Sección Geológicas en el año 1972, obtuvo el grado en 1973 y el Doctorado en 1979, todos ellos en la Universidad de Oviedo. Desde 1972 desarrolla su actividad docente en la Escuela de Ingeniería Técnica y Minera y en Facultad de Biología de la Universidad de León, en principio como Profesora Ayudante, pasando por diversos puestos hasta el de Catedrática de EU en 1986. Se especializó en estudios palinoestratigráficos llevados a cabo sobre diversas formaciones del Paleozoico Inferior y Superior de la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico y del Devónico Superior y Carbonífero Inferior de la Faja Pirítica Ibérica en la Zona Sur-Portuguesa. Respecto a esta última cabe destacar que, por primera vez, se establecieron las primeras dataciones paleontológicas en sucesiones estratigráficas cuya edad no se había podido precisar debido a la ausencia o escasez de otros tipos de fósiles. Estas investigaciones dieron lugar a diversas publicaciones, algunas de ellas de carácter bioestratigráfico en las que, junto a otros especialistas, se delimitaron los niveles estratigráficos correlacionables con diversos límites cronoestratigráficos (Ludfordiense/Pridoliense, Silúrico/Devónico y Moscoviense/Kasimoviense) en diversas secciones de la Zona Cantábrica. Participó en varios proyectos de investigación con el Dpto. de Geología de la Universidad de Oviedo, y del Museo de Ciencias Naturales de Londres, así como en varios proyectos del IGME. Se jubiló en el año 2012.

**M<sup>a</sup> Isabel Valladares González** (Madrid, 1947). Licenciada en Ciencias Geológicas por la UCM en 1970, donde fue Profesora Ayudante para impartir prácticas de Estratigrafía desde Enero de 1971 a Septiembre de 1972 en el Dpto. de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias de la UCM. Se trasladó en 1972 a la Universidad de Salamanca, donde obtuvo el Doctorado en Ciencias Geológicas en 1975 y el Premio Extraordinario de Doctorado en 1976. De 1972 a 1978 tuvo distintos nombramientos de interina en el Dpto. de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias para impartir docencia en Estratigrafía, Sedimentología de

carbonatos y Geología Histórica. En 1978 obtiene la plaza de Profesora Adjunta Numeraria en la Universidad de Salamanca, hasta 1983 en que pasa a Profesora Titular de Universidad hasta su jubilación en 2014. Fue directora del de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca de 1980 a 1982. Su actividad investigadora se centró de 1971 a 1992 en la Estratigrafía y Sedimentología del Jurásico y Cretácico carbonático de la Cordillera Ibérica y Cuenca de Cameros y, desde 1974 y hasta su jubilación, en la Estratigrafía, Sedimentología y Geoquímica de los sedimentos del Neoproterozoico y Paleozoico Inferior del Macizo Ibérico, con incursiones puntuales en el Terciario de la Cuenca del Duero y el Carbonífero de la Zona Cantábrica. Participó en el Plan MAGNA con estudios sedimentológicos y levantamiento de series en el Jurásico y Cretácico de la Cordillera Ibérica y en el Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico. También participó en más de una docena de proyectos de investigación de ámbito nacional, de los que fue investigadora principal de cuatro.

**Elisa Villa Otero** (Mieres, 1946). Tras una etapa laboral en otros ámbitos, cursó estudios de Geología en la Universidad de Oviedo, licenciándose en 1978. Fue Profesora Ayudante y Profesora Titular de Escuela Universitaria entre 1987 y 1992 en la Universidad de León, y desde 1992 en adelante se incorporó a la Universidad de Oviedo como Profesora Titular de Universidad (Paleontología). Sus inicios en la investigación estuvieron apoyados por becas de la Fundación Juan March y de FPI que le permitieron formarse en el conocimiento de los foraminíferos (fusulinas) y la Bioestratigrafía del Carbonífero. Esta etapa culminó en 1989 con la presentación de la Tesis Doctoral "*Fusulináceos carboníferos del este Asturias (N de España)*". Desde ese momento, su carrera científica se orientó hacia el estudio de la sistemática, evolución y bioestratigrafía de las fusulinas. Durante 18 años lideró un grupo de trabajo de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Carbonífero dedicado a la caracterización y correlación global de dos límites del Pensilvánico y a la Paleobiogeografía de las fusulinas de esa época. Ha publicado más de 100 trabajos en revistas científicas y ha sido autora de capítulos en diversos libros dedicados al estudio del Carbonífero. Otros campos que le han interesado, y en los que ha hecho contribuciones, han sido la Historia de la Geología (centrada principalmente en la exploración pionera de los Picos de Europa) y el acercamiento de esta ciencia al gran público.

**Caridad (Cari) Zazo Cardeña** (Villaluenga, Toledo, 1945). Su Tesis de Licenciatura (1969) y Doctoral (1980), realizadas en la UCM, versan sobre los cambios eustáticos, neotectónicos y climáticos. Su línea general de investigación se centra en la Geología y Geomorfología litoral del Plioceno y Cuaternario. Su carrera investigadora se inicia elaborando cartografías geológicas y geomorfológicas en numerosas Hojas

Geológicas del Plan MAGNA y Mapas Neotectónicos, Fisiográficos, de Líneas de Costa, etc. Profesora Titular de Geodinámica Externa de la UCM, impartió docencia de 1978 a 1988. Su investigación posterior se realiza en el Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). En este fue Colaboradora Científica (1986), Investigadora (1989) y Profesora de Investigación 1991. Actualmente es Profesora *ad honorem*. Sus estudios sobre el nivel del mar los ha realizado en costas en diferentes contextos geodinámicos: Mediterráneo (S y SE Peninsular, Islas Baleares, Marruecos y Túnez), Atlántico (Marruecos, Cádiz, Huelva, Alentejo-Portugal, Canarias, Azores, y Cabo Verde) y Pacífico (Chile y Perú), con más de 500 artículos. Ha dirigido numerosos proyectos de investigación, Tesis de licenciatura y Tesis Doctorales. Ha tenido cargos en numerosas asociaciones científicas internacionales. En INQUA (*International Union for Quaternary Research*), ha trabajado en las Comisiones Líneas de Costa, Estratigrafía y Neotectónica. Actualmente pertenece al *Advisory Board* de INQUA, es miembro votante de la comisión *Quaternary Stratigraphy and Chronology* y participa en el Programa del IGCP de UNESCO. Es Académica Numeraria, Medalla nº 21, de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (RAC). Cargo Electo en 2011. La recepción tuvo lugar en 2015, con la impartición del discurso *Explorando las costas de un pasado reciente: Los cambios del nivel del mar*.

#### AGRADECIMIENTOS

Es un trabajo de la *Comisión Mujeres y Geología* de la *Sociedad Geológica de España* que ha sido coordinado por A.M. Alonso-Zarza y C. Arenas Abad, y que ha contado con numerosas colaboraciones tanto en la elaboración de las biografías, como sugiriendo nombres o ayudando a la localización de las geólogas cuyas biografías se incluyen aquí. Han participado en este trabajo, además de las coordinadoras: J. Álvarez-Marrón, C. Arias, B. Bádenas, M.A. Bustillo, A. Calonge, P. Clemente, J.R. Colmenero, A. Crespo Blanc, M.A. Díez-Balda, M. Díaz-Molina, E. Druguet, E. Fernández, M.J. Fernández-Casals, M.T. Fernández-Marrón, A. García Quintana, I. Gil-Peña, M.J. López, R. Lunar, R.M. Mateos, M.J. Pellicer, C. Pol, E. Puga, M. E. Sanz-Montero, M. Segura, A. Travé, J. Vegas y C. Zazo.



# Los metagranitos de las Unidades Basales de los complejos alóctonos de Galicia (NO del Macizo Ibérico): Evolución geoquímica y contexto geodinámico

## *Metagranites of the Basal Units of the allochthonous complexes of Galicia (NW Iberian Massif): Geochemical evolution and geodynamic setting*

P. Andonaegui, R. Díez Fernández y J. Abati <sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. C/ José Antonio Novais 2. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid  
andonaeg@ucm.es

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias (IGEO-CSIC). C/ José Antonio Novais 2. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid

**Resumen:** Las Unidades Basales de los complejos alóctonos de Galicia incluyen rocas metamórficas paraderivadas que alternan con abundantes rocas ortoderivadas con edades comprendidas entre 500 y 470 Ma. Por su composición, tanto mineralógica como química de roca total, las rocas ortoderivadas se dividen en dos grandes grupos: uno de gneises graníticos *s.l.* (tonalíticos, granodioríticos y graníticos), con una composición química que transita de tipos magnesianos-cálcicos meta-aluminosos, hasta tipos férricos calcoalcalinos y alcalino-cálcicos peraluminicos; y otro segundo grupo de gneises alcalinos y peralcalinos con una composición férrico alcalina que varía de términos peralcalinos a meta-aluminosos, llegando a tener un carácter per-alumínico los tipos más diferenciados. Los gneises graníticos *s.l.* presentan anomalías negativas en Nb y Ta, sugiriendo su relación con un margen continental activo, mientras que las rocas alcalinas y peralcalinas están enriquecidas en elementos traza incompatibles y presentan altos contenidos en Th, Ga y Nb, característicos de magmas asociados a un régimen extensional. Esta evolución geoquímica probablemente refleja el tránsito desde un régimen geodinámico convergente caracterizado por un sistema de arcos magmáticos hacia un rifting intracontinental.

**Palabras clave:** Geoquímica de rocas ígneas; Cámbrico-Ordovícico; arco volcánico; rifting; Macizo Ibérico

**Abstract:** *The Basal Units of the allochthonous complexes of Galicia include para-derived metamorphic rocks alternating with abundant ortho-derived rocks with protolith ages ranging between 500 and 470 Ma. According to their whole-rock chemical and mineralogical composition, the ortho-derived rocks are divided in two major groups: one consisting of granitic gneisses s.l. (tonalitic, granodioritic, and granitic) with a chemical composition ranging from magnesian calcic metaluminous types to ferroan calc-alkalic and alkali-calcic peraluminous types, and a second group including alkaline and peralkaline terms, with ferroan alkalic and peralkaline to metaluminous composition, some of the most differentiated terms reaching also a peraluminous composition. The granitic gneisses s.l. show negative Nb and Ta anomalies, typical for rocks formed in an active margin, whereas the alkaline and peralkaline rocks are rich in incompatible trace elements and show a high content of Th, Ga and Nb, as expected for crustal extension-related magmas. This geochemical evolution probably reflects the switch from a convergent geodynamic setting featured by magmatic arcs to an intracontinental rifting.*

**Key words:** *Geochemistry of igneous rocks; Cambrian-Ordovician; volcanic arc; rifting; Iberian Massif*

## INTRODUCCIÓN

En los complejos alóctonos de Galicia se distinguen tres terrenos, que de base a techo son: Unidades Basales, Unidades Ofiolíticas y Unidades Superiores (Fig.1). Tanto las Unidades Basales como las Superiores están constituidas por secuencias de rocas metasedimentarias así como por cuerpos de rocas metaígneas. Cada uno de estos dos conjuntos de unidades ha sido interpretado como un terreno diferente de afinidad continental. Las Unidades Ofiolíticas están constituidas por secciones oceánicas para las que la edad de formación de sus protolitos es variable y su composición química compatible con escenarios tectónicos diversos (Arenas et al., en prensa).

Las Unidades Basales afloran ampliamente en la sección más occidental de los complejos alóctonos de Galicia, en el Complejo de Malpica-Tui, y están formadas por una sucesión de sedimentos de carácter terrígeno (ahora esquistos y paragneises) que alternan con metabasitas y abundantes ortogneises (Díez Fernández et al., 2010), todo el conjunto está afectado por un metamorfismo de alta presión. Los ortogneises conforman una serie granítica (*s.l.*) muy variada e incluyen los siguientes tipos litológicos: granitos, granodioritas, tonalitas y gneises alcalinos y peralcalinos (Rodríguez Aller, 2005; Montero et al., 2009; Díez Fernández et al., 2012, y referencias citadas en estos trabajos).

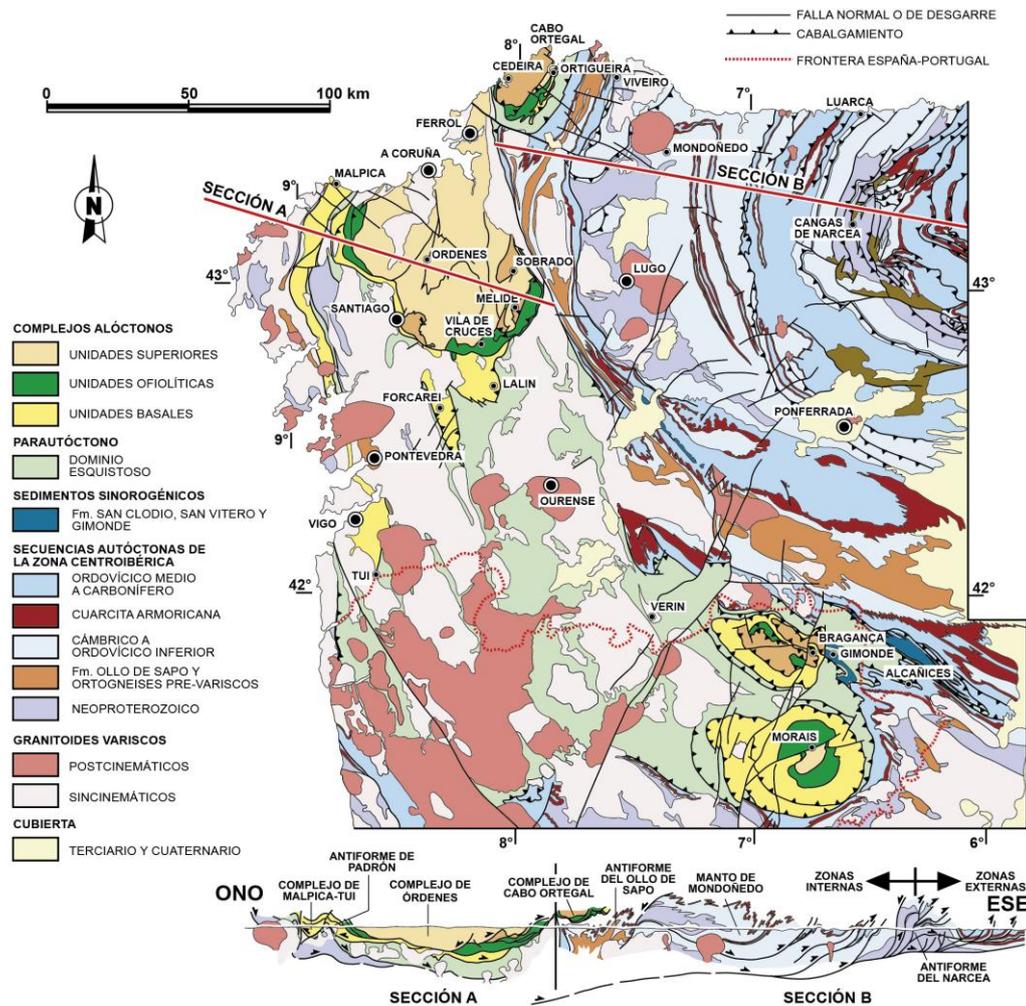


FIGURA 1 Mapa regional de los complejos alóctonos y de su autóctono en el NO del Macizo Ibérico.

En este trabajo presentamos las principales características geoquímicas de los metagranitos de las Unidades Basales, de forma integrada, con el fin de caracterizarlos y poder determinar el contexto tectónico en el que se formaron, lo cual permitirá un mayor conocimiento de las mismas que ayudará a la reconstrucción paleogeográfica de estos terrenos alóctonos.

### CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Todos los tipos gnéisicos derivados de granitoides que se encuentran en las Unidades Basales son cuarzo-feldespáticos, de tamaño de grano medio a fino y con frecuente presencia de porfiro-clastos de feldespatos. Una descripción detallada de la mineralogía de estas rocas se puede consultar en los trabajos de Rodríguez Aller (2005) y Montero et al. (2009). A continuación se describen, de más antiguos a más modernos, los distintos tipos de gneises y sus características geoquímicas. Las características petrográficas están referidas, generalmente, a los tipos menos deformados.

**Gneises tonalíticos:** poco abundantes, suelen ser rocas de tamaño de grano fino constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, clinopiroxeno, granate, mica blanca y epidotas. Son rocas intermedias con un contenido medio en SiO<sub>2</sub> de 61.29% (n=7), clasificándose en los diagramas de Frost et al. (2001) como rocas magnesianas, cálcicas y meta-aluminosas (ACKN medio 0.91) (Fig.2). En lo que se refiere a los elementos traza, en el diagrama normalizado a los valores de Mc Donough y Sun (1995) (Fig.3), presentan enriquecimiento en elementos incompatibles con anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, y positivas en Pb y Zr. La datación de estas rocas mediante U-Pb en zircones proporciona una edad de 494 Ma (Abati et al., 2010).

**Gneises granodioríticos:** se trata de rocas de tamaño de grano medio con porfiroclastos de feldespatos, su mineralogía está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, mica blanca, granate y en algunas muestras aparece anfíbol. Por su contenido en SiO<sub>2</sub> son rocas que varían de intermedias a félsicas, con un valor medio de 68.26% (n =13) y transitan de los campos magnésico al férrico y del cálcico al calcoalcalino proyectándose algunas muestras en el campo

alcalino cálcico (Fig. 2), todas las muestras son per-alumínicas (ACKN medio 1.11). En el diagrama normalizado (Fig.3) presentan enriquecimiento en incompatibles con anomalías negativas en Nb y Ti, y positivas en Pb y Zr. La edad de estas rocas es de 489 Ma (Abati et al., 2010; Díez Fernández et al., 2012).

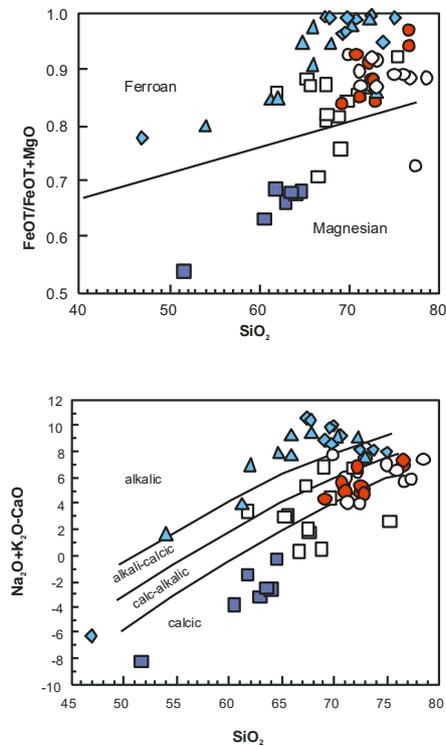


FIGURA 2 Diagramas  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  y  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ , de Frost et al (2001). Tonalitas: cuadrados llenos. Granodioritas: cuadrados vacíos. Granitos: círculos llenos. Félsicos: círculos vacíos. Alcalinos: triángulos. Peralcalinos: diamantes.

**Gneises graníticos:** son los volumétricamente más abundantes. Están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, mica blanca y granate, también aparece anfíbol aunque es escaso. Dentro de este grupo se han diferenciado tipos félsicos caracterizados por una menor cantidad de biotita y mayor de mica blanca. Los contenidos en  $\text{SiO}_2$  de los tipos no félsicos son ligeramente menores (media 72.72%  $n=10$ ) que los de los tipos félsicos (media 73.89%  $n=12$ ), y ambos grupos se clasifican (Fig.2) como férrico calco-alcalinos de carácter per-alumínico (ACKN medio en los no félsicos 1.04, y 1.11 para los félsicos). En el diagrama normalizado (Fig. 3) los dos tipos graníticos presentan un mayor enriquecimiento en elementos incompatibles que los dos grupos anteriores, con anomalías negativas en Nb y Ti, y positivas en Pb y Zr. Su edad está comprendida entre 494 - 475 Ma (*op.cit.*).

**Gneises peralcalinos:** son rocas leucocráticas con feldespato potásico, plagioclasa de composición albítica, cuarzo, riebeckita, biotita, egirina y astrofillita. Hay algunos tipos melanocráticos caracterizados por una mayor abundancia de biotita y anfíbol. Tienen un contenido elevado en  $\text{SiO}_2$  (media 70.55%  $n=10$ ), y son rocas férrico alcalinas (Fig.2) de carácter per-alcalino

(valor molecular  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  medio 0.93). Uno de los tipos melanocráticos muestra un contenido en  $\text{SiO}_2$  de 46.86%, clasificándose como férrico calco-alcalino de carácter per-alcalino. En el diagrama normalizado (Fig. 3) se puede apreciar que este grupo es el de mayor contenido en trazas y además el más enriquecido en incompatibles, con importantes anomalías negativas en Ba, Sr, P y Ti, y anomalías positivas en Th y Zr. Su edad es de 474 Ma (*op. cit.*).

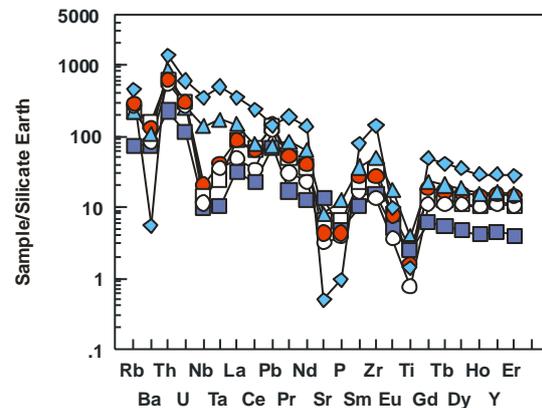


FIGURA 3. Diagrama normalizado a la composición de la Tierra Silicatada de McDonough y Sun (1995). Mismos símbolos que en la figura anterior.

**Gneises alcalinos:** también son rocas leucocráticas con feldespato potásico, plagioclasa albítica, biotita, anfíbol y granate. Su contenido en  $\text{SiO}_2$  es inferior al de los anteriores (media 65.71%,  $n=10$ ), también son férrico alcalinos (Fig. 2) pero en este caso de carácter meta-alumínico (ACKN medio 0.98), aunque los tipos más diferenciados llegan a ser per-alumínicos. En el diagrama normalizado (Fig.3) hay un importante enriquecimiento en elementos incompatibles con anomalías negativas en Ba, Sr y P y positivas en Th y Zr. Su edad es de 472 Ma (Rodríguez et al., 2007).

## DISCUSIÓN

Los metagranitos de las Unidades Basales se han agrupado en dos conjuntos, uno constituido por tipos tonalíticos, granodioríticos y graníticos y otro por rocas de carácter alcalino. Estos dos grupos, además de afinidades geoquímicas diferentes, presentan distintas edades con una clara tendencia a ser más antiguos los del primer grupo que los alcalinos y los peralcalinos. Todas estas características han sido interpretadas preliminarmente como una transición progresiva y continua desde un régimen subductivo a uno extensional (Abati et al., 2010; Díez Fernández et al., 2012).

Las características geoquímicas aquí presentadas son compatibles con esta última interpretación. De acuerdo con las mismas, el conjunto de rocas graníticas no alcalinas más antiguas puede considerarse como una serie granítica continua generada en un mismo ambiente y compatible con un margen continental activo, como reflejarían, entre otras características, las anomalías negativas en Nb y Ta. Por otro lado, los mayores

contenidos en Th y Nb de las rocas alcalinas y peralcalinas son más característicos de rocas formadas en un régimen extensional.

La proyección de estas rocas en el diagrama Y-Nb (Pearce et al., 1984) (Fig. 4) favorece esta interpretación, pues las rocas graníticas no alcalinas del Complejo de Malpica-Tui tienden a proyectarse dentro del campo de los granitos de arco volcánico, mientras que las rocas alcalinas y peralcalinas se sitúan en el campo de los granitos intraplaca. Así mismo, el grupo de ortogneises graníticos (félsicos y no félsicos), de edad intermedia entre las tonalitas-granodioritas y los granitos alcalinos-peralcalinos, se proyecta sistemáticamente en posiciones intermedias entre ambos grupos, sugiriendo para ellos un origen híbrido complejo, probablemente ligado a estadios transicionales tras la desactivación de un proceso de subducción y el establecimiento de un nuevo régimen distensivo.

Dentro del marco geodinámico de los Complejos Alóctonos del NO de Galicia, el magmatismo registrado en las Unidades Basales se desarrolló durante un periodo de tiempo comprendido entre los 500 y 475 Ma. La propuesta principal de esta investigación incide en que durante ese período se produjo un cambio gradual en el régimen tectónico, que supuso el final de una etapa de subducción y la apertura de una o varias cuencas oceánicas que jugarán un papel fundamental en el posterior amalgamamiento del supercontinente Pangea. Dentro de las reconstrucciones paleogeográficas de la región, la cuenca ligada a la actividad magmática extensional registrada en las Unidades Basales puede enmarcarse dentro de un régimen global distensivo relacionado con la apertura del Océano Reico.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2012-34618 del Ministerio de Economía y Competitividad

#### REFERENCIAS

- Abati, J., Gerdes, A., Fernández Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J. y Díez Fernández, R. (2010): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *GSA Bulletin* 122 1/2: 219-235
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., González Cuadra, P., López Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J.M. y Rubio Pascual, F.J., (en prensa): Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution. *Earth-Science Reviews*.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. y Fernández-Suárez, J. (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana

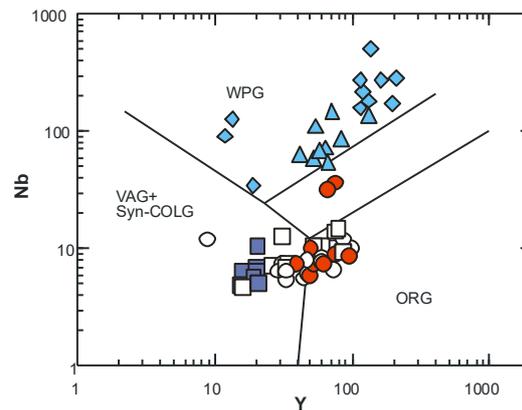


FIGURA 4. Diagrama de clasificación tectónica de granitos de Pearce et al. (1984). VAG: granitos de arco volcánico. Syn-COLG: granitos de orógenos sin-colisionales. WPG: granitos de intraplaca. ORG: granitos de dorsal oceánica.

during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385-399.

Díez Fernández, R., Castiñeiras, P. y Gómez Barreiro, J. (2012): Age constraints on Lower Paleozoic convection system: Magmatic events in the NW Iberian Gondwana margin. *Gondwana Research*, 21: 1066-1079.

Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J y Frost, C.D. (2001): A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42-11: 2033-2048

McDonough, W.F., y Sun, S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.

Montero, P., Bea, F., Corretgé, G., Floor, P. y Whitehouse, M.J. (2009): U-Pb ion microprobe dating and Sr and Nd isotope geology of the Galiñeiro igneous complex. A model for the peraluminous/peralkaline duality of the Cambro-Ordovician magmatism of Iberia. *Lithos* 107: 227-238.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Rodríguez, J., Paquette, J.L., y Gil Ibarra, J.I. (2007): U-Pb dating of Lower Ordovician alkaline magmatism in the Gondwana margin (Malpica-Tui Complex, Iberian Massif): Latest continental events before oceanic spreading, en Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., y Abati, J., eds., *The rootless Variscan suture of NW Iberia (Galicia, Spain): Field trip guide and conference abstracts: International Geological Correlation Programme 497, The Rheic Ocean: Its origin, evolution and correlatives*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España: 163-164.

Rodríguez Aller J. (2005): Recristalización y deformación de litologías supracorticales sometidas a metamorfismo de alta presión (Complejo de Malpica-Tuy, NO del Macizo Ibérico). Edición do Castro. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Serie Nova Terra 29, 542 p.

# Isotopic and igneous record of the Avalonian-Cadomian arc in NW Iberia

## *Registro isotópico y magmático del arco Avaloniense-Cadomiense en el NW de Iberia.*

R. Arenas<sup>1</sup>, P. Andonaegui<sup>1</sup>, R. Albert<sup>1</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>1</sup> and R. Díez Fernández<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain. [rarenas@ucm.es](mailto:rarenas@ucm.es)

**Abstract:** The upper allochthonous units of NW Iberian Massif contain an extensive Cambrian magmatism (c. 500 Ma), that generated large massifs of granitic rocks and gabbros with calc-alkaline and tholeiitic compositions, respectively. Petrological and geochemical features of these massifs are characteristic of volcanic arcs. The plutons intruded siliciclastic series deposited in the periphery of the West Africa Craton. U-Pb/Hf isotopic compositions of detrital zircon in the siliciclastic series, indicate arc activity between c. 750 Ma and c. 500 Ma. It was characterized by a large variety of isotopic sources, including from very old continental input, even Archean, to the addition of a significant amount of juvenile mafic material. These isotopic sources experienced an extensive mixing that explains the composition and isotopic features of the represented Cambrian plutons. The Cambrian igneous rocks of the upper units of NW Iberia can be related to the latest activity of the Avalonian-Cadomian arc. From Middle Cambrian times, arc activity in the periphery of Gondwana was replaced by pronounced extension associated with continental rifting, which finally led to separation of the microcontinent Avalonia. Subsequent drifting of Avalonia to the North caused progressive opening of one of the main Paleozoic ocean, the Rheic Ocean.

**Key words:** Cambrian magmatism, Avalonian-Cadomian arc, NW Iberian Massif, Variscan Orogen.

**Resumen:** Las unidades alóctonas superiores del NW del Macizo Ibérico contienen un extenso magmatismo Cámbrico (c. 500 Ma), que generó grandes macizos de rocas graníticas y gabros, con composiciones calcoalcalinas y toleíticas, respectivamente. Las características petrológicas y geoquímicas de estos macizos son típicas de arcos volcánicos. Los plutones intruyen en series siliciclásticas depositadas en la periferia del Cratón del Oeste de África. Las relaciones isotópicas U-Pb/Hf de circones detríticos de las series siliciclásticas, indican que el arco fue activo entre c. 750 y c. 500 Ma. Originó una gran variedad de fuentes isotópicas, que incluyen desde fuentes continentales muy antiguas, incluso Arcaicas, hasta la participación de una gran cantidad de material máfico juvenil. Estas fuentes isotópicas experimentaron un amplio mixing que explica la composición y características isotópicas de los plutones Cámbricos investigados. El magmatismo Cámbrico del NW de Iberia puede relacionarse con la última actividad del arco Avaloniense-Cadomiense. A partir del Cámbrico medio, la actividad del margen activo peri-Gondwánico fue reemplazada por extensión asociada a un episodio de rifting continental, que finalmente dio lugar a la separación del microcontinente Avalonia. La deriva posterior de Avalonia hacia el norte originó la apertura progresiva de uno de los principales océanos Paleozoicos, el Océano Rheico.

**Palabras clave:** Magmatismo Cámbrico, arco Avaloniense-Cadomiense, NW del Macizo Ibérico, Orógeno Varisco.

## INTRODUCTION

The northern Gondwana margin did act as an active continental margin for a long period. The activity related to the peri-Gondwanan arc system ranges from Neoproterozoic to Early Paleozoic times, being frequently referred to as the Avalonian-Cadomian arc (Nance et al., 2002). Although the presence of the Avalonian-Cadomian arc in the northern Gondwanan margin is clear, the chronology of the igneous activity is poorly constrained in certain areas. This is because of the vast amount of geochronological data needed to make an accurate estimation of the timing of such activity. However, this information is more accessible using the isotopic record of magmatism preserved in the siliciclastic series derived from dismantling of the

arc and surrounding continental regions. The Hf isotopic signature of detrital zircons, combined with U-Pb geochronology, has arisen as a key source of information to constrain both the age of magmatic activity and the isotopic sources involved in arc magma genesis (Gerdes and Zeh, 2006).

This manuscript presents a short review of geochemical data from two large massifs of Cambrian igneous rocks included in the upper allochthon (upper units) of the Ordenes Complex (Fig. 1), and isotopic data (Hf and U-Pb) of detrital zircons from the siliciclastic sedimentary series intruded by these plutons. Considered together, these data provide an integrated record of the activity in the Avalonian-Cadomian arc in this region.

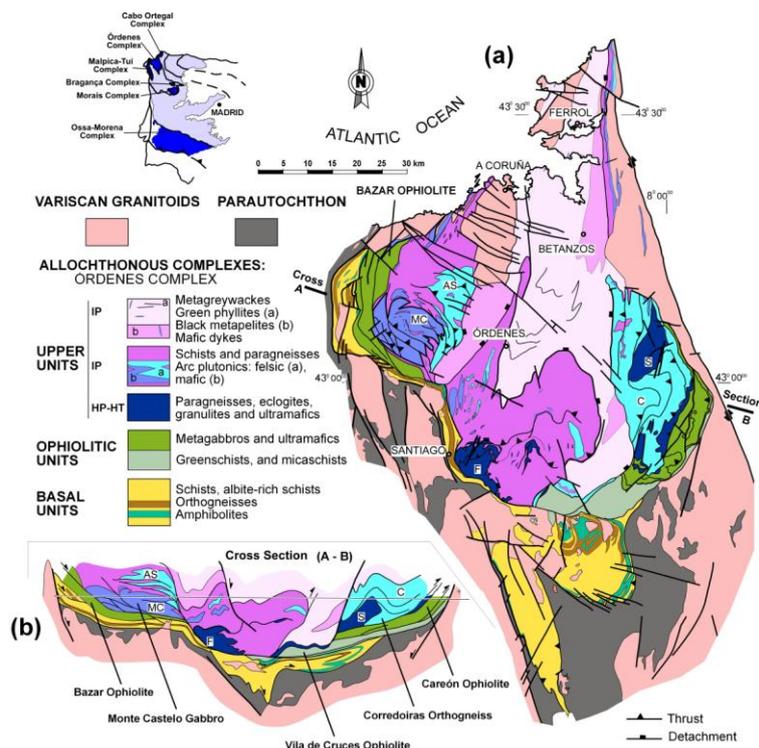


FIGURE 2. (a) Geological map of the Ordenes Complex. (b) Representative cross-section. AS, A Silva Unit; C, Corredoiras Massif; F, Fornás Unit; MC, Monte Castelo Massif; S, Sobrado Unit.

## CAMBRIAN MAGMATIC ROCKS

The siliciclastic series of the upper allochthon are intruded by a variety of felsic to mafic igneous rocks including dikes, stocks and large massifs of gabbros and granitic rocks. The greywackic series of the upper structural levels is intruded by abundant doleritic dykes (Fig. 1) dated at c. 510 Ma (Díaz García et al., 2010). The largest Cambrian igneous massifs that appear in the upper allochthon of NW Iberia are represented by the Monte Castelo Gabbro Massif (MCGM) and the Corredoiras Orthogneiss Massif (COM) (Fig. 1). Three major compositional types can be distinguished within the MCGM (Andonaegui et al., 2016): olivine gabbronorites, amphibole gabbronorites and biotite gabbronorites. The emplacement of the gabbro body has been dated at c. 499 Ma (Abati et al., 1999). Three main compositional types have been described in the COM by Andonaegui et al. (2012). The most abundant lithology is a coarse-grained, granular, hypidiomorphic granodiorite. Medium-grained, granular hypidiomorphic tonalitic orthogneisses appear in small volumes toward the NW part of the massif. Locally the tonalitic orthogneisses contain inclusions of medium-grained amphibole-rich orthogneisses, ranging in size from decimeters to meters. Finally, medium to fine-grained gabbronoritic rocks are found as scarce small stocks or lens-shaped bodies scattered between the orthogneisses. The COM has been dated at Cambrian (c. 492 Ma; Andonaegui et al., 2012).

## GEOCHEMISTRY OF THE IGNEOUS BODIES

The plutonic rocks from the MCGM and COM show chemical compositions typical of magmatic arcs. The gabbroic terms have mafic-intermediate compositions, the tonalites range between intermediate and felsic (slightly peraluminous) and the granodiorites are felsic (peraluminous). In the AFM diagram, the gabbroic rocks occupy the tholeiitic field, the mafic rocks of the COM plotting closer to the boundary with the calc-alkaline series (Fig. 2a). In the same diagram, the tonalites and granodiorites plot on the calc-alkaline field. In the Th-Co diagram (Hastie et al., 2007; Fig. 2b), the lithologies of the MCGM plot on the field of island-arc tholeiites, whereas the rocks of the COM define a typical calc-alkaline series, with the most felsic terms laying in the high-K field. Such different composition between rocks of the MCGM and COM could indicate a different location in relation to the oceanic trench, the rocks of the COM being generated in a more distal position (Andonaegui et al., 2016).

The tectonic setting of the Cambrian magmatism can be investigated using the Hf-Th-Nb diagram, suitable for both mafic and felsic rocks (Wood, 1980; Fig. 2c). According to it, most of the igneous rocks were generated in a volcanic arc context, although some rocks of the MCGM are projected in a field that indicates more primitive compositions corresponding to MORB types. There are no additional geological arguments supporting the equivalence of the MCGM rocks with MORB lithologies, as the main gabbro body

intrudes a thick series of metasedimentary rocks. Moreover, the rocks of the MCGM are characterized by  $Hf/Th > 3$ , typical of island-arc tholeiites. On the contrary, the lithologies of the COM are in general characterized by  $Hf/Th < 3$ , typical of calc-alkaline series (Fig. 2a).

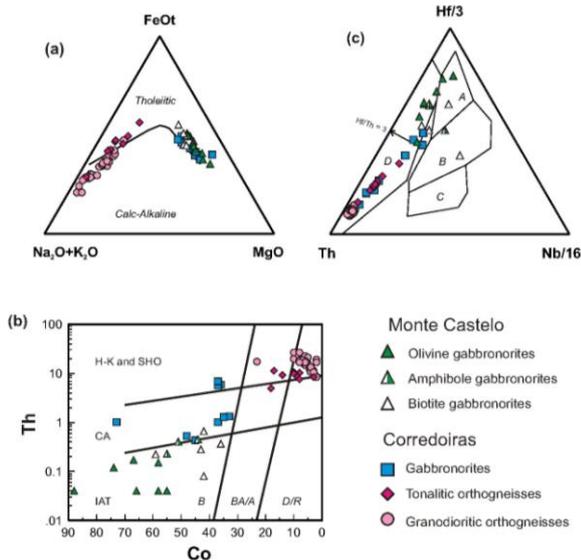


FIGURE 2. (a) AFM diagram; tholeiitic and calc-alkaline fields after Irvine and Baragar (1971). (b) Th-Co discrimination diagram (Hastie et al., 2007). (c) Hf-Th-Nb diagram (Wood, 1980). A: N-MORB; B: E-MORB and within plate tholeiites; C: alkaline within plate basalt; D: volcanic arc basalt;  $Hf/Th > 3$  island-arc tholeiites;  $Hf/Th < 3$  calc-alkaline mafic and felsic rocks.

## ISOTOPIC RECORD OF THE MAGMATIC ARC

The provenance of the upper units of the allochthonous complexes of NW Iberia has been recently investigated, using U-Pb geochronology and Hf isotopic content of detrital zircons of siliciclastic metasedimentary series (Albert et al., 2015). These are the sedimentary series intruded by Cambrian granites and gabbros, both in Cabo Ortegal and Órdenes

complexes. The zircon data can also be used to track episodes of crustal (zircon) growth over time and their relationship with the peri-Gondwanan arc system. Figure 3 shows a Hf isotope evolution diagram with zircon data from the amphibolite facies schists from the upper units of the Cabo Ortegal Complex. Data are from 5 samples of the Cariño Gneisses, a metaturbiditic series on which a total of 420 analysis were performed (Albert et al., 2015). The diagram shows three different episodes of zircon growth (Archean, Eburnean and Cadomian), which suggest that deposition of the siliciclastic series occurred in a sedimentary basin located in the periphery of the West Africa Craton. The most recent of these episodes resulted in a cycle of continuous zircon crystallization (likely accompanied by crustal growth) from about 750-500 Ma (Fig. 3). The proportion of zircons bearing crystallization ages between c. 750 Ma and c. 600 Ma is relatively small in these gneisses, but the proportion increases greatly for zircon grains formed between 600 and 500 Ma. The latter zircon age range is characterized by a large isotopic variety, ranging from grains formed after continental sources (Archean, Eburnean), to other cases indicating a large supply of juvenile material (Fig. 3). These sources reflect a rather continuous isotopic mixing, that explains both the continental sources recorded in the COM and the most primitive sources of the MCGM (Andonaegui et al., 2012, 2016). The great contribution of juvenile material deduced from the Hf isotope evolution diagram, and the extensive mixing line formed at 750-500 Ma, can only be explained in the context of a volcanic arc. This arc was generated in an active continental margin and it is characterized by the presence of extensive continental basement. The presence of rocks like those forming the MCGM and COM, characterized by two distinct mafic and felsic igneous end-members, with juvenile and continental isotopic sources, can be only explained in this context.

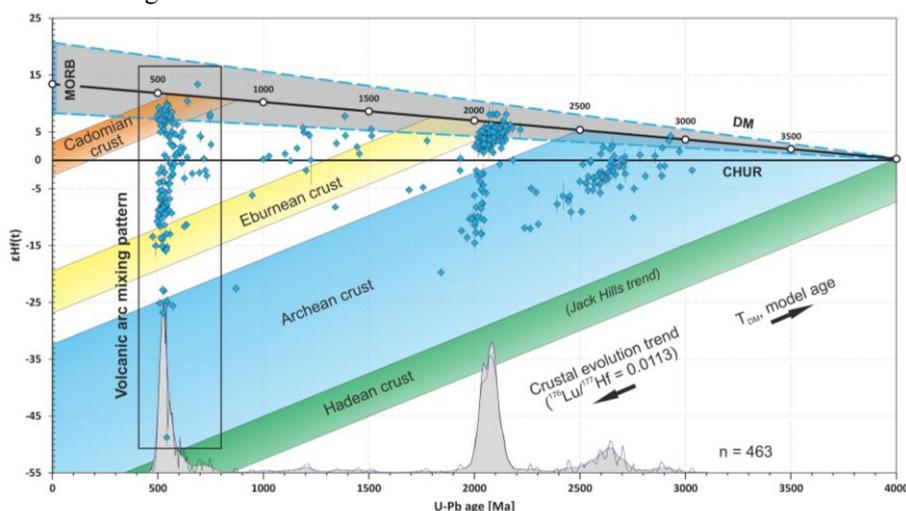


FIGURE 3. Hf isotope evolution diagram showing zircon data of the siliciclastic rocks from the upper units of the Cabo Ortegal Complex (5 samples, 420 analyses). Each blue diamond is one analyses performed on one zircon core. Vertical rectangle shows the Lu-Hf vs. age mixing pattern of arc derived sediments. Kernel Density Estimation of analysed zircons with Lu-Hf systematics is represented in grey. CHUR: chondritic uniform reservoir; DM: depleted mantle; MORB: mid-ocean ridge basalt. Modified after Albert et al. (2015).

## DISCUSSION

The Cambrian magmatism recorded in the upper units of the allochthonous complexes of NW Iberian Massif shows significant compositional variety, ranging from granitic types to gabbroic rocks with juvenile character. According to Hf isotopic signature in detrital zircons, a rather continuous mixing of abundant juvenile material and varied continental sources (as old as Archean) characterized the magmatic event. The characteristics of the Cambrian magmatism and the provenance of its sedimentary host support that the Paleozoic sequences of the upper allochthonous units of NW Iberia were formed in a peri-Gondwanan volcanic arc. The igneous activity in this arc was intense between c. 600-500 Ma, and finished at c. 500 Ma, since younger arc-related igneous rocks have not been found in the upper allochthonous units. According to Hf systematics in zircon, the volcanic arc was also active between c. 750-600 Ma, although its record is scarce in the investigated metasedimentary series. Therefore, the generation of magmatic activity until c. 500 Ma cannot be interpreted as an isolated event limited to NW Iberia. Instead, the Cambrian magmatism was generated in the context of a volcanic arc active in the periphery of Gondwana over a long time period, at least between Neoproterozoic (Cryogenian) and Middle Cambrian times, the Avalonian-Cadomian arc (Fig. 3). The end of the activity in the Avalonian-Cadomian arc has been linked to the onset of a rifting event that affected the margin of Gondwana from Late Cambrian to Middle Ordovician times. This rifting is also well documented in other parts of the Variscan orogen and resulted in the opening of back-arc basins along the margin. The rifting event also caused the separation and drift of the microcontinent Avalonia from areas of the Gondwanan margin located further to the west of Iberia, as well as the opening of the Rheic Ocean.

Data compiled in this work allow documenting the end of the magmatic activity of the Avalonian-Cadomian arc in NW Iberia. This arc was active for a long period of time in the periphery of Gondwana, but in the north and northwestern part of the West African Craton it was progressively replaced by a period of rifting in Middle Cambrian times. The activity of this arc exerted a long-lasting influence on the peri-Gondwana magmatism and it likely ruled the development of sedimentary basins and the whole peri-continental dynamics.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support has been provided by the Spanish project CGL2012-34618 (Ministerio de Economía y Competitividad).

## REFERENCES

- Abati, J., Dunning, G.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J.R. and Andonaegui, P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Órdenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 213-228.
- Albert, R., Arenas, R., Gerdes, A., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J. and Fuenlabrada, J.M. (2015): Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). *Gondwana Research*, 28: 1434-1448.
- Andonaegui, P., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Abati, J., Díaz García, F. and Martínez Catalán, J.R. (2012): The Corredoiras orthogneiss (NW Iberian Massif): Geochemistry and geochronology of the Paleozoic magmatic suite developed in a peri-Gondwanan arc. *Lithos*, 128-131: 84-99.
- Andonaegui, P., Sánchez-Martínez, S., Castiñeiras, P., Abati, J. and Arenas, R. (2016). Reconstructing subduction polarity through the geochemistry of mafic rocks in a Cambrian magmatic arc along the Gondwana margin (Órdenes Complex, NW Iberian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 105: 713-725.
- Díaz García, F., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Fuenlabrada, J.M. and Arenas, R. (2010): A peri-Gondwanan arc in NW Iberia. II: Assessment of the intra-arc tectonothermal evolution through U-Pb SHRIMP dating of mafic dykes. *Gondwana Research*, 17: 352-362.
- Gerdes, A. and Zeh, A. (2006): Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 47-61.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F. (2007): Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341-2357.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Nance, R.D., Murphy, J.B. and Keppie, J.D. (2002): A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, 352: 11-31.
- Wood, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.

## U-Pb zircon age and tectonic meaning of the Cardenchocha pluton (Ossa-Morena Zone)

### *Edad U-Pb de zircones y significado tectónico del plutón de La Cardenchocha (Zona de Ossa-Morena)*

A. Azor<sup>1</sup>, J.F. Simancas<sup>1</sup>, D.J. Martínez Poyatos<sup>1</sup>, P. Montero<sup>2</sup>, F. González Lodeiro<sup>1</sup> and I. Pérez-Cáceres

<sup>1</sup> Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada. azor@ugr.es, simancas@ugr.es, djmp@ugr.es, lodeiro@ugr.es, perezcaceres@ugr.es

<sup>2</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 18071 Granada. pmontero@ugr.es

**Abstract:** The Cardenchocha pluton crops out in the northernmost Ossa-Morena Zone, immediately to the south of the boundary with the Central Iberian Zone. This pluton is made up of two granitic facies. Despite the lack of geochronological data, this intrusive body has been traditionally attributed to the Carboniferous magmatism of the so-called “Los Ojuelos Igneous Complex”. This work provides with the first radiometric age of the Cardenchocha pluton, obtained by Sensitive High Resolution Ion Microprobe U-Pb zircon dating from a sample of the central facies. This sample yielded an Ordovician age of 478-480 Ma, which is interpreted as corresponding to the intrusion of the pluton. These new data indicate that the Cardenchocha pluton belongs to the widespread Cambrian-Ordovician igneous suite outcropping in the Ossa-Morena and Central Iberian Zones, attesting a tectonic setting of continental rifting at the onset of the Variscan cycle.

**Key words:** U-Pb zircon SHRIMP, deformed granite, Cambrian-Ordovician rifting, Variscan orogen.

**Resumen:** El plutón de la Cardenchocha aflora en la parte más septentrional de la Zona de Ossa-Morena, inmediatamente al sur del límite con la Zona Centroibérica. Está compuesto por dos facies de composición granítica. Pese a la ausencia de dataciones radiométricas, este cuerpo ha sido atribuido tradicionalmente al magmatismo carbonífero del denominado “Complejo Ígneo de Los Ojuelos”. En este trabajo aportamos la primera datación radiométrica de este plutón. Para ello, hemos datado una muestra de la facies central con microsonda iónica mediante el método U-Pb en zircones. Hemos obtenido una edad ordovícica de 478-480 Ma, que interpretamos como la edad de intrusión del plutón. A la luz de estos nuevos datos, cabe concluir que este cuerpo granítico forma parte del numeroso cortejo ígneo de edad cambro-ordovícica aflorante en las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica, y que han sido ligados al contexto tectónico de rifting continental con el que se inició el ciclo varisco.

**Palabras clave:** U-Pb SHRIMP en zircones, granito deformado, rifting cambro-ordovícico, orógeno Varisco.

## INTRODUCTION

The Ossa-Morena Zone (OMZ) is characterized by the abundance of igneous rocks, grouped into three time-spans for which different tectonic scenarios have been proposed (see Cambeses, 2015, for a recent review). The older ages are latest Precambrian and correspond to a magmatic arc related to the Cadomian orogeny. The second igneous set clusters at Cambrian-Ordovician ages, witnessing the continental rifting that features the onset of the Variscan cycle. Finally, an important number of igneous bodies are Early Carboniferous in age and have been related to the Variscan orogeny, though their intrusion/extrusion probably occurred during an extensional/transensional event that interrupted the ongoing collisional evolution (e.g. Pérez-Cáceres et al., 2015 and references therein).

The attribution of the different OMZ igneous rocks to each one of the abovementioned scenarios cannot be done drawing only on the geochemical signature and/or the intensity of the deformation affecting them. Actually, the dating of a growing number of OMZ igneous intrusions, mostly by U-Pb on zircon grains (see Cambeses, 2015, for a compilation of ages), has yielded in some cases unexpected ages, since there is neither a straightforward relationship between deformation and age, nor between geochemical signature and age.

This work provides with the first absolute age (U-Pb on zircons measured with ion microprobe) of the Cardenchocha pluton. This intrusive body has been attributed to the Early Carboniferous in previous

studies, though the data reported here do not support that assumption.

## GEOLOGICAL SETTING

The Cardenchosa pluton is exposed just south of the boundary between the ZOM and the Central Iberian Zone (Fig. 1). To the SE, this boundary is cross-cut by the so-called “Los Ojuelos Igneous Complex” (Delgado Quesada et al., 1985; Fig. 1b), which includes the Cardenchosa pluton and has been considered entirely as Early Carboniferous according to the presence of sediments of that age. This granitic body intruded the contact between the Sierra Albarrana

Unit and the remaining rocks of the ZOM (Azor, 1994; Fig. 1b). Far from the granite, that contact consists of Carboniferous normal and left-lateral faults that place the Sierra Albarrana Unit in a lower structural position with respect to other OMZ rocks.

The Cardenchosa pluton is made up of two granitic facies (Garrote and Sánchez-Carretero, 1979), the most abundant being a coarse-grained slightly porphyritic granite with up to 4 cm feldspar phenocrysts. A second minor facies, mostly restricted to the western border of the pluton, is a chilled margin (Fig. 1b) composed of medium- to fine-grained leucocratic granite.

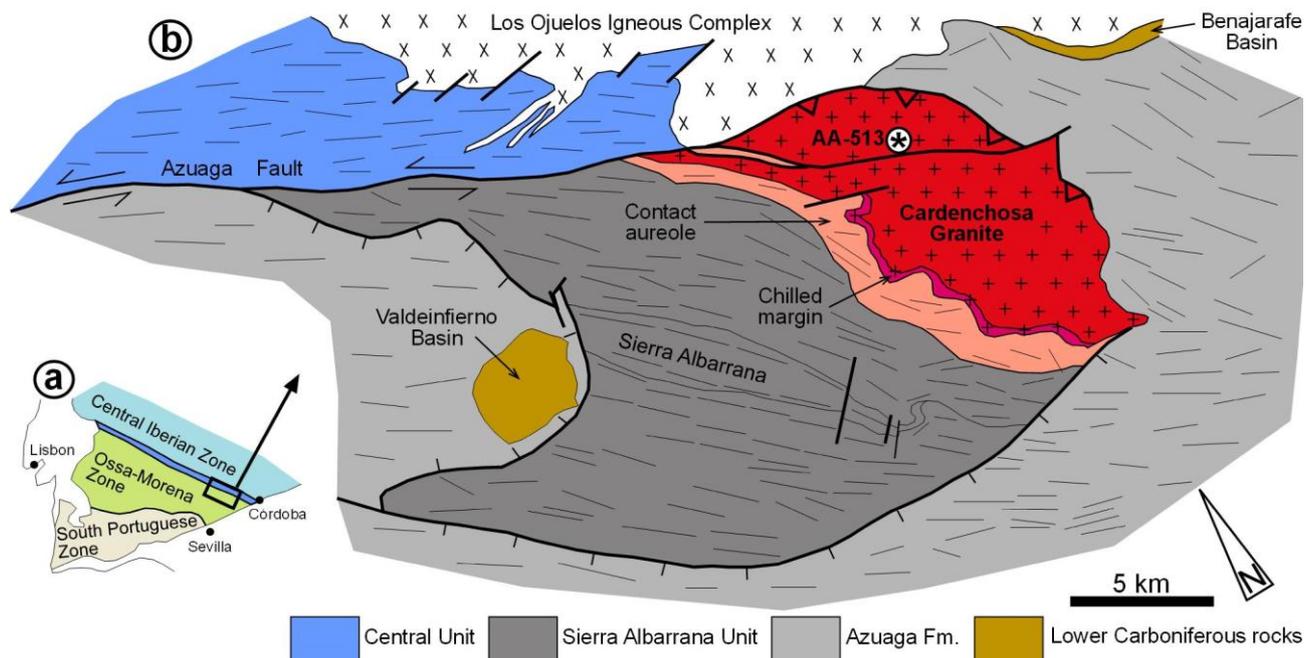


FIGURE 1: a) Geological sketch of southwest Iberia, showing the area in Fig. 1b (rectangle) and the three major zones of the Variscan orogen, as well as the Central Unit or Badajoz-Córdoba shear zone (dark blue). b) Simplified geological map of the Sierra Albarrana Unit and the Cardenchosa pluton. The dated sample (AA-513) is located with an asterisk.

The country rocks of the Cardenchosa pluton are as follows (Fig. 1b): (1) along the western border, medium-grade micaschists belonging to the Sierra Albarrana unit; (2) along the eastern and southern borders, slates with some quartzite intercalations belonging to the Lower-Middle Cambrian Azuaga Formation; and (3) along the northern border, basic igneous rocks belonging to Los Ojuelos Igneous Complex. The thermal aureole associated with the pluton is well developed along the western and southern contacts (1-2 km-wide band of hornfelses; Garrote, 1976; Azor and Ballèvre, 1997). On the contrary, the eastern contact is affected by a high-angle reverse fault that hides the thermal aureole (Fig. 1b). The highest grade assemblages in the hornfelses contain andalusite, biotite, fibrolitic sillimanite, and K-

feldspar. The microtextures shown by andalusite porphyroblasts indicate a static growth over a previous regional foliation. According to these assemblages, especially the coexistence of andalusite and K-feldspar in the innermost aureole, maximum pressures of no more than 2 kbar and temperatures between 500 and 600 °C can be estimated. Consequently, the Cardenchosa pluton can be considered to have intruded in the upper crust at a maximum depth of 5-6 km.

The Cardenchosa pluton is strongly deformed, especially along its western border, where a penetrative solid-state foliation can be mapped (Simancas et al., 2000). Furthermore, to the NW it shows a cartographic tail that joins the left-lateral Azuaga Fault (Fig. 1b) and is affected by a planar-linear fabric with the same

kinematics as the fault. A gravimetric survey combined with surface geological data showed that the 3D geometry of the pluton corresponds to a lens-shaped body with flat and shallow floor located at 1-2 km depth (Simancas et al., 2000).

## ZIRCON GEOCHRONOLOGY

We report the first geochronological data on the Cardenchosa granite. The geochronological work was done at the IBERSIMS laboratory of the University of Granada, equipped with a Sensitive High Resolution Ion MicroProbe (<http://www.ugr.es/~ibersims/ibersims/Welcome.html>).

The dated sample (AA-513) was collected from the coarse-grained facies in an outcrop located 2 km south of La Cardenchosa (Fig. 1b). This rock is slightly red-colored and contains K feldspar phenocrysts, plagioclase, quartz and biotite, with accessory zircon, apatite and ore minerals. Solid-state deformation is very scarce in this particular outcrop, as attested by a nearly isotropic fabric of the granite. Zircon crystals are euhedral, 50-200  $\mu\text{m}$ -long, transparent, pink to yellowish, clear grains. In cathodoluminescence, most crystals display a banded oscillatory zoning pattern. The zoned zircons have very variable contents of U (74-7920 ppm), Th (13-1508 ppm), and Th/U ratios (0.08-3.49), yielding concordia ages of  $478 \pm 7$  ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ ) and  $480 \pm 5$  Ma ( $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) (Fig. 2). We interpret these Early Ordovician ages as corresponding to the crystallization of the granitic magma in upper crustal levels. Two xenocrystic zircons have yielded Cadomian ( $\approx 570$  Ma) and Palaeoproterozoic ( $\approx 1900$  Ma) concordant ages.

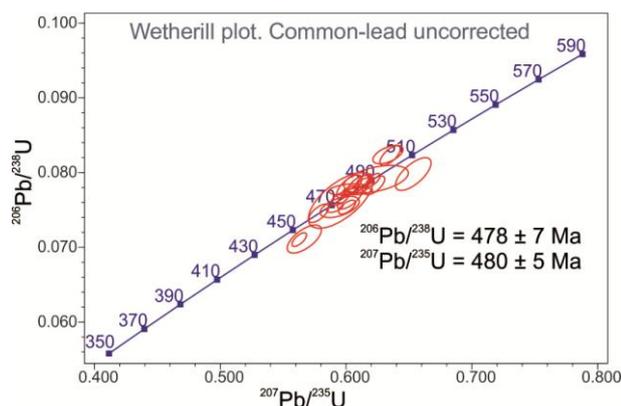


FIGURE 2: Wetherill concordia plot (common-lead uncorrected and less than 5 % of discordance) with 23 zircon grains of the sample AA-513 used to calculate the intrusion age of the Cardenchosa granite.

## DISCUSSION AND CONCLUSION

The U-Pb zircon age of the Cardenchosa pluton supports that it intruded at Ordovician time (478-480

Ma) and not at Carboniferous times as supposed until now. This fact calls attention to the need of radiometric dating of the different intrusive bodies grouped in the so-called Los Ojuelos Igneous Complex. Actually, the only igneous rocks of this area whose age can be considered as certain are the acidic volcanic rocks intercalated within Lower Carboniferous sedimentary rocks of the Benajarafe basin.

The Ordovician age of the Cardenchosa granite leads us to include it in the Cambrian-Ordovician rifting episode that marks the onset of the Variscan cycle. This rift-related magmatic episode was widespread all across the Central Iberian Zone and the OMZ (e.g. Simancas et al., 2004 and references therein), being characterized by plutonic and volcanic rocks of very diverse geochemical signature. By composition and age, the Cardenchosa granite is quite similar to two orthogneiss bodies located inside the Central Unit (Minillas [474 Ma] and Ribera del Fresno [475 Ma]). These two bodies appear strongly elongated on map, showing a fully penetrative and prominent planar-linear fabric associated with ductile left-lateral shearing at the boundary between the OMZ and the Central Iberian Zone. On the contrary, the Cardenchosa pluton is as a whole less intensely deformed, generally depicting a rough subvertical planar fabric marked by elongated quartz grains. However, in the western margin the planar fabric is very prominent and the external granite contact is affected by hectometer-scale folds (Simancas et al., 2000); in the same way, the NW cartographic tail of the pluton depicts a planar-linear fabric with left-lateral kinematics, i.e. it is affected by the same shearing as the Central Unit.

In SW Iberia, the Cambrian-Ordovician rifting episode could have eventually given way to the development of oceanic-like crust at the northern (narrow oceanic realm?) and southern (Rheic ocean?) boundaries of the OMZ. Another particular feature of the Cambrian-Ordovician rifting in SW Iberia was the formation of several migmatitic domes with preserved early Palaeozoic extensional planar-linear fabrics (Valuengo and Monesterio; Expósito et al., 2003). In the northernmost OMZ, the Sierra Albarrana Unit might have recorded a similar evolution, as attested by Late Cambrian to Early Ordovician SHRIMP U-Pb ages on zircons from migmatitic leucosomes (497 Ma) and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  on amphibole concentrates (481 Ma) (Azor et al., 2012). However, the preservation of tectonic fabrics and major structures associated with this migmatitic low-pressure event still need to be unraveled. In this regard, the fact that the contact aureole metamorphic assemblages at the western contact of the Cardenchosa pluton are superposed onto the main regional foliation in the host rocks of the Sierra Albarrana Unit suggests that this planar fabric is pre-Variscan and formed during the

Late Cambrian extensional tectonics associated with the rifting episode.

#### ACKNOWLEDGMENTS

Financial support was provided by grants numbers CGL2011-24101 and CGL2015-71692-P of the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness. We thank A. Castro for the critical reading of the manuscript.

#### REFERENCES

- Azor A. (1994): Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroeibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 295 p.
- Azor, A. y Ballèvre, M. (1997): Low-Pressure Metamorphism in the Sierra Albarrana Area (Variscan Belt, Iberian Massif). *Journal of Petrology*, 38: 35-64.
- Azor, A., Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D.J., Montero, P., González Lodeiro, F. y Gabites, J. (2012): Nuevos datos geocronológicos sobre la evolución tectonometamórfica de la Unidad de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena, SO de Iberia). *Geo-Temas*, 13.
- Cambeses, A. (2015): Ossa-Morena Zone Variscan “calc-alkaline” hybrid rocks: interaction of mantle and crustal-derived magmas as a result of intra-orogenic extension-related intraplate tectonics. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 450 p.
- Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Bea, F., Montero, P. y Salman, K. (2003): Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician rifting in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *Journal of Structural Geology*, 25: 2077-2087.
- Garrote, A. (1976): Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). Sierra Morena Central. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 82: 17-39.
- Garrote, A. y Sánchez-Carretero, R. (1979): Granitos postcinemáticos de tendencia alcalina en Ossa Morena: el stock de la Cardenchoa (prov. de Córdoba). *Acta Geológica Hispánica*, 14: 90-96
- Pérez-Cáceres, I., Martínez Poyatos, D.J., Simancas, J.F. y Azor, A. (2015): The elusive nature of the Rheic Ocean suture in SW Iberia. *Tectonics*, 34: 2429-2450.
- Simancas, J.F., Galindo-Zaldívar, J. y Azor, A. (2000): Three-dimensional shape and emplacement of the Cardenchoa deformed pluton (Variscan Orogen, southwestern Iberian Massif). *Journal of Structural Geology*, 22: 489-503.
- Simancas, J.F., Expósito, I., Azor, A., Martínez Poyatos, D.J. y González Lodeiro, F. (2004): La Orogenia Cadomiense y el rifting del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Iberia. *Journal of Iberian Geology*, 30: 53-71.

## Caracterización del basamento Bético: Un estudio U-Th-Pb SHRIMP en circones de enclaves graníticos Variscos incluidos en lamproítas de la Región Volcánica Neógena del sureste de España

*Betic basement characterization: zircon U-Th-Pb SHRIMP study of Variscan granitic enclaves hosted in lamproites from the Neogene Volcanic Province of south east Spain*

A. Cambeses, P. Montero, J.H. Scarrow, J.F. Molina y F. Bea

Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada 18071 Granada. aitorc@ugr.es

**Resumen:** El basamento de las zonas externas e internas de la cadena Bética en el SE de España es un enigma, a pesar de su interés para el establecimiento de correlaciones entre los terrenos que conforman la cadena y sus relaciones geodinámicas y paleogeográficas. En este contexto, enclaves de naturaleza granítica englobados en lavas lamproíticas de la Región Volcánica Neógena del sureste de España constituyen excelentes indicadores de las características del basamento. La distribución de edades obtenidas en circones de estos enclaves mediante SHRIMP permite establecer una correlación entre el basamento del cual fueron extraídos y la Zona Centro Ibérica. La comparación de los datos obtenidos en este trabajo con otros datos geocronológicos de enclaves de naturaleza cortical y con fundidos anatéticos de la misma región volcánica reafirman esta afinidad con la Zona Centro Ibérica, permitiendo vincular esta zona del Macizo Ibérico, en parte al menos, al basamento subyacente a la cadena Bética.

**Palabras clave:** Enclaves graníticos; circón; edades U-Th-Pb SHRIMP; basamento Bético; Zona Centro Ibérica.

**Abstract:** *External and Internal Zones basement of the SE Spain Betic belt is unknown, although it is a topic of particular interest to establish the geodynamic and paleogeographic terranes correlations. In this context, granitic enclaves hosted in lamproitic magmas from the Neogene Volcanic Province of south east Spain provide excellent constrains on this basement. Distribution of SHRIMP zircon ages from the enclaves reveals that their provenance comes from the Central Iberian Zone. Comparison of present work results together with other geochronological data from crustal-derived enclaves and magmas from same volcanic region supports, at least as part, the relationship with the Central Iberian Zone. This connection suggests that this Iberian Massif Zone is a good candidate to represent the basement beneath Betic belt.*

**Key words:** *Granitic enclaves, zircon; U-Th-Pb SHRIMP ages; Betic basement; Central Iberian Zone*

### INTRODUCCIÓN

La caracterización del basamento sobre el que se asienta la cadena Bética es hoy en día objeto de considerable debate. Los estudios geofísicos indican que parte del Macizo Ibérico constituye este basamento. Sin embargo no se dispone de registro geológico que permita establecer esta correlación.

En la Región Volcánica Neógena del sureste de España (Fig. 1), y englobados en rocas lamproíticas asociadas a la falla de Socovos en las zonas Externas de la cadena Bética, aparecen enclaves graníticos. Estos enclaves son testigos del basamento de la zona Subbética incorporados a este magma derivado del manto durante su ascenso a través de la corteza.

En este trabajo se muestra la caracterización geocronológica de los circones de estos enclaves mediante SHRIMP. Además, presentamos una correlación de estos datos con otros de enclaves y

fundidos anatéticos de la Región Volcánica Neógena del sureste de España con el fin de caracterizar el basamento de las zonas externas e internas de la cordillera en su sector SE y establecer posibles correlaciones regionales.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Las rocas estudiadas se enmarcan en la Región Volcánica Neógena del sureste de España (Fig. 1, López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1980). Pertenecen a enclaves graníticos localizados en los afloramientos de lamproítas ligados a la falla de Socovos, localizada en las zonas externas de la Cordillera Bética. Estas rocas volcánicas están definidas como diques a lo largo de la traza de la falla y en menor medida como pequeños cuerpos (sub)volcánicos (Pérez-Valera et al., 2013). Tienen edades sucesivamente más jóvenes de Este (c. 9 Ma) a Oeste (c. 7 Ma; Ar-Ar en micas, Pérez-Valera et al., 2013). Esta evolución temporal ha sido relacionada con un proceso de subducción y de roll-back que tuvo

lugar bajo la cadena Bética en el Mioceno terminal que favoreció/disparó la generación de estos fundidos mantélicos.

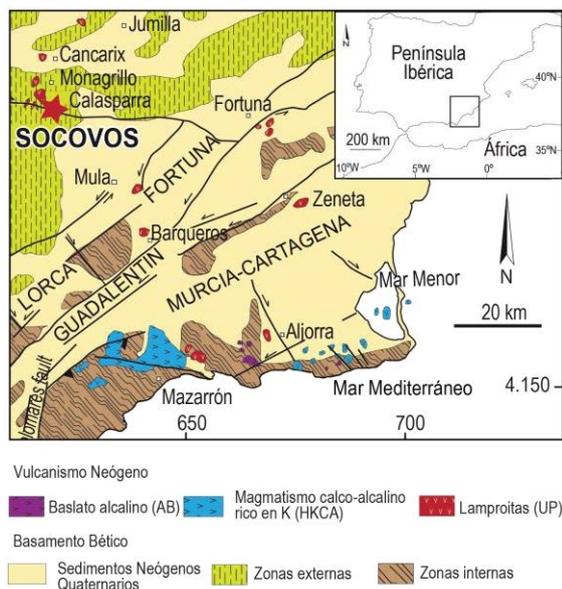


FIGURA 1. Situación geológica de la Región Volcánica Neógena del sureste de España. Indicado con una estrella los afloramientos orientales de lamproitas en la falla de Socovos.

## RELACIONES DE CAMPO Y PETROGRAFÍA

En el sector más oriental de la falla de Socovos se localizan diques de lamproitas que contienen enclaves graníticos con un tamaño variable desde centimétrico a bloques decimétricos. El contacto de los enclaves y la lava es típicamente redondeado, indicando un proceso de asimilación por parte del magma ultrapotásico.

Petrográficamente estos enclaves son muy similares entre sí, clasificándose como sienogranitos. Estas rocas tienen un tamaño de grano fino a medio con texturas equigranulares. Contienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como fases principales. Las fases accesorias son apatito y circón. Cabe destacar como en algunas muestras se han observado texturas que evidencian un proceso de fusión parcial relacionado con pirometamorfismo en el magma lamproítico.

## MATERIALES Y MÉTODOS

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio geocronológico de circones en los citados enclaves graníticos. Los circones fueron obtenidos en el laboratorio de separación hidrodinámica y analizados en el laboratorio IBERSIMS equipado con una microsonda iónica SHRIMP-II en el Centro de

Instrumentación Científica, ambos de la Universidad de Granada. Los procedimientos de separación y análisis de circón se llevaron a cabo según Bea et al. (2015).

## RESULTADOS

Se han considerado un total de 160 análisis (Fig. 2). Los circones analizados presentan distintas morfologías y tamaños, aunque por lo general son de tamaño medio  $150 \mu\text{m} \times 75 \mu\text{m}$  con hábito prismático y terminaciones bipiramidales. La mayoría de los granos presentan núcleos, con zonado oscilatorio, y bordes, estos últimos poco catodoluminiscentes respecto a los núcleos.

Las edades U-Th-Pb obtenidas permiten la clasificación de los circones en cinco grandes grupos: i) circones Arcaicos y Paleo-proterozoicos, poco abundantes, con edades de 1805-1957 Ma, *c.* 2429 Ma y *c.* 2724 Ma (Fig. 2); ii) circones Meso-proterozoicos donde se observan dos subgrupos de edades con rangos de 908-1052 Ma y 770-867 Ma, respectivamente (Fig. 2); iii) granos con edades Neo-proterozoicas entre 544-702 Ma centradas a *c.* 615 Ma (Fig. 2); iv) circones Cambro-Ordovícicos abarcando edades de 457-533 Ma agrupándose a *c.* 490 Ma (Fig. 2) y v) circones Carboníferos en un rango de edades de 292-330 Ma y centrados en un clúster muy bien definido a *c.* 312 Ma (Fig. 2).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las abundantes edades Carboníferas indican que la edad de cristalización de los graníticos de los que proceden los enclaves corresponde a un periodo de 290-330 Ma siendo la edad más probable de *c.* 312 Ma. Esta edad contextualiza la formación de estos granitos en la orogenia Varisca. Estudios geofísicos previos ponen de manifiesto que el basamento que se encontraría por debajo de la cadena Bética correspondería al Macizo Ibérico (Blanco y Spakman, 1993). Las potenciales zonas del Macizo Ibérico que pudieran constituir el basamento de la cadena Bética son la Zona de Ossa-Monera y la Zona Centro Ibérica.

La edad de cristalización, *c.* 312 Ma, obtenida para los enclaves graníticos descarta a la Zona de Ossa-Morena como potencial fuente. En esta zona el magmatismo Varisco presenta un rango de edad más antiguo 320-350 Ma centrado a *c.* 330 Ma (cf., Cambeses et al., 2015). Sin embargo, en la Zona Centro Ibérica el magmatismo Varisco tuvo lugar en un rango temporal de 290-330 Ma centrado a *c.* 315 Ma (Fig. 2) (Bea et al., 2003). Por lo tanto es plausible relacionar los enclaves graníticos estudiados como parte del magmatismo Varisco registrado en la Zona Centro Ibérica.

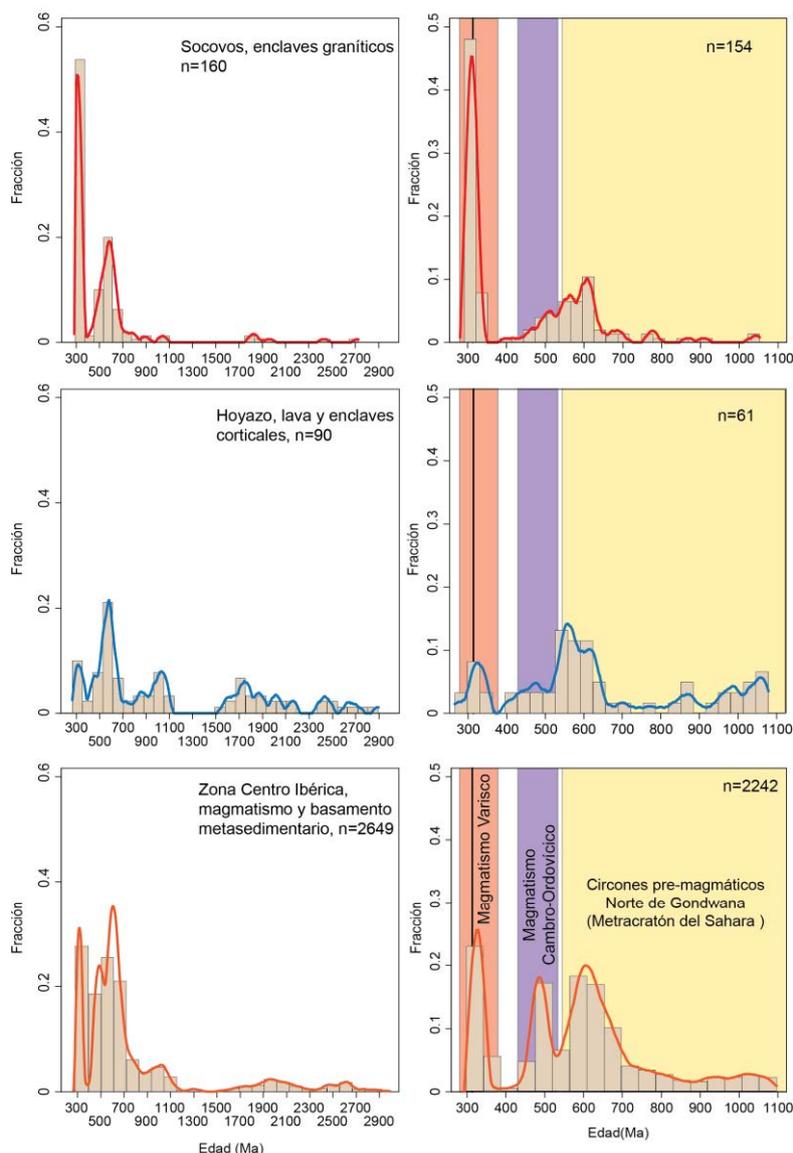


FIGURA 2. Histogramas y curvas de distribución de población de edades U-Th-Pb obtenidas en circón mediante SHRIMP y LA-ICP-MS de: Enclaves graníticos en lamproitas, (7-9 Ma) asociadas a la falla de Socovos (este trabajo); Lavas y enclaves pelíticos del magmatismo dacítico (6-9 Ma) del Hoyazo (eg., Cesare et al., 2003); y del magmatismo, Varisco y Cambro-Ordovícico, junto con las edades de circones pre-magmáticos de metasedimentos de la Zona Centro Ibérica (eg., Bea et al., 2003;2007;2010; Montero et al., 2004)

Además, la abundancia de circones pre-magmáticos en los enclaves graníticos se puede relacionar con un protolito sedimentario que fundió en un contexto post-colisional Varisco, proceso bien documentado en la Zona Centro Ibérica (eg., Montero et al., 2004). La distribución de la población de estos circones pre-magmáticos también son coherentes con una fuente como la Zona Centro Ibérica (Fig. 2), destacando: i) la presencia de circones Cambro-Ordovícicos cuya procedencia se podría vincular con el evento magmático de esta edad bien definido en la Zona Centro Ibérica (cf., Bea et al., 2007) (Fig. 2); ii) la distribución de circones pre-magmáticos en la Zona Centro Ibérica y en los enclaves graníticos son similares, especialmente para los circones Neo-

proterozoicos a c. 615 Ma, Mesoproterozoicos. 1.0 Ga, y aunque escasos, Paleoproterozoicos y Arcaicos (Fig. 2). Esta distribución de circones pre-magmáticos de edades fue considerada para establecer una relación paleogeográfica entre la Zona Centro Ibérica y el Metacratón del Sahara, i.e., norte de Gondwana, durante el transito Cambro-Orodvícico (Bea et al., 2010).

La relación establecida entre los enclaves graníticos con la Zona Centro Ibérica indica que esta zona sería el basamento de las zonas externas de la cadena Bética. Para poder establecer si este basamento Ibérico se extiende regionalmente se ha estudiado la distribución de edades de circón en otros afloramientos de la Región Volcánica Neógena del sureste de España.

Particularmente se han considerado los datos disponibles del vulcanismo anatectico del Hoyazo. Estas rocas incorporan enclaves metapelíticos interpretados como el basamento profundo asociado a la fusión parcial de la corteza a 15-25 km de profundidad entre 6-9 Ma (Cesare et al., 2003). Las edades obtenidas en los circones pre-magmáticos, tanto en las lavas como en los enclaves, muestran una distribución en la que se identifican el evento magmático Varisco a *c.* 317 Ma, circones Cambro-Ordovícicos 450-490 Ma así como Neo-proterozoicos, la mayoría de ellos en un rango de 543-718 Ma, reconociéndose también circones en un rango de 772-1079 Ma (Fig. 2). Además, también han sido identificados circones Paleo-proterozoicos 1606-2475 Ma y Arcaicos 2618-2894 Ma (Fig. 2). La distribución de edades en las rocas del Hoyazomarcán un patrón similar al observado en los enclaves graníticos estudiados en este trabajo y también se correlacionan con la distribución de edades de circones de la Zona Cento Ibérica (Fig. 2).

Los datos y correlaciones de circones de enclaves contenidos en rocas volcánicas del sureste de España ofrecidos en este trabajo supone la primera evidencia directa que permite establecer la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico como (al menos en parte) el basamento Betico.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a L.A. Pérez-Valera su asistencia durante el trabajo de campo. Este trabajo ha sido financiado con los proyectos del Ministerio de Economía y Competitividad CGL2013-40785-P y de la Junta de Andalucía P12.RNM.2163 así como por el programa de Becas Puente del plan propio de investigación de la Universidad de Granada. Esta es la publicación IBERSIMS nº XX.

## REFERENCIAS

- Bea, F., Montero, P. y Zinger, T.(2003): The nature and origin of the granite source layer of Central Iberia: evidence from trace element, Sr and Nd isotopes, and zircon age patterns. *Journal of Geology*, 111: 579-595.
- Bea, F., Montero, P., González-Lodeiro, F. y Talavera, C.(2007): Zircon Inheritance Reveals Exceptionally Fast Crustal Magma Generation Processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *Journal of Petrology*, 48: 2327-2339.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C., Abu Anbar, M., Scarrow, J.H., Molina, J.F. y Moreno, J.A.(2010): The palaeogeographic position of Central Iberia in Gondwana during the Ordovician: evidence from zircon chronology and Nd isotopes. *Terra Nova*, 22: 341-346.
- Bea, F., Montero, P., Haissen, F., Molina, J.F., Michard, A. yLazaro, C. (2015): First Evidence for Cambrian Rift-related Magmatism in the West African Craton margin: The Derraman Peralkaline Felsic Complex. *Gondwana Research*, in press.
- Blanco, M.J. y Spakman, W.(1993): The P-wave velocity structure of the mantle below the Iberian Peninsula: Evidence for subducted lithosphere below southern Spain. *Tectonophysics*, 221: 13-34.
- Cambeses, A., Scarrow, J.H., Montero, P., Molina, J.F. y Moreno, J.A.(2015): SHRIMP U-Pb zircon dating of the Valencia del Ventoso plutonic complex, Ossa-Morena Zone, SW Iberia: middle Carboniferous extension-related 'calc-alkaline' magmatism. *Gondwana Research*, 28: 735-756.
- Cesare, B., Gomez-Pugnaire, M.T. yRubatto, D. (2003): Residence time of S-type anatectic magmas beneath the Neogene Volcanic Province of SE Spain: a zircon and monazite SHRIMP study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146: 28-43.
- López-Ruiz, J. y Rodríguez-Badiola, E.(1980):La región volcánica neógena del sureste de España. *Estudios Geológicos*, 36: 5-36.
- Montero, P., Bea, F., Zinger, T.F., Scarrow, J.H., Molina, J.F. y Whitehouse, M.J. (2004): 55 million years of continuous anatexis in central Iberia: single zircon dating of the Peña Negra Complex. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 255-264.
- Pérez-Valera, L.A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Valera, F. y Vasconcelos, P.M.(2013): Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos*, 180-181: 252-263.

## Petrología del plutón tardi- post-hercínico de Valdepeñas (Ciudad Real)

### *Petrology of the late- to post-Hercynian Valdepeñas pluton (Ciudad Real)*

M. Carracedo Sánchez<sup>1</sup>, F. Sarrionandia<sup>2</sup>, J.F. Santos-Zalduegui<sup>1</sup>, S. García de Madinabeitia<sup>1</sup>, J. Errandonea<sup>1</sup> y J.I. Gil-Ibarguchi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Sarriena s/n, 48940 Leioa, España. manuel.carracedo@ehu.es, josefrancisco.santos@ehu.es, sonia.gdm@ehu.es, jon.errandonea@ehu.es, josei.gil@ehu.es,

<sup>2</sup> Dpto. Geodinámica, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco UPV/EHU, 01006 Vitoria. fernando.sarrionandia@ehu.es

**Resumen:** El plutón de Valdepeñas (Ciudad Real) es el afloramiento más oriental de la alineación magmática hercínica Cáceres – Valdepeñas (SE Zona Centro-Ibérica). Las rocas que afloran son granitos porfídicos con cordierita. Los granitos afloran por debajo de la cobertera Cenozoica, en una zona que ocupa unos 4 km<sup>2</sup>, sin relación visible con los materiales del basamento hercínico. Los granitos son rocas peraluminosas (A/CNK= 1.10–1.22), magnesianas [FeO<sup>T</sup>/(FeO<sup>T</sup>/MgO)≈ 0.76] y alcali-cálcicas [(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)–CaO= 7.8–8.5]. La edad de los granitos (U-Pb en circones) es de 302.9 ± 2.5 Ma. Las relaciones isotópicas iniciales de Sr<sub>302.9Ma</sub> varían entre 0.706 y 0.710, mientras que los □Nd<sub>0.2.9Ma</sub> varían entre -5.5 y -6.7. La composición química elemental e isotópica de estos granitos de tipo S sugiere que se formaron posiblemente por la fusión de fuentes metapelíticas ubicadas en la corteza media-inferior (condiciones granulíticas), inducida por la intrusión de magmas mantélicos durante la extensión asociada al colapso gravitacional del orógeno Hercínico.

**Palabras clave:** granito, hercínico, peraluminoso, granulitas, Valdepeñas.

**Abstract:** The pluton of Valdepeñas (Ciudad Real) is the easternmost outcrop of the Cáceres – Valdepeñas magmatic alignment (SE Central-Iberian Zone). The rocks at the outcrop are cordierite-bearing porphyritic granites. The granites outcrop beneath the Cenozoic cover, in an area of 4 km<sup>2</sup>, without any visible relation with the Hercynian basement rocks. These granites are peraluminous (A/CNK= 1.10–1.22), magnesian [FeO<sup>T</sup>/(FeO<sup>T</sup>/MgO)≈ 0.76], and alkali-calcic [(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)–CaO= 7.8–8.5]. The age of these granites (Zircon U-Pb) is 302.9 ± 2.5 Ma. Initial Sr<sub>302.9Ma</sub> isotope ratios vary between 0.706 and 0.710, whereas □Nd<sub>302.9Ma</sub> vary between -5.5 and -6.7. Elemental and isotopic geochemical compositions of these S-type granites suggest that they were possibly generated by melting of metapelitic sources located in the middle-lower crust (granulite-facies conditions), induced by mantle derived melts during gravitational collapse of the Hercynian foldbelt.

**Key words:** granite, Hercynian, peraluminous, granulite, Valdepeñas.

### INTRODUCCIÓN

El plutón de Valdepeñas, o del Pozo de la Serna, es una pequeña masa granítica que aflora cortada por la carretera CM-412 (PK 46 a 48) entre las localidades de Valdepeñas y Pozo de la Serna (Ciudad Real, Fig. 1A). Esta masa granítica está situada en la parte sur-oriental de la Zona Centro-Ibérica (ZCI; Macizo Ibérico), en el dominio del Complejo Esquisto – Grauváquico. En esta parte de la ZCI, limitada al sur por el batolito de Los Pedroches y al norte por el batolito de los Montes de Toledo, el Complejo Esquisto-Grauváquico (Neoproterozoico - Cámbrico inferior) aflora en el núcleo de algunos de los grandes pliegues hercínicos, de dirección este-oeste (N120E), formados por materiales paleozoicos (Ordovícico – Carbonífero) esencialmente detríticos, que caracterizan la región. El basamento hercínico está cubierto en discordancia por potentes sucesiones sedimentarias aluviales y lacustres, de edad Neógeno a Cuaternario.

Las dimensiones de la masa granítica de Valdepeñas, que solamente asoma por debajo de la cobertera Cenozoica (Fig. 1B), son dos kilómetros en sentido N-S por uno y medio en sentido E-W, aunque Bergamín y De Vicente (1985) basándose en datos gravimétricos señalan que pueda tratarse de un cuerpo de grandes dimensiones. El plutón de Valdepeñas ha sido integrado por Aparicio et al. (1977) en la banda granítica de dirección N120E Cáceres–Valdepeñas, compartiendo escenario con los plutones del batolito de Extremadura central (e.g., Cabeza de Araya, Montánchez, etc.) y los pequeños plutones graníticos de Garlitos y Fontanosas, ubicados también en la provincia de Ciudad Real.

El objetivo de esta comunicación es presentar los datos petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos de los granitos que forman el plutón de Valdepeñas para establecer los procesos petrogenéticos implicados en su génesis.

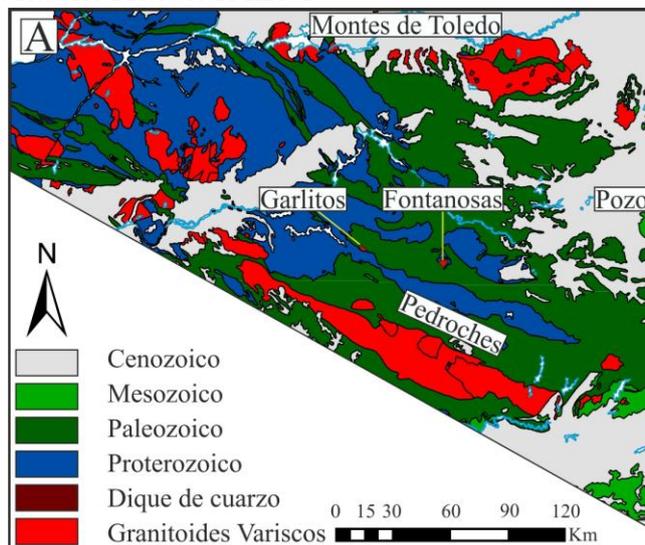


FIGURA 1. (A) Esquema geológico de la zona meridional de la Zona Central alineación magmática Alburquerque-Los Pedroches, Cáceres-Valdepeñas Valdepeñas o del Pozo de la Serna (Ciudad Real). Los números se corresponden a los Esquemas sacados del Mapa Geológico de España: <http://mapas.igme.es/>

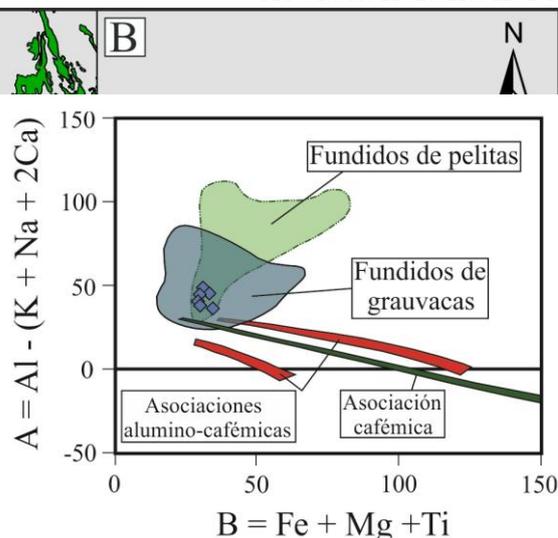


FIGURA 2. Diagrama A-B de Debon y Le Fort (1982), en el que se han proyectado además los fundidos experimentales derivados de pelitas (Patiño Douce y Johnston, 1991) y

## PETROGRAFÍA

El plutón de Valdepeñas está formado por monzogranitos porfídicos con cordierita. Son rocas de estructura masiva y fábrica aparentemente isótropa, faneríticas, con textura hipidiomórfica inequigranular porfídica y matriz granular, de grano medio-grueso. Los megacristales, idio-hipidiomorfos, son de feldespato alcalino ( $\leq 4$  cm). La matriz está formada por cuarzo globular glomeroporfídico ( $\leq 12$  mm; 25-35% vol), plagioclasa idiomorfa, zonada (5 mm;  $An_{60-0}$ ; 30-40% vol), feldespato alcalino hipidio-xenomorfo (15-30% vol; 8-9 mm), y biotita hipidiomorfa (1-2 mm; 3-8% vol). La cordierita ( $\leq 10$  mm; 2-5% vol) es magmática y está con frecuencia pinnitizada. Los minerales accesorios son apatito, circón, monacita y opacos. El feldespato alcalino es pertítico y su composición es  $Or_{98-50}$ . La moscovita ( $< 2$  mm) procede esencialmente de la alteración de biotita, feldespato potásico y cordierita, aunque su composición química indica que algunos cristales pueden ser primarios.

## GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los granitos del plutón de Valdepeñas presentan una composición de elementos mayores muy homogénea. Se trata de rocas ácidas, muy ricas en sílice (71.56–72.75% en peso), en alúmina (14.50–14.92% en peso) y en álcalis (8.36–9.23% en peso); y son pobres en elementos ferromagnesianos ( $FeO^T + MgO + TiO_2 + MnO = 2.02$ – $2.33\%$  en peso),  $P_2O_5$  (0.29–0.30% en peso) y CaO (0.60–0.72% en peso). Son rocas peraluminosas ( $A/CNK = 1.10$ – $1.22$ ), magnesianas ( $FeO^T / (FeO^T + MgO) \approx 0.76$ ) y alcali-cálcicas ( $[Na_2O + K_2O] - CaO = 7.8$ – $8.5$ ). El contenido en corindón normativo CIPW varía entre 3.65 y 4.74. Los contenidos en elementos traza son también muy homogéneos, tal y como queda reflejado en la uniformidad de los diagramas de normalización multielementales y de tierras raras.

## GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los datos isotópicos U–Pb obtenidos sobre circones por LA-Q-ICP-MS permiten asignar a las rocas graníticas una edad de  $302.9 \pm 2.5$  Ma (MSWD= 2.3), lo que indica que se trata de una intrusión hercínica tardía a post-orogénica. Se han detectado núcleos heredados en los circones, pero no se ha obtenido una edad fiable para ellos ( $603 \pm 12$  Ma; MSWD= 22). No obstante, el rango de edades heredadas encontrado (550–660 Ma) se acerca a las edades de circones heredados de muchos granitos de la Zona Centro-Ibérica, y en circones de los metasedimentos del Complejo Esquistó-Grauwáquico. Las relaciones isotópicas iniciales de  $Sr_{302.9Ma}$  varían entre 0.706 y 0.710, mientras que las de  $Nd_{302.9Ma}$  varían entre 0.511909 y 0.511968. Los  $\square Nd_{302.9Ma}$  varían entre -5.5 y -6.7.

## DISCUSIÓN

La mineralogía y la composición química de las rocas estudiadas permite clasificar a los granitos del plutón de Valdepeñas como granitos de tipo S (peraluminosos con cordierita), los cuales pueden derivar directamente de fuentes corticales (metasedimentarias o metaigneas ácidas), aunque también pueden formarse por la mezcla o asimilación de rocas corticales con/por fundidos mantélicos, e incluso por la diferenciación de fundidos básicos de origen mantélico. Las fuentes corticales metabásicas quedan fuera de la discusión ya que normalmente generan fundidos pobres en K, de composición tonalítica o trondjemítica.

En el diagrama A–B de Debon y Le Fort (1988) los granitos de Valdepeñas se proyectan en el dominio peraluminoso (Fig. 2), pero con valores relativamente bajos, algo menores de 50, tanto del parámetro A

( $A/CNK=1.10-1.22$ ) como del parámetro B (Fe+Mg+Ti). Sobre este diagrama, Montel y Vielzeuf (1997), y Castro et al. (1991) situaron las composiciones de los fundidos experimentales obtenidos a partir de diferentes protolitos corticales. Al proyectar las muestras de Valdepeñas se observa que sus composiciones coinciden con las de los fundidos obtenidos a partir de pelitas y de grauvacas, y también de algunos gneises ibéricos. Sin embargo, no coinciden con la composición de los términos más diferenciados de asociaciones magmáticas cafémicas y aluminocafémicas derivados de fuentes mantélicas o mantélico-corticales, respectivamente (Debon y Le Fort, 1988).

Proyectados los datos isotópicos del granito de Valdepeñas en el diagrama  $\square Nd_{300Ma}$  vs.  $Sr_{300Ma}$  (Fig. 3), en el que figura la composición de los protolitos crustales potenciales de los granitos de la ZCI (trend fuente de Castro et al., 1999) se observa que los granitos se separan ligeramente del trend fuente cortical (que incluye a los gneises ibéricos) hacia composiciones isotópicas de granitos híbridos (mantélico-corticales). También se separan de las composiciones isotópicas de los ortogneises del Sistema Central y de los metasedimentos del Complejo Esquistoso-Grauváquico. Los datos isotópicos descartan inicialmente un origen puramente mantélico o puramente cortical para estos granitos.

Sin embargo, los datos isotópicos de los granitos de Valdepeñas se proyectan en el campo de las granulitas félsicas de la corteza inferior, en el borde del campo composicional del Complejo Esquistoso-Grauváquico (e.g., Villaseca et al., 2008). Los granitos de Valdepeñas podrían entonces relacionarse, como sugieren Villaseca et al. (2008) para los granitos del plutón de Mora Gálvez (batolito de los Montes de Toledo) con la fusión de protolitos metaígneos profundos (granulitas félsicas de la corteza inferior/ortogneises ordovícicos). Sin embargo, los valores de la relación  $CaO/Na_2O$  (0.19-0.21) de los granitos de Valdepeñas son inferiores a 0.3, lo cual sugiere que derivan de una fuente metapelítica, y descarta los protolitos samíticos (gneises, grauvacas, arcosas, etc.) como fuente potencial. Esta baja relación  $CaO/Na_2O$  también descarta la implicación de volúmenes importantes de fundidos básicos durante una hipotética mezcla de magmas en su génesis (Sylvester, 1998). Por otro lado, los bajos contenidos en  $CaO$  (0.6-0.72% en peso) los alejan también de la composición de los fundidos obtenidos en ensayos de fusión-asimilación de protolitos metaígneos básicos y metamórficos (e.g.,  $CaO = 1.48-3.23\%$  en peso; Patiño Douce, 1995). Por tanto, el protolito más adecuado para obtener estos granitos parece ser metapelítico.

El plutón de Valdepeñas está situado en el borde oriental de la Región Volcánica de Calatrava (RVC). Recientemente hemos encontrado xenolitos granulíticos (feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo,

sillimanita y granate, con cantidades accesorias de rutilo y biotita) peraluminosos ( $C_{CIPW} = 13$ ) fértiles, no refractarios, en lavas de la RVC. Su mineralogía, los bajos contenidos en  $SiO_2$  (59.64% en peso) y los elevados contenidos en  $Al_2O_3$  (19.97% en peso; parámetro A de Debon y Le Fort (232),  $Fe_2O_3$  (9.17% en peso) y  $MgO$  (3.56% en peso) indican que su composición está más próxima a la de los protolitos pelíticos que a la de los samíticos (grauvacas, gneises) y metaígneos ácidos. También hemos encontrado, en las mismas lavas, xenolitos de tipo leucogabro/anortosita cuyos circones datados mediante LA-Q-ICP-MS dan una edad U-Pb de ca.  $309 \pm 3$  Ma.

Por otra parte, los datos geofísicos recientes (perfil sísmico Alcudia; Ehsan et al., 2015) indican que la corteza media (13-20 km) en la región de estudio está formada por rocas de densidad 2.7-2.8  $gr/cm^3$ , entre las que se pueden encontrar pizarras, dioritas, granodioritas, gneises, granulitas y grauvacas. La parte basal de la corteza continental (20-35 km) puede estar formada por anfibolitas, diabasas, granulitas máficas, gabronoritas, esquistos y gneises con distena (densidad 2.8-2.9  $gr/cm^3$ ). Incluso el Moho podría estar formado por una mezcla de rocas máficas y ultramáficas (densidad 3.3  $gr/cm^3$ ). Por tanto, la presencia de xenolitos granulíticos, pelíticos y gabroideos en las lavas de la RVC (con la prudencia que impone el muestreo: 5 muestras en la misma colada de lava) y los datos geofísicos sugieren que bajo este sector de la Zona Centro-Ibérica una buena parte de la corteza media puede ser de naturaleza pelítica, y pudo ser la

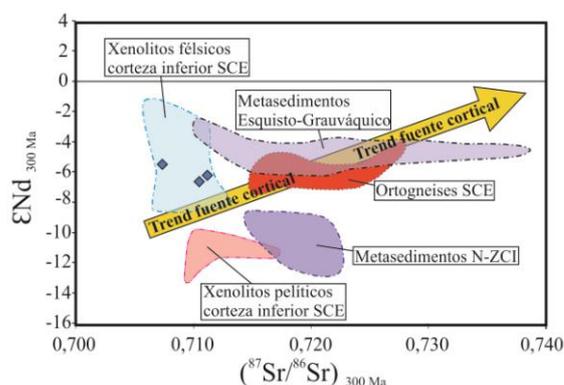


FIGURA 3. Diagrama  $eNd_{300Ma}$  vs.  $Sr_{300Ma}$  basado en Villaseca et al. (2008), al que se ha añadido el trend fuente cortical de Castro et al. (1999). Los rombos corresponden a los valores determinados en los circones del granito de Valdepeñas.

fuelle de estos granitos. La presencia de leucogabros de ca. 309 Ma sugiere que no se puede descartar una pequeña contribución mantélica, lo cual explicaría además la desviación de los datos isotópicos de Sr-Nd del trend puramente cortical.

La edad obtenida para el plutón de Valdepeñas (Gzheliense) coincide con el colapso gravitacional y el desmantelamiento erosivo de la cadena Hercínica. La extensión asociada a este proceso pudo conducir a una

descompresión importante en el manto y en la base de la corteza engrosada durante la colisión hercínica. La descompresión pudo provocar la fusión del manto y el emplazamiento de magmas básicos, con una densidad de 2.8-2.9 gr/cm<sup>3</sup>, en la base de la corteza media. El calor aportado por estos magmas pudo contribuir a aumentar la ya elevada temperatura de los materiales pelíticos que forman la corteza inferior – media (termalmente incubada desde el momento de la duplicación crustal) para dar magmas peraluminosos como los del plutón de Valdepeñas. Aunque en este contexto los fundidos ácidos y básicos pueden llegar a mezclarse, los datos isotópicos (muy próximos al trend fuente cortical) y los químicos (relaciones CaO/Na<sub>2</sub>O < 0.3) indican que la participación mantélica debió ser baja.

La homogeneidad composicional de los granitos del plutón de Valdepeñas (71.56-72.75% en peso) señala la escasa incidencia de los procesos de diferenciación magmática al nivel del actual asomo granítico.

#### AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los Proyectos CGL2015-63530-P y GIU15/05.

#### REFERENCIAS

- Aparicio, A., Barrera, J.L., Casquet, C., Peinado, M. y Tíno, J.M. (1977). Caracterización Geoquímica del plutonismo post-metamórfico del SO del Macizo Hespérico. *Studia Geologica*, XII: 9–39.
- Bergamín, J.F. y De Vicente, G. (1985). Estructura en profundidad del granito de Pozo de la Serna (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas. *Estudios Geológicos*, 41: 5–6.
- Castro, A., Patiño-Douce, A., Corretgé, L.G., De la Rosa, J., El-Biad, M. y El-Hmidi, H. (1999). Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian Massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 255–276.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1982). A chemical – mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135–149.
- Ehsan, S.A., Carbonell, R., Ayarza, P., Martí, D., Martínez-Poyatos, D., Simancas, J.F., Azor, A., Ayala, C. Torné, M. y Pérez-Estaún, A. (2015). Lithospheric Velocity Model across the Southern Central Iberian Zone (Variscan Iberian Massif): the ALCUDIA Wide-Angle Seismic Reflection Transect. *Tectonics*, 34: 535–554.
- Montel, J-M., Vielzeuf, D. (1997). Partial melting of metagreywackes, Part II. Composition of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128: 176-196.
- Patiño Douce, A.E. y Johnston, A. D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
- Patiño Douce, A.E. (1995). Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15623-15639.
- Sylvester, J.P. (1998). Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29-44.
- Villaseca, C., Pérez-Soba, C., Merino, E., Orejana, D., López-García, J.A. y Billstrom, K. (2008). Contrasting crustal sources for peraluminous granites of the segmented Montes de Toledo batholith (Iberian Variscan Belt). *Journal of Geosciences*, 53: 263-280.

# The role of apatite in the melting of pargasite-bearing metasomatized mantle. Implications in the the generation of primary vaugneritic liquids

## *Papel del apatito en la fusión del manto metasomatizado con pargasita. Implicaciones en la generación de líquidos primarios vaugneríticos*

A. Castro<sup>1</sup>, R. Muñoz<sup>1</sup>, M. López-Plaza<sup>2</sup> and F. J. López-Moro<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, España. [dorado@uhu.es](mailto:dorado@uhu.es)

<sup>2</sup> Departamento de Geología. Universidad de Salamanca, España.

**Abstract:** A set of high pressure experiments have been performed using as the starting material pargasite-bearing pyroxenites appearing as xenoliths in Holocene alkaline basalts from Olot (Girona). The aim to test the role of pargasite (Pg), and accompanying apatite, in the generation of liquids of monzodioritic (vaugneritic) composition. Our study show that Ap-doped runs are much more fertile compared with the Ap-free runs at the same conditions of pressure and temperature. In the absence of Ap, a Pg-bearing pyroxenite produces traces (<1 wt%) of melt, whereas in the Ap-bearing runs, the obtained melt fractions are 6.8 wt% at 1.5 GPa and 20.6 wt% at 1.0 GPa, at 1100 °C. The melts formed at 1.5 GPa are very similar to common vaugneritic rocks. These results confirm the inference that vaugnerites are (1) primary melts derived from a metasomatized mantle source and (2) their origin is related with stages of lithosphere decompression, as pargasite is the main mineral involved at the source region. We also demonstrate that Ap has a strong control by increasing the melt fraction in the source. It is envisaged that apatite is also involved in the supply of incompatible elements that characterize vaugneritic rocks.

**Key words:** Vaugnerite, metasomatized mantle, pargasite, apatite, melting experiments.

**Resumen:** Se ha realizado un conjunto de experimentos a alta presión usando de material de partida las piroxenitas con pargasita (Pg) que aparecen como xenolitos en los basaltos alcalinos Holocenos de Olot (Girona). La intención es comprobar el papel de la Pg, y del apatito que la acompaña, en la generación de líquidos monzodioríticos (vaugneríticos). Nuestro estudio muestra que los experimentos dopados con Ap son mucho más fértiles en comparación con los experimentos sin Ap, a las mismas condiciones de presión y temperatura. En ausencia de Ap, la piroxenita con Pg produce solo trazas (<1% en peso) de líquido; mientras que en las cargas con Ap se obtienen fracciones de líquido de 6.8 % a 1.5 GPa y de 20.6 % a 1.0 GPa, a 1100 °C. Los líquidos formados a 1.5 GPa son muy similares a las rocas vaugneríticas comunes. Estos resultados conforman la inferencia de que las vaugneritas son (1) fundidos primarios derivados de una fuente mantélica metasomatizada y (2) su origen está relacionado con etapas de descompresión litosférica, ya que la Pg es la principal fase mineral implicada en la región fuente de magmas. También se demuestra que el Ap tiene un fuerte control sobre la fusión, incrementando la fracción de líquido en la fuente. Se propone que el Ap está también implicado en el aporte de elementos incompatibles que caracterizan las rocas vaugneríticas.

**Palabras clave:** Vaugnerita, manto metasomatizado, pargasita, apatito, experimentos de fusión.

### INTRODUCTION: THE PROBLEM OF VAUGNERITES

Vaugnerites are K-rich, Mg-rich intermediate (SiO<sub>2</sub>>53 wt%) magmatic rocks that, although representing small intrusions, are widely represented in post-collisional and cordilleran-type batholiths. Vaugnerites form part of the mafic to intermediate series (Appinites, pulaskites, durbachites, sanukitoids) that are intimately related in space and time with large calc-alkaline batholiths. They mostly appear as discrete intrusions, ranging in size from 100 m to few km. The association of vaugnerites (Bt-Hbl bearing monzodiorites) and appinites (Hbl-bearing diorites and gabbros) is a characteristic feature of Cordilleran and Caledonian I-type granites. This association leads to a largely debated topic: The role of mantle in the

generation of calc-alkaline magmas (Bea *et al.*, 1999, Pitcher, 1997).

Moreover, vaugnerites (and appinites) are characterized by high initial water contents (>6% H<sub>2</sub>O), which is supported by the early crystallization of amphibole and biotite, and the total replacement of pyroxene to amphibole.

High Mg# (molar MgO/(MgO+FeO)) is compatible with an ultramafic (mantle?) source. However, the high silica content (SiO<sub>2</sub> > 53 wt.%) is not compatible with a peridotite source. Water-fluxed melting of peridotites does not account for the observed geochemical features of vaugnerites, which seems to be paradoxical. Water addition will increase melt fraction and, hence, the Mg content of melt. However, increasing the melt fraction act in decreasing the silica content of melts below the typical values of vaugnerites. Also the high

concentration in incompatible elements is in contradiction with a high melt fraction.

The importance of vaugnerites in understanding orogenic processes, mainly at late orogenic stages, is not restricted to the Variscan belt; they form large pluton associations of Eocene-Oligocene ages associated to late collisional stages of the Zagros belt in Iran (Castro *et al.*, 2013).

	Pg(25) <sup>a</sup> Cpx(25) Ap(50)	Pg(60) Cpx(20) Ap(20)	
Run no.	RPG4B	RPG8	
P (GPa)	1.5	1.0	
T (°C)	1100	1100	
t (hours)	70	165	
% of liquid.	6.8 <sup>a</sup>	20.6	Monzonites <sup>b</sup>
<i>n</i>	8	7	7
SiO <sub>2</sub>	57.09 (0.96)	48.44 (0.16)	53.03 (4.31)
TiO <sub>2</sub>	2.02 (0.16)	2.67 (0.10)	0.99 (0.19)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.60 (0.23)	19.76 (0.15)	17.22 (2.72)
FeO	5.36 (0.32)	5.38 (0.15)	7.54 (1.88)
MnO	0.12 (0.03)	0.17 (0.03)	0.11 (0.03)
MgO	2.38 (0.09)	4.06 (0.12)	6.43 (1.37)
CaO	6.91 (0.14)	5.85 (0.14)	6.36 (1.28)
Na <sub>2</sub> O	4.00 (0.80)	7.12 (0.16)	3.03 (0.53)
K <sub>2</sub> O	2.15 (0.05)	3.80 (0.09)	2.47 (0.44)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.87 (0.09)	2.18 (0.13)	0.32 (0.15)
F	0.21 (0.018)	0.16 (0.18)	
Cl	0.14 (0.03)	0.16 (0.05)	
Mg#	0.44	0.57	0.60
100-Total	12.47	4.56	2.09 <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Mass % of minerals in the compounds used as starting materials

<sup>b</sup> Whole rock compositions of monzonites from Lavault-St. Anne, France (Galán *et al.*, 1997)

*n* = Number of analyses. Standard deviations in brackets.

All compositions are normalized to an anhydrous base. 100-

T = Close difference from microprobe data.

<sup>c</sup> 100-T in Monzonites data corresponds to LOI.

TABLE 1. Mayor element compositions of glasses (quenched liquid) in experimental runs

The existence of a primary vaugneritic liquid is supported on geochemical and isotopic grounds. A mantle (metasomatized) has been argued, which contrast with the low MgO and high SiO<sub>2</sub> contents. However, a mafic assemblage dominated by hydrous minerals (mica and amphibole) in the mantle source may account for the peculiar composition of these magmas. Breakdown of pargasitic amphibole (Pg) in ultramafic systems has been proposed (Conceição & Green, 2004) on the basis of experimental data. In this case, pressures as low as 1.0 GPa are optimal to

produced small melt fractions at temperatures of the deep mantle. For that, mantle (metasomatized) upwelling and isentropic decompression is a favorable scenario as the Pg breakdown equilibria has a positive Clapeyron slope at pressure < 2.0 GPa (Niida & Green, 1999). However, the high enrichment in incompatible elements is not compatible with the solely participation of pargasitic amphibole in the source region. An additional metasomatic agent is required to account for the observed features. We propose that this agent can be found in apatite that early precipitate in the metatecto at the time of pargasite formation by reaction of water-rich fluids with the olivine-bearing peridotite assemblage. This reaction has been confirmed by means of laboratory experiments (Castro & Gerya, 2008, Prouteau *et al.*, 2001). However, the role of an extra metasomatic agent is poorly constrained. It can be inferred that metasomatic fluids can be trapped in a mineral repository formed at the time of metasomatism. A thermal event may release these fluids enhancing melting of the solid metatecto.

#### STARTING MATERIALS: THE Pg-BEARING XENOLITHS FROM OLOT (GIRONA)

Apatite is a good candidate as a repository of water and halogens (mainly F) that can be released to the Pg-bearing metasomatized mantle causing melting and enrichment in incompatible elements such U, Th, REE, etc.; elements that characterize the high trace-element budget of vaugnerites. The discovery of apatite-rich pyroxenites as xenoliths transported to the surface by basaltic lavas of the Rocanegra volcano of La Garrotxa volcanic field (Olot, NE Spain), opens a window to study the role of this important metasomatic repository in the generation of mantle magmas. Here we show the results of melting experiments at 1.0 and 1.5 GPa and 1100 °C using compounds based on the assemblages of the ultramafic xenoliths of Olot.

The petrographic study of these xenoliths reveals the presence of liquid pools (quenched glass) at the interfaces between Pg and Ap. Also highly vesiculated melt inclusions from the host basalt are common. A mineral compound from pure separated grains, free of host basalt, was prepared for these experiments. Two sets of experiments were made: (1) an Ap-doped compound and (2) an Ap-free compound. Pargasite and Cpx were the essential phases of both compounds according to petrographic observations. Experiments were performed in the Piston-Cylinder laboratory of the University of Huelva using a double capsule (Au-Pd in Pt) arrangement to prevent changes in oxidizing conditions, distinct from those intrinsic to the natural starting material, and to minimize Fe loss towards the capsule. Glass and minerals were analyzed with the microprobe. Figure 1a shows the texture of the Pg-bearing xenoliths used as starting materials in this study, with Pg hosting rounded and reabsorbed inclusions of Ap.

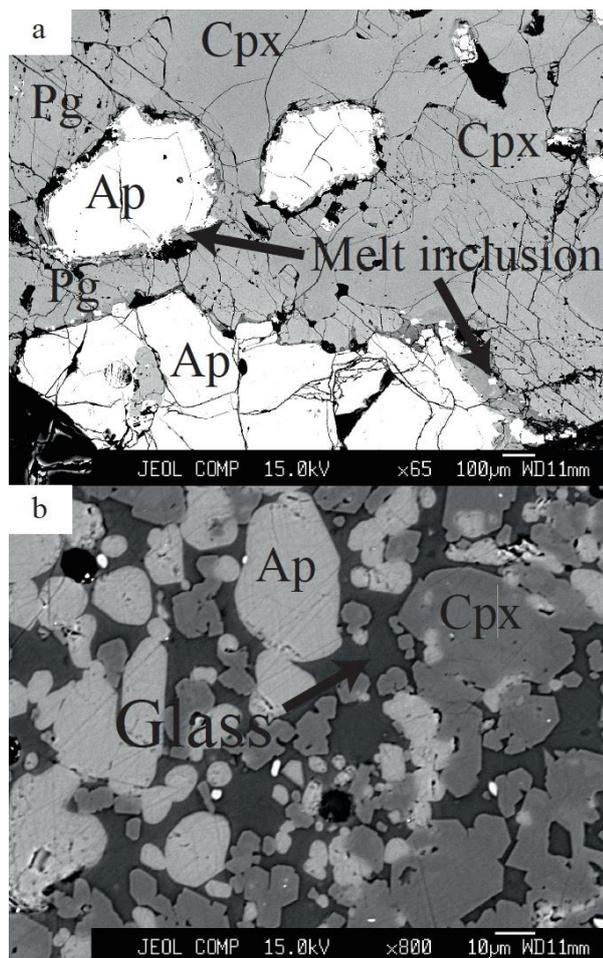


FIGURA 1. Back scattered electron (BSE) images of the Pg-bearing pyroxenite xenolith used in this study (a) and of the experimental run RPG4B at 1.5 GPa and 1100 °C, in which all amphibole was consumed. Pg: pargasite, Cpx: clinopyroxene; Ap: apatite.

## RESULTS AND DISCUSSION

Our study shows that Ap-doped runs are much more fertile compared with the Ap-free runs at the same conditions of pressure and temperature. In the absence of Ap, a Pg-bearing pyroxenite produces traces (<1 wt%) of melt, whereas in the Ap-bearing runs, the obtained melt fractions are 6.8 wt% at 1.5 GPa and 20.6 wt% at 1.0 GPa at 1100 °C (Table 1; Fig. 1b). The melts formed at 1.5 GPa are very similar to common vaugneritic rocks as those shown in Table 1 from the Guéret massif (France) and those studied in the province of Salamanca (López-Moro & López-Plaza, 2004). Other compositions are similar to the liquids formed at lower pressure (1.0 GPa).

These results confirm the inference that vaugnerites are (1) primary melts derived from a metasomatized mantle source and (2) their origin is related to stages of lithosphere decompression, as Pg is the main mineral

involved at the source region. We also demonstrate that Ap has a strong control by increasing the melt fraction in the source. It is envisaged that apatite is also involved in the supply of incompatible elements that characterize vaugneritic rocks. A more rigorous comparison between experimental liquids and rocks requires a detailed study of vaugneritic massifs aimed to identify fractionation processes and contamination with the local host to model the composition of primary magmas.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support for this study is coming from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (MINECO) through the Project Grant: CGL2013-48408-C3-1-P (LITHOS).

## REFERENCES

- Bea, F., Montero, P., Molina, J. F. (1999): Mafic precursors, Peraluminous Granitoids, and Late Lamprophyres in the Avila Batholith: A Model for the Generation of Variscan Batholiths in Iberia. *Journal of Geology* 107, 399-419.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., Chichorro, M. (2013): Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181, 109-127.
- Castro, A. & Gerya, T. V. (2008): Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study. *Lithos* 103, 138-148.
- Conceição, R. V. & Green, D. H. (2004): Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite. *Lithos* 72, 209-229.
- Lopez-Moro, F.-J. & Lopez-Plaza, M. (2004): Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos* 72, 19-44.
- Niida, K. & Green, D. H. (1999): Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135, 18-40.
- Pitcher, W. S. (1997): *The nature and origin of Granite*. Glasgow: Chapman & Hall.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R. (2001): Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.



# Fábrica magmática y relaciones de contacto de los granitoides intrusivos en el Prado de las Pozas, zona central del macizo de Gredos, batolito del Sistema Central, España

## *Magmatic fabrics and contact relations of intrusive granitoids in the Prado de las Pozas, central Gredos massif, Central System batholith, Spain*

J. Díaz-Alvarado<sup>1</sup>, C. Fernández<sup>2</sup> y A. Castro<sup>3</sup>

1 Dpto. de Geología, Universidad de Atacama, Copayapu 485, Copiapó, Chile. [juan.diaza@uda.cl](mailto:juan.diaza@uda.cl)

2 Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007, España. [fcarlos@uhu.es](mailto:fcarlos@uhu.es)

3 Unidad de Petrología Experimental, CSIC-Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21071 Huelva, España. [dorado@uhu.es](mailto:dorado@uhu.es)

**Resumen:** El macizo de Gredos, en su zona central, está formado por una serie de láminas intrusivas de composición granodiorítica a monzogranítica separados por cuerpos tabulares a lenticulares de metasedimentos con diferentes grados metamórficos. A escala mesoscópica, las láminas intrusivas cortan parte de las complejas estructuras migmatíticas presentes en las corneanas migmatíticas del Prado de las Pozas, pero también se ven afectadas por cizallas y pliegues junto al bandeado migmatítico, lo que apunta a que el proceso de emplazamiento de los magmas intrusivos se produce durante un intenso proceso deformacional y el principal episodio anatético en los metasedimentos. Esta deformación se produce fundamentalmente en estado magmático, como indican las foliaciones y estructuras magmáticas (pliegues y cizallas) marcadas por los megacristales de Kfs presentes en los granitoides. Esta fábrica debe ser producto de la compleja interacción entre los esfuerzos internos (flujo) y externos (tectónica) durante el ascenso, emplazamiento y cristalización de los magmas. El gran tamaño, la forma euhedral y la alineación de las inclusiones son algunas características que apuntan al origen magmático de los megacristales de Kfs, que pueden originarse por el aumento del K<sub>2</sub>O en los líquidos granodioríticos proveniente de los procesos de fusión en los metasedimentos encajantes.

**Palabras clave:** megacristales de Kfs, granodioritas, macizo de Gredos, migmatitas, fábrica magmática.

**Abstract:** In its central area, the Gredos massif is comprised of three intrusive granodioritic to monzogranitic sheets separated by tabular to lensoidal metasediment bodies with varying metamorphic grades. At the mesoscopic scale, intrusive granitoids cut part of the complex migmatitic structures found in the Prado de las Pozas migmatitic hornfels, but are also affected by late shears and folds together with the migmatitic layering, which suggests that the emplacement of intrusive magmas occurs during a intense deformational process and the main anatetic episode in the host metasediments. This deformational process mainly occurs under magmatic conditions, as indicated by the magmatic foliation and structures marked by the ubiquitous Kfs-megacrysts present in the granitoids. Magmatic fabric might be the result of the complex interaction between internal (flow) and external (tectonic) stresses during ascent, emplacement and crystallization of magmas. The large crystal size, the euhedral shape and the inclusion alignment are some of the features that point to a magmatic origin for the Kfs-megacrysts, which may result from the increase of K<sub>2</sub>O in the granodioritic liquids originated during the Ms and Bt dehydration melting in metasedimentary host rocks.

**Key words:** Kfs megacrysts, granodiorites, Gredos massif, migmatites, magmatic fabric.

## INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

En su zona central, el macizo de Gredos, perteneciente al batolito del Sistema Central español, está formado por varios cuerpos tabulares de granitoides intrusivos, de composición granodiorítica a monzogranítica, con cantidades menores de rocas básicas (gabros a Qtz-dioritas). Estos han sido denominados por Díaz-Alvarado et al. (2011, 2012), de muro a techo, como Circo de Gredos, Las Pozas y Barbellido-Plataforma (Fig. 1), separados por varias septas de metasedimentos, y con edades comprendidas entre los 312 y 303 Ma (Díaz-Alvarado et al., 2013).

Las rocas encajantes donde se emplazan las láminas intrusivas presentan a su vez forma tabular a lenticular, y diferentes grados metamórficos y características geoquímicas, desde leucogranitos anatéticos (Refugio del Rey), hasta corneanas migmatíticas (Prado de las Pozas) y nebulitas ferrosilíceas (Fig. 1). Las edades U-Pb en circón de los fundidos segregados en las migmatitas muestran que la anatexia es contemporánea con el emplazamiento de los magmas granodioríticos en la zona de estudio (Díaz-Alvarado et al., 2013). Se ha demostrado la existencia de una importante interacción entre los magmas intrusivos y los metasedimentos encajantes mediante procesos de

“*bulk-assimilation*” (Díaz-Alvarado et al., 2011), marcados fundamentalmente por el aumento de la cantidad de Crd euhedral en los monzogranitos con la proximidad a los cuerpos de metasedimentos. Estructuralmente, tanto las láminas granodioríticas a monzograníticas como los cuerpos de metasedimentos encajantes tienen un comportamiento similar mecánicamente ante la deformación, siendo afectados por varias zonas de cizalla extensional, que favorecen el emplazamiento de los magmas intrusivos, y al menos dos fases de plegamiento, sin que existan grandes zonas afectadas por deformación en estado sólido, durante la fase D3 de deformación Varisca (Díaz-Alvarado et al., 2012).

Uno de los rasgos más llamativos de estos granitoides es la presencia de megacrystales de Kfs (nomenclatura mineral según Kretz, 1983) de una media de 8 cm de largo y 2 cm de ancho (perpendicular a los planos 001). El origen de estos megacrystales es aún controvertido (p. ej., Vernon y Paterson, 2008), aunque algunas relaciones de campo son concluyentes acerca de su origen magmático, como su hábito euhedral, el gran tamaño de grano y el alineamiento de las inclusiones de Pl y Bt en torno a zonas que imitan la forma del cristal y marcan varias fases de crecimiento (Fig. 2a). La fábrica magmática, por lo tanto, puede ser estudiada a través de las foliaciones marcadas por los megacrystales de Kfs (Fig. 2), escasamente afectada por la deformación en estado sólido.

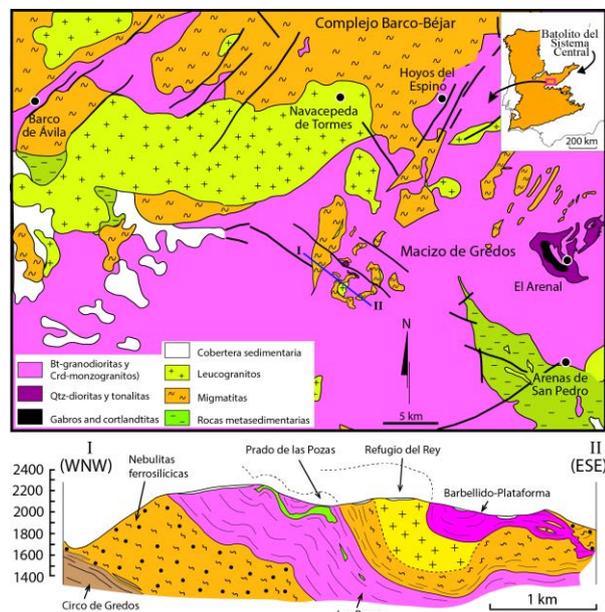


FIGURA 1. Mapa geológico de la zona central del batolito de Sistema Central español, señalando la ubicación del macizo de Gredos. El corte I-II (WNW-ESE) muestra la estructura laminar del batolito que conforman los cuerpos tabulares de granodioritas y monzogranitos, y las septas de metasedimentos con diferentes grados metamórficos.

Sin embargo, uno de los grandes interrogantes con respecto a las fábricas magmáticas es el momento en

que son adquiridas en el magma parcialmente cristalizado. Otra de las incógnitas es el papel que desempeñan los esfuerzos tectónicos en la adquisición de la fábrica durante los procesos de ascenso, emplazamiento y cristalización final del magma (p. ej., Paterson et al., 1998; Petford, 2003). La interacción de megacrystales y otras estructuras observadas en la fábrica magmática en Gredos pueden aportar información sobre la cinemática del flujo o de la deformación sobreimpuesta durante el proceso de cristalización (Blumenfeld y Bouchez, 1988; Mulchrone et al., 2005).

## RELACIONES DE CONTACTO Y FÁBRICAS MAGMÁTICAS

Los granitoides del macizo de Gredos presentan abundancias de megacrystales de Kfs entre el 10 y el 25 % en volumen, variando según la lámina intrusiva y la cercanía a los cuerpos de metasedimentos, llegándose a observar dominios con elevados porcentajes de megacrystales (abundancias incluso superiores al 50%, que sugieren la actuación de procesos de extracción de fundido). Los megacrystales originan una clara foliación en la mayoría de la zona de estudio, aunque dependiendo de la sección, ésta resulta más o menos evidente (Fig. 2), lo que sugiere que deben ser relativamente tempranos (porcentajes de cristalinidad <50%; Mulchrone et al., 2005). Las foliaciones definidas por los megacrystales de Kfs permiten estimar la estructura general en el batolito a través de la fábrica magmática, que tiene continuidad con las fábricas metamórficas y migmatíticas medidas en los cuerpos metasedimentarios (Díaz-Alvarado et al., 2012). Estas foliaciones están afectadas por otras estructuras a nivel cartográfico y mesoscópico, como cizallas (Fig. 2b) y pliegues (Fig. 2c), sin que se observe deformación en estado sólido en los cristales. En el interior de los cuerpos granodioríticos y monzograníticos del batolito también se observan contactos magmáticos (lobulados) entre diferentes pulsos con distinto porcentaje de megacrystales (Fig. 2d), quienes suelen reorientarse hacia el paralelismo con dichos contactos magmáticos (Fig. 2e).

Los magmas intruyen sin-deformacionalmente a las corneanas migmatíticas del Prado de las Pozas, cortando algunas estructuras previas y siendo afectados por cizallas posteriores (Fig. 2f). Los megacrystales llegan a disponerse paralelos a estas estructuras, por lo que estas relaciones parecen indicar que son previas a la intrusión (Fig. 2g, abajo, la flecha señala dos megacrystales que se adaptan a una cizalla que afecta el bandeado migmatítico). Sin embargo, en otros casos algunos cristales parecen crecer dentro de las zonas intrusivas, resultando en un tamaño de grano más variable que el observado lejos de las zonas de interacción magma-metasedimentos (Fig. 2g). En este último caso, son los contactos entre magma y encajante

los que parecen adaptarse a las caras del megacrystal

(Fig. 2g, flecha superior).

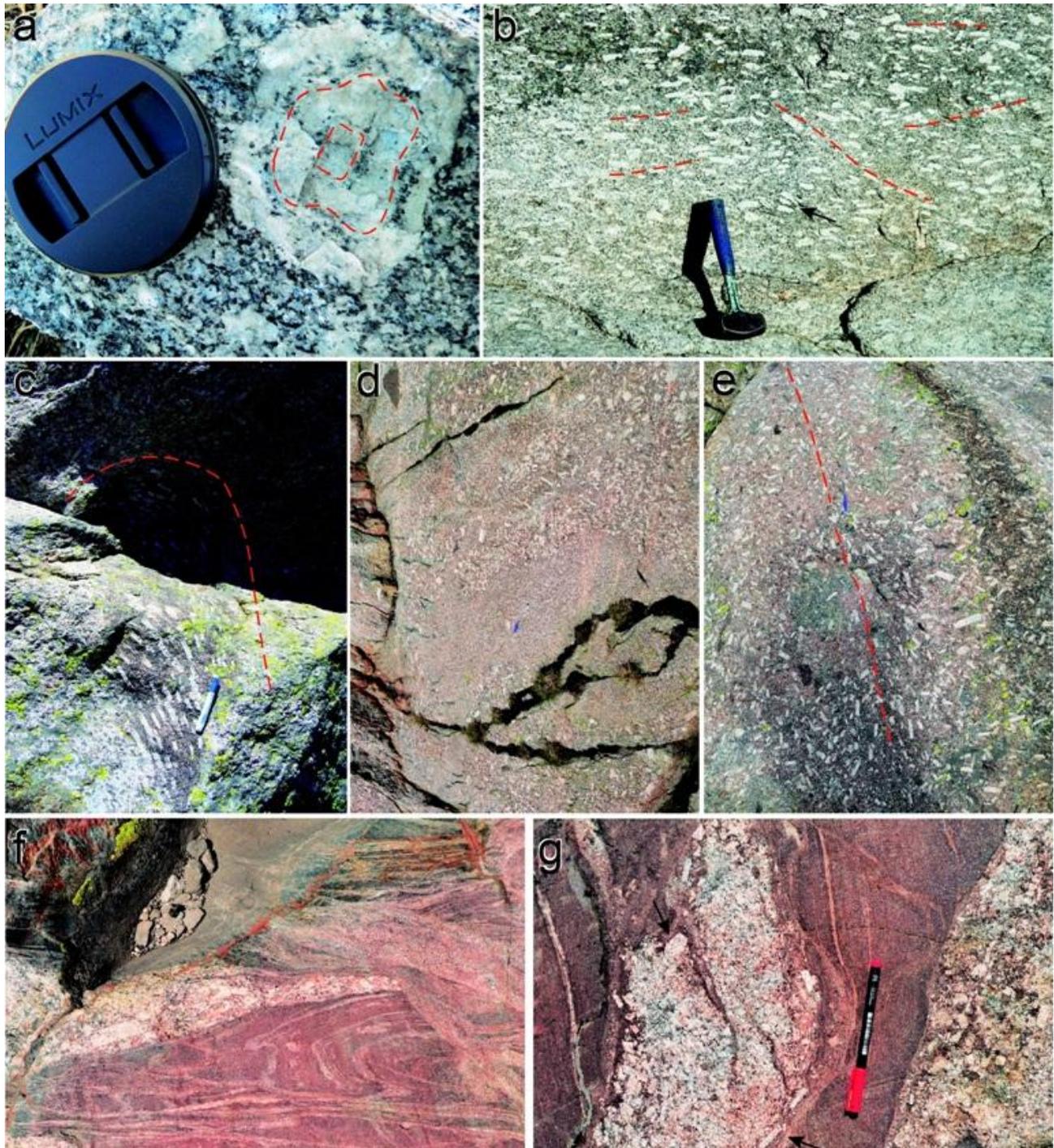


FIGURA 2. Los megacrystalos marcan la fábrica magmática de los granitoides intrusivos, aunque tanto ésta como el bandeo migmatítico de los metasedimentos muestran una fuerte deformación. Ver texto principal para mayor detalle en la descripción.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los megacrystalos de Kfs presentes en los granitoides del macizo de Gredos, en el batolito del Sistema Central español, son cristales idiomorfos que muestran claras evidencias de ser fenocristales que crecen en un líquido de composición granodiorítica rico en  $K_2O$ . Estas evidencias incluyen la alineación de sus inclusiones en torno a fases de crecimiento del

megacrystal o su disposición orientada en estado magmático.

Se ha modelado mediante el programa MELTS (Ghiorso y Sack, 1995) la cristalización de una composición granodiorítica típica del macizo de Gredos (ver composiciones geoquímicas en Díaz-Alvarado et al., 2011) con diferentes porcentajes de  $K_2O$ , para estudiar la aparición de Kfs en la secuencia de cristalización. Según los modelos (Fig. 3),

porcentajes superiores al 5% de  $K_2O$  supondrían una cristalización muy temprana (cristalinidades inferiores al 10%), relativamente rápida y a altas temperaturas de Kfs, condiciones propicias para alcanzar los tamaños de los megacristales observados. Además, las bajas cristalinidades que resultan en el modelo de cristalización durante la aparición y crecimiento de los cristales de Kfs (<50%), son propicias para la interacción entre megacristales y la adquisición de la fábrica magmática observada en el macizo de Gredos (p. ej., Mulchrone et al., 2005). Estos altos porcentajes de K requeridos en las composiciones granodioríticas pueden explicarse por el flujo de  $H_2O$  y K hacia los líquidos intrusivos desde los metasedimentos, donde se producen las reacciones de fusión que implican a fases potásicas como la Ms y la Bt. Este enriquecimiento en  $K_2O$  de las granodioritas biotíticas durante la interacción con metasedimentos parcialmente fundidos ha sido demostrada experimentalmente en Díaz-Alvarado et al. (2011).

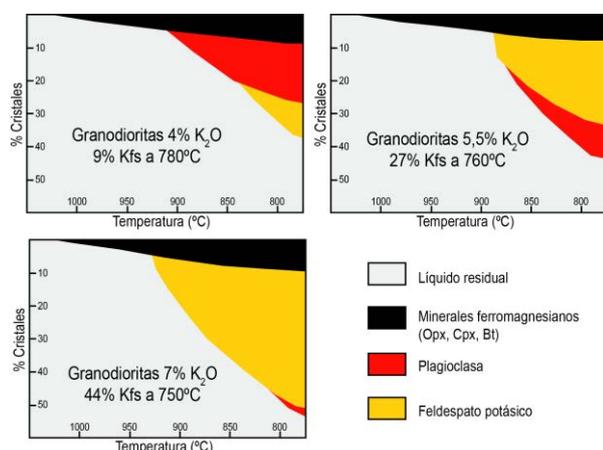


FIGURA 3. Modelos de cristalización para composiciones granodioríticas y diferentes porcentajes de  $K_2O$ , realizados con el programa MELTS (Ghiorso y Sack, 1995). Los resultados muestran la aparición de las diferentes fases minerales con respecto a la evolución de la cristalinidad y la temperatura del magma.

Tanto las relaciones de contacto (Fig. 2) como la geocronología (Díaz-Alvarado et al., 2013) demuestran que los procesos de fusión parcial en los cuerpos metasedimentarios del macizo de Gredos son contemporáneos con la intrusión de los granitoides con megacristales. La interrelación de las granodioritas intrusivas y las migmatitas del Prado de las Pozas muestra cómo el proceso de emplazamiento es sin-deformacional. Tanto en el interior del bandeado migmatítico como en las láminas granodioríticas, la foliación magmática marcada por los megacristales de Kfs se ve afectada por pliegues y cizallas en estado magmático, estructuras que pueden observarse a escala cartográfica y mesoscópica. Los mecanismos para la adquisición de las fábricas magmáticas, y la relación entre el flujo (esfuerzos internos) y la deformación tectónica (esfuerzos externos) durante el ascenso y emplazamiento de los magmas parcialmente cristalizados han sido estudiados mediante el análisis estructural (p. ej., Díaz-Alvarado et al., 2012), y

deberán avanzar en el futuro mediante la aplicación de modelos más completos de análisis cinemático del flujo magmático (como, p. ej., el modelo presentado por Fernández et al., 2016 en este congreso).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2004-06808-CO4-01/BTE, CGL2004-06808-CO4-02/BTE, CGL2007-63237/BTE, y CGL2010-22022-CO2-01 (Ministerio de Economía y Competitividad).

## REFERENCIAS

- Blumenfeld, P. y Bouchez, J.L. (1988): Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, 10: 361-372.
- Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C. y Moreno-Ventas, I. (2011): Assessing bulk assimilation in cordierite-bearing granitoids from the Central System batholith, Spain: experimental, geochemical and geochronological constraints. *Journal of Petrology*, 52: 223-256.
- Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Díaz Azpiroz, M., Castro, A. y Moreno-Ventas, I. (2012): Fabric evidence for granodiorite emplacement with extensional shear zones in the Variscan Gredos massif (Spanish Central System). *Journal of Structural Geology*, 42: 74-90.
- Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C. y Moreno-Ventas, I. (2013): SHRIMP U–Pb zircon geochronology and thermal modeling of multilayer granitoid intrusions. Implications for the building and thermal evolution of the Central System batholith, Iberian Massif, Spain. *Lithos*, 175-176: 104-123.
- Ghiorso, M.S. y Sack, R.O. (1995): Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197-212.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Mulchrone, K.F., Grogan, S. y De, P. (2005): The relationship between magmatic tiling, fluid flow and crystal fraction. *Journal of Structural Geology*, 27: 179-197.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.G., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. y Miller, R.B. (1998): Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44: 53-82.
- Petford, N. (2003): Rheology of granitic magma during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31: 399-427.
- Vernon, R.H. y Paterson, S.R. (2008): How late are K-feldspar megacrysts in granites?. *Lithos*, 104: 327-336

# Modelo cinemático de interacción de megacrystales de feldespato alcalino durante el flujo de magmas graníticos

## *Kinematic model of interaction of alkaline feldspar megacrysts due to granite magma flow*

C. Fernández<sup>1</sup>, M. Díaz Azpiroz<sup>2</sup>, J. Díaz Alvarado<sup>3</sup> y A. Castro<sup>4</sup>

1 Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva, España. fcarlos@uhu.es

2 Dpto. de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Crtra. Utrera, km 1, 41013 Sevilla, España. mdiaazp@upo.es

3 Dpto. de Geología, Universidad de Atacama, Copayapu 485, Copiapó, Chile. juan.diaza@uda.cl

4 Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva, España. dorado@uhu.es

**Resumen:** Los megacrystales de feldespato alcalino son abundantes en muchas rocas graníticas, donde forman fábricas magmáticas y dan lugar a interacciones geométricas que proporcionan importante información sobre los mecanismos de flujo de los magmas graníticos. Los estudios previos han demostrado que los megacrystales se comportan como objetos rígidos que rotan y se desplazan dentro de una matriz viscosa. El modelo que se presenta en este trabajo utiliza simultáneamente las ecuaciones que predicen el giro de partículas rígidas en estas condiciones reológicas y bajo la combinación de cizalla pura y cizalla simple (flujo plano, monoclinico), junto con las que permiten calcular el desplazamiento relativo de dos o más partículas para el mismo tipo de flujo. Los resultados obtenidos tras la simulación de pares de marcadores reproducen satisfactoriamente los distintos tipos geométricos de interacción de megacrystales observados en la naturaleza, variando los distintos parámetros del modelo (número de vorticidad cinemática, forma, orientación y posición relativa iniciales de los megacrystales). Desarrollos futuros del modelo y su aplicación al estudio de ejemplos reales, permitirán comprender mejor la cinemática de magmas graníticos.

**Palabras clave:** Modelos cinemáticos, megacrystales de feldespato alcalino, interacción, fábricas magmáticas, flujo de magmas graníticos.

**Abstract:** *The alkaline feldspar megacrysts are an abundant element of granitic rocks, where they give place to magmatic fabrics, and generate geometric interactions providing important information about flow mechanisms of granite magmas. It has been demonstrated in previous works that feldspar megacrysts behave as rigid objects that rotate and are displaced within a viscous matrix. The model presented in this work simultaneously uses the equations predicting rotation of rigid particles embedded in a viscous matrix that flows under combination of pure and simple shear (plane, monoclinic flow), and those determining the relative displacement of two or more particles for the same type of flow. The results for simulated marker pairs satisfactorily reproduce the distinct geometrical types of megacryst interaction observed in Nature when different values of the controlling parameters are considered (kinematic vorticity number, shape of markers, initial orientation and relative position of modelled megacrysts). Future improvements of the model and its application to the study of natural cases will allow better understanding of granite magma kinematics.*

**Key words:** Kinematic models, alkaline feldspar megacrysts, interaction, magmatic fabrics, granite magma flow.

## INTRODUCCIÓN

Entre las estructuras más conspicuas de los plutones graníticos, especialmente en los grandes batolitos granodioríticos, se encuentran las fábricas definidas por la orientación de megacrystales de feldespato alcalino. Clásicamente se han planteado dos debates clásicos en granitología con relación a tales megacrystales. En primer lugar, se han planteado las hipótesis, hasta cierto punto contradictorias, de que representen fenocrystales o porfiroblastos. En este debate, Vernon (1986) aportó multitud de argumentos para demostrar que, en la mayor parte de los casos, se trata de fenocrystales. En segundo lugar, se ha discutido mucho sobre el origen de las fábricas definidas por los megacrystales, pero la hipótesis comúnmente aceptada hoy en día es que son esencialmente anteriores a la

cristalización completa del magma, es decir, que se trata de fábricas magmáticas (véase p. ej., Vernon y Paterson, 2008). La investigación sobre los efectos de la cristalinidad (fracción volumétrica de cristales) en la reología de los magmas cuenta hoy en día con un número abrumador de contribuciones, sin que se haya llegado a un modelo físico unificado debido a la complejidad del problema. Parece bien establecido, sin embargo, que para cristalinidades inferiores al 70-80% el magma se comportaría como un fluido visco-plástico (p. ej., Rosenberg y Handy, 2005) y, si es inferior al 30%, podríamos considerarlo como un fluido viscoso newtoniano. En este sentido, las fábricas magmáticas se forman esencialmente como consecuencia de la rotación de partículas rígidas (cristales) en un medio viscoso (fundido), por lo que deben ser relativamente tempranas (cristalinidades inferiores al 50%), como

han puesto de manifiesto, entre otros, Mulchrone et al. (2005). El flujo en un magma comprende tanto el “flujo interno”, debido al ascenso y emplazamiento del cuerpo magmático, como el “flujo externo”, consecuencia de los desplazamientos de origen tectónico en el encajante (Mulchrone et al., 2005). Lo habitual es que ambas componentes actúen simultáneamente. Hay diversos criterios para la distinción entre fábricas magmáticas y fábricas adquiridas en estado sólido (p. ej., Paterson et al., 1989), aunque en los plutones sintectónicos, que son la mayoría (p. ej., Petford et al., 2000), hay todo un continuo entre fábricas puramente magmáticas y fábricas adquiridas en estado sólido. Al enfriarse el magma y aumentar la cristalinidad, decae la importancia del flujo interno y el flujo externo pasa a convertirse en el único motor de génesis de fábricas, comenzando a intervenir los procesos de deformación plástica intracrystalina. En resumen, hay consenso en que la interacción de megacrístales en magmas graníticos se produce para cristalinidades bajas (<50%), y bajo comportamiento predominantemente viscoso newtoniano, dada la lenta tasa de deformación del sistema (Vigneresse et al., 1996).

La finalidad de este trabajo es aplicar un modelo que contribuya a una mejor comprensión del significado cinemático de las fábricas magmáticas debidas a la orientación preferente de los grandes cristales de feldespato alcalino en plutones graníticos. La principal novedad de esta aportación es que se simula la rotación relativa de megacrístales con distintas orientaciones y relaciones axiales iniciales, cosa no considerada hasta ahora por ningún otro modelo. En particular, se analizará con especial detalle el fenómeno de la interacción geométrica de los megacrístales que, en el caso de la imbricación (*tiling*), ha sido propuesta como uno de los principales criterios cinemáticos para magmas graníticos (p. ej., Mulchrone et al., 2005).

## TIPOS DE INTERACCIÓN

Los tipos posibles de interacciones entre megacrístales de feldespato alcalino que pueden resultar del flujo del magma que los contiene son muy variados (Fig. 1). En este trabajo se estudiarán únicamente las interacciones visibles en secciones bidimensionales. Se entiende como interacción la disposición geométrica relativa entre dos o más megacrístales, de modo que éstos llegan a tocarse en un punto (un vértice en tres dimensiones) o en una línea (cara). Las interacciones más comúnmente observadas en la naturaleza incluyen las imbricaciones (Fig. 1, fila superior) y toda una variedad de interacciones cara a cara (*Oa*), cara a vértice (*Ob*), o vértice a vértice (*Oc*) (Fig. 1, fila central). El concepto de imbricación (*tiling*) alude al apilamiento de las partículas que interactúan, dando lugar a una estructura superpuesta, caracterizada por el paralelismo de los elementos implicados, que

entran en contacto según caras (casos *Ia* e *Ib*, Fig. 1), o vértices (caso *Ic*, Fig. 1).

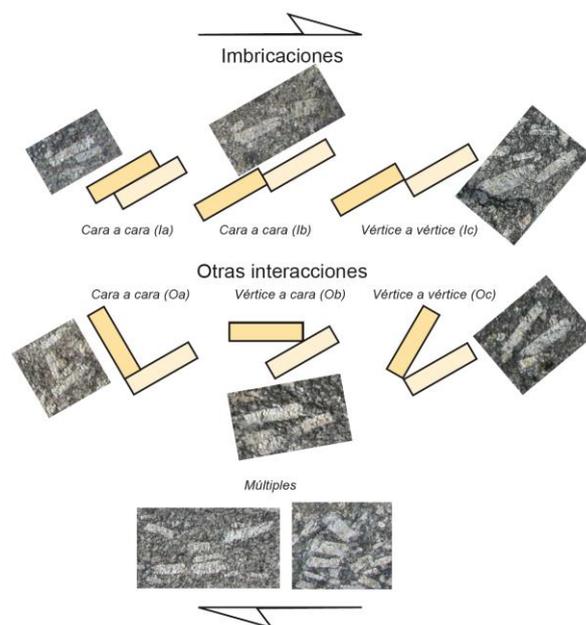


FIGURA 1. Distintos tipos de interacción bidimensional entre megacrístales de feldespato alcalino en rocas graníticas. En cada caso se muestra también un ejemplo natural representativo (batolito de Gredos, Sistema Central español).

## MODELO

Se basa en la aplicación de un modelo bidimensional que combina las soluciones analíticas de Ghosh y Ramberg (1976) para la rotación de partículas rígidas en un medio viscoso bajo combinación de cizalla pura y cizalla simple (flujo monoclinico, Fig. 2), con las ecuaciones de Ramberg (1975) que determinan el desplazamiento relativo de los centros de los objetos durante el flujo. El procedimiento teórico es coincidente con el de Mulchrone et al. (2005), aunque en este trabajo se han introducido cambios que permiten simular otras interacciones, además de la imbricación (Fig. 1). El método se aplica a pares de marcadores teóricos (que simulan megacrístales) para una combinación dada de los parámetros  $R$  (relación axial de los marcadores, y que puede variarse para cada elemento del par investigado), distancia entre los dos marcadores ( $d$ , que se relaciona inversamente con la fracción volumétrica de cristales), número de vorticidad cinemática,  $W_k$  (función inversa de  $S_r$ , cuyo significado se muestra en la Fig. 2), ángulo de orientación inicial del eje largo de los marcadores,  $\alpha_0$  (Fig. 2, que también puede variarse para cada elemento del par), y posición relativa de los centros de los dos marcadores (es decir, el ángulo de orientación de la línea que une ambos centros).

Mediante el incremento en el parámetro  $\gamma$  (deformación angular finita asociada a la componente de cizalla simple) se simula el aumento de la deformación finita, hasta que se produce la interacción entre las dos partículas. Ésta se consigue debido, por un

lado, al proceso de rotación progresiva de cada megacristal, hasta alcanzar un ángulo final  $\phi$  (Fig. 2), y, por otro lado, al desplazamiento relativo de sus centros que conduce a su acercamiento. Si los marcadores tuviesen la misma orientación inicial la interacción final sería siempre una imbricación, pero puede ser distinta en otros casos.

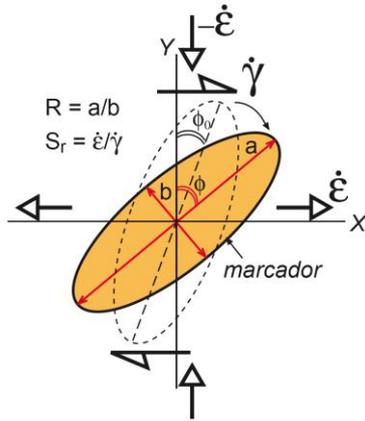


FIGURA 2. Principales parámetros del modelo de Ghosh y Ramberg (1976). Aunque desarrollado para marcadores elipsoidales, puede ser utilizado también para elementos prismáticos, como demostraron Jezek et al. (1994).

## RESULTADOS

El modelo aplicado permite predecir el desarrollo de todos los tipos básicos de interacción de megacristales. En este trabajo se mostrará únicamente una selección de los resultados obtenidos, con objeto de ilustrar el potencial explicativo del modelo.

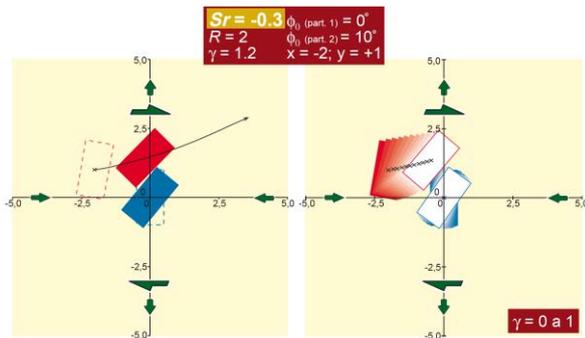


FIGURA 3. Resultado del modelo para la combinación de parámetros indicada en el recuadro superior. La componente de cizalla simple es dextra (flechas verdes asimétricas), siendo el plano de cizalla simple horizontal. El valor negativo de  $S_r$  ( $W_k=0.86$ ) corresponde a una componente de cizalla pura con estiramiento infinitesimal perpendicular al plano de cizalla simple (flechas verdes simétricas). La figura derecha muestra el proceso de rotación de cada marcador (para valores de  $\phi$  entre 0 y 1), y el desplazamiento relativo del centro del marcador rojo con respecto al azul para los distintos incrementos de deformación considerados. La figura izquierda muestra la posición inicial de los marcadores (trazo discontinuo) y su configuración final (rectángulos rellenos) en el momento de la interacción, que se consigue para el valor de  $\phi$  indicado en el rectángulo superior. Las coordenadas  $x$  e  $y$  aluden a la localización inicial del centro del marcador rojo. Corte perpendicular al vector de vorticidad del flujo.

Los casos en los que la componente de cizalla pura conlleva un estiramiento infinitesimal perpendicular al plano de cizalla simple permiten predecir el desarrollo de interacciones de todos los tipos mostrados en la Fig. 1. El ejemplo de la Fig. 3 corresponde a un resultado intermedio entre una imbricación de tipo  $Ia$  (predominante) y una interacción de tipo  $Ob$ . Este tipo de flujos no habían sido considerados hasta el momento en los modelos de desarrollo de imbricaciones, a pesar de la gran importancia de los “flujos divergentes” (Paterson et al., 1998) en la interpretación estructural de cuerpos graníticos.

Por su parte, los casos en los que se ha simulado acortamiento infinitesimal perpendicular al plano de cizalla simple (“flujo convergente”) servirán para ilustrar el desarrollo de interacciones de tipo  $Oa$ ,  $Ob$  y  $Oc$  (Fig. 4, superior, centro e inferior, respectivamente).

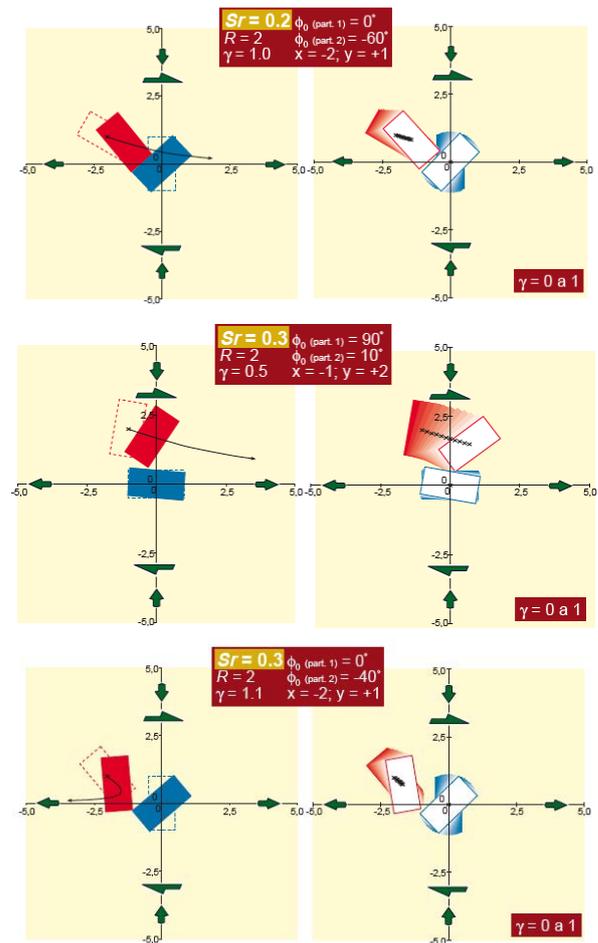


FIGURA 4. Resultados del modelo para la combinación de parámetros indicada en el cuadro superior de cada fila. El valor de  $S_r$  considerado equivale a números de vorticidad ( $W_k$ ) de 0.93 (fila superior) y 0.86 (filas central e inferior). Véase el pie de la Fig. 3 para la explicación de la simbología utilizada.

La simulación ilustrada en la Fig. 4 no impide que sea posible también obtener todos los tipos de imbricación bajo flujo convergente. Finalmente, un

flujo por cizalla simple, sin intervención de componentes coaxiales, permite obtener resultados semejantes (Fig. 5).

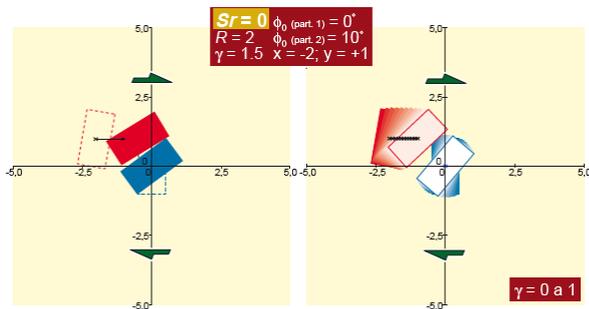


FIGURA 5. Resultado del modelo para la combinación de parámetros indicada en el cuadro superior. El valor de  $S_r$  considerado equivale a un valor del número de vorticidad ( $W_k$ ) de 1.0 (flujo por cizalla simple) (fila superior). Véase el pie de la Fig. 3 para la explicación de la simbología utilizada.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados mostrados en este trabajo son un primer paso en la utilización del modelo para el análisis cinemático del flujo magmático a partir del estudio de las fábricas de rocas graníticas. El desarrollo futuro de este modelo, siguiendo un procedimiento análogo al desarrollado por Mulchrone et al. (2005), consistirá en repetir, de manera sistemática y en número significativo, los cálculos para cada combinación de los parámetros del modelo (p. ej., todos los valores de  $W_k$  entre 0 y 1 con intervalos de 0,1; valores de  $R$  entre 2 y 5, que son los comúnmente observados en la naturaleza, y a intervalos de números enteros; cristalinidades inferiores al 30%; y ángulos de orientación inicial de cada partícula de  $0^\circ$  a  $180^\circ$ , con intervalos de  $10^\circ$ ). Con estas simulaciones se podrá obtener información para predecir el sentido de cizalla de la componente rotacional del flujo y para estimar su vorticidad. La evaluación del modelo implicará su comparación con ejemplos naturales (p. ej., en el batolito de Gredos) y la realización de experimentos analógicos.

Finalmente, es necesario también considerar las limitaciones de este tipo de análisis. Primero, el flujo considerado (plano, monoclinico) puede resultar excesivamente simple, pero es el único que, por el momento, permite encontrar soluciones analíticas al problema planteado. Lo mismo se puede decir de los modelos analógicos disponibles para el estudio de interacciones entre cristales magmáticos, ninguno de los cuales ha contemplado flujos triclinicos hasta la fecha. En segundo lugar, habría que tener en cuenta en el futuro aspectos como el comportamiento de objetos múltiples en rotación, una vez producido el primer contacto, el grado de adherencia entre marcadores y

matriz, o el efecto de matrices anisótropas. Todos estos aspectos son mal conocidos todavía, a pesar de algunos avances recientes, de modo que habrá que esperar bastante tiempo todavía hasta que puedan ser incorporados para su uso en modelos analíticos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2013-48408-C3-1-9 (Ministerio de Economía y Competitividad).

## REFERENCIAS

- Ghosh, S.K. y Ramberg, H. (1976): Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, 34: 1-70.
- Jezek, J., Melka, R., Schulmann, K. y Venera, Z. (1994): The behaviour of rigid ellipsoidal particles in viscous flows: Modeling of fabric evolution in a multiparticle system. *Tectonophysics*, 229: 165-180.
- Mulchrone, K.F., Grogan, S. y De, P. (2005): The relationship between magmatic tiling, fluid flow and crystal fraction. *Journal of Structural Geology*, 27: 179-197.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H. y Tobisch, O.T. (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S. y Miller, R.B. (1998): Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44: 53-82.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W. y Vigneresse, J.L. (2000): Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408: 669-673.
- Ramberg, H. (1975): Particle paths, displacements and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28: 1-37.
- Rosenberg, C.L. y Handy, M.R. (2005): Experimental deformation of partially melted granite revisited: Implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology*, 23: 19-28.
- Vernon, R.H. (1986): K-feldspar megacrysts in granites: Phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews*, 23: 1-63.
- Vernon, R.H. y Paterson, S.R. (2008): How late are K-feldspar megacrysts in granites? *Lithos*, 104: 327-336.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. y Cuney, M. (1996): Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37: 1579-1600

# Geochemical characterization of the leucosomes and leucogranites of the migmatitic region of Sanabria, Iberian Massif

## *Caracterización geoquímica de los leucosomas y leucogranitos de la región migmatítica de Sanabria, Macizo Ibérico*

M. Garcia-Arias<sup>1</sup>, L.G. Corretgé<sup>2</sup> and A. Castro<sup>3</sup>

1 Dpto. Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de los Andes 111711 Bogotá, Colombia. [m.garcia@uniandes.edu.co](mailto:m.garcia@uniandes.edu.co)

2 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo, España. [guillermocorretge@hotmail.com](mailto:guillermocorretge@hotmail.com)

3 Dpto. Geología, Universidad de Huelva 21071 Huelva, España. [dorado@uhu.es](mailto:dorado@uhu.es)

**Abstract:** Leucosomes and leucogranitic bodies are widespread in the migmatitic region of Sanabria, Iberian Massif, Spain, formed during the Variscan orogeny. These leucosomes and leucogranites have a silicic, felsic and peraluminous composition, with low K/Na and Rb/Sr ratios, a linear trend of increasing FeO, MgO and TiO<sub>2</sub> with decreasing SiO<sub>2</sub>, and a highly variable REE and HFSE content that are generally lower than the composition of the source Ollo de Sapo gneiss. The REE and the Eu anomaly in leucosomes are correlated, with stronger positive Eu anomalies with decreasing REE content. The geochemistry of leucosomes and leucogranites is consistent with anatectic melts produced under water-present conditions and with the entrainment of small amounts of accessory-rich biotite. These rocks plot in the volcanic arc granite field instead of the syn-collisional granite field of tectonic discrimination diagrams due to the low Rb content caused by the water-present melting conditions.

**Key words:** Sanabria, leucosome, leucogranite, partial melting, geochemistry.

**Resumen:** *Leucosomas y leucogranitos son abundantes en la región migmatítica de Sanabria en el Macizo Ibérico, España, y se formaron durante la orogenia Varisca. Estos leucosomas y leucogranitos tienen una composición silícica, félsica y peraluminica, con un bajo ratio de K/Na y de Rb/Sr, una tendencia lineal de incremento de FeO, MgO y TiO<sub>2</sub> y disminución de SiO<sub>2</sub>, y un contenido muy variable de REE y HFSE generalmente menor que el de la roca fuente, el gneiss del Ollo de Sapo. El contenido en REE y la anomalía de Eu en los leucosomas presentan una correlación: cuanto menor el contenido en REE, más fuerte la anomalía positiva de Eu. La geoquímica de los leucosomas y leucogranitos es consistente con fundidos anatócticos producidos en presencia de agua libre y con la incorporación de pequeñas cantidades de biotita restitica rica en minerales accesorios. Estas rocas se proyectan en el campo de granitos de arco volcánico en lugar de en el campo de granitos sin-colisionales en diagramas de discriminación tectónica debido al bajo contenido en Rb de los fundidos debido a la fusión en presencia de agua libre.*

**Palabras clave:** Sanabria, leucosome, leucogranito, fusión parcial, geoquímica.

## INTRODUCTION

Leucogranites are widespread in the inner regions of the Variscan orogen in the Iberian Massif, Spain (Castro et al., 2002). In the Sanabria region, the partial melting of the Ollo de Sapo orthogneiss produced many leucogranitic bodies interspersed within the migmatized gneiss (Castro et al., 2003; Diez Montes, 2007). Garcia-Arias et al. (2015) has found that partial melting in Sanabria took place under water-present conditions. Consequently, the migmatitic region of Sanabria provides an important window to understand the natural processes that shape the major and trace element geochemistry of leucogranites formed under water-present conditions. The major and trace composition of the leucogranites and leucosomes of Sanabria are investigated in this study.

## GEOLOGICAL SETTING

The Sanabria region is a dome situated in the northeastern boundary of the Central Iberian Zone of the Iberian Massif. Peak metamorphic conditions of 690-770 °C and 0.5-0.66 GPa (Diez Montes, 2007) during the first extensional phase of the Variscan orogeny caused the partial melting of the Ollo de Sapo gneiss, a quartz-plagioclase-muscovite-biotite gneiss with apatite and zircon as the main accessory phases and phenocrysts quartz, plagioclase and mainly K-feldspar. The melting of the gneiss produced abundant leucosomes and leucogranites within the migmatite.

## PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF MELTS IN SANABRIA

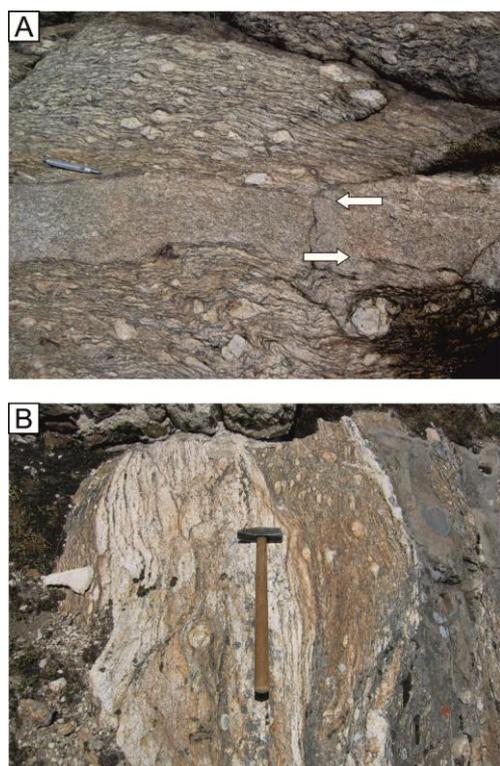


FIGURE 1. Macroscopic aspect of the leucosomes and leucogranites in Sanabria. The arrows in the upper figure point to areas where relict biotite entrained in the leucogranitic body.

### Petrography

Leucosomes are interspersed between the micaceous layers of the melanosome, whilst leucogranites form cm- to dm-thick pods and bodies mainly concordant with the main foliation of the migmatite (Fig. 1). Leucogranites originate when the leucosomes break locally the foliation and coalesce and consequently they are sometimes enriched in residuum. Leucosomes and leucogranites are composed mainly of quartz, plagioclase and K-feldspar in roughly the same proportions, with minor biotite and muscovite, and with apatite and zircon as the main accessory phases, in a fine-grained, hypidiomorphic texture. Plagioclase is unzoned and of andesine composition in the leucosomes and of andesine to oligoclase composition in the leucogranites. In a few cases, chlorite replaces biotite in leucogranites, interpreted to be a product of post-magmatic reactions.

### Geochemistry

Leucosomes and leucogranites are silica-rich (>70 wt % SiO<sub>2</sub> on an anhydrous basis), peraluminous (A/CNK = 1.13–1.43), felsic (Fe + Mg = 0.021 – 0.050, average 0.029), generally oversaturated in P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> compared to the amount of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> from saturation with

Rock type	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	A/CNK	K/Na	ΣREE	(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	Rb/Sr
Leucosome	73.49	0.17	15.01	1.27	0.02	0.44	1.44	3.43	3.80	0.10	0.83	1.21	0.75	59.5	1.54	0.36
Leucogranite	72.39	0.20	15.36	1.24	0.02	0.44	1.33	3.35	4.47	0.17	1.02	1.20	0.95	117.5	0.89	0.71

TABLE I. Average composition of leucosomes and leucogranites in Sanabria. Taken from Garcia-Arias et al. (2015).

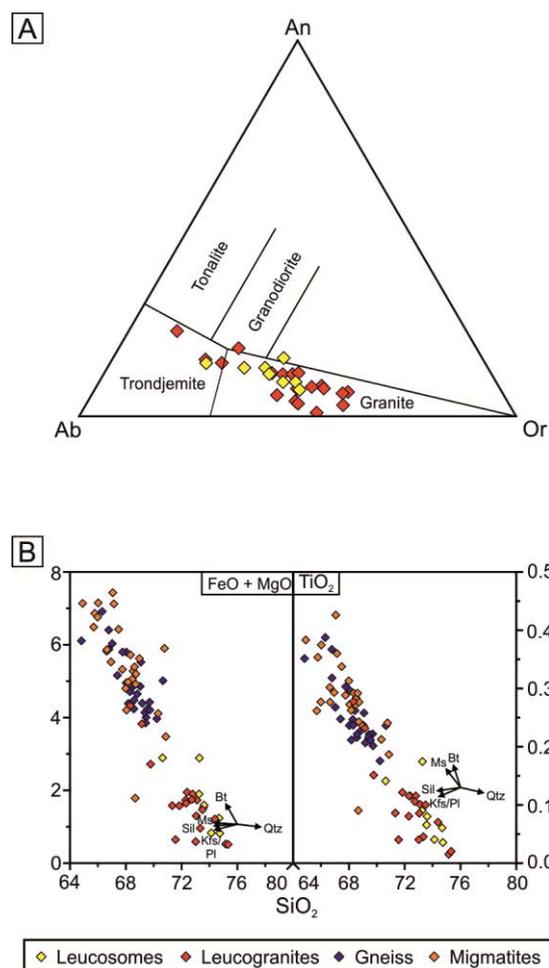


FIGURE 2. A: AbAnOr diagram of the normative composition of leucosomes and leucogranites. B: Harker diagrams of leucosomes, leucogranites, gneisses and migmatites in Sanabria. The compositional vectors of the minerals in the migmatite are also given.

apatite, and with a low K/Na ratio (0.23–1.57, average 0.89) (Table I). Some leucogranites rich in residual biotite have a lower SiO<sub>2</sub> content and higher maficity. Leucosomes and leucogranites plot on the granitic field of the Ab–An–Or diagram, with a trend toward the trondjemitic field supporting the low K/Na ratios (Fig. 2a). They are enriched in SiO<sub>2</sub> and depleted in TiO<sub>2</sub>, FeO and MgO compared to the gneiss and migmatites and they do not plot in a cluster in Harker diagrams but show a linear scatter toward the composition of the gneiss (Fig. 2b).

The REE content of the leucogranites is high (ΣREE = 50.7–197.7 ppm, average 117.5 ppm), with a strong fractionation ((La/Lu)<sub>N</sub> = 5.9–54.6, average 16.6) and mildly negative to positive Eu anomalies

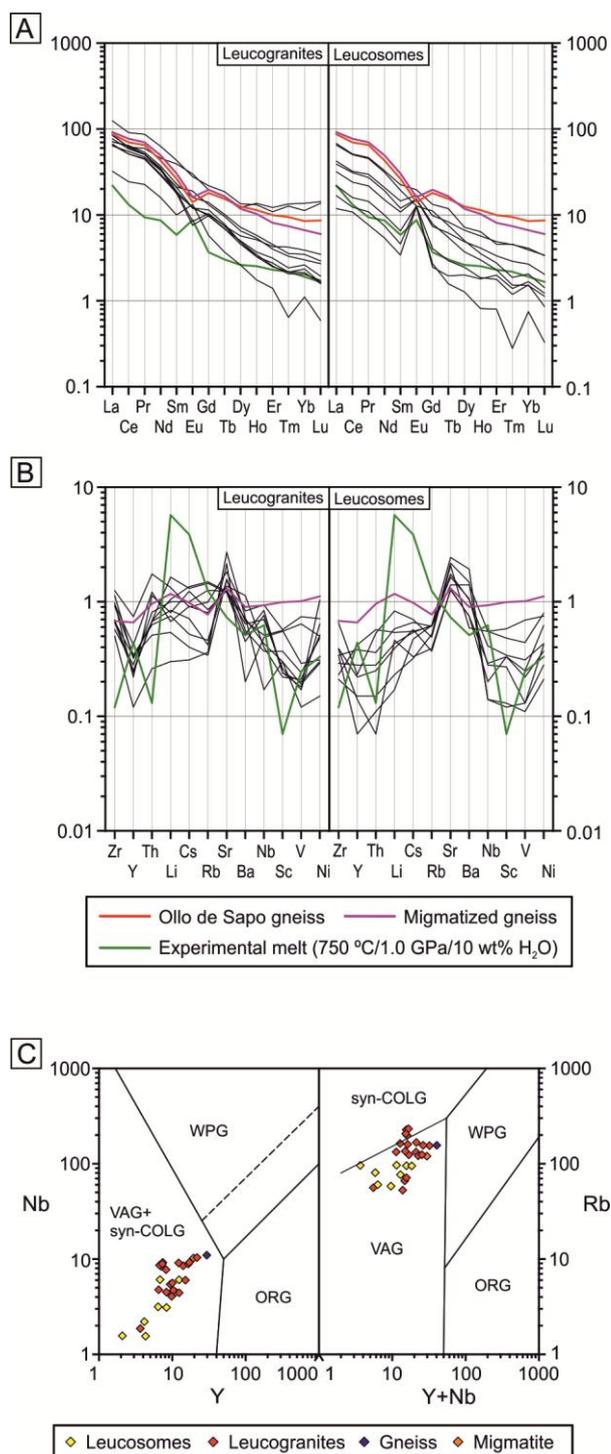


FIGURE 3. A: REE content of leucosomes and leucogranites, normalized to Nakamura (1974). The composition of the Ollo de Sapo gneiss, the migmatite and an experimental melt from the gneiss are also given. B: Multi-elemental diagram of leucosomes and leucogranites, normalized to the Ollo de Sapo gneiss. The average composition of the migmatite and of the experimental melt are also included and normalized. C: Nb-Y and Rb-(Y+Nb) tectonic discrimination diagrams of Pearce et al. (1984). ORG: oceanic ridge granites; WPG: within plate granites; VAG: volcanic arc granites; syn-COLG: syn-collisional granites. Same legend as in Fig. 2.

((Eu/Eu\*)N = 0.54–1.69, average 0.89). The REE

content of the leucosomes is more variable but generally lower ( $\Sigma\text{REE} = 21.7\text{--}107.8$  ppm, average 59.5 ppm), with strongly fractionated patterns ((La/Lu)<sub>N</sub> = 9.6–45.8, average 21.5) and low to strong positive Eu anomalies (0.83–4.23, average 1.54). The REE content and the positive Eu anomaly of leucosomes is correlated: the lower the amount of REE, the stronger the Eu anomaly (Fig. 3a).

The leucogranites and leucosomes are depleted in most HFSE compared to the composition of the gneiss, but they are enriched in Sr and, in the case of leucosomes, also in Ba. Moreover, the leucosomes show a wider variability than the leucogranites. Rb content is lower than Sr in leucosomes and in most of the leucogranites, indicating that these rocks have very low Rb/Sr ratios, usually below 1 (0.28–0.51 for leucosomes and 0.16–2.34 for leucogranites) (Fig. 3b). In the Nb-Y and Rb-(Y+Nb) tectonic discrimination diagrams of Pearce et al. (1984), the leucosomes and leucogranites plot in the volcanic arc granites and syn-collisional granites fields (Fig. 3c). The interpretation of these plots will be discussed below.

## DISCUSSION

### Entrainment of restite in the leucosomes and leucogranites

The compositional linearity between gneiss, migmatites, leucogranites and leucosomes in Harker diagrams (Fig. 2b) is consistent with a scenario in which migmatites are partially melted gneisses that lost some melt, and that leucosomes and leucogranites represent those segregated melts. Consequently, leucosomes and leucogranites can be interpreted as anatectic melts originated from the partial melting of the Ollo de Sapo gneiss and not cumulates or residual melts.

The leucosomes and leucogranites show a linear spread in Harker diagrams for FeO+MgO and TiO<sub>2</sub> (Fig. 3b) and the REE and HFSE composition of leucosomes is usually above the composition of water-added experimental melts from the Ollo de Sapo gneiss produced at the P-T conditions of Sanabria (García-Arias et al., 2012) (Fig. 3a and b). These features are interpreted as reflecting the entrainment of restitic biotite rich in inclusions of REE-rich accessory phases (apatite and zircon). Field observations support this scenario, as the leucogranitic bodies within the migmatite form where the micaceous layers break down and the leucosomes coalesce, and disaggregation of these micaceous layers into the leucogranitic bodies are evident in the field (Fig. 1a). With increasing entrainment of biotite, the composition of leucosomes and leucogranites increases in Fe and Mg and decreases in Si, moving closer to the composition of the gneiss. REE-rich accessory phases co-entrap with biotite because the peak P-T conditions in Sanabria are below those needed for biotite breakdown and these accessory

phases are still present as inclusions within biotite. For this reason, progressive dissolution of REE-rich accessory phases is discarded.

### The tectonic environment of Sanabria

In the Nb-Y tectonic discrimination diagram, leucosomes and leucogranites plot in the volcanic arc granites (VAG) + syn-collisional granites (syn-COLG) field, whereas in the Rb-(Y+Nb) diagram they plot mostly in the VAG field. This seems to be inconsistent with the fact that the Sanabria region and the Central Iberian Zone represent the core of the Variscan collisional orogeny. Two hypotheses are provided to explain this paradox: firstly, the leucosomes and leucogranites inherit the volcanic signature of the Ollo de Sapo orthogneiss; secondly, the Ollo de Sapo gneiss melted in Sanabria under water-present conditions (García-Arias et al., 2015), and melts produced under these conditions are depleted in Rb compared to melts formed under water-absent conditions (e.g. Weinberg and Hasalová, 2015). In the first case, the Ollo de Sapo gneiss formed from volcanic products of magmas of calcalkaline signature (e.g. Díez Montes, 2007) and the leucosomes and leucogranites may inherit this signature, as observed by the linear trend in the Y-Nb diagram (Fig. 3c). In the second case, the low Rb content of the leucosomes and leucogranites may have shifted their plot from the syn-collisional granites field to the volcanic arc granites field, as Pearce et al. (1984) may have used granites formed only under water-absent conditions to plot the boundaries of the fields.

### CONCLUSIONS

The major and trace element geochemistry of the leucosomes and leucogranites in Sanabria is consistent with anatectic melts of the Ollo de Sapo gneiss formed under water-present conditions and with entrainment of variable but small amounts of accessory-rich residual biotite. The tectonic discrimination diagrams of the leucosomes and leucogranites agrees with the tectonic history of Sanabria of a collisional orogeny if the effect of water-present melting in the Rb content of the melts is taken into account.

### ACKNOWLEDGEMENTS

M. García-Arias is grateful to Prof. Guillermo Corretgé's utter dedication to Geology, to his inspiration and friendly advice, and especially for having accepted me as his last PhD student and having lead me in the study of the migmatitic region of Sanabria. This paper has been funded by the FAPA project (Universidad de los Andes, Colombia).

### REFERENCES

- Castro, A., Corretgé, L.G., De la Rosa, J.D., Enrique, P., Martínez, F.J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. and López, S. (2002): Chapter 9: Palaeozoic Magmatism. In: *The geology of Spain* (W. Gibbons and T. Moreno, eds). Geological Society of London, London, 117-156.
- Castro, A., Corretgé, L.G., De La Rosa, J.D., Fernández, C., López, S., García-Moreno, O. and Chacón, H. (2003): The appinite-migmatite complex of Sanabria, NW Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology*, 41: 1309-1344.
- Díez Montes, A. (2007): La geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo. *Serie Nova Terra*, 34.
- García-Arias, M., Corretgé, L.G. and Castro, A. (2012): Trace element behaviour during partial melting of Iberian orthogneisses: an experimental study. *Chemical Geology*, 292-293: 1-17.
- García-Arias, M., Corretgé, L.G., Fernandez, C. and Castro, A. (2015): Water-present melting in the middle crust: the case of the Ollo de Sapo gneiss in the Iberian Massif (Spain). *Chemical Geology*, 419: 176-191.
- Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 24: 956-983.
- Weinberg, R.F. and Hasalová, P. (2015): Water-fluxed melting of the continental crust: a review. *Lithos*, 212-213: 158-188.

## La cordierita en los monzogranitos de Cabeza de Araya, Cáceres (Macizo Ibérico): modelización experimental y termodinámica

### *Cordierite in monzogranites from Cabeza de Araya (Iberian Massif, Cáceres): constraints from experiments and thermodynamic modelling*

O. García-Moreno<sup>1</sup>, A. Castro<sup>2</sup>, L. G. Corretgé<sup>1</sup>, F. Holtz<sup>3</sup> y M. García-Arias<sup>4</sup>

1 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo. 2 Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. 3 Institut für Mineralogie, Leibniz Universität Hannover, Callinstr. 3, D-30167 Hanover, Alemania. 4 Dpto. Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de los Andes 111711 Bogotá, Colombia

**Resumen:** Se presenta un resumen de los datos experimentales y los cálculos termodinámicos realizados sobre una composición de un monzogranito cordierítico de Cabeza de Araya (Cáceres), como ejemplo de roca que tipifica los granitoides de la serie de caracteres mixtos (intermedios entre anatócticos y calco-alcalinos). Los experimentos de cristalización a diferentes presiones y con diferentes contenidos de agua y las pseudosecciones realizadas con Perple\_X muestran la imposibilidad de cristalizar cordierita en cantidades suficientes para replicar la paragénesis de la roca escogida para este estudio, que es representativa de las facies ricas en cordierita del batolito de Cabeza de Araya. La presencia de cordierita en este tipo de rocas puede ser explicada mediante un modelo complejo de génesis de estos granitoides a partir de procesos de asimilación del encajante e hibridación con magmas calcoalcalinos.

**Palabras clave:** monzogranitos, Serie mixta, Cordierita, petrología experimental, pseudosecciones.

**Abstract:** *Experimental data together with thermodynamic calculations are presented here on a cordierite-rich monzogranite of the Cabeza de Araya batholith (Cáceres). Both approaches failed to crystallize cordierite for different pressure, and water content conditions in significant amounts comparable to the original mineral assemblage of the selected rock; the cordierite-rich facies of the Cabeza de Araya batholith. This indicates that cordierite is not in equilibrium with the bulk rock compositions and the presence of cordierite in this rock type can only be explained in terms of a complex model that combines both assimilation of contaminants and hybridization with calcalcaline magmas.*

**Key words:** monzogranites, Serie Mixta, cordierite, experimental petrology, pseudosections.

## INTRODUCCIÓN

Desde la clasificación, a principio de los años 70 del siglo XX, de las series graníticas en los granitoides variscos de la Península, con la definición de una *serie con caracteres mixtos* (Capdevila *et al.*, 1973) cuya principal representación petrográfica son los monzogranitos cordieríticos, la polémica en cuanto al origen puramente magmático o restítico de la cordierita ha sido constante en la literatura (Ugidos y Recio, 1993, García-Moreno *et al.* 2003, Díaz-Alvarado *et al.* 2011). Estos granitoides -con caracteres intermedios entre el grupo de los *leucogranitos peralumínicos*, asociados a zonas de alto grado metamórfico, y el grupo de las *granodioritas*-, se caracterizan también por: i) su emplazamiento epizonal, ii) su disposición en plutones zonados y iii) su carácter tardío con respecto a la fase D1 de deformación varisca. Los monzogranitos cordieríticos de Cabeza de Araya (Cáceres) representan el ejemplo típico de la serie mixta y han sido objeto de estudio desde el punto de vista petrológico-regional por Corretgé (1971) y experimental por García-Moreno (2004). Con el fin de comprender las texturas idiomórficas y las composiciones magmáticas de las

cordieritas en este tipo de granitoides, se han planteado una serie de experimentos de cristalización bajo diferentes presiones y en un amplio rango de temperatura, con diferentes contenidos en agua, y a su vez se ha realizado la modelización termodinámica bajo esas mismas condiciones.

## METODOLOGÍA

### Materiales de partida

Para la realización de los experimentos de cristalización se ha fabricado un vidrio sintético con la composición de un monzogranito peralumínico (12.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) con cordierita de Cabeza de Araya perteneciente a la Facies A (Corretgé, 1971). Esta composición, con los valores más altos de CaO (1.13%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.73%) y MgO (0.61%), representaría la composición del líquido menos diferenciado de toda la serie de diferenciación si consideramos la hipótesis de un origen primario para los magmas de Cabeza de Araya.

### Equipos experimentales

Los experimentos se han llevado a cabo en los equipos *piston-cylinder* de la Universidad de Huelva (experimentos a 400 MPa y 600 MPa) y en los *cold-seal* (experimentos a 200 MPa) de la Universidad de Hanover (Alemania). Los resultados de los experimentos (vidrios y cristales) fueron caracterizados mediante el análisis de energía dispersiva en un microscopio electrónico de barrido JEOL-JSM5410 en la Universidad de Huelva y microsonda electrónica Camebax SX100 en la Universidad de Hanover.

### Cálculos termodinámicos

La modelización termodinámica se llevó a cabo con el software *Perple\_X* (Connolly, 2005) bajo las mismas condiciones que las experimentales.

### RESULTADOS

Los resultados experimentales se resumen en los diagramas mostrados en la Figura 1. Se muestran los resultados para los experimentos de cristalización a 200 y 600 MPa. El contenido en agua añadida fue de 2, 4 y 6% en peso. Casi todos los experimentos realizados se dieron en condiciones subsaturadas y en ausencia de fase fluida, por lo que la curva de saturación (Fig. 1a) es sólo indicativa. Todos los experimentos se realizaron en condiciones *supersolidus*. Las curvas *solidus* se situaron según datos experimentales publicados de sistemas graníticos peraluminicos. Se observó un incremento en la proporción de fundido generado con el aumento del agua añadida bajo las diferentes condiciones de presión. El clinopiroxeno es la fase *liquidus* a 600 MPa, mientras que a 200 MPa lo es la biotita, el ortopiroxeno y la plagioclasa dependiendo del contenido en agua. La principal singularidad de los resultados experimentales es la presencia de piroxeno bajo todas las condiciones estudiadas. El clinopiroxeno está presente en todos los experimentos a 400 y 600 MPa. Puede que esta fase en los experimentos de cristalización sea metaestable ya que se observan texturas de disolución según descende la temperatura. Se encontraron pequeñas cantidades (<5 vol.%) en los vidrios de partida en estos experimentos. Estos vidrios se homogeneizaron a una temperatura probablemente demasiado baja (975 °C) con el fin de evitar la pérdida de agua de la cápsula. El ortopiroxeno está presente bajo las tres presiones estudiadas, y sin embargo, no es estable en los experimentos de más baja temperatura ni en la región saturada en agua. La fase ferromagnesiana más frecuente junto a los piroxenos es la biotita. La curva de saturación de esta fase tiene una forma similar en ambos diagramas (Fig. 1 a y b). Para comprobar la estabilidad de las fases ferromagnesianas se añadieron semillas de cristales de granate y cordierita. Estas semillas se disolvieron en los experimentos por lo que no es posible dibujar ningún campo de saturación para estas fases en nuestros experimentos. La presencia de

núcleos de espinela metaestable a 400 y 600 MPa principalmente en el interior de cristales de feldespato, imposibilitan también la proyección de su campo de saturación. Con respecto a los tectosilicatos, la distinción entre plagioclasa y feldespatos alcalinos fue muy complicada sobre todo en aquellos experimentos con mayor porcentaje de cristales (fases marcadas en gris en Fig. 1 a y b). Incluso el cuarzo puede pasar desapercibido, creciendo de manera intersticial entre los feldespatos en los experimentos más próximos al *solidus*. La temperatura de cristalización de los feldespatos alcalinos disminuye con el aumento en el contenido en agua. Para un mismo contenido en agua los tectosilicatos, y especialmente el feldespato alcalino, comienzan a cristalizar a mayor temperatura a 600 MPa que a 200 MPa. Aparte de un posible efecto de la presión, este comportamiento es el esperado considerando que la actividad de agua debe ser mayor a 200 que a 600 MPa para una misma cantidad de agua añadida.

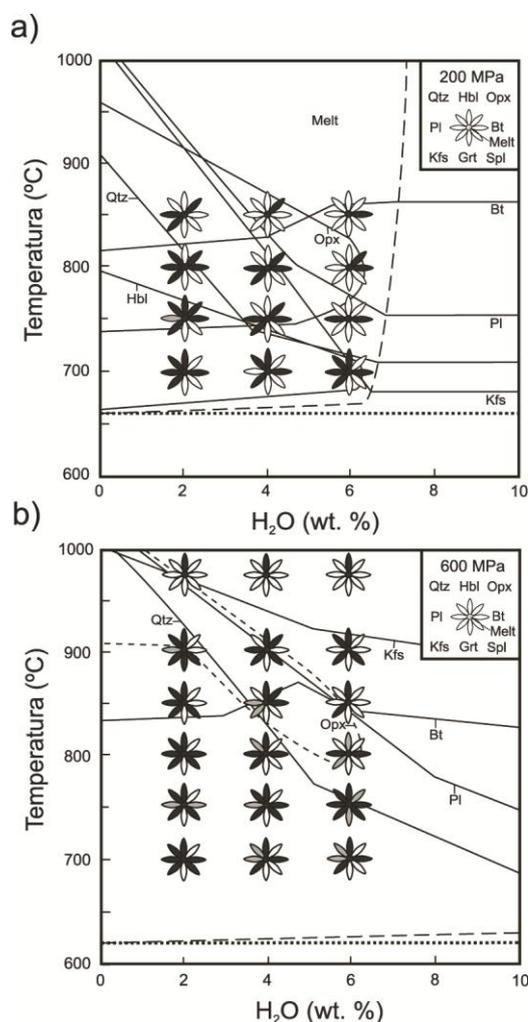


FIGURA 1. Diagrama de las relaciones de fases observadas en los experimentos a 200 y 600 MPa. Para cada experimento, para una temperatura y contenido en agua añadido, el símbolo correspondiente indica si una fase ha sido identificada (negro), no observada (blanco) o inferida pero no claramente identificada (gris).

Las pseudosecciones dibujadas a partir de los cálculos termodinámicos se muestran en la Figura 2. Como puede observarse existen algunas diferencias entre los campos definidos en estas pseudosecciones pero también son muchas las coincidencias. En cuanto a los campos de estabilidad de las fases ferromagnesianas destaca la presencia de un amplio campo para el ortopiroxeno, observado también en los experimentos. Para 200 MPa se observa un campo de estabilidad para la cordierita y a 600 MPa para el granate, fases que no han sido observadas en los experimentos.

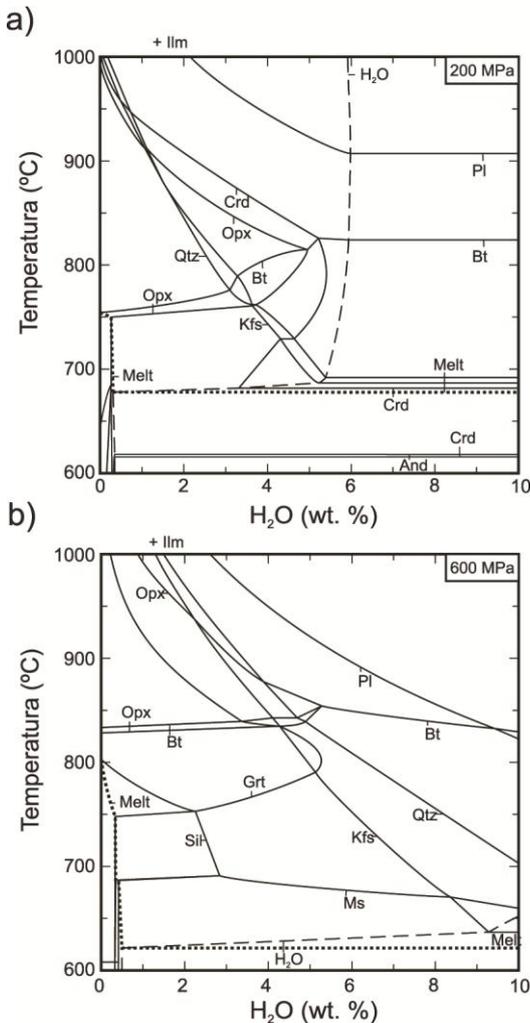


FIGURA 2. Pseudosecciones calculadas con *Perple\_X* para las mismas condiciones experimentales mostradas en la Figura 1.

Con el fin de analizar la estabilidad de cordierita y granate y de entender las discrepancias entre los resultados experimentales y las pseudosecciones se han calculado los porcentajes de dichas fases. El máximo porcentaje de cordierita estable a 200 y 400 MPa es 3.2 y 2.5% respectivamente. Los cálculos también revelan que a 200 MPa la cordierita solo es estable en la región saturada en agua a pocos grados por encima del solidus. En las proyecciones P-T que se muestran en la Figura 3 se observa que la cordierita debería ser estable en un amplio campo en sistemas con el 2% de agua

añadida, este campo se reduce para el 4% y aún más reducido para el 6% (cerca del solidus a  $P < 280$  MPa).

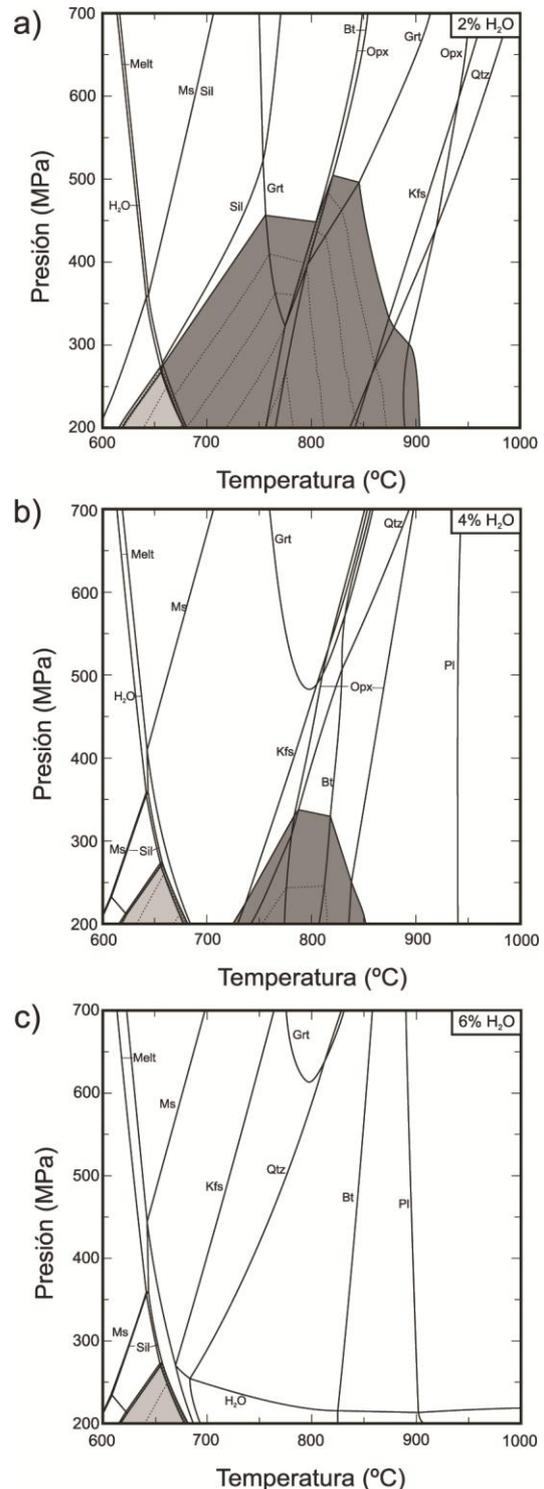


FIGURA 3. Pseudosecciones en diagramas P-T en función del contenido en agua. Líneas de contorno para la cordierita <3 vol.%

La cantidad de cordierita es siempre muy baja y no excede el 2 vol. % para el 2% de agua añadida a 200 MPa. Estos pequeñísimos porcentajes de cordierita pueden haber estado presentes en los experimentos a baja temperatura y bajo porcentaje en agua, por lo que puede que no hayan sido identificados aunque las

cápsulas experimentales hayan sido cuidadosamente estudiadas en el SEM, especialmente las de los experimentos de baja temperatura que son las que mayores dificultades presentan.

Los cálculos con Perple\_X se realizaron con varias condiciones de  $fO_2$ , sin embargo las diferencias obtenidas en las pseudosecciones son insignificantes e incluso en las condiciones más oxidantes el porcentaje de cordierita no supera el 3 vol. %.

## DISCUSIÓN

El origen de la cordierita en los monzogranitos ha sido un amplio tema de debate en la literatura granítica varisca (Ugidos y Recio, 1993, Ugidos *et al.* 2009, Díaz-Alvarado *et al.* 2011). Se han propuesto esencialmente tres posibles escenarios: (1) la cordierita como fase metamórfica xenolítica (de la roca fuente); (2) la cordierita como fase formada por fusión incongruente de la restita antes o durante su incorporación en el magma y (3) la cordierita formada en dominios locales con alto contenido en material restítico por una reacción peritética. Nuestros resultados experimentales nos indican que la cordierita no está presente en los experimentos de cristalización a 600, 400 ni 200 MPa, usando como fundido de partida un análogo a un monzogranito cordierítico de Cabeza de Araya. Esto puede indicar que o las condiciones experimentales no han sido realistas o que las fases investigadas no están en equilibrio químico con el conjunto del sistema representado por el magma monzogranítico de Cabeza de Araya. La primera hipótesis puede ser demostrada mediante la realización de experimentos a presiones por debajo de los 200 MPa y también bajo diferentes condiciones de  $fO_2$  a bajas temperaturas. Sin embargo, no parece realista que una gran cámara magmática como la de Cabeza de Araya pueda haber estado localizada a profundidades que corresponden a 150 MPa de presión litostática o menos. La segunda hipótesis implica que la cordierita haya cristalizado a partir de un fundido que no estaba en equilibrio con parte de la asociación mineral presente en el magma. El fundido silicatado a partir del cual la cordierita cristalizó era más rico en Al que el fundido que debió estar en equilibrio con la composición global, que debe ser resultado de la asimilación y fusión parcial de corneanas y/o metapelitas ricas en Al. Las observaciones petrográficas y geoquímicas indican que las fases minerales que no han sido equilibradas con el fundido rico en aluminio son principalmente plagioclasas. La presencia de cantidades considerables de plagioclasas “no reactivas” pueden ser explicadas por procesos de hibridación con magmas calcoalcalinos. En el caso de Cabeza de Araya, el lapso de tiempo entre el mixing/mingling de magmas félsicos y calcoalcalinos y la asimilación de rocas ricas en aluminio debió de ser corto y ambos procesos pueden haber ocurrido simultáneamente. En este sentido es necesario recurrir

a un proceso complejo de asimilación e hibridación para explicar la génesis de los monzogranitos cordieríticos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral de Olga García-Moreno, financiada por el Principado de Asturias con una beca predoctoral. Los experimentos fueron financiados por proyectos de los Ministerio de Educación y Ciencia y Tecnología PB97-0439, BTE2001-2769, LGC2004-06808-C04 y por la German Science Foundation HO1337/22.

## REFERENCIAS

- Capdevila, R., Corretgé, L. G. y Floor, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. Geol. France* (7) XV(3-4): 209-228.
- Connolly, J. A. D. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters* 236(1-2): 524-541.
- Corretgé, L. G. (1971). *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*, Universidad de Salamanca.
- Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C. and Moreno-Ventas, I. (2011). Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain; Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints. *Journal of Petrology* 52(2): 223-256.
- García-Moreno, O. (2004). *Estudio experimental de las relaciones texturales y de fases en granitos peraluminicos de la serie mixta del Macizo Ibérico. El caso de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- García-Moreno, O., Castro, A., Corretgé, L. G., Klimm, K. and Holtz, F. (2003). Cordierite monzogranites of the Hercynian Iberian Massif: experimental indicators for a hybrid origin. *Geophysical Research Abstracts* 5.
- Pereira, M. D. and Bea, F. (1994). Cordierite-producing reactions in the Peña Negra complex, Avila Batholith, Central Spain: The key role of cordierite in low-pressure anatexis. *The Canadian Mineralogist* 32: 763-780.
- Ugidos, J. M. and Recio, C. (1993). Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. *Chemical Geology* 103: 27-43.
- Ugidos, J. M., Stephens, W. E., Carnicero, A. and Ellam, R. M. (2009). A reactive assimilation model for regional-scale cordierite-bearing granitoids: geochemical evidence from the Late Variscan granites of the Central Iberian Zone, Spain. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 99: 225-250.

# Condiciones de cristalización en granitoides variscos post-tectónicos de tipo I en el NO de España: el plutón de Porriño

## *Crystallization conditions of I-type, post-tectonic variscan granitoids from NW Spain: the Porriño pluton*

L. González-Menéndez<sup>1</sup>, G. Gallastegui<sup>1</sup>, A. Cuesta<sup>2</sup>, A. Rubio-Ordóñez<sup>2</sup>, P. Montero<sup>3</sup> y F. Bea<sup>3</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Avda. Real 1, 24006, León y Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo. l.gonzalez@igme.es / g.gallastegui@igme.es

2 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, C/Jesús Árias de Velasco s/n, 33005, Oviedo. acuesta@geol.uniovi.es / arubio@geol.uniovi.es

3 Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18002 Granada. pmontero@ugr.es / fbea@ugr.es

**Resumen:** En este trabajo se estudia la secuencia de cristalización en granitoides variscos post-tectónicos de tipo I (NO de España) mediante modelización por equilibrio de fases (Rhyolite-Melts, Thermocalc y Perple\_x). Como granitoide representativo se ha seleccionado el plutón de Porriño, en el SO de Galicia, formado por tres unidades: un granito rosa biotítico, un monzogranito gris biotítico ( $\pm$  anfíbol,  $\pm$  titanita) y enclaves tonalíticos-granodioríticos (biotita + anfíbol + titanita) incluidos dentro del monzogranito gris. La curva de estabilidad de la titanita y su intersección con el solidus a  $P \geq 3$  kbar se utilizan para fijar la secuencia de cristalización a 3.25 kbar. La comparación de la cristalización teórica con la petrografía muestra una correspondencia aceptable en los casos de Thermocalc y Perple\_x, siendo más problemática con Rhyolite-Melts (ausencia de biotita, anfíbol, titanita; presencia subsolidus de granate, ortopiroxeno). Thermocalc no reproduce el anfíbol observado ( $\leq 1.5\%$ ) mientras que Perple\_x consigue reproducirlo en porcentajes reducidos ( $\leq 0.25\%$ ). Experimentos en rocas similares aunque ligeramente más máficas, muestran una secuencia de cristalización parecida (biotita, anfíbol, plagioclasa). En condiciones de mayor temperatura los experimentos reproducen clinopiroxeno, calculado en nuestros modelos P-T para los enclaves tonalíticos-granodioríticos y en menor medida en los monzogranitos.

**Palabras clave:** granito, tonalita-granodiorita, modelización, cristalización, petrografía.

**Abstract:** The crystallization sequence of post-tectonic I-type granitoids (NW Spain) is studied in the present work by phase equilibrium modeling (Rhyolite Melts, Thermocalc and Perple\_x). The Porriño pluton from the SW of Galicia is chosen as representative for this investigation. This pluton is formed by a pink biotite granite, a grey biotite ( $\pm$  amphibole  $\pm$  titanite) monzogranite and tonalitic-granodioritic enclaves (biotite + amphibole + titanite) included within the grey monzogranite. The intersection of the stability curve of titanite and the granite solidus at  $P \geq 3$  kbar is used to fix the crystallization models at  $P = 3.25$  kbars. The comparison between the calculated crystallization and the petrography (modal counting) shows reasonable similarity for the Thermocalc and Perple\_x models, whereas it is more problematic in the case of Rhyolite Melts (absence of biotite, amphibole, titanite, presence of subsolidus garnet and orthopyroxene). Thermocalc does not calculate amphibole while Perple\_x does, but in very reduced amounts ( $\leq 0.25\%$ ) compared to the observed ones ( $\leq 1.5\%$ ). Experiments performed in similar rocks, though slightly more mafic, show similar crystallization sequences (biotite, amphibole, plagioclase). At higher temperatures these experiments reproduced clinopyroxene, observed in our PT models for the tonalitic-granodioritic enclaves and in some cases in the monzogranites.

**Key words:** granite, tonalite-granodiorite, modeling, crystallization, petrography.

## INTRODUCCIÓN

La determinación de la secuencia de cristalización en rocas ígneas es un aspecto clave en su petrogénesis y se puede investigar por medio de distintos métodos: mineralogía-petrografía, petrología experimental y modelización numérica. En este trabajo realizamos un estudio sobre la cristalización en granitoides de tipo I, variscos y post-tectónicos, del NO peninsular. Para ello se utilizan como base las observaciones petrográficas, se realizan posteriormente modelos de equilibrio de fases con diferentes programas que usan bases de datos

termodinámicos (Rhyolite-Melts, Thermocalc y Perple\_x) y finalmente se establecen comparaciones con experimentos de cristalización realizados por otros autores en rocas graníticas similares.

El plutón de Porriño (Corretgé et al., 1981; Bellido et al., 2005) localizado en el SO de Galicia (NO de España y Portugal) es representativo del magmatismo granítico varisco, post-tectónico y de tipología I (o afinidad calcoalcalina). Los plutones pertenecientes a este grupo en el NO peninsular (Fig. 1A) tienen edades comprendidas entre  $\approx 290$ -295 Ma y están formados

principalmente por unidades de granitos, granodioritas y tonalitas con asociaciones minerales de biotita  $\pm$  anfíbol  $\pm$  titanita, incluyendo con frecuencia accesorios

como allanita, zircón, ilmenita,  $\pm$  monacita,  $\pm$  apatito,  $\pm$  fluorita.

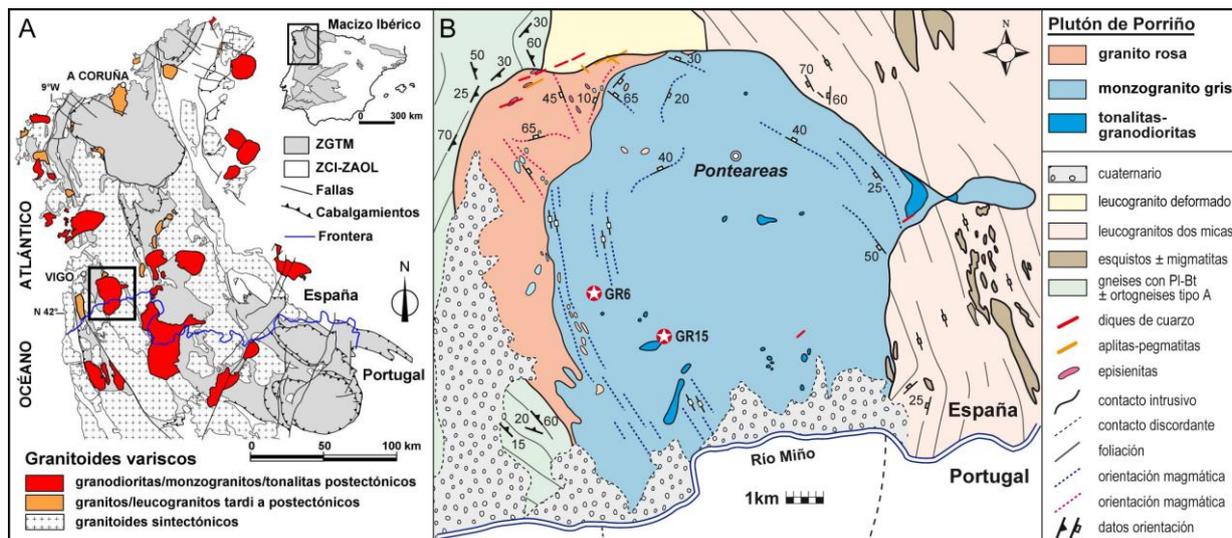


FIGURA 1. A) Granitoides variscos en el NO peninsular. ZGTM: Zona de Galicia Trás-Os-Montes. ZCI-ZAOL: Zona Centroibérica y Zona Asturoccidental-Leonesa. B) Mapa geológico del plutón de Porriño. Simplificados de Díez Montes et al., 2010 y referencias incluidas.

Porriño (Fig. 1B) es un plutón formado por tres unidades: un granito rosa, equigranular y biotítico en el borde externo occidental del plutón; un monzogranito gris, algo porfídico, con biotita  $\pm$  anfíbol  $\pm$  titanita, que forma la mayor extensión de afloramiento; enclaves tonalíticos-granodioríticos, de dimensiones métricas, incluidos en el monzogranito gris y formados por biotita + anfíbol + titanita.

Se ha seleccionado una muestra representativa del monzogranito gris de Porriño (GR6) sobre la que se ha realizado un estudio petrográfico y un conteo modal de las principales fases minerales: plagioclasa (Pl): 36%, cuarzo (Qz): 35%, feldespato-K (Kfs): 14%, biotita (Bt): 13%, anfíbol (Amp): 1.4%, titanita (Ttn): < 1%. Algunos feldespatos potásicos incluyen plagioclasa y biotita. La titanita aparece parcialmente incluida en anfíbol y plagioclasa o sin ninguna relación textural concreta con otras fases.

## MODELOS DE CRISTALIZACIÓN

Las condiciones para realizar los modelos de cristalización se han establecido con pruebas previas sobre la cristalización de titanita magmática. La curva de estabilidad de esta fase intersecta al solidus saturado en torno a 3-3.2 kbar – 660 °C (Perple x). En base a estos resultados se tomó una presión de 3.25 kbar para los modelos de cristalización isobárica. La fraccionación de sólidos en estas condiciones es descartable porque los porcentajes de fundido en el intervalo de temperaturas estudiado están casi siempre por debajo del 45% siendo la viscosidad de estos sistemas demasiado elevada.

Inicialmente se utilizó Rhyolite-Melts, versión de Melts optimizada para composiciones graníticas

(Gualda et al., 2012). Los resultados (Fig. 2A) muestran que a bajas temperaturas (< 730 °C) los porcentajes de fundido calculados son muy reducidos. Biotita, anfíbol y titanita no son calculados y otras fases no observadas (granate y ortopiroxeno) aparecen hasta condiciones subsolidus. Es destacable la amplia coexistencia de fundido y H<sub>2</sub>O libre (690-725°C).

El estudio desarrollado con Thermocalc (Powell et al., 1998) usa un modelo de actividad-composición específico para fundidos haplograníticos además de otros para fases con soluciones sólidas (Bt, Pl, Kfs, Ilm) descritos en White et al. (2007). Los resultados (Fig. 2B) muestran mayores porcentajes de fundido a bajas temperaturas ( $\leq$  670 °C). La titanita primaria aparece sólo por encima de  $\approx$  4 kbar. El modelo predice clinopiroxeno en proporciones muy reducidas (< 0.1%). El anfíbol existente no es reproducido. Las proporciones de Qz-Pl-Kfs son coherentes con la petrografía y la asociación subsolidus teórica es bastante similar a la observada.

La secuencia de cristalización calculada con Perple\_x (Connolly, 2009) usa los mismos modelos de fundido y fases con solución sólida que los descritos en Thermocalc, además del anfíbol [Ca-Amph(D): Dale et al., 2000]. La variación del fundido con la temperatura es similar al caso anterior. Como se muestra en la figura 2C, la asociación mineral subsolidus calculada reproduce la observada en la petrografía (Bt  $\pm$  Amp  $\pm$  Ttn  $\pm$  Ilm). Las proporciones relativas de Qz-Pl-Kfs resultan algo diferentes por un mayor porcentaje de Kfs

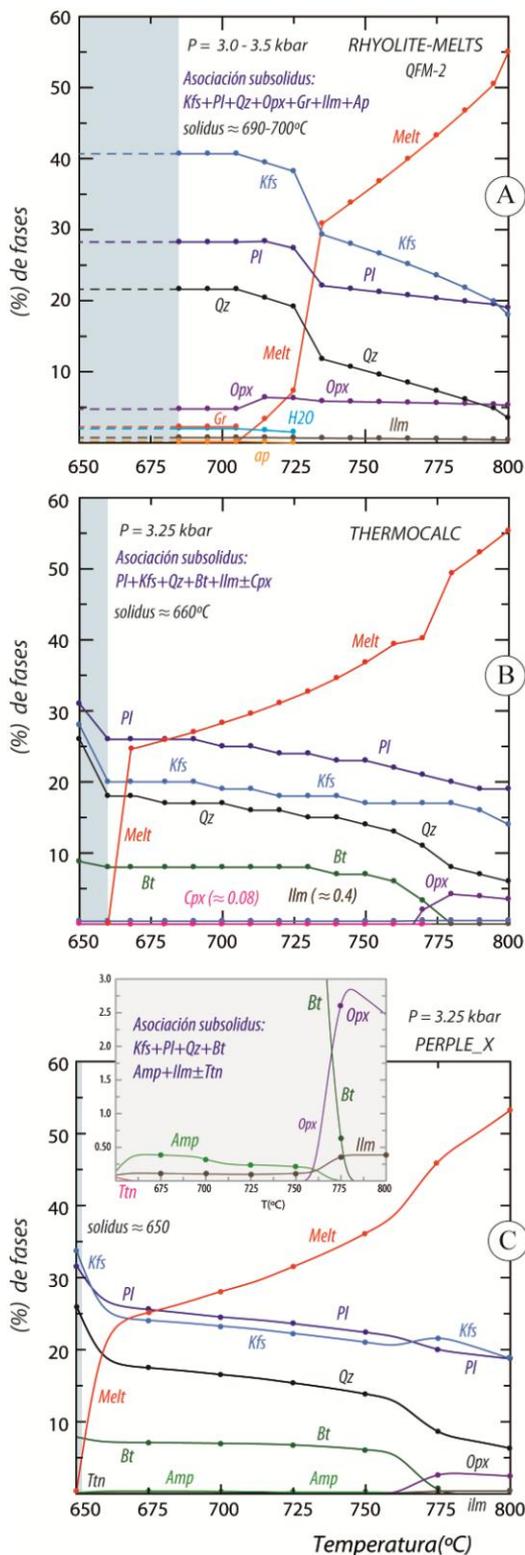


FIGURA 2. Secuencias de cristalización establecidas utilizando distintos programas con bases de datos termodinámicos: A) Rhyolite-Melts, B) Thermocalc, C) Perple\_x. Estos diagramas de temperatura vs. porcentaje de fases son cortes a 3.25 kbar en pseudosecciones PT (calculadas en los casos de Thermocalc y Perple\_x). La composición utilizada es representativa del monzogranito gris del plutón de Porriño (GR6 - SiO<sub>2</sub>: 73.00; TiO<sub>2</sub>: 0.29; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 9.00; FeO: 2.70; MgO: 0.83; CaO: 1.78; Na<sub>2</sub>O: 3.78; K<sub>2</sub>O: 3.40; H<sub>2</sub>O: 6.80; O<sub>2</sub>: 0.01. mol %).

calculado en comparación con las observaciones petrográficas donde la plagioclasa es más abundante. La principal ventaja de este modelo está en la predicción de anfíbol estable en condiciones subsolidus ( $\approx 0.1-0.25\%$ ).

**COMPARACIÓN CON EXPERIMENTOS**

La cristalización de granitoides con Bt + Amp  $\pm$  Ttn, metaluminosos y similares en algunos aspectos a Porriño (aunque algo más máficos) ha sido investigada experimentalmente por Bogaerts et al. (2006) en el macizo granodiorítico de Lyngdal (Noruega). Estos autores describen una secuencia de cristalización parecida a la obtenida en el presente trabajo para las principales fases minerales mayoritarias (Pl + Bt + Amp) y como en nuestro modelo, la aparición de anfíbol puede ser ligeramente posterior a la biotita. Además, también destaca la presencia de clinopiroxeno que se desequilibra al bajar la temperatura y la reducción de la estabilidad del anfíbol en las composiciones más ricas en SiO<sub>2</sub>.

Con objeto de establecer comparaciones con composiciones algo más máficas hemos realizado una pseudosección P-T con Perple\_x para uno de los enclaves tonalíticos-granodioríticos de Porriño (GR15) donde se muestran los diferentes campos de estabilidad de fases minerales y fundido (Fig. 3). Además de reproducir bien la principal asociación mineral observada (Bt + Amp + Ttn) el modelo predice la estabilidad de clinopiroxeno de Ca-Fe (hedenbergita) a temperaturas > 775-800 °C.

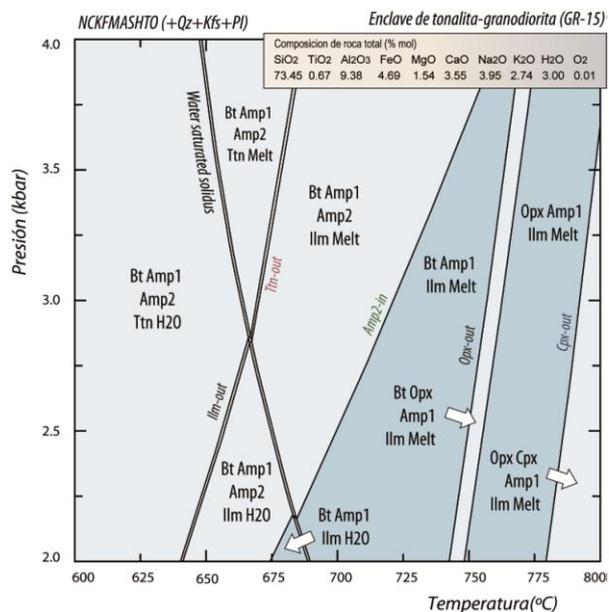


FIGURA 3. Pseudosección P-T calculada con Perple\_x para una composición de los enclaves tonalíticos-granodioríticos incluidos en la facies gris monzogranítica del plutón de Porriño. Este modelo reproduce la mineralogía de las tonalitas-granodioritas y predice la existencia de algunas fases que han podido ser importantes en la cristalización inicial (clinopiroxeno). Amp1: ferro-hornblenda; Amp2: ferro-tschermakita.

La estabilidad teórica de clinopiroxeno en algunas de las composiciones más máficas (tonalitas-granodioritas  $\pm$  monzogranitos) del plutón de Porriño podría indicar que esta fase fue importante en condiciones de alta temperatura. Posteriormente el clinopiroxeno fue reemplazado por anfíbol al enfriarse el magma en condiciones isobáricas e ir modificándose la composición del fundido. Una evolución de este tipo, con presencia de clinopiroxeno de Ca-Fe (hendenbergita) parcialmente reemplazado por anfíbol, ha sido ya observada en el plutón post-tectónico varisco de Caldas de Reis (Cuesta, 1991) similar en muchos aspectos a Porriño. En el plutón de Porriño no se ha identificado clinopiroxeno pero sin embargo, en los enclaves tonalíticos-granodioríticos y en menor medida también en el monzogranito gris, son frecuentes los agregados policristalinos de anfíbol  $\pm$  biotita (clots) que, como muchos otros autores, interpretamos como pseudomorfos de clinopiroxenos que han sido totalmente reemplazados.

## CONCLUSIONES

Las unidades graníticas que forman el plutón de Porriño se emplazaron a una presión mínima de 3.0-3.25 kbar y probablemente tuvieron un enfriamiento isobárico hasta intersectar el solidus a temperaturas próximas a 650 – 660 °C. Los procesos de separación sólido-líquido o ascenso en el intervalo de temperaturas estudiado (650 – 800 °C) probablemente no se dieron o fueron poco importantes debido a la elevada viscosidad de los magmas dada la elevada relación de cristales/fundido.

Las mejores aproximaciones para describir la secuencia de cristalización en estas rocas son las generadas por los modelos de Thermocalc y Perplex, que consiguen reproducir en gran medida las asociaciones minerales subsolidus en las condiciones establecidas (Qz + Pl + Kfs + Bt  $\pm$  Amp  $\pm$  Ttn  $\pm$  Ilm).

La comparación de estos modelos de cristalización con trabajos experimentales en rocas similares muestran concordancias respecto a las principales fases y su secuencia de cristalización (Pl, Bt, Amp), aunque presentan otras diferencias como la presencia de clinopiroxeno a elevadas temperaturas. En nuestras composiciones más máficas (tonalitas-granodioritas) y en algunos monzogranitos, los modelos de P-T también estabilizan clinopiroxeno que además se encuentra descrito en otros granitoides variscos post-tectónicos de tipo I similares del noroeste peninsular, mientras que en el plutón de Porriño es muy probable que haya sido totalmente reemplazado por anfíbol de acuerdo con las evidencias petrográficas.

## REFERENCIAS

- Bellido, F., Monteserín, V., Gumiel, P., Ferrero, A., Baltuille, J.M., López, M.T. (2005): Características petrológicas y geoquímicas de las principales variedades de granitos ornamentales del macizo de "O Porriño" (SO de Galicia). *Boletín Geológico y Minero*, 116(4): 331-349.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Auwera, J.V. (2006): Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): Implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *Journal of Petrology*, 47(12): 2405-2431.
- Corretgé, L.G., Suárez, O., Llana, R. (1981): Variaciones petrográficas y geoquímicas en plutones graníticos: zonación y criptozonación en batolitos epizonales. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2: 11-31.
- Cuesta, A. (1991): *Petrología granítica del plutón de Caldas de Reis (Pontevedra, España). Estructura, mineralogía, geoquímica y petrogenesis*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra, 5, 363 p.
- Connolly, J.A.D. (2005): Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 524-541.
- Dale, J., Holland, T.J.B., Powell, R. (2000): Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 353-362.
- Díez Montes, A., González Menéndez, L., Martínez Catalán, J.R., Gallastegui, G. (2010): Mapa Geológico Digital Continuo escala 1: 50.000 Galicia Trás-os-Montes. En: GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España [en línea]. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. IGME. Editor: J. Navas. Disponible en: <http://cuarzo.igme.es/sigeco.default.htm> y <http://cuarzo.igme.es/geoveo2/default.htm>
- Gualda G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V., Carley, T.L. (2012): Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5): 875-890.
- Powell, R., Holland, T.J.B., Worley, B. (1998): Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using Thermocalc. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 577-588.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B. (2007): Progress related to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25: 511-527.

## Cordierite in the Cabeza de Araya granite: An exo-peritectic phase from wall-rock local assimilation?

### *Cordierita en el granito de Cabeza de Araya: ¿Una fase exo-peritética procedente de la asimilación local del encajante?*

C. Rodríguez<sup>1</sup>, A. Castro<sup>1</sup> and O. García Moreno<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva; [carmen.rodriguez@dgeo.uhu.es](mailto:carmen.rodriguez@dgeo.uhu.es), dorado@uhu.es

<sup>2</sup> Departamento de Geología. Universidad de Oviedo; [olgagm@geol.uniovi.es](mailto:olgagm@geol.uniovi.es)

**Resumen:** Una característica relevante del granito de Cabeza de Araya, una de las mayores intrusiones graníticas de la Zona Centro Ibérica (Macizo Ibérico), es la presencia de grandes cristales de tamaño centimétrico de cordierita. Estos aparecen especialmente concentrados en las facies más externas y más máficas del Plutón. A pesar de que se han propuesto varias hipótesis para explicar el origen de la cordierita en estos granitos, no se ha puesto mucha atención a las relaciones texturales, como apoyo a las inferencias procedentes de los estudios experimentales. En este trabajo se muestran relaciones texturales recientemente encontradas en los granitos de Cabeza de Araya que son decisivas en cuanto que indican la existencia de complejos procesos en el origen de los grandes cristales de cordierita que caracterizan estos granitos. Se concluye que la cordierita es xenógena pero crecida mediante reacciones peritéticas en xenolitos asimilados y a la vez en equilibrio local con el fundido residual del magma granítico.

**Palabras clave:** Cordierita, granito, Macizo Ibérico, asimilación.

**Abstract:** A prominent feature of the Cabeza de Araya granite, one of the large granite intrusions of the Central Iberian zone (Iberian massif), is the presence of large, several cm length cordierite crystals. These are particularly concentrated in the outer, more mafic facies of the pluton. Although several hypotheses have been proposed to explain the origin of cordierite in these granites, scarce attention has been paid to textures as supporting inferences from experimental studies. We show here new textural relations recently found in the granites of Cabeza de Araya that are relevant in supporting the complex processes involved in the generation of the large cordierite crystals that characterize these granites. We conclude that cordierite is xenogenous but growing in the magma at expenses of peritectic reactions in assimilated xenoliths and in equilibrium with an interstitial melt of the host granite.

**Key words:** Cordierite, granite, Iberian massif, assimilation.

## INTRODUCTION

The presence of large and prismatic crystals of cordierite (Crd), of several cm length, in the marginal facies (facies A) of the Cabeza de Araya granite batholith has attracted the attention of Iberian granitologists for decades. These were described for the first time by L. G. Corretgé in his Doctoral Thesis (Corretgé, 1971), opening a fertile line of research on the meaning of mineral assemblages in granite petrogenesis.

The presence of cordierite -a characteristic Al-rich mineral phase of low-pressure metamorphic assemblages- in granites is quite common in anatectic domains of the Iberian massif, where granites are directly related in the field to the metasedimentary migmatitic source. However, in the case of Cabeza de Araya, cordierite is present in monzogranites that show, in part characteristic features of evolved calc-alkaline granitic intrusions, and in part, features of up-rooted peraluminous granites of anatectic origin. For this reason, these granites of Cabeza de Araya were classified as “granites avec caractères mixtes” in the

seminal work of R. Capdevila, L.G. Corretgé and P. Floor (Capdevila *et al.*, 1973). Granites with similar features have been recognized along the Iberian belt and in other parts of the Variscan belt of Europe as Britany (Huelgoat granite, (Capdevila, 2010)). The composition of these “mixed features granites” departs in terms of major elements and isotopic relations from the composition of leucosomes and true anatectic granites. The main difference relates to the CaO content (>1.0 wt%) and the low <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr initial ratios. The presence of intermediate (mesocratic) microgranular enclaves, possibly autolithic in origin, is another relevant feature, mostly typical of I-type calc-alkaline granites. All this makes the Crd-bearing monzogranites of the so-called “mixed features granites” a problem within the context of the “granite problem” that merits the attention of petrologists. Furthermore, these Crd-bearing monzogranites host important ore deposits of U, W and Sn, making them of interest in metalogeny. From this study we can infer that a close genetic relation exists between the processes of Crd generation and the formation of ore deposits of the type mentioned above.

## THE CABEZA DE ARAYA GRANITE

The Cabeza de Araya batholith is the largest intrusion of the Central Extremadura batholith (Fig. 1). This is a concentrically zoned and elongated pluton with a centripetal arrangement of granitic facies. These are the facies named as A, B and C (Corretgé, 1971). The external facies A is relatively more mafic than the others. This is a very coarse-grained, Crd-rich monzogranite. The facies B and C are more leucocratic and classify as alkali feldspar granites, being C of aplitic appearance. A characteristic geochemical feature of these granites is the high content in  $P_2O_5$  for low values of Ca; they are classified as per-phosphoric granites (Bea *et al.*, 1992).

## THE ORIGIN OF CORDIERITE: INFERENCES, TEXTURES AND PARADOXES

Geochemical relations and phase equilibrium experiments carried out by our team (Diaz-Alvarado *et al.*, 2011, García-Moreno *et al.*, 2007), strongly support that cordierite is formed in local domains of the granite magma by bulk-assimilation of pelitic xenoliths that were dragged from the walls in the way to a final emplacement reservoir. The first inferences were made on the basis of the incompatible bulk composition (too calcic) of Crd-bearing monzogranites (op. cit.) and the

significant departure of mayor-element compositional trends from cotectic lines in appropriate phase diagrams (Castro, 2013).

The new data on the textures of wall-rock xenoliths reveals that Crd is formed by a local peritectic reaction, preferentially at the edges of pelitic xenoliths. Figure 2 shows textural relations of Crd in xenoliths of the Cabeza de Araya granite. Prismatic crystals of Crd are growing from the xenolith outwards showing euhedral shapes within the granite mass. These observations points to a magmatic origin as Crd crystals grew freely in the liquid but were rooted at the xenolith-magma interphase. Poikilitic crystals of Crd are also found within the xenolith. In some cases, several cm-sized Crd crystals are close together in synnesis, showing a prismatic external shape and hosting relics of the xenolith foliation by parallel orientation of small biotite aggregates and inclusions (Fig. 3). The Crd-forming exo-peritectic reaction occurred after the formation of the large K-feldspar megacrysts that characterize the facies A of Cabeza de Araya (Fig. 2). These facies are mostly crystal cumulates from which an interstitial melt was lost by flow-induced deformation and filter-pressing. Consequently, it is possible to observe a texture of very coarse (>3 cm) minerals dominated by K-feldspar and Crd (Fig. 2).

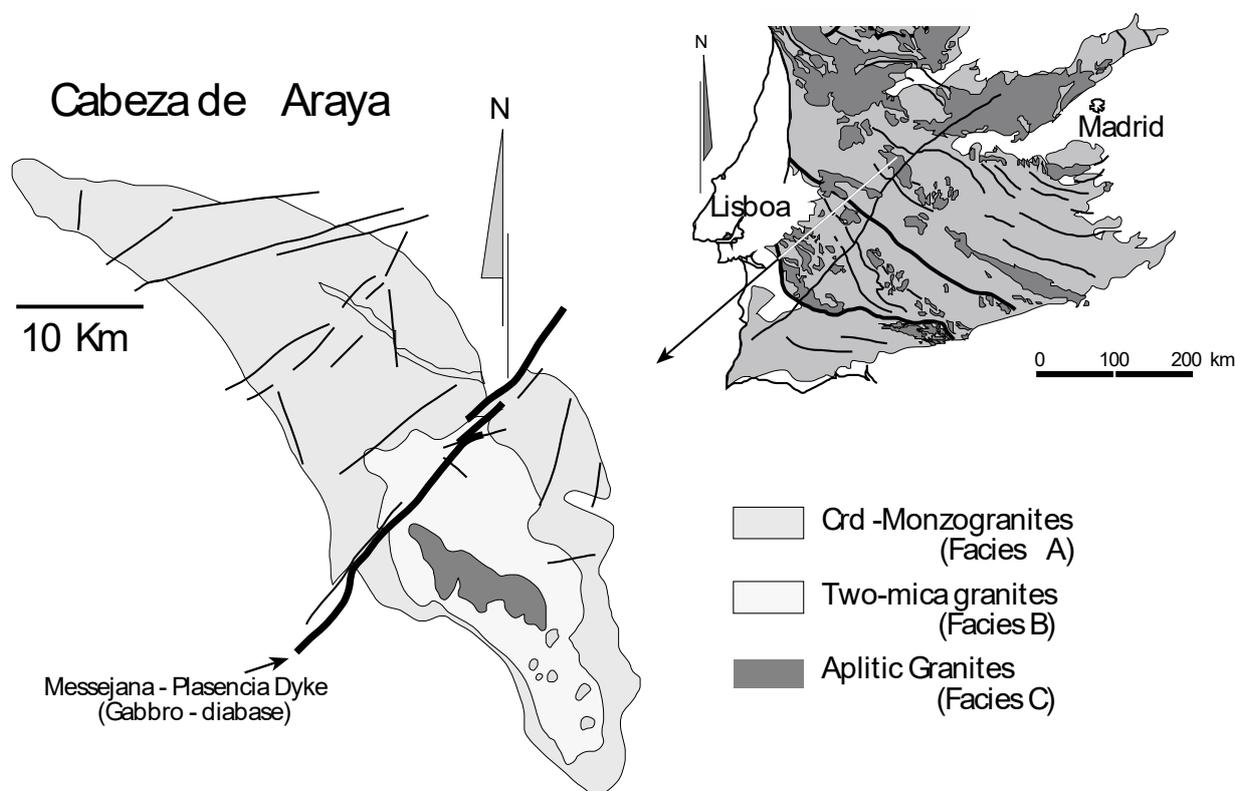


FIGURE 1. Cabeza de Araya map (modified adter Corretgé, 1971)



FIGURE 2. Mesoscopic aspect of the Cabeza de Araya monzogranite (Facies A) showing the large Crd crystals with euhedral prismatic shape, occupying the interstices between the large K-feldspar crystals (arrows). These Crd prisms are pinnitized (dark green color) and surrounded by biotite remnant from xenolith assimilation.

Adopting this assimilation hypothesis solves some paradoxical observations. First, the facies richer in Crd are the more mafic and calcic facies of the pluton. This contrasts with the pure leucogranitic compositions (low Ca, Fe and Mg) of leucosomes of migmatites and experimental melts formed in equilibrium with peritectic Crd in the course of Bt breakdown. In Cabeza de Araya Crd is concentrated in the more mafic facies because these represent the more marginal part of the pluton in contact with the wall-rocks. Upon being peritectic ultimately, Crd is not an early mineral phase in the granite, occupying interstices between large K-feldspar crystals. The reason for this paradox is that Crd is peritectic in the xenolith but the granite was already formed and crystallizing at the time of assimilation. We adopt the term exo-peritectic for this particular phenomenon, possibly not very uncommon in other Crd-bearing monzogranites.

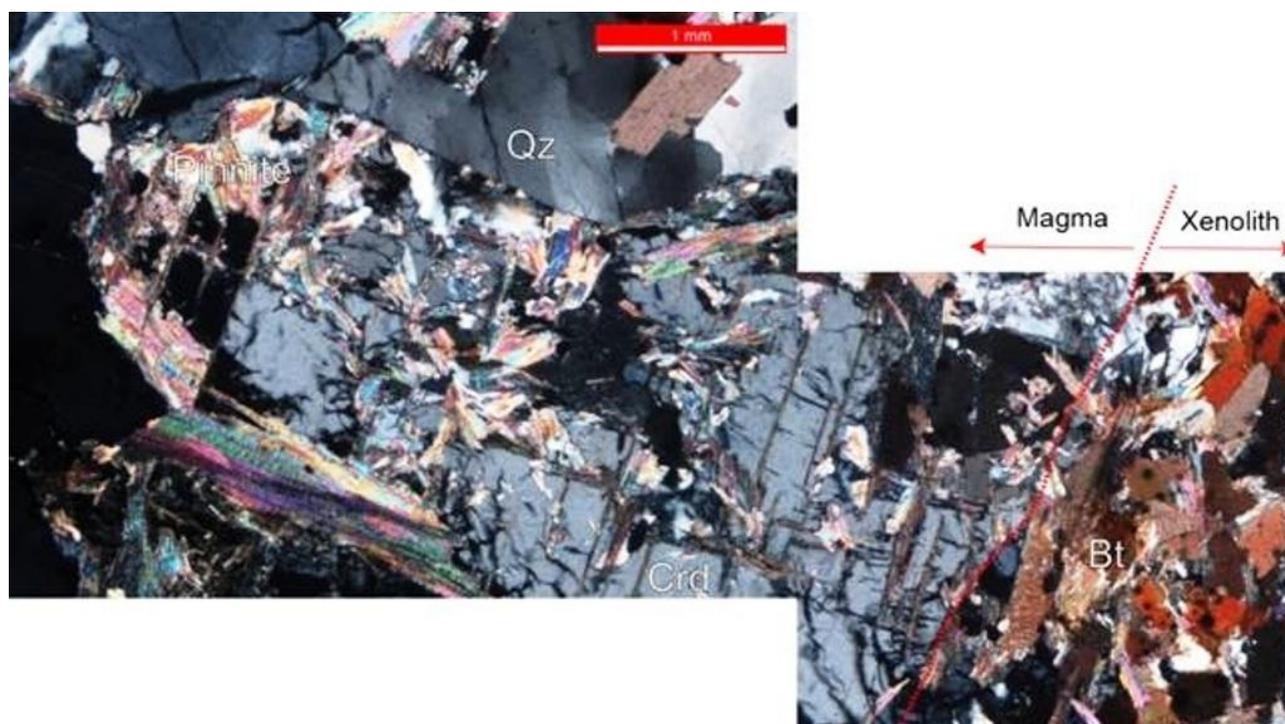


FIGURE 3. Photomicrograph showing the Crd growth starting from the xenolith. The red dashed line indicates the magma-xenolith boundary.

## IMPLICATIONS

Origin of ore metals (Sn, W, U) in these granitoids comes from the country rocks. A mechanism to incorporate these metals to the magmas was not previously identified with support from geological and petrological observations. The most important metals forming ore deposits in these Crd-bearing monzogranites are U, W and Sn. It is well known that these elements are enriched in the Neoproterozoic pelites and greywackes of the CXG formation (Complejo de Xistos e Grauvacas) that dominate large

regions of the upper Variscan continental crust in Iberia, and particularly in the Central Iberian zone, where the Cabeza de Araya batholith was emplaced. It is envisaged here that these ore metals were incorporated to the granite magma by assimilation and lately redistributed by late-magmatic fluids to form veins. Calc-silicate nodules, common within the CXG, supply with W and Sn metals by wall-rock assimilation. The processes can be inoperative in the case of granodiorites and tonalites, as the high temperature of magma intrusion will favor the formation of chilled margins (represented by autoliths),

which prevent magma from local reaction with the host. Fine-grained autoliths are very scarce in the Cabeza de Araya intrusion, as well as in other similar intrusion in the region as Trujillo and Alcuéscar.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support for this study is coming from the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness (MINECO) through the Project Grant: CGL2013-48408-C3-1-P (LITHOS).

#### REFERENCES

- Bea, F., Fershtater, G. y Corretgé, L. G. (1992): The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos* **29**, 43-56.
- Capdevila, R. (2010): Les granites varisques du Massif Armoricaïn. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* **7**, 1-52.
- Capdevila, R., Corretgé, L. G. y Floor, P. (1973): Les granitoides varisques de la Mesete Iberique. *Bulletin de la Société géologique de France* **7-15**, 209-228.
- Castro, A. (2013): Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth Science Reviews* **124**, 68–95.
- Corretgé, L. G. (1971): Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). *Tesis Doctoral Univ. de Salamanca*. P453.
- Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C. y Moreno-Ventas, I. (2011). Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain; Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints. *Journal of Petrology* **52**, 223-256.
- García-Moreno, O., Corretgé, L. G. y Castro, A. (2007): Processes of assimilation in the genesis of cordierite leucomonzogranites from the Iberian massif: A short review. *Canadian Mineralogist* **45**, 71-85.

## Nuevas aportaciones a la datación cronológica de los granitos de Cabeza de Araya, (Cáceres)

### *New data on the chronology of Cabeza de Araya Granites, (Cáceres)*

A. Rubio-Ordóñez<sup>1</sup>, O. García-Moreno<sup>1</sup>, P. Montero<sup>2</sup> y F. Bea<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo (España)

<sup>2</sup> Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18002 Granada (España)

**Resumen:** El Plutón de Cabeza de Araya es el principal exponente del batolito de Extremadura Central. Las edades obtenidas para este batolito daban una edad de cristalización entre 302-303 Ma. Un muestreo de las facies principales del batolito de Cabeza Araya ha permitido obtener una secuencia de emplazamiento con edades obtenidas mediante SHRIMP desde los 308±1.5 Ma a los 305±2 Ma para las tres facies principales. La facies E, denominada como ortogneis de Garrovillas arroja una edad de 296 ± 3 Ma. Esta diferencia de edad entre el cuerpo principal y esta unidad se propone que puede deberse a dos hipótesis diferentes: A) se trata de un pulso magmático diferente, siendo su edad similar a otros intrusivos del área de Extremadura central o B) Se trata del reflejo de un evento tectonotérmico que ha superado la temperatura de cierre del circón y estaría relacionado con la deformación que parecen mostrar las rocas de esta facies.

**Palabras clave:** Cabeza de Araya, SHRIMP, SIMS, Monzogranite

**Abstract:** Cabeza de Araya pluton is the main exponent of Central Extremadura batholith. Previous crystallization ages for this batholith gave an age between 302-303 Ma. A sampling of the main facies of the Cabeza de Araya pluton has led to a sequential ages of emplacement, obtained by SHRIMP, from 308 ± 1.5 Ma to 305 ± 2 Ma for the three main facies. Facies E, known as orthogneiss of Garrovillas has an age of 296 ± 3 Ma. This difference between the main body and this unit is proposed that can be caused by two different hypotheses. A) it is a different magmatic pulse, being its age similar to other intrusive on the region (e.g. La Alberca, Mérida) or B) This age is the reflection of a tectonothermal event that has passed the closure temperature of zircon system and would be related to the deformation that seem to show the rocks of this facies.

**Key words:** Cabeza de Araya, SHRIMP, SIMS, Monzogranite.

### INTRODUCCIÓN

Las rocas de Cabeza de Araya han sido el principal objeto de la extensa carrera investigadora del Profesor Guillermo Corretgé Castañón, a quien va dedicado en homenaje este simposio sobre las rocas graníticas del Cinturón Varisco Europeo en el IX Congreso Geológico de España. En esta comunicación se presentan los últimos resultados de la datación cronológica mediante el método U-Pb de circones de las facies más representativas del Plutón de Cabeza de Araya. Este plutón pertenece al Batolito de Extremadura Central en la zona Centrobérica, y ha sido estudiado desde el punto de vista petrológico-regional por Corretgé (1971) y experimental por García-Moreno (2004) y García-Moreno et al. (2006; 2007). Se trata del ejemplo más significativo de los llamados granitos de la “serie mixta” (Capdevila et al., 1973). Las rocas que tipifican esta serie son los monzogranitos peraluminosos alóctonos con cordierita. El plutón de Cabeza de Araya (Fig. 1) es un plutón zonado y bastante complejo petrográficamente. Está constituido por una facies A periférica de granitos y monzogranitos porfídicos con cordierita; una facies B

de grano grueso no porfídica y una facies C de granitos aplíticos de grano medio. La edad del emplazamiento de los magmas de las principales facies de Cabeza de Araya es posterior a la primera fase de deformación varisca. Dataciones previas mediante el método de roca total Rb-Sr (Bea, 2004) dieron como resultado una edad de 303 ± 7 Ma. Más recientemente, diferentes autores han aportado datos geocronológicos por distintos métodos sobre el batolito. Carracedo et al. (2005) utilizando monacitas de la facies externa data esta facies en ca. 302 Ma utilizando el sistema U-Th-Pb<sub>total</sub>. Gutiérrez-Alonso et al. (2011) mediante LA-ICPMS en circones de la facies externa, asigna una edad de 305.9 ± 1.6 Ma. En el presente trabajo se muestran los resultados de la datación mediante U-Pb en circones de las tres facies principales (A, B y C) y una muestra de la facies deformada de Garrovillas, denominada por Corretgé (1971) como facies E.

### DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

**Facies A:** Correspondiente a la facies más externa del batolito, está constituida por granitos de grano grueso a muy grueso biotítico-moscovíticos con

megacrystalos de feldespato potásico, idiomorfos y que llegan a alcanzar los 10 cm y cristales idiomorfos a subidiomorfos de cordierita, normalmente pinnitizada. Se han recogido dos muestras diferentes dentro de esta facies, **CG-1**, en el borde norte del Plutón y la muestra **CG-5**, en la parte central del mismo, correspondientes ambas a la subfacies principal, según Corretgé (1971)

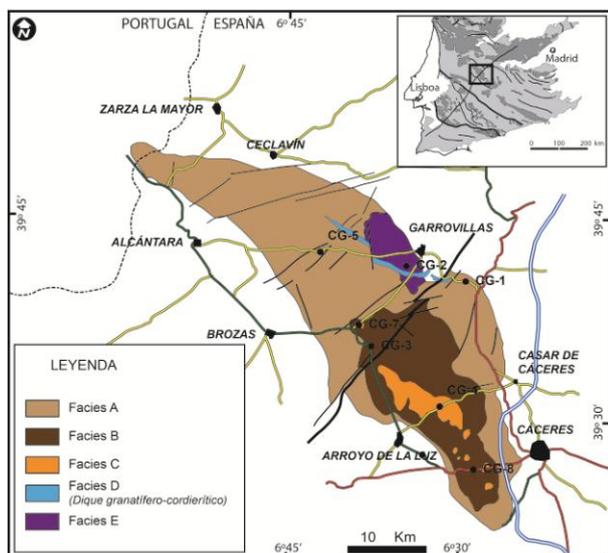


FIGURA 1. Mapa general de Cabeza Araya (modificado de Corretgé, 1971) y localización de las muestras.

**Facies B:** Facies intermedia del Plutón con un tránsito gradual con la facies A. Está constituida por granitos de grano grueso con textura hipidiomórfica granular. Mineralógicamente está constituido por feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, moscovita y biotita, apareciendo como accesorios la cordierita y sillimanita-andalucita. Corretgé (1971) definió dos subfacies dentro de esta unidad, y en base a esto se recogen dos muestras, **CG-3**, en el extremo occidental de los afloramientos de esta facies y que corresponde a la subfacies Ribera de Araya y **CG-8**, en el extremo oriental, correspondiente a la subfacies Arenales.

**Facies C:** Se corresponde con la facies central del batolito. Está constituido por granitos y granitos aplíticos de feldespato alcalino. Texturalmente son rocas alotriomorfas o hipidiomórficas granulares, de grano fino a medio y con textura sacaroidea. Como fases principales aparece albita, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita, con cordierita, sillimanita, andalucita y turmalina como fases accesorias. Corretgé (1971) definió esta facies como los granitos de Zafrilla del Casar. Se recogió una muestra, **CG-4**, en la localidad tipo de esta facies.

**Facies E:** Diferenciado por Corretgé (1971) como una facies similar a la facies A en el entorno de la localidad de Garrovillas. Se trata de una roca ortoneísica de grano grueso a muy grueso, con similar mineralogía que la facies A, deformada tanto en condiciones dúctiles como frágiles. Estas rocas

muestran una fuerte orientación planar, con desarrollo de feldespatos glandulares, llegando la neisificación de estas rocas en algunas localidades a ser totalmente fluidal. Se ha recogido una muestra **CG-2**, en una cantera situada en las proximidades de la localidad de Garrovillas

## METODOLOGÍA

Los análisis sobre los circones fueron realizados en la microsonda iónica SHRIMP IIe/mc en los servicios SHRIMP-IBERSIMS de la Universidad de Granada.

Las muestras fueron trituradas y tamizadas, y los circones fueron separados mediante bateo en agua y posteriormente en etanol. Se seleccionaron varios circones de cada muestra y junto con varios granos de standard, fueron montados en una probeta de epoxy y pulidos, para posteriormente ser estudiados mediante catodoluminiscencia en el SEM antes de someterlas al análisis por ablación láser. Después de un proceso exhaustivo de lavado y secado, los montajes fueron recubiertos con una capa de oro ultrapuro e insertadas en la SHRIMP para el análisis. Cada punto seleccionado fue escaneado previamente con el haz primario durante 120 s previo a su análisis, y luego analizado en 6 barridos, siguiendo la siguiente secuencia de isótopos:  $^{196}\text{ZrO}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{204.1}$  fondo,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{248}\text{ThO}$ , y  $^{254}\text{UO}$ . Información más detallada acerca de la metodología analítica en <http://www.ugr.es/~ibersims>.

## RESULTADOS

Los análisis efectuados muestran que no hay presencia de plomo común, o ésta es insignificante, por lo que se han utilizado los datos sin corregir. Los resultados parciales obtenidos de cada muestra por separado han permitido observar que la edad concordia en cada una de ellas está dentro del error, por lo que se han utilizado conjuntamente las muestras correspondientes a las mismas facies. Algunos resultados puntuales representativos se muestran en la Tabla I. Los diagramas concordia para cada facies se muestran en la figura 2.

**Facies A:** Los resultados obtenidos muestran una distribución bimodal de edades con 33 datos con edades inferiores a 320 y 5 por encima, escogiéndose para la edad concordia los datos menores a 320 Ma. La edad obtenida por  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  corregida por  $^{207}\text{Pb}$ , es de  $308 \pm 1.5$  Ma. Se han medido dos circones con herencias proterozoicas, una a  $558.4 \pm 3.5$  Ma ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  sin corregir) y otra a  $640 \pm 2.2$  ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  sin corregir), edades que pueden provenir de asimilación de materiales del Complejo Esquisto Grauváquico.

**Facies B:** Los resultados obtenidos muestran una distribución unimodal con una dispersión de valores muy pequeña. Para la obtención de la edad de cristalización se seleccionaron 25 datos. La edad

obtenida  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  corregida por  $^{207}\text{Pb}$ , es de  $306 \pm 1.6$  Ma.

**Facies C:** Con una distribución unimodal de datos y una dispersión de valores algo mayor que la anterior, la edad de cristalización en base a 22 medidas para la muestra de esta facies da una edad de  $305 \pm 2$  Ma.

**Facies E:** Si bien el rango de datos puntuales es bastante amplio, con edades desde los 310 hasta los 290, la distribución de los mismos es unimodal. En base a 29 datos, las edades de cristalización obtenidas  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  corregida por  $^{207}\text{Pb}$ , dan un valor de  $296 \pm 3$  Ma.

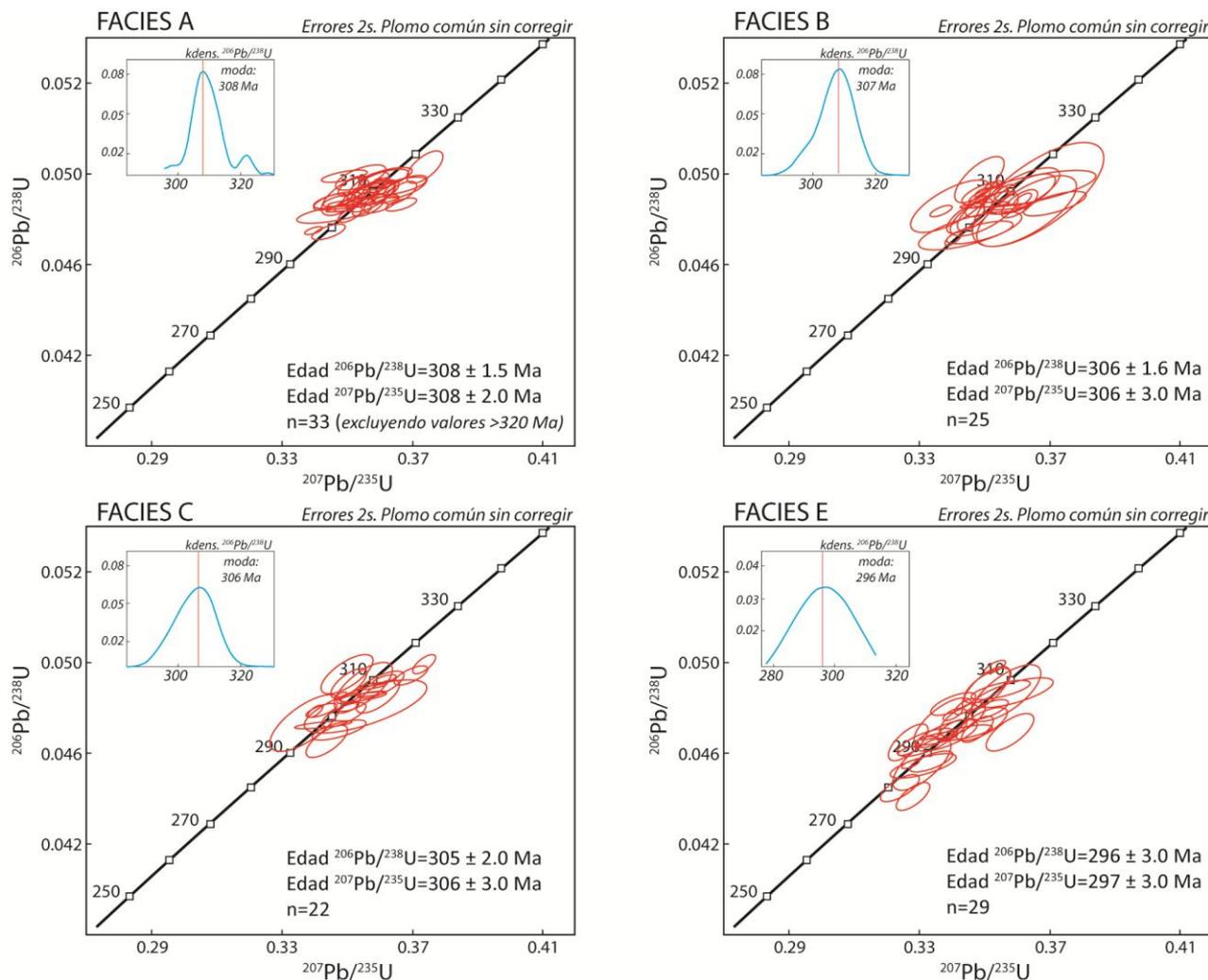


FIGURA 2. Datos obtenidos de las diferentes facies y edades calculadas para cada par isotópico. Estadísticamente la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  es la de mayor confianza. Se representa en cada gráfico la estimación no paramétrica de densidad de edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  mediante el método kernel.

## DISCUSIÓN

La distribución de las facies en el batolito de Cabeza Araya ha sido objeto de estudio a lo largo de los años. Los distintos estudios, petrográficos primero y geoquímicos después, han permitido establecer la presencia de dos pulsos magmáticos independientes, uno relacionado con el emplazamiento de las facies A y B y otro relacionado con la formación de la facies C. Datos estructurales y gravimétricos sugieren un emplazamiento secuencial en el batolito (Vignerese y Bouchez, 1997). Los datos obtenidos para la facies A y B parecen sugerir un rango temporal de emplazamiento para el batolito de unos 3 Ma, empezando la intrusión hacia los 308 Ma como indican los datos de las

muestras de la facies A, y continuando dicha intrusión, probablemente por pulsos discontinuos, hasta las 305 Ma donde se culminaría con la intrusión final de la facies C. Caso aparte merece la facies E. Ya en Corretgé (1971) y en trabajos posteriores, esta facies se ha asimilado a una facies de borde del Plutón deformada por esfuerzos tectónicos post-emplazamiento. Los datos obtenidos mediante geocronología,  $296 \pm 3$  Ma parecen sugerir que dicha facies podría representar un pulso magmático diferente del Plutón de Cabeza de Araya. Edades similares han sido determinadas en otros plutones cercanos como La Alberca ( $293 \pm 2.4$ ) o Mérida ( $296 \pm 2.5$ ) (Gutiérrez-Alonso et al., 2011), por lo que esta posibilidad puede ser factible.

Muestra	Id	Concentración (ppm)			Ratios isotópicos (Plomo común sin corregir)						Edad (Plomo común sin corregir)		
		U	Th	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±err	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±err	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U
<b>FACIES A</b>													
CG1	10.1	486.1	134.9	20.7	0.05245	0.00010	0.04930	0.00034	0.35653	0.00286	304.9±4.2	310.2±2.1	309.6±2.1
CG1	22B.1	515.2	35.1	21.8	0.05240	0.00025	0.04890	0.00024	0.35329	0.00275	303.1±10.8	307.7±1.4	307.2±2.1
CG5	17.2	495.1	273.4	21.4	0.05252	0.00090	0.04985	0.00034	0.36098	0.00677	308.3±38.4	313.6±2.1	312.9±5
CG5	27.1	365.2	17.8	15.7	0.05257	0.00093	0.04909	0.00051	0.35585	0.00737	310.3±39.6	308.9±3.1	309.1±5.5
<b>FACIES B</b>													
CG3	1.1	5781.0	34.9	258.0	0.05201	0.00012	0.04819	0.00060	0.34554	0.00455	285.7±5.4	303.4±3.7	301.4±3.5
CG3	4.1	2138.9	13.9	91.1	0.05231	0.00014	0.04919	0.00029	0.35484	0.00261	299.1±6	309.6±1.8	308.4±2
CG8	4.1	287.9	27.7	12.1	0.05361	0.00039	0.04867	0.00050	0.35975	0.00469	354.7±16.0	306.4±3.1	312.0±3.5
CG8	31.1	464.5	402.4	19.8	0.05310	0.00112	0.04923	0.00085	0.36042	0.00994	333.1±47.2	309.8±5.3	312.5±7.4
<b>FACIES C</b>													
CG4	4.1	473.1	73.0	18.2	0.05284	0.00087	0.04853	0.00017	0.35352	0.00607	321.7±37	305.5±1.1	307.4±4.6
CG4	22.1	1720.2	25.8	72.3	0.05171	0.00005	0.04858	0.00014	0.34636	0.00164	272.5±2.2	305.8±0.9	302±1.3
CG7	10.1	354.4	112.5	14.5	0.05351	0.00049	0.04856	0.00061	0.35830	0.00571	350.7±20.4	305.7±3.8	310.9±4.2
CG7	11.1	1505.2	74.5	62.6	0.05266	0.00030	0.04807	0.00020	0.34901	0.00275	314.1±12.8	302.6±1.2	304±2.1
<b>FACIES E</b>													
CG2	5.1	722.3	154.2	29.7	0.05220	0.00059	0.04747	0.00062	0.34163	0.00602	294.1±25.4	299±3.9	298.4±4.6
CG2	7.1	387.3	79.3	15.7	0.05216	0.00109	0.04678	0.00057	0.33639	0.00824	292.3±47.2	294.7±3.5	294.4±6.2
CG2	25.1	576.1	23.9	23.4	0.05218	0.00038	0.04701	0.00036	0.33826	0.00380	293.3±16.6	296.2±2.3	295.8±2.8
CG2	29.1	391.4	269.6	16.0	0.05142	0.00060	0.04731	0.00091	0.33541	0.00767	259.5±26.8	298±5.6	293.7±5.9

TABLA I. Análisis representativos de las distintas facies.

No obstante, debería estar apoyada con datos geoquímicos y mineralógicos, que en estos momentos no están disponibles al nivel de detalle requerido.

Otra posibilidad con respecto a esta edad, es que pueda deberse a un reseteo parcial de los circones. Para ello debería haberse alcanzado la temperatura de bloqueo. Teniendo en cuenta que esta facies es una facies deformada y que afloramientos cercanos como los del Arroyo Rejana (cerca de Garrovillas) siguen dando problemas interpretativos debido a la textura fluidal que presentan las rocas de esta facies, se podría sugerir una intensa deformación puntual del batolito que haya provocado la neisificación y con ella el incremento térmico necesario para resetear los circones. La edad de este evento sería, por tanto, en torno a los  $296 \pm 3$  Ma.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el subproyecto: CGL2012-38396-C03-03 del proyecto coordinado: TORANDES, del Plan de I+D+i español y fondos FEDER de la UE.

#### REFERENCIAS

- Bea, F. (2004). La naturaleza del magmatismo de la Zona Centro Ibérica: consideraciones generales y ensayo de correlación. *Geología de España*. V. J. A. Madrid, SGE-IGME: 128-133.
- Capdevila, R., Corretgé, L. G. y Floor, P. (1973). "Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique." *Bull. Soc. Geol. France* (7) XV(3-4): 209-228.
- Carracedo, M., J. I. Gil Ibarguchi, S. García de Madinabeitia y T. Berrocal (2005). *Geocronología*

- de los granitoides hercínicos de la Serie Mixta: Edad U-Th-Pb total de monacitas del Plutón de Cabeza de Araya (Zona Centroibérica) y de las manifestaciones filonianas asociadas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 18(1-2): 77-88.
- Corretgé, L. G. (1971). *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*, Universidad de Salamanca.
- García-Moreno, O. (2004). *Estudio experimental de las relaciones texturales y de fases en granitos peraluminicos de la serie mixta del Macizo Ibérico. El caso de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- García-Moreno, O., A. Castro, L.G. Corretgé, H. El-Hmidi (2006). Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: An experimental study. *Lithos* 89, 245-258.
- García-Moreno, O., L.G. Corretgé, A. Castro (2007). Processes of assimilation in the genesis of cordierite leucomonzogranites from the Iberian massif: a short review. *The Canadian Mineralogist* 45, 71-85.
- Gutiérrez-Alonso, G., J. Fernández-Suárez, T. E. Jeffries, S. T. Johnston, D. Pastor-Galán, J. B. Murphy, M. P. Franco y J. C. Gonzalo (2011). "Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides." *Tectonics* 30(5): TC5008.
- Vignerresse, J. L. y J. L. Bouchez (1997). Successive Granitic Magma Batches During Pluton Emplacement: the Case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology* 38(12): 1767-1776.

## The Puente del Congosto (Salamanca) plutonic complex. A detailed view at the contact of a large calc-alkaline batholith in Central Iberia

### *El complejo plutónico de Puente del Congosto (Salamanca). Una visión detallada del contacto de un gran batolito calco-alkalino en Iberia Central*

A. Castro<sup>1</sup>, C. Fernández<sup>2</sup>, J. D. de la Rosa<sup>1</sup> and I. Moreno-Ventas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Universidad de Huelva. Huelva, Spain. [dorado@uhu.es](mailto:dorado@uhu.es), [jesus@uhu.es](mailto:jesus@uhu.es), [bravo@uhu.es](mailto:bravo@uhu.es)

<sup>2</sup> Departamento de Geodinámica y Paleontología. Universidad de Huelva, Spain. [fcarlos@uhu.es](mailto:fcarlos@uhu.es)

**Abstract:** The Puente del Congosto plutonic complex shows an excellent exposure of the non-faulted northern contact of the Central System batholith. A Neoproterozoic metasedimentary sequence was intruded after the second Variscan deformation phase by a cortege of magmas ranging from gabbro-diorite to granodiorite compositions. Here, a combination of detailed field and geochemical studies has been followed to understand the linkage between the mafic rocks and the apparently unrelated granodiorites. Magma-mingling zones typically separate gabbros from granodiorites. Magmatic flow originated elongate enclave (mainly autoliths) swarms, which, together with a large variety of magmatic structures, have been used to distinguish igneous bodies representing distinct intrusive pulses. The geochemistry data show the presence of two main magmatic filiations: One is represented by hornblende-bearing gabbros, while a diorite-tonalite-granodiorite association, that forms a typical calc-alkaline series, represents the other. A multipulse intrusion history is deduced for the entire complex, marking the early stages in the formation of the Central System batholith.

**Key words:** Gabbro, granodiorite, magma-mingling, multipulse intrusion, Central System batholith.

**Resumen:** El complejo plutónico de Puente del Congosto muestra un excelente afloramiento del contacto septentrional, no fallado, del batolito del Sistema Central. Aquí, la secuencia metasedimentaria neoproterozoica fue intruida, después de la segunda fase de deformación varisca, por un conjunto de magmas cuya composición varía desde gabro-diorítica hasta granodiorítica. En este trabajo se ha aplicado una combinación de técnicas geoquímicas y de estudios detallados de campo para intentar esclarecer los posibles vínculos entre las rocas máficas y las granodioríticas, aparentemente no relacionadas entre sí. Zonas de mezcla (“mingling”) de magmas se observan separando gabros de granodioritas. El flujo magmático ha originado corredores de enclaves (en su mayor parte, autolitos) que, junto con una gran variedad de estructuras magmáticas, han sido utilizados para separar diversos cuerpos ígneos que representan distintos pulsos intrusivos. Los datos geoquímicos muestran la presencia de dos series magmáticas principales: Una, representada por gabros con hornblenda, y la otra por una asociación de dioritas, tonalitas y granodioritas, que forma una típica serie calcoalcalina. Se deduce una historia de intrusión multipulso para el complejo, que caracterizaría los estadios tempranos de formación del batolito del Sistema Central.

**Palabras clave:** Gabro, granodiorita, mezcla de magmas, intrusión multipulso, batolito del Sistema Central.

### INTRODUCTION

The association of basic and intermediate rocks, of broadly gabbro-diorite composition, and granodiorites is a common feature of the large calc-alkaline batholiths that characterize post-collisional and subduction-related environments. Although representing a small volume (< 5 %) fraction of the batholiths, compared with granitic rocks of the granodiorite-tonalite association, mafic rocks are widespread, forming small bodies ranging in size from 100 m to less than 1 km, that are preferentially distributed at peribatholithic areas, just at the contacts with country rocks, or in places forming large roof-pendants surrounded by granodiorites. Characteristic features are (1) the provenance from crystallization of

water-rich basic magmas, (2) the complex synplutonic relations with surrounding batholith-forming granodiorites, (3) the presence of magma mingling zones separating felsic (granitic) and mafic (gabbroic) domains.

To decipher the complex field relations of these mafic rocks is essential to understand the linkage they show with the apparent unrelated granodiorites in term of magma source and potential fractionation processes.

Questions as: Are water-bearing basic magmas the “heat precursors” that trigger lower crust melting responsible of batholith magma production? Are these basic rocks the cumulates of intermediate magmas that fractionated at depth to generate granodiorite batholiths? In case they are not related genetically, why are they coeval sharing the same ascent conduits?

Here we show a detailed study of the complex field relations displayed between mafic rocks and granodiorites at the locality of Puente del Congosto (Salamanca). The quality of outcrops along the bed of the Tormes River at that locality, offers the possibility to studying in detail complex structural relations that report on fundamental rheological and petrological features.

## REGIONAL SETTING

The outcrops of Puente del Congosto show one of the not-faulted contacts of the Central System batholith (Fig. 1), one of the largest continuous batholith of the European Variscan belt, extending from south Salamanca to Guadarrama (Madrid). Basic rocks are dispersed in small massifs (100 m to 1 km) within the batholith and mostly concentrated at the contacts. One of these peribatholithic massifs is exposed at the bed of the Tormes River at the locality of Puente del Congosto. Mafic rocks are mostly concentrated near the contact with metamorphic rocks that were previously deformed and metamorphosed during the second Variscan deformation phase (337-316 Ma, e.g., Escuder Viruete et al., 1994; Rubio Pascual et al., 2013). Gneisses, pelitic migmatites, and quartzites are the dominant rock types of the country host. They belong to the high-grade zones of the Neoproterozoic regional sequence, locally known as the Monterrubio formation (e.g., Rodríguez Alonso et al., 2004).

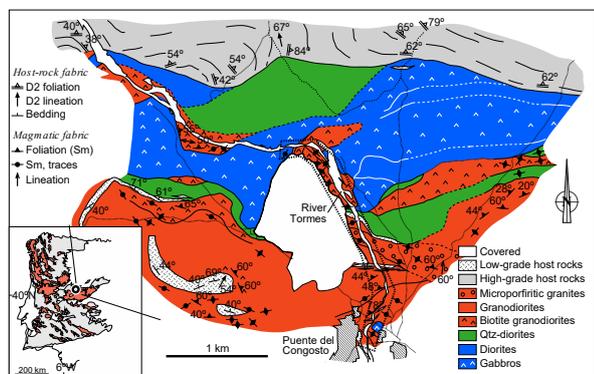


FIGURE 1. Geological map of the northern contact of the Central System batholith north of Puente del Congosto. The area enlarged in Fig. 2 is marked with thick dashed line. Inset: Location of the studied zone in the Iberian Massif (red: granitic -s.l.- rocks).

## PLUTONIC ROCKS AND RELATIONS

From the inner parts of the batholith, more than one km from the contact, to the wall of the intrusion, a varied set of granodiorites, aplitic granites, tonalites, diorites and gabbros are observed. Detailed relations between these intrusive types and their main petrographic features are shown here (Fig. 2).

Among the point of interest to be highlighted in this complex plutonic association are:

- (1) Country rocks with pre-intrusion low-grade and high-grade metamorphic conditions are found together at the contacts. Gneisses and migmatites form the main wall rocks at the northern contact of the massif, whereas low-grade schists and quartzites form large roof-pendants. Some of these can be observed at the riverbed.
- (2) A magma-mingling zone separates gabbros from granodiorites (Fig. 2, lower left inset). When they are in contact, gabbros appear as meter-sized polygonal fragments (enclaves) within the granodiorites (outcrops below the Roman bridge).
- (3) Near the contacts with pelitic xenoliths, the granodiorite contains cordierite.
- (4) Aplites and pegmatites scarce. They are represented by dikes emplaced at both early and late stages. Early dikes are deformed and dismembered by magmatic flow (magmatic shear zones).

## SOME CONSEQUENCES AND IMPLICATIONS

Enclave swarms are concentrated locally in areas of magmatic flow. Most of these enclaves, and others dispersed within the granodiorite, are true autoliths. They are fragments from the near-wall zones of the magma conduits that were incorporated to the host granite as either soft bodies or solid fragments depending on the crystal content and proximity to the colder host rock; representing portions of the mush zone or rigid crust respectively, according to zone division of the solidification front (Marsh, 1996, 2002). Some large (> 1m) autoliths may retain shearing (magmatic) structures near the margins involving capture of Kfs megacrysts from the host granite. Plagioclase phenocrysts are common in autoliths. In some places it is possible to observe soft mesocratic autoliths defining flow structures around rigid (darker) fine-grained autoliths. In essence, autoliths represent the pristine (not modified) composition of new magma pulses

A complex and long-lived history of magma replenishment, partial consolidation, flow and deformation is envisaged in the light of the complex structures. A time-sequence is deduced from the cutting relationships of magmatic structures (Fernández et al., 1997; Fernández and Castro, 1999). In general, early pulses are represented by the more basic compositions.

## GEOCHEMISTRY AND GENETIC LINKS

The geochemistry of these magmatic rocks is equally complex following a multipulse history that may mark the early stages in the formation of the large batholith of the Central System.

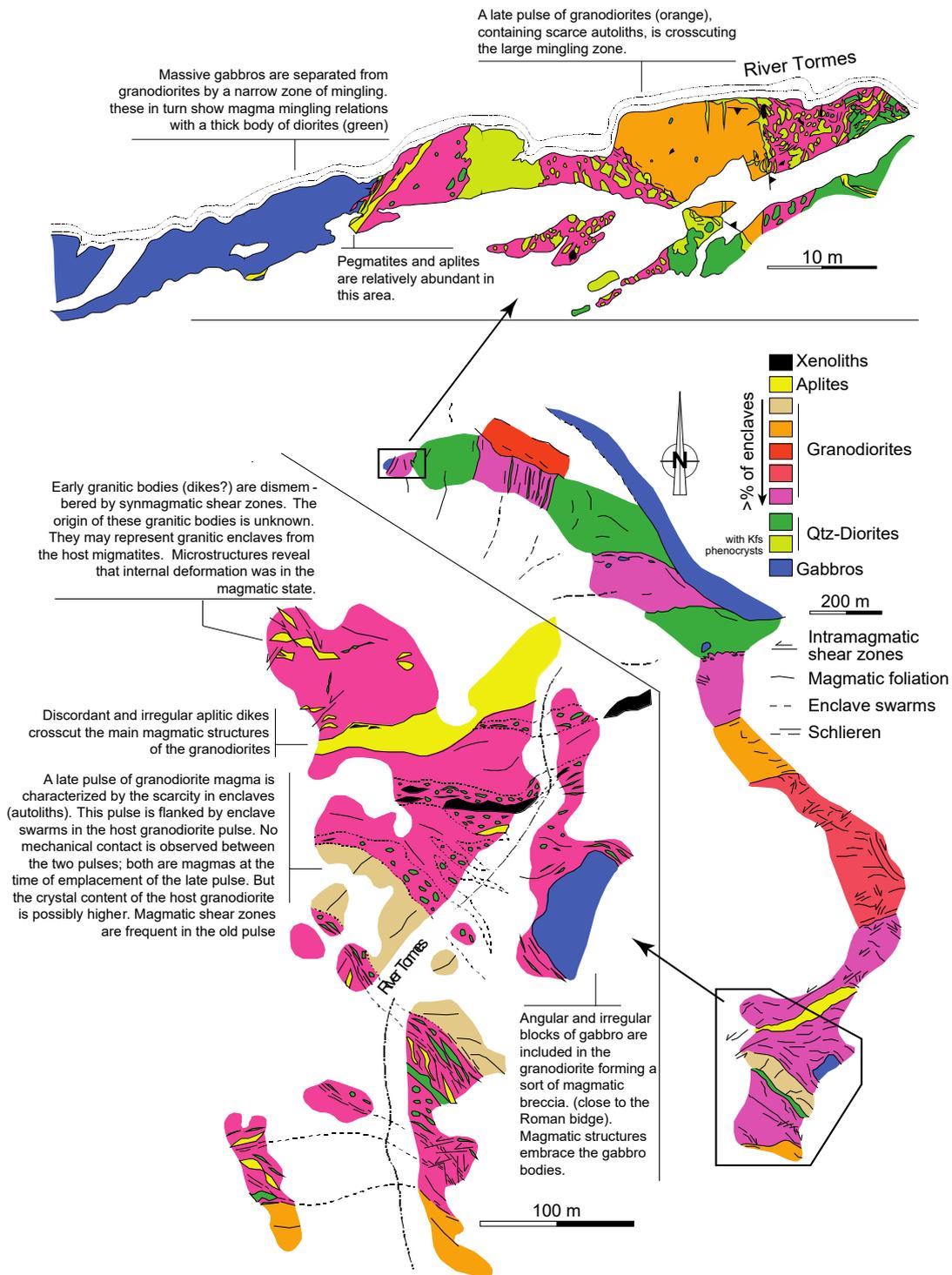


FIGURE 2. Geological sketch along the Tormes riverbed north of Puente del Congosto. Details of two selected areas are shown and described. See Fig. 1 for location.

The observed relations and a geochemical modeling based on major elements, is conclusive about two main magmatic filiatiions for all the observed plutonic rocks: (1) One is represented by hornblende-bearing gabbros and the other (2) is represented by the diorite-tonalite-granodiorite association that forms a typical calc-alkaline series. Representative samples are compared

with others from the entire batholith (see refs. in Pereira et al., 2015). Altogether, the two series define a magnesian and alkali-calcic (according to the Peacock index) series, being slightly peraluminous (ASI: alumina saturation index >1) for values of relatively low silica from SiO<sub>2</sub>≈60 wt%. It is proposed that local contamination with pelitic migmatites is the

reason for these anomalous ASI values. Interestingly, autoliths and granodiorites plot along a cotectic trend (Fig. 3), which is relatively enriched in F (ferromagnesian component) with respect to typical calc-alkaline trends.

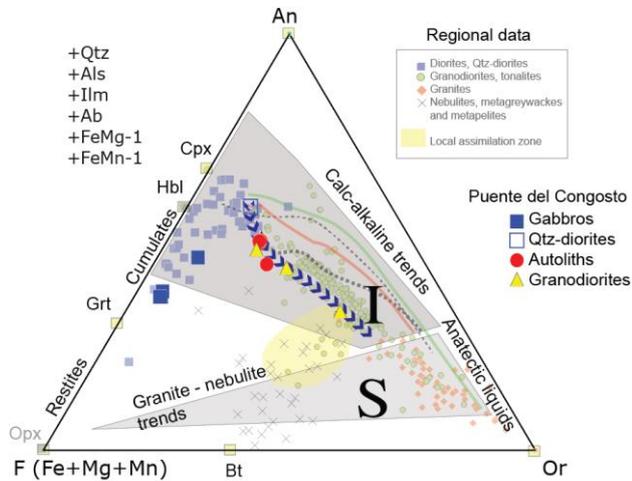


FIGURE 3. Projection in the space Orthoclase-Anorthite-F (Fe+Mg+Mn) of samples from the Puente del Congosto outcrops. A fractionation (cotectic) trend is traced following experimental cotectic liquids of broadly calc-alkaline composition (see Castro, 2013). Gabbros may represent cumulates from a dioritic magma. Regional data compilation in Pereira et al. (2015). "I" and "S" are the fields of I-type and S-type granites.

## REFERENCES

- Castro, A. (2013): Tonalite-granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth-Science Reviews*, 124: 68-95.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. and Martínez Catalán, J.R. (1994): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 1-22.
- Fernández, C. and Castro, A. (1999): Brittle behaviour of granite magma: the example of Puente del Congosto, Iberian Massif, Spain. En: *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (A. Castro, C. Fernández y J.L. Vigneresse, eds.). Geological Society, London, Special Publication, 168: 191-206.
- Fernández, C., Castro, A., De la Rosa, J.D. and Moreno-Ventas, I. (1997): Rheological aspects of magma transport inferred from rock structures. En: *Granite: from Melt Segregation to Emplacement Fabrics* (J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephen, eds.). Kluwer, Amsterdam, 75-91.
- Marsh B.D. (1996): Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*, 60: 5-40.
- Marsh, B.D. (2002): On bimodal differentiation by solidification front instability in basaltic magmas, part 1: Basic mechanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 2211-2229.
- Pereira, M.F., Castro, A. and Fernández, C. (2015): The inception of a Paleotethyan magmatic arc in Iberia. *Geoscience Frontiers*, 6: 297-306.
- Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán, E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. and Vegas, R. (2004): Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estratigrafía: La secuencia litoestratigráfica del Neoproterozoico-Cámbrico inferior. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 78-81.
- Rubio Pascual, F.J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R. and Wijbrans, J.R. (2013): Thickening and exhumation of the Variscan roots in the Iberian Central System: tectonothermal processes and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *Tectonophysics*, 587: 207-221.

## Plutonismo Pérmico-Carbonífero aluminopotasico en la Zona Surportuguesa. El granito cordierítico de El Crispinejo

### *Permian-Carboniferous Al-K plutonism in the South Portuguese Zone. El Crispinejo cordierite bearing granite*

A. Díez-Montes<sup>1</sup>, P. Valverde-Vaquero<sup>2</sup>, C. Rey-Moral<sup>2</sup> y T. Sánchez-García<sup>3</sup>

1 IGME. C/ Azafranal, nº 48, 1ºB, 37001-Salamanca; [al.diez@igme.es](mailto:al.diez@igme.es)

2 IGME. C/ La Calera, nº 1, 28760-Tres Cantos (Madrid); [p.valverde@igme.es](mailto:p.valverde@igme.es), [c.rey@igme.es](mailto:c.rey@igme.es)

3 IGME. C/ Ríos Rosas, nº 23, 28003-Madrid; [t.sanchez@igme.es](mailto:t.sanchez@igme.es)

**Resumen:** En el Batolito de la Sierra Norte hay un evento plutónico tardío, poco conocido, caracterizado por pequeños plutones graníticos peraluminicos, ricos en cordierita, siendo el plutón de El Crispinejo el que presenta las mejores relaciones de campo para realizar este tipo de estudio. Este plutón intruye en materiales del Devónico, el Complejo Vulcano-Sedimentario y las rocas ígneas del Batolito de la Sierra Norte. Estos plutones muestran una buena respuesta geofísica-radiométrica (K-Th-U), en especial por su alto contenido en K, en contraste con los granitoides trondhjemiticos que forman parte de la serie TTG del BSN. Una edad U-Pb ID-TIMS concordante de  $300.5 \pm 0.5$  Ma obtenida en monacitas apunta a la existencia de un evento magmático tardi-Varisco en la Zona Surportuguesa, que se sitúa en el tránsito entre Carbonífero-Pérmico. Esta actividad ígnea podría estar relacionada con una serie de indicios mineros (F-Pb-Zn, Sn-W) completamente distintos a los que caracterizan a la Faja Pirítica Ibérica (sulfuros masivos y manganeso).

**Palabras clave:** Zona Surportuguesa, Faja Pirítica Ibérica, granito El Crispinejo, radiometría, geocronología U-Pb.

**Abstract:** The Sierra Norte Batholith records a poorly studied late plutonic event characterized by discrete, cordierite-bearing, peraluminous granitic plutons. The pluton of El Crispinejo presents the best outcrop relationships. It shows intrusive relationships with the Devonian Vulcano-Sedimentary Complex and the igneous rocks that compose Sierra Norte Batholith. These type of plutons show a good geophysical radiometric response (K-Th-U), especially their high content of K, in contrast to the trondhjemitic granitoid of the TTG series of the Sierra Norte Batholith. A concordant monazite U-Pb ID-TIMS age of  $300.5 \pm 0.5$  Ma points to the existence of a late Variscan magmatic event in the Sudportuguese Zone. This event is located in the transit between the Carboniferous and Permian. This igneous activity may be related to a series of ore deposits showings (F-Pb-Zn, Sn-W) completely different from those that characterize the Iberian Pyrite Belt (massive sulphide and manganese).

**Key words:** South Portuguese Zone, Iberian Pyrite Belt, El Crispinejo granite, radiometric, U-Pb ID-TIMS geochronology.

### INTRODUCCIÓN

La Zona Surportuguesa (ZSP) corresponde a un sector externo de la Cadena Varisca, y se puede dividir en cinco grandes dominios, de norte a sur, ofiolita de Beja-Acebuches, Antiforma del Pulo do Lobo, Faja Pirítica Ibérica (FPI), Flysch de Baixo Alentejo y SW de Portugal (Antiformas de Bordeira y Aljeruz) (Oliveira, 1990). La zona de estudio se encuentra dentro del dominio de la FPI, que puede ser dividida en dos grandes unidades, la Faja Pirítica Ibérica (FPI) y el Batolito de la Sierra Norte (BSN).

En la FPI se pueden diferenciar tres subunidades. El Grupo PQ (Phyllite-Quartzite) que incluye las rocas más antiguas de la ZSP, que consiste en una sucesión monótona de pizarras, metaareniscas, cuarzo-grauvacas y cuarcitas, y con escasos conglomerados. El

Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) es principalmente una sucesión submarina vulcanosiliciclástica dominada por rocas máficas (basaltos), félsicas (dacitas y riolitas) y rocas volcanoclásticas, con abundantes sedimentos interestratificados de rocas epiclásticas, areniscas, pizarras y jaspes rojos. Las rocas de composición andesítica se encuentran en los tramos basales del CVS y afloran principalmente en la mitad N de la FPI. El Grupo Culm (GC) está formado por una potente sucesión detrítica de afinidad turbidítica que está constituida por pizarras, grauvacas y conglomerados. En la ZSP se desarrolla un importante magmatismo que está representado por las rocas plutónicas del BSN (Schütz et al., 1987, De la Rosa, 1992; Díez Montes y Bellido Mulas, 2008), y por las rocas volcánicas que forman parte del CVS (Munhá, 1983; Mitjavila et al., 1997).

El BSN intruye en los metasedimentos del Devónico Superior y muestra relaciones complejas con los materiales volcánicos del CVS. El BSN está constituido principalmente por tres asociaciones magmáticas. La primera está formada por rocas básicas (gabros-dioritas), pudiendo encontrarse en ella algunos acumulados ultrabásicos. La segunda asociación magmática corresponde a un conjunto de intrusiones subvolcánicas de tonalitas, trondhjemitas y granodioritas que definen una serie con afinidad trondhjemítica. Estos materiales tienen un rango de edad de 356 a 346 Ma (Barrie et al., 2002; Dunning et al., 2002). La tercera está formada por granitoides aluminico-potásicos que forman plutones circunscritos (macizos de El Berrocal y de El Crispinejo). Estos macizos no presentan carácter subvolcánico y su edad no se conoce con precisión, pero las relaciones de campo indican que son intrusivos sobre los granitoides trondhjemíticos y que cortan a pliegues de los materiales del CVS, produciendo metamorfismo de contacto sobre ellos. Este grupo de granitoides son el objeto de estudio de este trabajo, en especial el macizo de El Crispinejo, ya que presenta relaciones de contactos intrusivos sobre materiales volcánicos y sobre los granitoides de la serie TTG, indicando que este tipo de granitoides representa un evento de intrusiones plutónicas tardías sobre el BSN.

### GRANITO DE EL CRISPINEJO

Al NO de la localidad de Minas del Castillo de las Guardas, se ha diferenciado un cuerpo plutónico pequeño con carácter porfídico que intruye en los granitos de la serie TTG en su mitad norte, mientras que en la mitad sur intruye en materiales del CVS (Figura 1). Geomorfológicamente da lugar a una pequeña depresión, por cuyo centro corren las aguas del arroyo Crispinejo. En general, aflora bastante bien, sobre todo en las cercanías de dicho arroyo, en bolos redondeados de tamaño métrico, a veces subangulosos debido a un fuerte diaclasado, dando lugar a pequeños berrocales.

En fresco, la roca presenta un color gris claro, con un tamaño de grano medio-grueso (5-7 mm) a medio (2-5 mm). Hacia el Sur es donde presenta un tamaño de grano mayor, mientras hacia el Norte, donde se cruzan los arroyos de Crispinejo y de la Siguereja, tiene un tamaño de grano medio. El cuarzo que forma parte de la mesostasis tiene un tamaño de grano medio, xenomorfo a subidiomorfo. Otro tipo de cuarzo muestra gran tamaño de grano (7-10 mm), con formas redondeadas, que resaltan en la mesostasis, sobre todo cuando el granitoide se encuentra ligeramente alterado. La biotita está en cristales individuales de 1-2 mm, fina, subidiomorfa, o bien forma pequeños agregados. También pueden observarse grandes placas de biotita, finas, con un tamaño de 5-7 mm. El carácter porfídico está marcado por fenocristales de feldespato potásico, estos se encuentran aislados, con una separación entre

cristales de 10-20 cm, con formas tabulares y con un tamaño de 2-4 cm x 1 cm.

Al microscopio, este granitoide tiene texturas holocristalina, inequigranular de grano medio-grueso, hipidiomorfa. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita. Como minerales accesorios hay opacos, circón, monacita, apatito, cordierita y turmalina. Dentro de los minerales de origen secundario se encuentran clorita, esfena, feldespato potásico, ilmenita, biotita, moscovita, pennita, sericita, rutilo sagenítico, calcita, epidota. La **cordierita** tal vez sea el mineral accesorio más característico. Se presenta en cristales de hábito subhedral a veces euhedral. En general, se encuentra muy retrogradada, aunque pueden observarse cristales frescos, sin procesos de alteración. Cuando se encuentra retrogradada, pasa a pinnita o bien a un agregado de micas (moscovita+biotita+clorita).

### GEOFÍSICA

Los datos radiométricos utilizados (% K, ppm Th y ppm U) forman parte del vuelo geofísico realizado en la Faja Pirítica Ibérica y zonas circundantes entre noviembre de 1996 y abril de 1997, con un espaciado en las líneas de vuelo de 250 metros y una altura nominal de 80 metros (datos disponibles en SIGEOF, <http://info.igme.es/sigeof/>. Sistema de Información Geofísica del IGME. Editor: Área de Geofísica y Teledetección, fecha consulta: 30/05/2013).

Las imágenes de potasio y ternario (combinación de los tres elementos radiactivos) se revelan como las más interesantes para la interpretación del granito El Crispinejo, que pertenece al grupo de granitos aluminopotásicos con una textura, mineralogía y composición química totalmente diferente a los granitoides de la serie TTG. La imagen de potasio (Figura 2) muestra una clara anomalía positiva sobre el granito, con valores superiores al 6% de potasio, que cartografía casi perfectamente los límites del granito, excepto en su límite norte, donde se podría proponer una extensión del propio granito, y en el límite este donde el contacto mecánico con las rocas básicas (gabros y dioritas), con baja emisión radiactiva, genera una zona de peor definición radiométrica del granito. Además del alto contenido en potasio, también cabe destacar su alto contenido en uranio y torio, fundamentalmente en su parte central, con valores de Th > 21 ppm y de U > 5 ppm.

### GEOCROLOGÍA U-Pb ID-TIMS

Se ha recogido una muestra dentro del macizo de El Crispinejo (ver Figura 1). La muestra se ha procesado y datado por el método U-Pb ID-TIMS en los laboratorios del IGME. Para la datación de las monacitas se ha empleado un trazador  $^{208}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que ha sido testado y recalibrado con el experimento

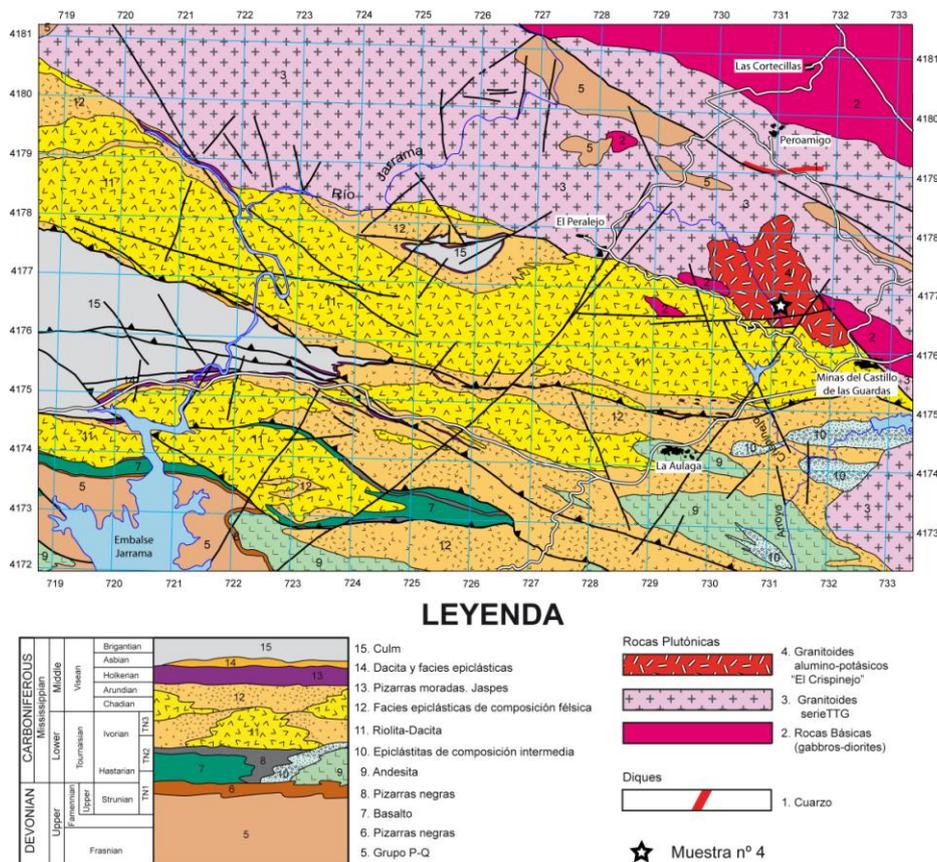


FIGURA 1. Mapa geológico de la zona donde aflora el macizo granítico de El Crispinejo (Mapa geológico tomado de Díez Montes et al., 1999). La figura muestra coordenadas UTM, elipsoide internacional, datum europeo 1950, huso 29. Las coordenadas UTM de la localización de la muestra 4009-4 son: X= 731.115, Y= 4.176.513.

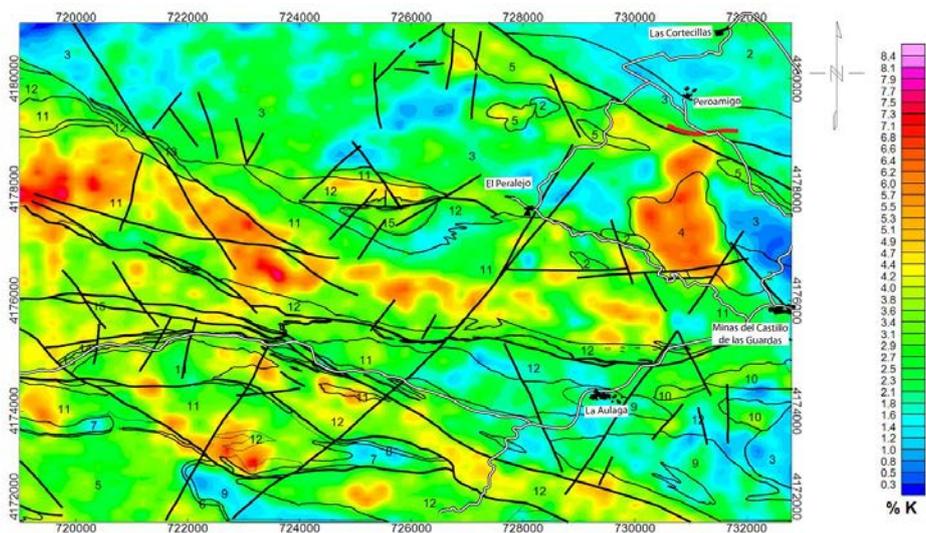


FIGURA 2. Imagen radiométrica de potasio. Los números hacen referencia a la leyenda de la Figura 1.

4009-4	Concentración	Relaciones isotópicas								Edad						
		U	Pb	Pb	<sup>206</sup> Pb*	<sup>208</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb	%	<sup>207</sup> Pb	%	<sup>207</sup> Pb	%	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	Rho
Fracciones	(mg)	(ppm)	(ppm)	(pg)	204 Pb	206 Pb	238 U	err	235 U	err	206 Pb	err	238 U	235 U	206 Pb	
M1 (6 Mnz xtals)	0.034	543	196	411	136.5	7.083	0.04772	0.21	0.3445	0.67	0.05236	0.62	300.5	300.6	301.3	0,37
M2 (6 Mnz xtals)	0.034	655	155	198	315.6	4.424	0.04771	0.21	0.3445	0.26	0.05234	0.26	300.4	300.4	300.2	0,81

TABLA I. M: monacita. Número de cristales (xtals) en cada fracción entre paréntesis. Pb (pg), blanco total de Pb común. \* Relación medida corregida el blanco y el fraccionamiento. Relaciones atómicas corregidas por fraccionamiento (0.11±0,02% AMU Pb; 0.10±0,02% AMU, U), trazador (<sup>208</sup>Pb-<sup>235</sup>U), blanco de laboratorio (6 pg Pb; 0.1 pg U) y Pb común inicial según Stacey & Kramers (1975). Todos los errores están a nivel de 2-sigma. Datos reducidos con PbMacDat (Isachsen et al., [www.earth-time.org](http://www.earth-time.org)).

Earthtime (ver Valverde-Vaquero, 2009). Las relaciones isotópicas se han medido con un espectrómetro de masas TIMS modelo Triton (más detalles analíticos en Rubio Ordóñez et al., 2012).

Se han datado tres fracciones de monacita, cada una compuesta por seis cristales. Una de estas fracciones tuvo problemas analíticos por lo que no se presenta. Las otras dos fracciones M1 y M2 (Tabla I) son concordantes y se solapan en la curva de concordia (Figura 3) proporcionando una edad de  $300.5 \pm 0.5$  Ma (MSWD 0.007). Esta edad de monacita, si bien es robusta, de momento y a la espera de una edad de circón que la confirme, ha de considerarse como la edad de intrusión preliminar.

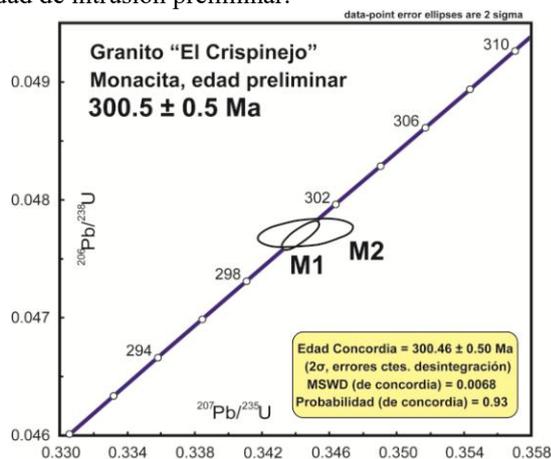


FIGURA 3. Diagrama de concordia U-Pb (M = monacita).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La intrusión del granito de El Crispinejo puede estar relacionada con el dique de cuarzo que se encuentra al norte de este cuerpo (Fig.1). En este dique se ha explotado la mineralización de fluorita, galena y blenda (F-Pb-Zn, Filón Los Ángeles). Otros indicios mineros de menor entidad posiblemente asociados con la intrusión de este granitoide son los indicios de Sn-W que se encuentran en la carretera a El Peralejo. Este tipo de mineralizaciones recuerda a la ligada a los granitoides peraluminicos de la Zona Centro-Ibérica y contrasta enormemente con las mineralizaciones clásicas de la ZSP.

El granito de El Crispinejo forma parte de una suite de granitos peraluminicos ricos en cordierita que intruyen al Complejo Vulcano-Sedimentario y a la suite TTG del Batolito de la Sierra Norte dentro de la Zona Surportuguesa. Estos granitos muestran un notable contraste de anomalía geofísica radiométrica, particularmente de la anomalía de potasio. Las monacitas de este granito han proporcionado una edad U-Pb ID-TIMS concordante de  $300.5 \pm 0.5$  Ma. Esta edad sugiere que estos granitos están ligados a un pulso magmático Pérmico-Carbonífero, tardi-Varisco que puede estar conectado con las mineralizaciones circundantes de F-Pb-Zn y Sn-W.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido realizada en el marco del proyecto *ProMine Project*, dentro del VIII Programa Marco para investigación (NMP-2008-4.0-5, contrato 228559).

## REFERENCIAS

- Barrie, C.T., Amelin, Y. y Pascual, E. (2002). U-Pb geochronology of the VMS mineralization in the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 37: 684-703.
- De la Rosa, J.D. (1992). *Petrología de las rocas básicas y granitoides del batolito de la Sierra Norte de Sevilla, Zona Surportuguesa, Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 312 p.
- Díez Montes, A. y Bellido Mulas, F. (2008). Magmatismo TTG y Al-K en la Zona Surportuguesa. Relaciones entre plutonismo y vulcanismo. *Geo-Temas*, 10: 1449-1452.
- Díez Montes, A., Leyva, F., Matas, J. y Martín Parra, L.M. (1999). Mapa Geológico a escala 1:50.000 y Memoria de El Castillo de las Guardas (939). *Investigación Geológica y Cartografía Básica en la Faja Pirítica y Áreas Aledañas*. Disponible on line: [www.juntadeandalucia.es/economiainnovacioncienciaempleo/pam](http://www.juntadeandalucia.es/economiainnovacioncienciaempleo/pam).
- Dunning, G.R., Díez Montes, A., Matas, J., Martín Parra, L.M., Almarza, J. y Donaire, M. (2002). Geocronología U/Pb del volcanismo ácido y granitoides de la Faja Pirítica Ibérica, Zona Surportuguesa. *Geogaceta*, 32: 127-130.
- Mitjavila, J., Martí, J. y Soriano, C. (1997). Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian Pyrite Belt Volcanism. *Journal of Petrology*, 38: 727-755.
- Munhá, J. (1983). Hercinian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. En: *The Carboniferous of Portugal* (J. Lemos de Souza y J.T. Oliveira, eds.). Mem. Serv. Geol. Portugal, 29: 39-81.
- Oliveira, J.T. (1990). South Portuguese Zone: Stratigraphy and Synsedimentary Tectonism. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, eds.). Springer-Verlag, Berlin, 333-347.
- Rubio Ordóñez, A., Valverde-Vaquero, P., Corretgé, L.G., Cuesta-Fernández, A., Gallastegui, G., Fernández-González, M. y Gerdes, A. (2012). An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geological Magazine*, 149 (5): 927-939.
- Schütz, W., Ebner, J. y Meyer, K.D. (1987). Trondhjemites, tonalites and diorites in the South Portuguese Zone and their relations to the volcanites and mineral deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Geologische Rundschau*, 76 (1): 201-212.
- Valverde-Vaquero, P. (2009). Método de datación U-Pb ID-TIMS en el laboratorio geocronológico del IGME (Tres Cantos). *VII Congreso Ibérico de Geoquímica*, pp. 758-65.

## The Ceret gabbro-diorite: a mafic intrusive body emplaced at mid-crustal levels of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees)

### *La gabro-diorita de Ceret: un cuerpo máfico intrusivo emplazado a niveles crustales medios en el macizo del Roc de Frausa (Pirineos Orientales)*

M. Liesa<sup>1</sup>, C. Aguilar<sup>2</sup> and A. Castro<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, Universitat de Barcelona, Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona, Spain. mliesa@ub.edu

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidade Federal de Ouro Preto, Campus Universitario Morro do Cruzeiro s/n, 35400-000 Ouro Preto – MG, Brazil. carmenaguilar@hotmail.com

<sup>3</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, 21007 Huelva. dorado@uhu.es

**Abstract:** The Ceret gabbro-diorite is a Variscan intrusion that crops out at mid-crustal levels of the Upper Proterozoic – Lower Cambrian series of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). It consists of a main body with meter-scale satellite intrusions scattered throughout the country rock within a radius of ~2 km, which was emplaced coeval with a Variscan deformation event (D2) at *ca.* 307 Ma. A variety of igneous rocks from ultramafic to leucogranite crop out inside the Ceret stock. The most abundant rock type is an amphibole-bearing diorite. The main mineral assemblage is composed by plagioclase, amphibole (mostly hornblende) and biotite, as well as pyroxene with minor to major amounts of olivine inclusions and interstitial quartz. Trace-element analyses show a compact group with slight differences in REE patterns for the diorite, indicating the involvement of pyroxene and/or amphibole in magmatic fractionation processes. According to these preliminary data, the Ceret stock forms a typical calc-alkaline rock association with a variable degree of differentiation from a parental water-bearing mafic magma at an arc-magma setting, possibly related with an Upper Carboniferous subduction system.

**Key words:** *Pyrenees, gabbro-diorite, Variscan orogeny, mantle-derived magmas.*

**Resumen:** *La gabro-diorita de Ceret es una intrusión Varisca que aflora en niveles crustales medios de la serie Proterozoica superior – Cámbrica inferior del macizo de Roc de Frausa (Pirineos Orientales). Se compone de un cuerpo principal y de satélites intrusivos de escala métrica dispersos por la roca encajante en un radio de ~2 km y se emplazó coetáneamente a un evento deformativo Varisco (D2) hace alrededor de 307 Ma. Afloran diversos tipos de rocas ígneas, desde ultramáficas a leucogranitos, la más abundante de las cuales es una diorita con anfíbol. La asociación mineral principal de la diorita está compuesta por plagioclasa, hornblenda y biotita, así como por piroxeno con cantidades variables de inclusiones de olivino y con cuarzo intersticial. Los análisis de elementos trazas muestran un grupo compacto con ligeras diferencias en los patrones de las REE para la diorita, lo cual indica la participación de piroxeno y/o anfíbol en los procesos de fraccionamiento magmático. De acuerdo con estos datos preliminares, el stock de Ceret forma una asociación típicamente calco-alkalina con un grado de diferenciación variable formado a partir de un magma máfico parental hidratado que se formó en un contexto magmático de arco, posiblemente relacionado con un sistema de subducción en el Carbonífero superior.*

**Palabras clave:** *Pirineos, gabro-diorita, orógeno Varisco, magmas mantélicos.*

## INTRODUCTION

Late Variscan magmatism in the Pyrenees is well represented by plutonic associations of calc-alkaline affinities. These are mostly granodioritic and granitic forming large intrusions. Basic and intermediate rocks are scarce compared to granites. However, they receive important attention due to their implications on lithosphere-scale processes, as their source region is located in the upper mantle. Another interesting feature is the space-time relations of these diorites and gabbros intrusions with high-grade metamorphic zones and, in

places, with migmatites and anatexic granites. Furthermore, they contain the characteristic features of arc-related magmatism, representing part of a true calc-alkaline series.

In the Eastern Pyrenees, the Roc de Frausa massif represents a case-study of low-pressure – high-temperature (LP–HT) metamorphism and magmatic activity contemporaneous with two Variscan deformation events (Liesa & Carreras, 1989; Aguilar et al., 2014, 2015). Field relationships and tectonic analysis clearly suggest that the early metamorphic

history, which is associated with the S1 foliation, is the result of horizontal crustal flow in the orogenic infrastructure associated with progressive heating and possible burial. This event was followed by the intrusion of calc-alkaline magmatic rocks in the upper crustal levels at *ca.* 311 Ma. Upright F2 folding and S2 foliation are associated with a pressure decrease coeval with the intrusion of mafic magma in mid-crustal levels at *ca.* 307 Ma. Therefore, the Variscan antiformal structure in the Roc de Frausa Massif resulted from the combination of the buoyancy-driven (diapiric) uprise of high-grade rocks accompanying the intrusion of mafic rocks with lateral compression (D2 folding) and the subsequent interference with D3 folding phase. These relations report on the close association of thermal and magmatic events, being the mafic rocks mostly associated to regional-scale processes of deformation and metamorphism. Understanding the ultimate causes of the basic magmatism in the region will shed light on the origin of belt-scale processes during and after the Variscan orogeny.

However, the petrogenesis of the Variscan Ceret gabbro-diorite has never been determined in detail using geochemical data. Our new data may help to constrain the magmatic and tectonic relationships together with the overall tectonic significance of the massif. Therefore, we have carried out field work combined with petrological data and trace element geochemistry to determine the implication of these mafic to ultramafic rocks in the Variscan orogeny.

## GEOLOGICAL SETTING

The Variscan Ceret gabbro-diorite is a small stock ( $\sim 10 \text{ km}^2$ ) that crops out at mid-crustal levels of the Upper Proterozoic–Lower Cambrian series of the Roc de Frausa Massif in the Eastern Pyrenees (Fig. 1). It consists of a main mafic intrusive body with metre-scale satellite intrusions scattered throughout the country rock within a radius of  $\sim 2 \text{ km}$ . Conversely, a number of xenoliths of the country rock are included inside the gabbro and interaction between both rock types occurs. The Ceret gabbro-diorite represents one of several independent mafic bodies belonging to the Sant Llorenç – La Jonquera pluton, such as the Batera gabbro-diorite to the west and the mafic bodies of the Albera massif to the east. The Sant Llorenç – La Jonquera pluton in itself is a calc-alkaline igneous body consisting of tonalites to granites emplaced in higher structural levels of the massif.

Field relations indicate that the Ceret gabbro-diorite was emplaced synchronously to the D2 Variscan deformation event, which is characterized by upright to tight folds with NE–SW steep S2 axial planes (Liesa & Carreras, 1989; Aguilar et al., 2015). U–Pb zircon data register two magmatic pulses: an early magmatic pulse occurred at 312 Ma, which corresponds to a more evolved magma, and a second pulse occurred at 307

Ma that corresponds a less evolved magma (Aguilar et al., 2014). The two magmatic pulses were recorded only by zircon geochemistry; however, the absence of meso- and microscopic evidence of physical mixing (mingling) suggests that the mixture was complete.

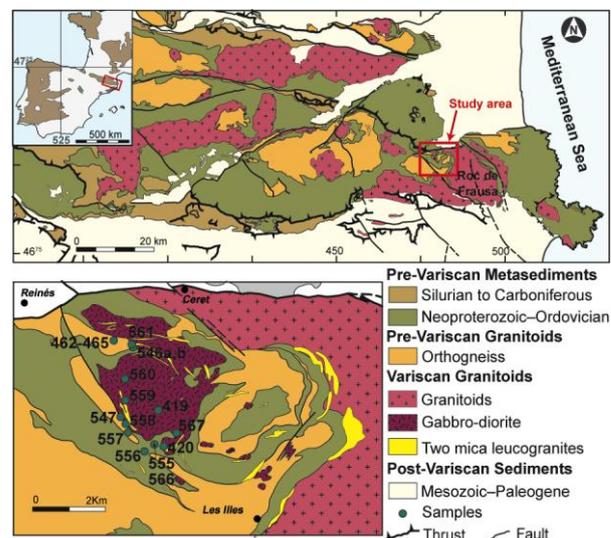


FIGURE 1. Geological sketch map of the Eastern Pyrenees with location of the study area and geological map of the Roc de Frausa Massif with location of the studied mafic rocks. Modified from Liesa & Carreras (1989).

A narrow metamorphic contact aureole ( $\sim 250 \text{ m}$ ) developed around the gabbro-diorite. Migmatites were developed both in the inner aureole and as metapelitic xenoliths inside the igneous body. The metamorphic conditions of the migmatites were recently estimated by mineral equilibria modeling calculated for a NCKFMASHTO system, giving  $P$ – $T$  conditions in the range of  $\sim 7$ – $8 \text{ kbar}$  to  $\sim 5 \text{ kbar}$  at a temperature between  $\sim 840^\circ\text{C}$  and  $690^\circ\text{C}$  (Aguilar et al., 2016). These data represent the metamorphic climax of the country rocks and constrain the conditions at which the mafic rocks were intruded. According to Aguilar et al. (2016), a heterogeneous influx of fluid (from 4.7 to 1.8 mol.%  $\text{H}_2\text{O}$ ) released by the crystallizing gabbro-diorite was incorporated to the country rocks during the D2 event, causing local variations in melt productivity (up to  $\sim 60 \text{ mol.}\%$ ). Most of the melt was expelled, producing different types of migmatites that are observed in the inner aureole and in xenoliths. This probably took place at the top of the crystallizing hydrous gabbro-dioritic stock that contains hydrous minerals as hornblende and biotite.

## SAMPLE DESCRIPTION AND PETROGRAPHY

A variety of igneous rocks from ultramafic to leucogranite are observed inside the Ceret stock (Fig. 2a–d). The most abundant rock type is an amphibole-bearing diorite. No contacts are recognized between the dioritic and gabbroic varieties. Fe-rich ultramafic

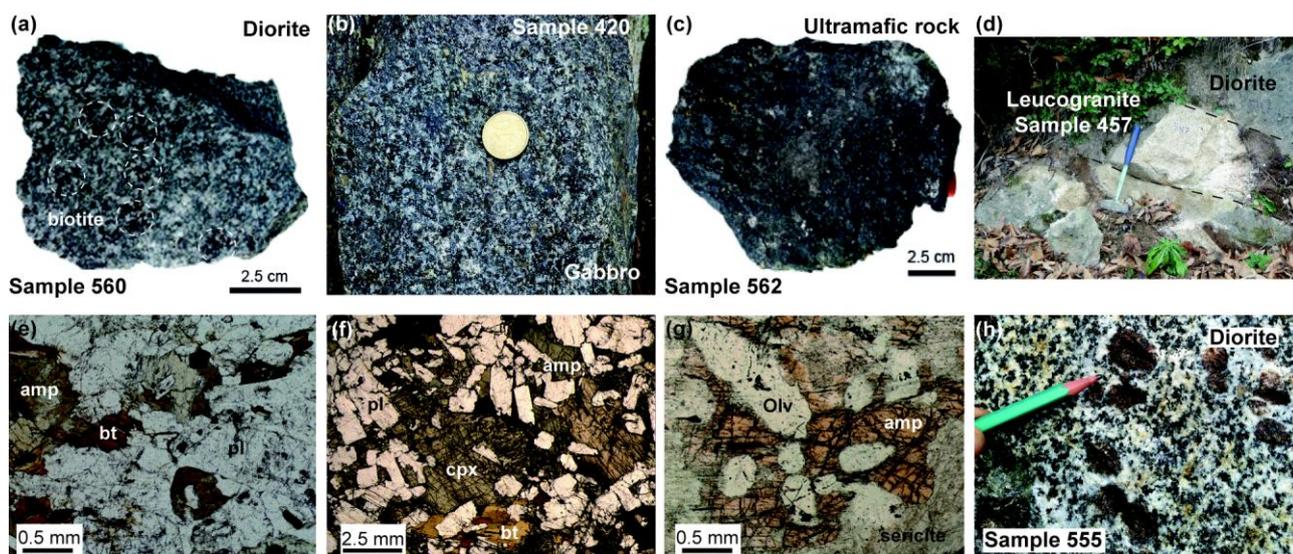


FIGURA 2. Macro- and microscopic photographs of the different igneous rocks sampled in the Ceret gabbro-dioritic stock: (a) diorite with large crystals of biotite (b) plagioclase-rich gabbro with distinct large crystals of clinopyroxene; (c) ultramafic rock; (d) leucogranite dyke crosscutting the gabbro-diorite; (e) diorite with amphibole, idiomorphic plagioclase and interstitial quartz; (f) clinopyroxene almost completely surrounded by hornblende and biotite. Idiomorphic plagioclase and pyroxene form an ophitic texture; (g) abundant crystals of olivine included in brown amphibole and altered to serpentinite; and (h) large garnet crystals surrounded by a leucocratic halo in a diorite close to the contact with the host rock.

cumulates form decametric masses inside the main body and granodiorites and granites are locally present. Leucogranite dykes crosscut the previous rock types (Fig. 2d).

A petrographic study was carried out in diorites (from microdiorite to diorite with large crystals of flogopite/biotite or garnet), gabbros and ultramafic rocks, which are documented in Fig. 2e–h. The main assemblage is characteristically calc-alkaline and composed by plagioclase with Ca intermediate cores ( $An_{40}$ ), amphibole (mostly hornblende) and biotite with interstitial quartz (Fig. 2e). In the diorites, pyroxene is present occasionally as relic crystals surrounded by hornblende. Gabbroic varieties are formed by plagioclase, clinopyroxene, amphibole and biotite, with minor amounts of altered olivine, which is locally included in clinopyroxene, and scarce and interstitial quartz (Fig. 2f). The texture grades from granular in diorites and gabbros to ophitic in gabbros. Plagioclase is idiomorphic. In diorites it is generally in contact with amphibole and biotite whereas in gabbros plagioclase is embedded in clinopyroxene. Amphibole and biotite include olivine and/or clinopyroxene or form a coronitic texture around these minerals. Large garnet (up to 2 cm diameter) is locally present near the contact with the metapelites and it is surrounded by a quartz-feldspar halo and occasionally by a corona of biotite and amphibole (Fig. 2h). The presence of garnet suggests a reaction with the host rock.

The ultramafic cumulates are composed by brown amphibole and clinopyroxene with abundant olivine included in the former minerals and mostly altered to serpentinite (Fig. 2g). The amphiboles are slightly zoned and form a coronitic texture around clinopyroxene.

## GEOCHEMICAL DATA: PRELIMINARY RESULTS AND IMPLICATIONS

Samples collected in the field include 6 diorites (from microdiorite to diorite with flogopite), 2 gabbros, 2 ultramafic rocks and 2 leucogranites from the Ceret stock (see Fig. 1). Trace-element analyses were carried out by ICP-MS and XRF at the University of Granada. Analytical results are plotted in Figs 3 and 4. The interpretation of the results presented here will be discussed in the next section.

In the diorites, Y and Zr concentrations show variable values, ranging from 14.44 to 48.15 ppm of Y and from 4.01 to 277.20 ppm of Zr. Zirconium is also very variable in the gabbros. The diorites form a coherent group showing continuous variations in most incompatible elements. They also form a compact group with slight differences in the REE patterns (Fig. 3). Some diorites show a marked positive Eu anomaly, indicating the possible accumulation of plagioclase and the loss of an interstitial melt. A flat to concave upwards pattern in the heavy rare earth elements (HREE) of several diorites denotes the involvement of pyroxene and/or amphibole in magmatic fractionation processes in these rocks. One of the two analyzed ultramafic rocks is an Ol-rich hornblende (cortlandite). This sample contains high Cr (3000 ppm) and Ni (700 ppm) content in agreement with the cumulate character and the ultramafic mineralogy.

Leucogranites show a depleted pattern in REE and a moderate Eu anomaly. They can represent fractionated liquids from an already depleted magma or perhaps low fraction residual liquids of extremely fractionated diorite magmas.

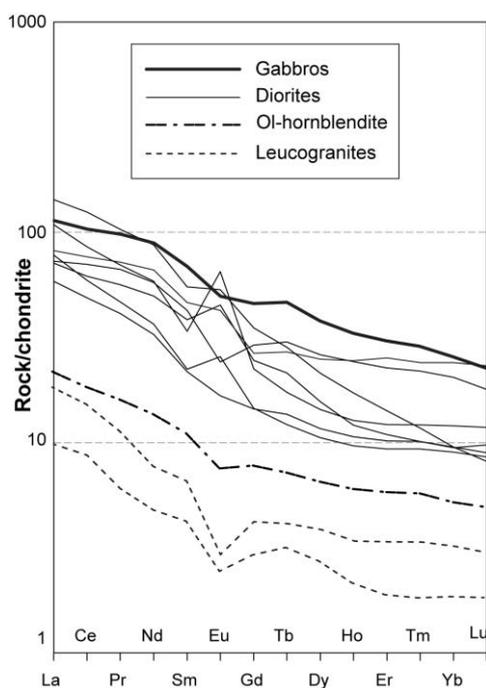


FIGURE 3. Average chondrite-normalized REE patterns for the different igneous rocks sampled in the Ceret stock.

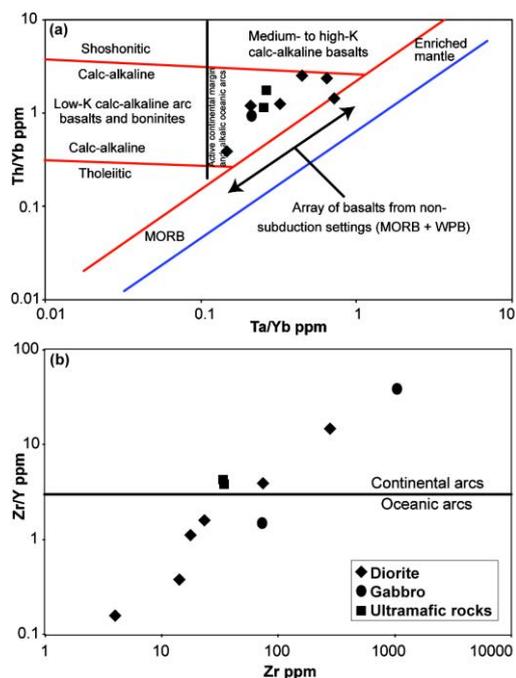


FIGURE 4. Geochemical diagrams showing essential variations of the trace elements from the mafic to ultramafic rocks of the Ceret stock in the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). The discrimination diagrams are from [Pierce \(1983\)](#).

In the Pearce discriminant diagram of [Fig. 4](#), the basic rocks plot in the field of calc-alkaline rocks typical of continental arcs. According to the Zr/Y ratio, some samples plot in the field of oceanic arcs.

In conclusion, according to these preliminary data the Ceret mafic body consists of a series of variably

fractionated intermediate rocks showing cumulate facies and extremely fractionated granite residues, as suggested by [Vilà et al., \(2015\)](#) for other mafic bodies linked to the Sant Llorenç–La Jonquera pluton located at the Albera Massif.

They form a typical calc-alkaline rock association with a variable degree of differentiation from a parental water-bearing mafic magma. Hydrous minerals as amphibole and biotite are the dominant mafic phases in all rock types of the Ceret intrusion. This is compatible with an arc-magma origin, possibly related with an Upper Carboniferous subduction system.

Basic and intermediate intrusive complexes are common in the region, as well as in other parts of the Iberian Massif and the Massif Central in France. The meaning of these subduction-related magmatic rocks in relation with the Variscan collision is under discussion. Detailed petrogenetic studies of the most basic intrusives are essential to reconstruct orogenic processes involving the lithospheric mantle.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This work has benefited from the Spanish Commission for Science and Technology research projects CGL2015-66335-C2-2-R and CGL2013-48408-C3-1-P (LITHOS).

#### REFERENCES

- Aguilar, C., Liesa, M., Castiñeiras, P. & Navidad, M. (2014): Late-Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating. *Journal of Geological Society of London*, 171: 181–192.
- Aguilar, C., Liesa, M., Štípská, P., Schulmann, K., Muñoz, J. A. & Casas, J. M. (2015). P–T–t–d evolution of orogenic middle crust of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees): A result of horizontal crustal flow and Carboniferous doming? *Journal of Metamorphic Geology*, 33 (3): 273–294.
- Aguilar, C., Liesa, Reche, J. & Powell, R. (2016): Fluid-fluxed melting and melt loss in a syntectonic contact metamorphic aureole from the Variscan eastern Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, 34 (4): 379–400.
- Liesa, M. & Carreras, J. (1989): On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 3: 149–161.
- Vilà, M., Pin, C., Enrique, P. & Liesa, M. (2005): Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, 83: 97–127.

# Contrastes estructurales entre el plutonismo varisco precoz y el tardío del centro-oeste de España

## *Structural contrasts between early and late Variscan plutonism in Central-Western Spain*

M. López-Plaza y F.J. López-Moro

1 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 Salamanca, milplaz@usal.es

2 Salamanca Ingenieros, S.L, Vertical 5ª, nº 16, Polígono Industrial El Montalvo III, 37188, Carbajosa de la Sagrada, Salamanca, fjlopez@usal.es

**Resumen:** En el centro-oeste de España (Zona Centro-Ibérica) se ponen claramente de manifiesto los contrastes estructurales megascópicos y mesoscópicos entre el plutonismo precoz y tardío. Parece evidente una diferente configuración de los batolitos a ambos lados de la Zona de Cizalla de Jubado-Penalva do Castelo, careciendo los precoces (Sayago, Domo del Tormes y Lumbrales) de anomalías gravimétricas negativas, mientras que los tardíos (Guarda y plutones menores) muestran un cierto enraizamiento. La disposición en bandas de los leucogranitos precoces es otro rasgo distintivo, cuya amalgama puede explicar la configuración del Domo Anatóctico del Tormes. Las megaestructuras variscas de fase 3, que deforman una foliación subhorizontal, pueden ser trazadas dentro del batolito de Sayago, en contraste con la débil orientación preferente de cristales en la prolongación española del batolito de Guarda. La disposición linear heredada de bandas alternantes de gneises y metapelitas pudo haber sido la causa de una repetición de litotipos de leucogranitos formados por baja tasa de fusión de estos materiales metamórficos, mientras que una generación magmática más localizada que ascendió por conductos reutilizados condujo al modelo de zonación en los tardíos.

**Palabras clave:** plutonismo precoz y tardío, Centro-Oeste de España, contraste estructural

**Abstract:** *Meso- and megascopic structural contrasts between early and late Variscan plutonism are shown in Central-Western Spain (Central Iberian Zone). A contrasted architecture of batholiths on both sides of the Juzbado-Penalva do Castelo Shear Zone is revealed: the early batholiths (Sayago, Tormes Dome and Lumbrales) without gravimetric minimum anomalies and the late ones (Guarda and minor plutons) showing a concentric gravimetric pattern, which points to a rooted geometry. The presence of early leucogranite belts are also a distinctive structural feature, the amalgamation of which can account for the construction of the Anatectic Tormes Dome. Phase-3 Variscan megastructures deforming a subhorizontal foliation can be traced inside the early granodioritic Sayago batholith, in contrast with a weak mineral preferent orientation in the Spanish area of the Guarda batholith. Gneissic and metapelitic alternating belts could have led to the repetition of low-melting degree leucogranitic melts generated from these metamorphic materials, whereas a more localized magma generation accounts for zonation and re-used magma conduits in late plutons.*

**Key words:** *early and late Variscan plutonism, Central-Western Spain, structural contrast*

## INTRODUCCIÓN

Los contrastes composicionales y genéticos de las grandes series graníticas del plutonismo en la Zona Centro-Ibérica han sido ampliamente analizados y aceptados en sus líneas discriminatorias principales (Capdevila et al., 1973; Castro et al., 2002). Sin embargo, las estructuras meso- y megascópicas de los batolitos precoces y tardíos muestran unos contrastes no suficientemente resaltados dentro una misma región.

A pesar de una cierta continuidad en los datos geocronológicos de granitoides en el centro-oeste de España, con un rango aproximado de 297-320 Ma (Gutiérrez-Alonso et al., 2011), la Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJP) (García de

Figuerola y Parga, 1969; Iglesias y Ribeiro, 1981) representa, al igual que en el centro-norte de Portugal (Oen, 1970), un accidente separador del plutonismo precoz y tardío, resultando dos dominios muy contrastados: uno, constituido por granodioritas precoces, así como por bandas de leucogranitos, y el otro, constituido por plutones tardíos circunscritos de la propia continuación del batolito portugués de Guarda (Fig. 1).

Este modelo se ve también fuertemente configurado por la presencia de grandes áreas migmatíticas o dómicas delimitadas por accidentes conjugados, como la Zona de Cizalla de Pereruela y por los Macizos Alóctonos de Portugal.

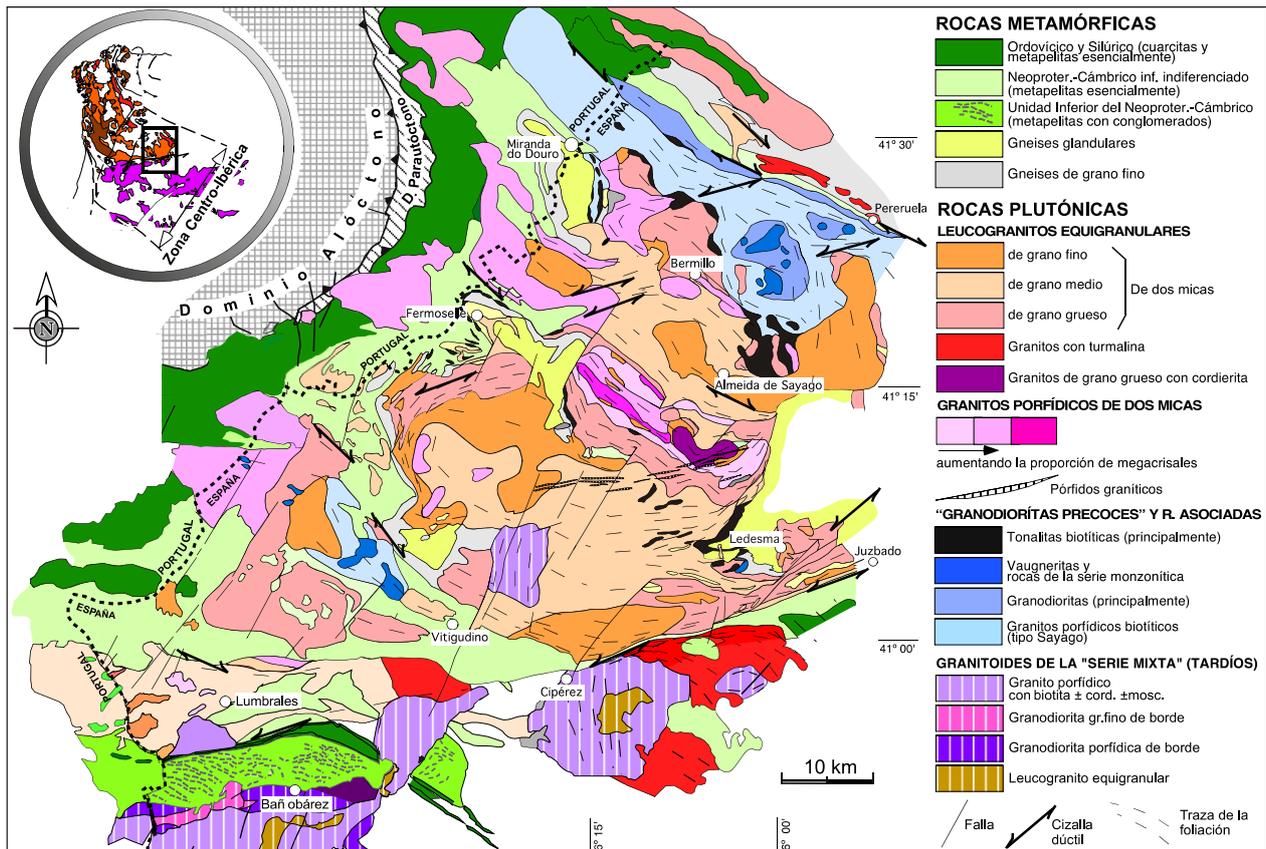


FIGURA 1. Mapa geológico del centro-oeste de España y la parte adyacente de Portugal (López-Plaza y López-Moro, 2004; En: Geol. Esp. J.A. Vera, ed.; 100-101)

**ESTRUCTURA EN BANDAS**

El batolito del Domo del Tormes se construye por la amalgama de dos grandes bandas de leucogranitos peraluminicos equigranulares (Fornillos-Almeida y Villarino-Villasdardo), con una banda central de leucogranitos porfídicos (Picote-embalse de Almendra) (bandas 3, 4 y 5, Fig. 2). Las dos bandas de leucogranitos peraluminicos incluyen varios litotipos equigranulares (gruesos, medios y finos) que se repiten en numerosos cuerpos decamétricos, hectométricos y kilométricos. Estos litotipos definen una secuencia desde granitos con sillimanita hasta otros con cordierita y andalucita, como resultado de las distintas condiciones anatécicas durante la evolución extensional tardiorogénica. Incluyendo también los diversos litotipos porfídicos, se considera que todos ellos representan una superunidad en el sentido de Cobbing et al. (1977).

El batolito de Ifanes-Sayago (banda 2) forma una banda de granitoides biotíticos, con rocas asociadas tonalíticas, monzoníticas y vaugneríticas.

El Domo antiformal de Lumbrales contiene diversos leucogranitos equigranulares y porfídicos, configurando una banda subparalela a la cizalla de Juzbado (banda 7).

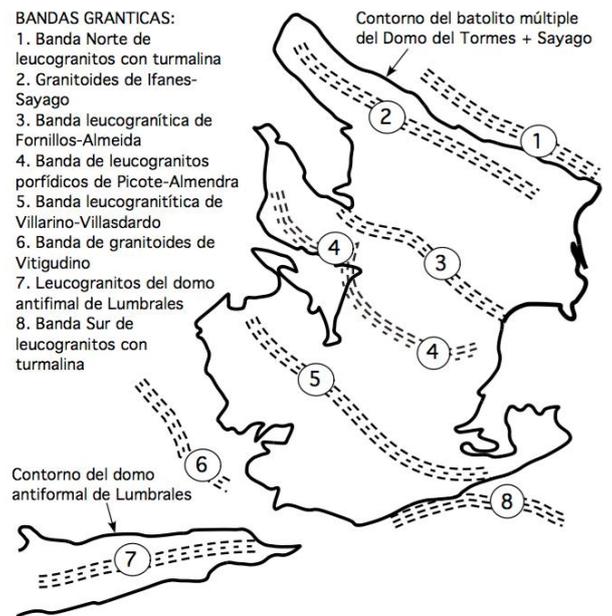


FIGURA 2. Bandas graníticas del plutonismo precoz

En la periferia de las masas anatécicas aparecen dos bandas de leucogranitos con turmalina: banda 1 de

Pereruela, al norte, y banda 8 de Sando, al sur, que de manera discontinua se prolonga hasta Martinamor. Su carácter perianatóctico y/o epizonal justifica la aparición de numerosos indicios estanno-wolframíferos.

El resultado final es la amalgama de bandas de leucogranitos y de granodioritas para conformar el Domo del Tormes y el Domo de Lumbrales, cuyo contorno se ubica siempre dentro de la isograda de la sillimanita.

### CONTRASTE GRAVIMÉTRICO

El modelo de anomalías residuales gravimétricas (Fig. 3) discrimina groseramente las bandas gneísicas de Fermoselle-Ledesma y Miranda do Douro con respecto a las metapéliticas alternantes.

Llama la atención la ausencia de anomalías negativas significativas en el batolito de Sayago. Al norte de la ZCJP solo se detecta una anomalía negativa significativa (la del plutón tardío de Brincones, al N de Vitigudino). Al sur de la cizalla, sin embargo, se define bien la estructura concéntrica del batolito de Guarda en su continuación española (plutones de Bañobárez y Cipérez), deduciéndose un cierto enraizamiento en los cuerpos, en coherencia con su zonación y polaridad centripeta.

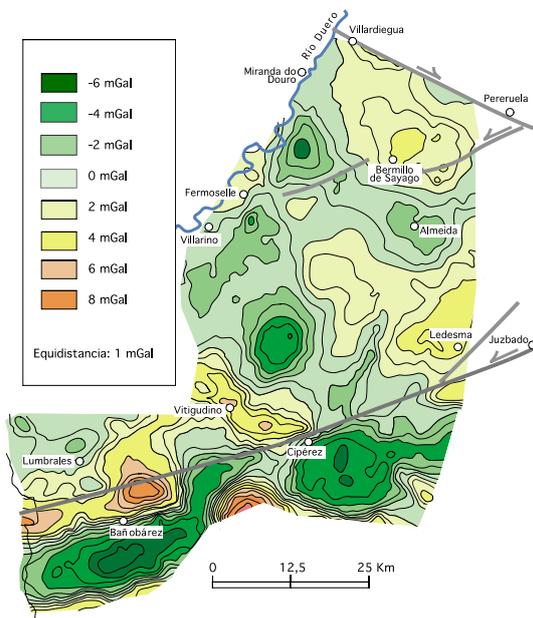


FIGURA 3. Mapa de anomalías gravimétricas, según información elaborada a partir de datos de la Empresa ENRESA.

### GEOMETRÍA DE LOS LEUCOGRANITOS

El encajamiento de la red fluvial en Aribes del Duero hace posible en muchos casos la observación del muro y techo de los plutones. Los parámetros de forma de los cuerpos de leucogranitos permiten deducir que son propios de sill engrosados ("inflated sills" de

McCaffrey y Cruden, 2002), guardando una coherencia o correlación en las variaciones L/T para un mismo litotipo (López Moro et al., 2013).

### TRAZA DE LA FOLIACIÓN INTRABATOLÍTICA

Es notable el contraste entre la traza de la foliación de los plutones precoces y tardíos (Fig. 4). Estos últimos muestran una orientación preferente de cristales de origen tectónico dispuesta frecuentemente con direcciones próximas a N-S, y a menudo discordantes con los exocontactos, como resultado de las fases tectónicas tardías (fase varisca 4).

Los plutones y batolitos precoces, en general, tienen una foliación interna concordante con las estructuras del encajante (Fig. 4). La traza de la foliación intrabatolítica de Sayago muestra cambios regulares que definen mega-estructuras de fase 3 varisca. En el núcleo de una de estas estructuras, la sinforma de Arcillo, se sitúan varios plutones vaugneríticos (Fig. 5), cuya facies de borde de grano fino ha absorbido mayoritariamente la deformación, permaneciendo el núcleo vaugnerítico con tendencia isotropa (López Plaza et al., 2012).

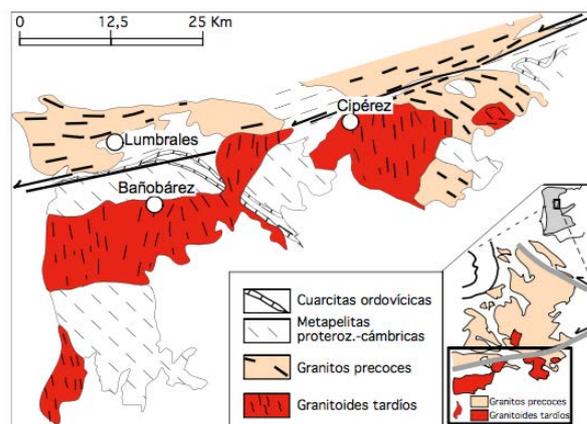


FIGURA 4. Esquema estructural del área meridional, mostrando la traza de la foliación en los plutones precoces y tardíos a ambos lados de la Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo.

### CONCLUSIONES

El plutonismo precoz registra en el sector considerado la deformación extensional relacionada con el colapso gravitacional, que dio lugar a una foliación subhorizontal. Asimismo, la compresión debida a la fase 3 varisca originó, en algunos casos, mega-estructuras intrabatolíticas, alabeos en la foliación subhorizontal y cizallas de desgarre que acomodaron la deformación.

El plutonismo tardío muestra, por lo general, una orientación mineral preferente que denota un cambio en el régimen de esfuerzos, pero sobre todo un cambio en el estilo estructural al sur de la cizalla de Juzbado.

El contraste en la generación del magma ha conducido, por un lado, a pequeños cuerpos de leucogranitos precoces en forma de sill, con un probable control mega-estructural de las bandas gneísicas y metapelíticas; mientras que, por otro lado,

al sur de la cizalla de Juzbado, un probable aporte magmático más localizado y generado en zonas profundas, habría justificado el enraizamiento de los batolitos del plutonismo tardío.

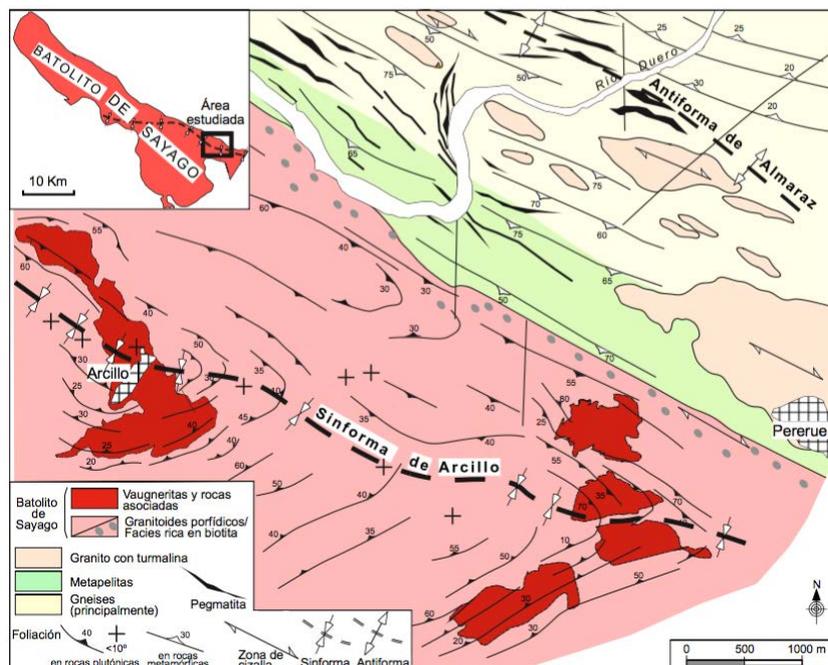


FIGURA 5. Esquema cartográfico del área nor-oriental del batolito de Sayago (Oeste de Pereruela).

## REFERENCIAS

- Capdevila, R., Corretgé, L. G. y Floor, P. (1973): Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 15: 209-228.
- Castro, A., Corretgé, L.G., De la Rosa, J.D., Enrique, P., Martínez, F.J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. y López, S., 2002. Palaeozoic Magmatism. En: (W. Gibbons y T. Moreno, T. eds.). *The Geology of Spain*. London: *Geological Society*, 117-153.
- Cobbing, E. J., Pitcher, W. S. y Taylor, W. P. (1977): Segments and super-units in the Coastal batholith of Peru. *Journal of Geology*, 85: 625-631.
- García de Figuerola, L.C. y Parga, J.R. (1968): Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica. *Acta Geol. Hispánica*. 3: 69-72
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P. y Gonzalo, J.C. (2011): Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, TC5008, doi:10.1029/2010TC002845.
- Iglesias, M. y Ribeiro, A. (1981): La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca)-Penalva do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne ?. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67: 89-93.
- López Moro, F.J., López-Plaza, M. y Romer R.L. (2012): Generation and emplacement of shear-related highly mobile crustal melts: the synkinematic leucogranites from the Variscan Tormes Dome, Western Spain. *Int. J. Earth Sci.*, 101: 1273-1298.
- López-Plaza, M.; López Moro, F.J. y García de los Ríos, J.I. (2012): Los plutones vaugneríticos del NE de Sayago, Zamora. En: *De los plutones a los monumentos. Un recorrido temático por la piedra del este de Sayago (Zamora)* (F.J. López-Moro et al., eds.). Florián de Ocampo, 36: 31 - 53.
- McCaffrey, J.W. y Cruden, A.R. (2002): Dimensional data and growth models for intrusions. En: *First international workshop on the physical geology of subvolcanic systems-laccoliths, sills, and dykes (LASI)* (C. Breitreuz, A. Mock y N. Petford. eds.). Freiberg, Germany, 37-39.
- Oen, I.S. (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min.*, 81: 271- 298.

## Escombreiras reativas da mina de Valdarca (NW de Portugal): Evolução da cobertura vegetal

### *Escombreras reactivas de la mina de Valdarca (NW de Portugal): Evolución de la cobertura vegetal*

E. Abreu<sup>1</sup>, T. Valente<sup>2,3</sup>, M. Santisteban<sup>2,3</sup>, B. Carro<sup>3</sup> e J. C. Cerón<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, 4704-553 Braga, Portugal.

<sup>2</sup>Instituto de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. e-mail: [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt).

<sup>3</sup>CIPIMS, University of Huelva, Campus de la Rábida, Huelva, Spain. Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

**Resumo:** Estabelecendo as escombreiras da mina de Valdarca, no NW de Portugal, como caso de estudo, o presente trabalho avalia a evolução do grau de cobertura vegetal dos resíduos mineiros ao longo do tempo, incluindo fases anteriores e posteriores à implementação de um projecto de reabilitação. As escombreiras constituíram durante várias décadas o principal foco de contaminação aquática na região, mas foram também fonte de degradação paisagística. Com base em métodos de deteção remota foi possível avaliar a evolução temporal da cobertura vegetal num período correspondente a uma década (2003 e 2013). Os resultados deste trabalho põem em relevo o sucesso do processo de revegetação, caracterizado pela colonização por espécies autóctones, tanto arbustivas como arbóreas. Este estudo mostra a utilidade de uma monitorização continuada após intervenções de reabilitação ambiental em áreas mineiras abandonadas, de modo a gerar informação reveladora da eficiência das intervenções e/ou necessidades de adaptações.

**Palavras-chave:** Escombreiras; cobertura vegetal; monitorização; atenuação natural; Valdarca.

**Resumen:** El presente estudio evalúa la evolución del grado de cobertura vegetal de los residuos mineros al largo del tiempo de las escombreras de la mina de Valdarca, NW de Portugal, incluyendo fases anteriores y posteriores a la implementación de un proyecto de rehabilitación ambiental. Las escombreras fueron durante muchas décadas, el principal foco de contaminación hídrica en la región. Además, han constituido un importante foco de degradación del paisaje. Mediante la aplicación de métodos de detección remota se ha evaluado la evolución temporal de la cobertura vegetal al largo de una década (período entre 2003 y 2013). Los resultados obtenidos destacan el éxito del proceso de revegetación, caracterizado por la colonización con especies autóctonas, de tipo arbustivo y arbóreo. Además, el presente estudio manifiesta la utilidad de una monitorización continua después de los proyectos de rehabilitación de áreas mineras abandonadas, generando información que indica la eficiencia de las intervenciones y/o las necesidades de adaptaciones.

**Palabras clave:** Escombreras; cobertura vegetal; monitorización; atenuación natural; Valdarca.

## INTRODUÇÃO

O processo extrativo tem por base a exploração de recursos geológicos, frequentemente escassos, ocorrentes em concentrações anómalas, o que provoca grandes alterações no ambiente, sendo difícil a minimização dos impactos gerados pelos trabalhos de lavra e de tratamento dos minérios. Uma mina a céu aberto ou subterrânea é geradora de contaminação essencialmente a partir das acumulações de estéreis, de rejeitados do minério e de escorrências de efluentes portadores de elementos tóxicos (Oliveira et al., 2002).

Os resíduos mineiros representam problemas não só por causa do seu grande volume e extensão, mas também porque causam impactes ambientais nos ecossistemas locais.

Os desequilíbrios físicos, químicos e bióticos causados pela actividade mineira podem ter

consequências de magnitudes consideráveis nos casos de paragénese com sulfuretos metálicos (Valente & Gomes, 1998), como se verifica em numerosos locais do Norte de Portugal. Mesmo após o abandono, os sítios mineiros são alvo de depreciação ambiental, principalmente devido às suas escombreiras – destino final dos rejeitados do minério.

As escombreiras são instalação tecnicamente preparadas para a deposição, à superfície, de resíduos sólidos constituídos por partículas de largo espectro granulométrico. No entanto, no passado, foram construídas sem critérios de segurança geotécnica e ambiental, o que determinou a sua instabilidade física e muitas vezes também a sua reactividade química. Consequentemente, no caso de paragénese reativas, portadoras de sulfuretos, as transformações sofridas pelos resíduos causaram frequentemente diversos tipos de impacte ambiental no meio em que se inseriam.

No início da década de 2000, o então designado Instituto Geológico Mineiro (IGM), levou a cabo um diagnóstico das minas abandonadas em Portugal, hierarquizando o seu grau de perigosidade, relativo à poluição, revelando as situações mais críticas, para as quais seria necessário elaborar um Plano de Reabilitação Ambiental (Oliveira et al., 2002). Os critérios para a elaboração deste diagnóstico foram, na generalidade, a geologia, metalogénese dos jazigos minerais, processos de extração e tratamento, características e estado das escombrelas, quimismo dos meios amostrais e afetação dos usos do solo e água nas zonas populacionais envolventes à área mineira. Foram, ainda, considerados aspetos de cariz paisagístico e patrimonial. Nesse estudo, o Couto Mineiro de Valdarças surge como um local com elevado grau de perigosidade, a ser alvo de intervenção ambiental.

O presente trabalho foca-se no sítio mineiro de Valdarças, especificamente no que respeita ao impacto paisagístico das suas escombrelas. O principal objectivo é avaliar o sucesso da revegetação destas escombrelas, na sequência do projecto de reabilitação que decorreu em meados da década de 2000.

## ENQUADRAMENTO

O Couto mineiro de Valdarças situa-se no Norte de Portugal, distrito de Viana do Castelo, concelho de Vila Nova de Cerveira (Fig. 1).



FIGURA 1. Localização das escombrelas de Valdarças. Representação sobre um estrato das cartas militares de Portugal (folhas 14 e 15) em sistema de coordenadas Hayford-Gauss, Datum Lisboa, Fuso 29N.

A atividade na mina de Valdarças incidiu, fundamentalmente, na exploração de W em skarns com sulfuretos, e no tratamento de minérios essencialmente através de processos de trituração e separação hidrogravítica. Os materiais rejeitados foram depositados em escombrelas de onde emerge um efluente com características de drenagem ácida, devido à evolução supergénica dos sulfuretos (Carvalho, 2011).

O reconhecimento da gravidade da situação e da urgência em encontrar meios adequados de reposição do equilíbrio ambiental de áreas sujeitas à atividade mineira, designadamente aquelas que hoje se encontram em estado de degradação e abandono, constituiu um importante fundamento para que a EDM - Empresa de Desenvolvimento Mineiro, S.A. iniciasse projetos de reabilitação ambiental das áreas classificadas com maior risco. Entre estas encontrava-se mina de Valdarças, que foi intervencionada, nomeadamente ao nível das escombrelas e do controle dos processos de drenagem superficial.

O Couto Mineiro de Valdarças possui das escombrelas mais reativas do Alto Minho, as quais sofreram maior modificação desde o seu abandono. Formaram-se a partir da acumulação sucessiva de estereis finos, ocupando uma área de 2,6 ha, que corresponde a um volume de resíduos de cerca de 310 000 m<sup>3</sup> (Valente, 2004).

Na Fig. 2 mostra-se uma representação tridimensional das escombrelas efectuada a partir de uma base topográfica (Valente, 2004) obtida antes da reabilitação. Esta imagem é combinada com duas fotografias que mostram a cor contrastante dos resíduos mineiros. Na imagem é visível a forte instabilização física, manifestada por dois importantes ravinamentos.

A mina de Valdarças foi constituída como objeto de intervenção para reabilitação ambiental entre 2005 e 2007 pela EDM, S.A., concessionária para a reabilitação de áreas mineiras em Portugal. O objetivo desta intervenção consta no denominado estudo de “Conceção, Projeto e Obra de Recuperação Ambiental da Antiga Área Mineira de Covas e Estudo de Impacte Ambiental”, onde estavam previstas as ações de saneamento, recuperação e limpeza de escombrelas. As principais intervenções visavam estabilizar fisicamente a escombrela, dando-lhe uma nova configuração, à custa da modelação e impermeabilização com material inerte (EDM – Empresa de Desenvolvimento Mineiro, [http://www.edm.pt/html/proj\\_covas.htm](http://www.edm.pt/html/proj_covas.htm)).

## METODOLOGIA

A monitorização da cobertura vegetal foi realizada por métodos de deteção remota, especificamente baseados em imagens de satélite retiradas da aplicação Google Earth Pro de versão 7.1 e editadas pelo software QGIS de versão 2.10.1, para o período de 2003 a 2013. Esta análise foi completada com a identificação de espécies de plantas arbóreas e arbustivas, através de um levantamento de campo. O período de realização do trabalho não permitiu a identificação conclusiva de espécies herbáceas.

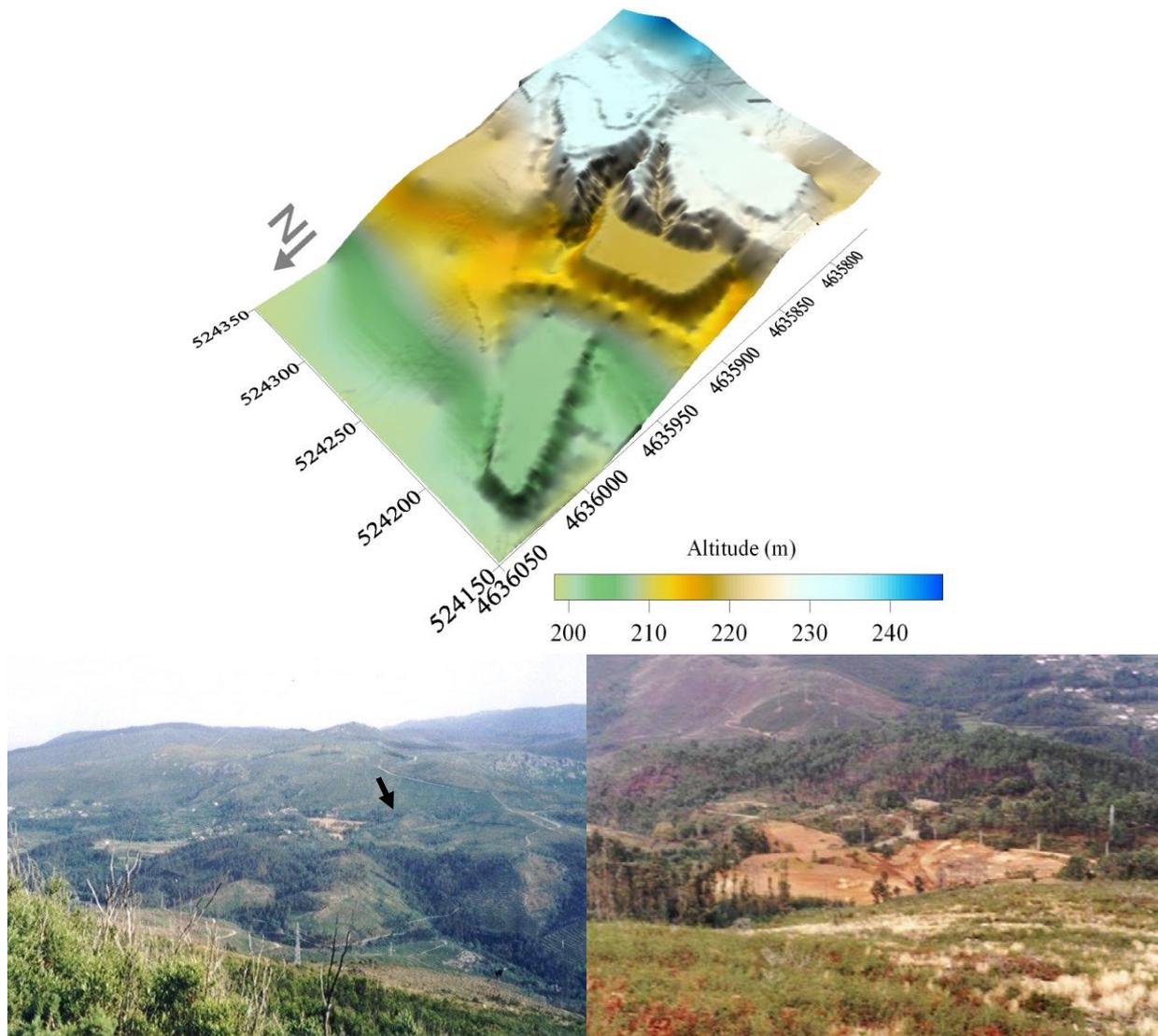


FIGURA 2. Representação tridimensional das escombrelras antes da reabilitação (extraído de Valente, 2004) (em cima) e fotografias panorâmicas do ano 2004 (em baixo).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com intuito de avaliar a evolução da cobertura vegetal após a reabilitação das escombrelras, foram seleccionados três anos apresentados nos esquemas da Figura 3, e respetivos valores percentuais.

Os três anos representados na Figura 3 cobrem três situações: antes da reabilitação; durante a implementação do projeto; e alguns anos após a implementação.

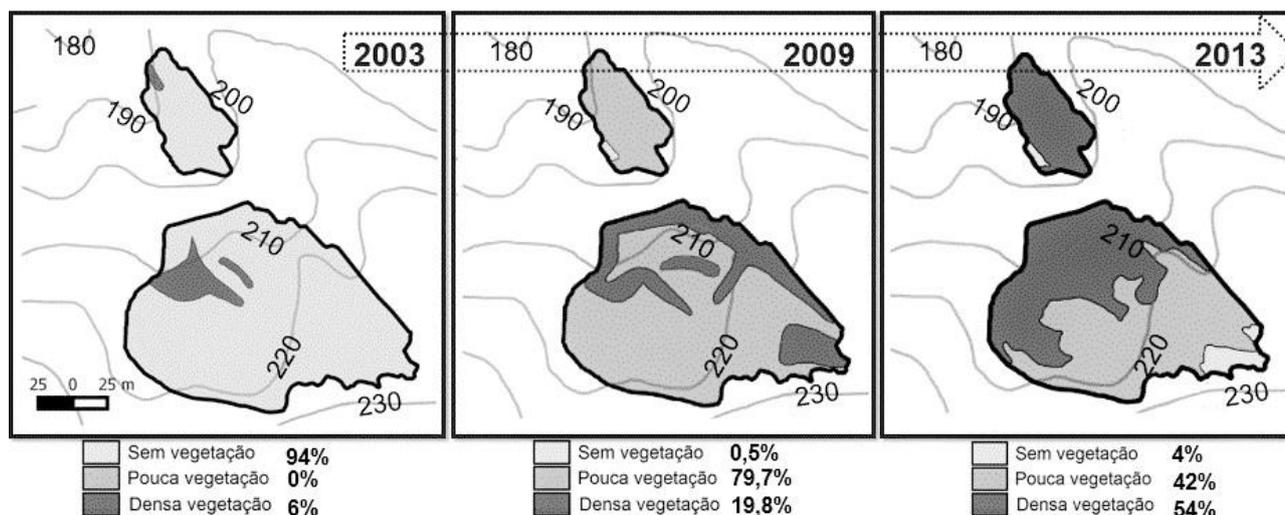


FIGURA 3. Evolução da cobertura vegetal das escombreyras de Valdearcas no período 2003-2013 e valores percentuais das categorias de vegetação.

No ano de 2003, ainda não tinham começado as obras de reabilitação das escombreyras. Verifica-se que cerca de 94% da área está a descoberto, sem qualquer tipo de vegetação. Apenas 6% possui vegetação, que incluía espécies arbóreas como o *Pinus pinaster*, *Quercus robur* e *Eucalyptus globulus*, e espécies arbustivas, principalmente *Ulex europaeus*, *Erica Arborea*, *Rubus sp.* e *Cytisus striatus* (Valente, 2004).

No ano de 2009 observa-se uma evolução positiva no crescimento da área revegetada. Cerca de 80% da área encontra-se com pouca cobertura, ocorrendo apenas algumas espécies arbustivas, como *Ulex europaeus* e *Botrypus virginianus*. A vegetação densa manifesta-se em quase 20% da área, com a representação das espécies arbóreas e arbustivas referidas no ano de 2003.

A análise das imagens de 2013 mostra que a vegetação densa ocupa cerca de metade da área das escombreyras. Verifica-se também que houve um aumento da área sem vegetação, associado à remobilização do solo, provavelmente por actividades antrópicas, tais como pastorícia.

De uma maneira geral, observa-se uma evolução positiva na cobertura vegetal da escombreyra, minimizando o impacte visual na paisagem.

## CONCLUSÕES

A análise efectuada mostrou que a intervenção de remodelação e impermeabilização da escombreyra resultou num franco sucesso da colonização vegetal. O impacte paisagístico da escombreyra foi eliminado

através da implantação de espécies autóctones, que actualmente prosperam de modo quase uniforme em toda a área de escombreyras.

## REFERENCIAS

- Carvalho, D. (2011). Monitorização de áreas mineiras abandonadas: Metodologias de amostragem e análise. Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho.
- Oliveira, J., Farinha, J., Matos, J., Ávila, P., Rosa, C., Machado, M., Daniel, F., Martins, L., Machado Leite, M. (2002). Diagnóstico Ambiental das Principais Áreas Mineiras Abandonadas do País. Boletim de Minas, 39, 1–21.
- Valente, T. (1996). Evolução Geológica e Geoquímica em sistemas atuais desequilibrados por intervenções extractivas. Exemplos do Minho (Portugal) - O couro mineiro de Valdearcas. Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho.
- Valente, T. (2004). Modelos de caracterização de impacte ambiental para escombreyras reactivas: equilíbrio e evolução de resíduos de actividade extractiva. Dissertação de Doutoramento, Universidade do Minho.
- Valente, T., & Gomes, C. (1998). Tipologia e evolução dos materiais de neoformação supergénica detectados na escombreyra da Mina de Valdearcas (Vila Nova de Cerveira - N Portugal) - Implicações Ambientais. Cadernos Lab. Xeológico de Laxe, 23, 43 – 58.

## Propriedades do efluente da mina de Valdarcas (NW de Portugal): Evolução espacial e temporal das características hidroquímicas da drenagem ácida

### *Propiedades del efluente de la mina de Valdarcas (NW de Portugal): Evolución espacial y temporal de la hidroquímica del drenaje ácido de mina*

E. Abreu<sup>1</sup>, T. Valente<sup>2,3</sup>, M.L. de la Torre<sup>3</sup>, J. Borrego<sup>3</sup> e J.A. Grande<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, 4704-553 Braga, Portugal.

<sup>2</sup>Instituto de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. e-mail: [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt).

<sup>3</sup>CIPIMS, University of Huelva, Campus de la Rábida, Huelva, Spain. Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

**Resumo:** O presente estudo visa avaliar o efeito de um projecto de reabilitação de um sítio mineiro abandonado sobre o sistema fluvial receptor de drenagem ácida. Estabelecendo a mina de Valdarcas (NW de Portugal) como caso de estudo, a metodologia de trabalho consistiu em definir um plano de monitorização de modo a avaliar as propriedades gerais do efluente. Os resultados mostram o controlo da paragénese do jazigo sobre a hidroquímica do efluente, revelando características ácidas e sulfatadas que indicam a influência da dissolução oxidativa de sulfuretos. Actualmente, o efluente é conduzido por um sistema de tratamento simples de tipo passivo, através do qual se processa a atenuação natural da contaminação de natureza ácida e sulfatada, com origem mineira. O presente trabalho mostra também que as propriedades hidroquímicas do efluente foram variando ao longo do tempo, quer como resposta às variações cíclicas sazonais, quer em resultado dos fenómenos de atenuação natural, que contribuem para limitar o impacto negativo da drenagem ácida sobre o sistema receptor principal.

**Palavras-chave:** Drenagem ácida; sulfuretos; acidez; tratamentos passivos; reabilitação ambiental.

**Resumen:** El presente trabajo se centra en evaluar como puede afectar, desde el punto de vista medioambiental, una zona minera restaurada a la red hídrica. Con el fin de alcanzar este objetivo se ha tomado como caso de estudio la mina de Valdarcas (NW de Portugal). La metodología consistió en definir un plan de monitorización para evaluar las propiedades generales del efluente. Los resultados ponen en evidencia el control ejercido por la paragénesis mineral en la hidroquímica del sistema, presentando características acordes con los procesos de drenaje ácido de mina. Actualmente, el efluente es conducido a través de un sistema de tratamiento simple, de tipo pasivo, donde se logra atenuar la contaminación de origen minero. El presente trabajo reveló también que las propiedades hidroquímicas del efluente y del medio receptor han sufrido variaciones al largo del tiempo, en respuesta a los ciclos estacionales, pero también como resultado de los fenómenos de atenuación natural, los cuales contribuyen limitando el efecto negativo del drenaje ácido de mina sobre el sistema fluvial.

**Palabras clave:** Drenaje ácido de mina; sulfuros; acidez; tratamientos pasivos; rehabilitación ambiental.

## INTRODUÇÃO

A atividade mineira é das atividades humanas que gera maior degradação ambiental, função principalmente de condicionantes geológicas e da localização do depósito, aspectos aliados ao clima e hidrologia. A intensa atividade mineira verificada no Norte de Portugal desencadeou impactos ambientais em toda a região do Minho, que nalguns casos perduram por muitas décadas após o abandono das explorações (Valente, 1996; Valente, 2004).

O Couto Mineiro de Valdarcas insere-se numa região com forte tradição mineira, relacionada com o ciclo extrativo do Sn e W. Tendo sido classificado como um local com elevado grau de perigosidade (Oliveira et al., 2002), foi alvo de um projecto de reabilitação levado a cabo pela EDM, S.A., empresa

que tem a concessão para a reabilitação das áreas mineiras abandonadas em Portugal.

Os efluentes que derivam de acumulação de resíduos em escombreira, ou das próprias minas, originam uma sequência de dissolução de sulfuretos, cujo resultado é a formação da denominada drenagem ácida (AMD – “Acid Mine Drainage”), da qual são libertados metais, sulfatos e acidez gerando processos de contaminação graves (Valente, 2004). Assim, é essencial tentar minimizar os efeitos desta contaminação e assegurar a monitorização das propriedades dos sistemas hídricos afectados.

O presente trabalho incide sobre o efluente da escombreira da mina de Valdarcas, NW de Portugal. Tem como principais objectivos avaliar as suas propriedades e analisar a sua evolução ao longo do tempo, especialmente após o projecto de reabilitação ambiental que foi implementado nesta área mineira.

## ENQUADRAMENTO

As escombeiras de Valdarças situam-se no Concelho de Vila Nova de Cerveira, NW de Portugal. A região é constituída por formações xistentas e quartzíticas metamorizadas atravessadas por intrusões hercínicas, de tipo circunscrito, correspondentes ao granito da serra de Arga e de Covas (Coelho, 1993) (Figura 1). A paragéneses do jazigo é de tipo scheelítico-volframítica e ocorre em rochas calcossilicatadas com sulfuretos, intimamente subordinada ao skarn.

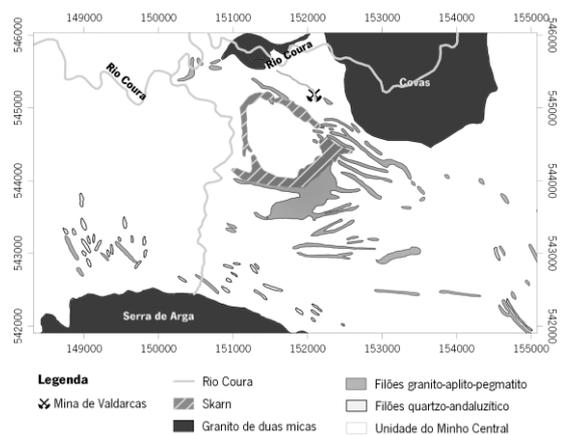


FIGURA 1. Mapa geológico da área envolvente da Mina de Valdarças, baseado na Carta Geológica de Portugal, Folha 1 (1/200 000). Projeção em sistema de coordenadas Hayford-Gauss, Datum Lisboa, Fuso 29N.

Do ponto de vista climático, as escombeiras situam-se numa das regiões mais pluviosas do país, com uma média anual de precipitação de 1470 mm, com Dezembro a apresentar o maior valor, com 228 mm (www.meteo.pt). Neste contexto, o efluente é transportado por um pequeno ribeiro (ribeiro do Poço Negro), que à cabeceira se apresenta normalmente seco entre maio e outubro. Este Ribeiro conflui no rio Coura (Figura 1), um dos principais afluentes do rio Minho.

A mina de Valdarças foi sujeita a reabilitação entre 2006 e 2007 pela EDM, S.A., concessionária para a reabilitação de áreas mineiras em Portugal. O projecto incluiu acções de modelação e impermeabilização das escombeiras, bem como drenagem/tratamento de águas e efluentes. Neste campo, refere-se a reabertura e reformulação de valas perimetrais, construção de sistemas internos de drenagem de lixiviados e a condução dos lixiviados, mediante canais de calcário para denominadas *wetlands* de ribeira, construídas no ribeiro do Poço Negro (EDM – Empresa de Desenvolvimento Mineiro, [http://www.edm.pt/html/proj\\_covas.htm](http://www.edm.pt/html/proj_covas.htm)).

## METODOLOGIA

A caracterização da drenagem ácida (AMD) baseou-se na colheita de amostras em diversas estações de amostragem definidas ao longo do Ribeiro do Poço

Negro e no rio Coura. Na Figura 2 estão indicados os locais de amostragem, efetuada em duas campanhas: no dia 12 de março de 2015 (Campanha I) e no dia 16 de junho de 2015 (Campanha II). Estas campanhas incluíram uma caracterização preliminar, mediante a medição *in situ* de parâmetros expeditos: pH e condutividade elétrica (AWWA, 1992). Contemplaram-se 6 estações ao longo do ribeiro e 3 no rio Coura, antes e após a confluência (Figura 2).

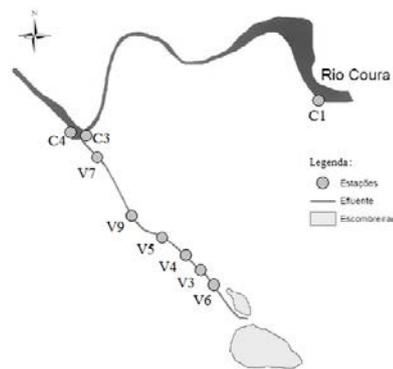


FIGURA 2. Esquemática das estações de amostragem no Ribeiro do Poço Negro. Adaptado de Carvalho (2011).

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Propriedades gerais – evolução espacial

Nas estações situadas no ribeiro do Poço Negro (V6 a V7), todos os valores de pH se encontram na gama ácida (2,4- 3,3), nas duas campanhas, notando-se uma ligeira diminuição da Campanha I para a Campanha II (Figura 3).

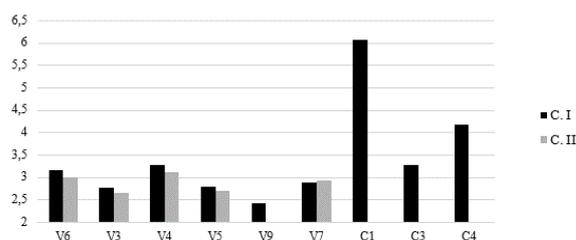


FIGURA 3. Resultados das leituras de campo de pH no ribeiro do Poço Negro e rio Coura na Campanha I (C. I) e Campanha II (C. II).

No rio Coura, a montante da confluência (C1), o pH expressa a qualidade do fundo regional, i. e., ausência de contaminação mineira, com pH em torno de 6. Junto da confluência (C3 e C4), há uma descida acentuada do pH, refletindo a degradação da qualidade da água do rio, induzida pela contribuição do efluente mineiro.

A condutividade elétrica (C.E.) está associada à mineralização do efluente, também relacionada com o pH, mas numa relação inversa, nem sempre evidente (Jimenez et al., 2009). A análise dos seus valores revela que ao longo do efluente, de um modo geral, a condutividade diminui com o afastamento relativamente às escombeiras (Figura 4).

No rio Coura os valores da C. E. são mais baixos, como seria de esperar. Na Campanha II verifica-se um ligeiro aumento dos valores ao longo do ribeiro.

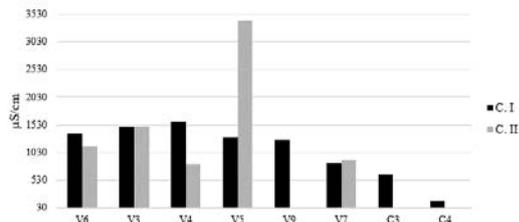


FIGURA 4. Resultados das leituras de campo de condutividade elétrica no ribeiro do Poço Negro e rio Coura nas campanhas realizadas.

Na Figura 5 apresentam-se os valores de acidez, ao longo do ribeiro, que se mostram mais elevados no início do curso do ribeiro, sendo mais baixos a partir de V5.

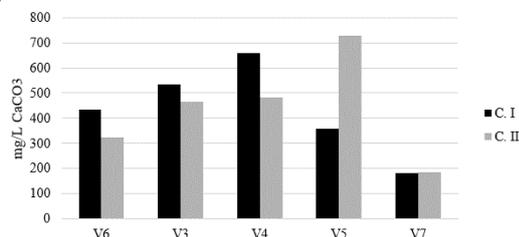


FIGURA 5. Valor de acidez determinado em cada uma das estações do efluente de Valdearcas e rio Coura, nas Campanhas I e II, março e junho de 2015, respetivamente.

Este comportamento espacial da acidez permite inferir que há uma diminuição generalizada da concentração dos metais hidrolisáveis, geradores de acidez, como o ferro, o alumínio e o manganês. Na Campanha II, observa-se a diminuição destes valores na primeira metade do curso, ao passo que em V7 e V5 ocorre um aumento da acidez, de tal forma que em V5 o valor é superior ao dobro. Este aumento poderá estar associado a fenómenos de remobilização provocados por intervenções que terão decorrido no troço em análise, no período anterior à colheita.

Relativamente ao comportamento do sulfato (Figura 6), na Campanha I observa-se um aumento inicial em V6 e V3, seguido de uma diminuição de V4 a V7. Estes resultados sugerem a existência de fenómenos de atenuação da contaminação. Esta atenuação pode dever-se ao efeito da diluição, mas também à precipitação de espécies de neoformação mineralógica, como a jarosite e a schwertmannite (Valente & Gomes, 2009; Valente, 2004). Por sua vez, já no rio Coura (C3 e C4), é notório o efeito da diluição. Note-se que na Campanha II, se verifica um ligeiro aumento da concentração deste anião para as estações V4, V5 e V7, podendo ser resultado da diminuição do caudal num período mais seco do ano.

O sulfato é o anião predominante, seguido do cloreto, fluoreto e do nitrato, como se pode observar na Figura 7. Tanto o sulfato como o fluoreto apresentam valores muito reduzidos nas estações do rio Coura (Figuras 6 e 7), ao contrário do que se verifica nas

estações do efluente. A abundância destes aniões no ribeiro é resultado da dissolução dos minerais portadores na escombeira, favorecida pelas condições de acidez.

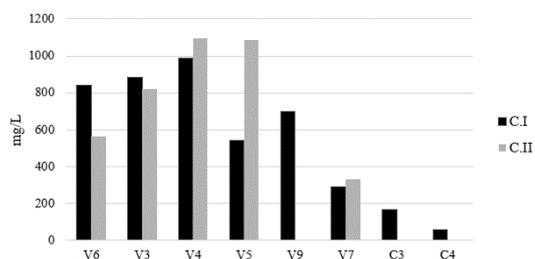


FIGURA 6. Concentração do ião sulfato, em mg/L, nas diferentes estações do efluente de Valdearcas e no rio Coura.

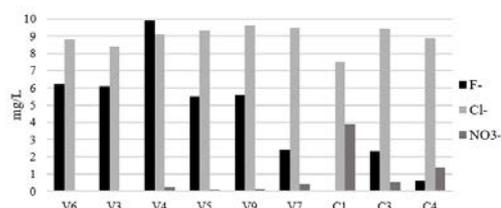


FIGURA 7. Distribuição dos valores de fluoreto, cloreto e nitrato ao longo do ribeiro de Poço Negro e rio Coura, analisados na Campanha I.

O fluoreto, especificamente, provém da dissolução da fluoroapatite, presente na paragénese do skarn. Este anião pode combinar-se com metais como o zinco e o alumínio, incrementando a sua mobilidade. Logo, a sua presença tem grande relevância tanto pela sua toxicidade, mas também por aumentar a mobilidade e consequente biodisponibilidade dos metais com os quais se combina (Valente, 2004).

Para avaliar o comportamento dos metais no efluente procedeu-se ao cálculo do somatório de um conjunto de metais seleccionados pela sua representatividade na paragénese mineral:  $\Sigma(Fe+Zn+Mn+Al)$ . Estes valores apresentam-se na Figura 8.

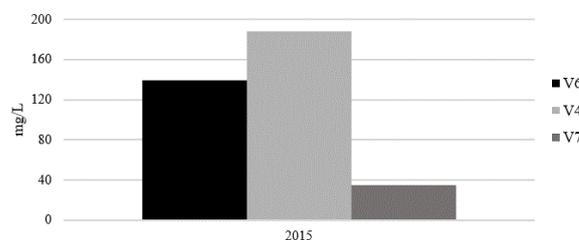


FIGURA 8. Total dos teores metais obtidos nos trabalhos na Campanha I.

A mobilidade dos metais depende de um conjunto complexo de reações, entre as quais se refere a hidrólise dos metais. O ferro tem tendência para sofrer hidrólise, mas devido à sua insolubilidade sob a forma de hidróxidos a sua biodisponibilidade diminui consideravelmente, logo é um metal ao qual não se atribui toxicidade relevante. Contudo, concentrações

elevadas promovem a degradação da qualidade da água, afetando em primeiro lugar as propriedades físicas (cor e turvação).

Na maioria das amostras a concentração de arsénio encontra-se abaixo do limite de quantificação do método analítico, pelo que não foi considerado no somatório representado na Figura 8. Estes baixos valores estão de acordo com as observações feitas acerca da estabilidade do principal mineral portador, a arsenopirite (Valente, 2004).

Em Valdearcas a biodisponibilidade dos metais é incrementada pela drenagem ácida, pelo que pode inibir a produtividade vegetal e ser um constrangimento ao desenvolvimento de comunidades aquáticas diversificadas (Valente, 2004).

Os teores de metais sugerem uma contribuição comum, associada à alteração dos sulfuretos e também dos minerais da ganga, como as micas, granadas, anfíbulas e piroxenas, volastonite, idocrase e plagioclase, cuja dissolução é incrementada pelas condições ácidas (Valente, 2004).

Em termos gerais o ribeiro do Poço Negro descreve-se como sendo ácido, sulfatado e com concentrações elevadas de ferro, cálcio e alumínio. A degradação da qualidade da água associada a estas propriedades é incrementada pela presença de zinco e fluoreto, à semelhança do que havia sido escrito por Valente (2004). Os metais analisados mostram uma tendência de diminuição do seu teor ao longo do percurso do efluente. Esta atenuação natural poderá dever-se à retenção, por precipitação de óxidos e hidróxidos e adsorção nas superfícies dos minerais de drenagem ácida.

### Evolução temporal do efluente

A Figura 9 mostra o somatório das concentrações de metais e arsénio em três estações, para três momentos de amostragem distintos: ano 2002 (anterior à reabilitação), ano 2009 (imediatamente após as obras de intervenção sobre o sistema) e ano 2015 (vários anos após a recuperação das escombrelas).

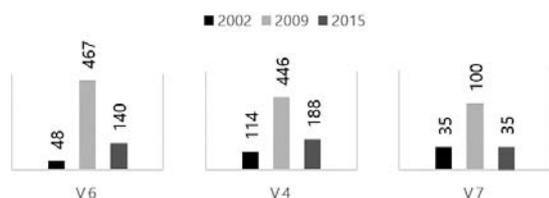


FIGURA 9. Total dos teores metais e arsénio, obtidos nos trabalhos de Valente (2004), Carvalho (2011) e da Campanha 1 deste trabalho. Resultados expressos em mg/L.

Verifica-se que as três estações têm um comportamento idêntico. Em V6, no ano 2002, os teores são relativamente baixos em comparação com a campanha de 2009 e, em 2015 constata-se uma regressão significativa nestes valores, situação que se repete para V4 e V7. Estes dados sugerem uma

tendência de diminuição da contaminação metálica ao longo do percurso do efluente e do tempo.

O incremento registado no ano 2009 pode atribuir-se à reactivação física e química dos estereis, promovida pelas intervenções sobre o sistema, decorrentes das obras. Depois desta fase, a estabilização do sistema conduziu a uma retoma para valores próximos dos iniciais.

### CONCLUSÕES

O ribeiro do Poço Negro apresenta características ácidas provocadas pela dissolução de minerais sulfuretos acumulados nas escombrelas e no próprio ribeiro. As propriedades do efluente põem em evidência a influência da paragénese nas manifestações de drenagem ácida, traduzidas pelos elevados teores de acidez e metais, mas também p de sulfato e fluoreto.

O efeito da diluição e a fixação do sulfato e metais em neoformações minerais contribuem para a atenuação natural da contaminação ao longo do percurso do efluente. Este efeito é ainda mais notório na confluência com o rio Coura.

A análise temporal mostra que o projecto de intervenção motivou um incremento da concentração de metais no período que se seguiu à sua implementação. No entanto, na campanha de 2015 já se observaram valores idênticos aos de 2002 ou mesmo consideravelmente inferiores, no troço final do efluente (V7).

### REFERÊNCIAS

- AWWA (1992). Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. 18th ed., American Public Health Association, Washington DC.
- Carvalho, D. (2011). Monitorização de áreas mineiras abandonadas: Metodologias de amostragem e análise. Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho.
- Coelho, J. (1993). Os “skarns” cálcicos, pós-magmáticos, mineralizados em sheelite do Distrito Mineiro de Covas, V. N. de Cerveira (Norte de Portugal). Dissertação de Doutoramento, Universidade do Porto.
- Jimenez, A., Aroba, J., De la Torre, M., Andujar, J., & Grande, J. (2009). Model of behaviour of conductivity versus pH in acid mine drainage water, based on fuzzy logic and data mining techniques. *Journal of Hydroinformatics*, 11, 147–153.
- Oliveira, J., Farinha, J., Matos, J., Ávila, P., Rosa, C., Machado, M., Daniel, F., Martins, L., Machado Leite, M. (2002). Diagnóstico Ambiental das Principais Áreas Mineiras Abandonadas do País. *Boletim de Minas*, 39, 1–21.
- Valente, T. (2004). Modelos de caracterização de impacte ambiental para escombrelas reactivas: equilíbrio e evolução de resíduos de actividade extractiva. Dissertação de Doutoramento, Universidade do Minho.

# Aplicación de cluster lineal a la caracterización hidroquímica del efluente ácido de Mina Concepción

## *Application of linear cluster to hydrochemical characterization of an acid mine effluent Concepcion Mine*

B. Carro,<sup>1</sup> M. Santisteban<sup>1</sup>, M. Tavira<sup>1</sup>, J.A. Grande<sup>1,2</sup> y P. Gomes<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

<sup>2</sup> Departamento de Ciências da Terra, Institute of Earth Sciences, Pole of University of Minho, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal.

**Resumen:** En el presente trabajo se ha realizado una caracterización físico-química del primer efluente minero que intercepta las aguas limpias del río Odiel degradando su calidad debido a procesos de drenaje ácido de mina (AMD). De este modo, se han establecido las relaciones de interdependencia entre los parámetros físico-químicos medidos y se ha propuesto un modelo de evolución de los contaminantes como respuesta a los procesos y reacciones que tienen lugar dentro del cauce afectado y su medio receptor. El efluente estudiado tiene una longitud aproximada de 2350 metros y nace a partir de una trinchera abierta sobre una de las principales galerías de explotación de Mina Concepción, a unos 23 Km al N del municipio de Zalamea la Real y a 10 Km al NW de las explotaciones de Riotinto (SW España). Este cauce discurre artificialmente los primeros 700 metros encajándose posteriormente y de forma natural a través de un barranco hasta interceptar, tras un salto de agua de aproximadamente 2 metros de altura, las aguas limpias del río Odiel, modificando sus parámetros físico-químicos y observándose una nítida pluma de precipitados coloidales, que tiñen de color ocre su lecho y son arrastrados aguas abajo por la corriente. A partir de este punto, se puede verificar la ausencia de algunas especies no tolerantes ante las nuevas condiciones ácidas del río y por lo tanto, puede considerarse este punto como el primer cambio importante en la calidad de las aguas, índices ambientales y biodiversidad del río Odiel.

**Palabras clave:** Drenaje Ácido de mina; Faja Pirítica Ibérica; Mina Concepción; Río Odiel; Metales.

**Abstract:** *This work describes the physicochemical characterization of the first mining effluent subjected to processes of acid mine drainage, which intercepts the clean waters of the Odiel river degrading his quality. Simultaneously, the possible relationship of interdependence between the measured physicochemical parameters are set in order to propose a model capable of describing the evolution of contaminants in response to the processes and reactions taking place within the affected channel and the Odiel river. The effluent studied has a length of 2350 meters and is born from an open trench on one of the main galleries of exploitation of the Concepción mine, about 23 Km to the north of the municipality of Zalamea la Real and 10 km to the NW of the Riotinto mine (SO Spain). This stream runs naturally through a ravine to intercept, through a waterfall of about 2 meters high, the clean waters of the Odiel river modifying their physicochemical parameters observed a sharp pen colloidal precipitates which ocher stain the bed of channel and it's carried downstream by the current. From this point, you can verify the absence of some non-tolerant species to new acidic conditions of the river and therefore, this point can be considered as the first significant change in water quality, biodiversity and environmental indices of the Odiel river.*

**Key words:** *Acid mine drainage, Iberian Pyrite Belt, Concepción mine, Odiel River, Metals*

## INTRODUCCIÓN

Mina Concepción (Figura 1.) se sitúa en la parte central de la provincia de Huelva, encuadrándose en el sector septentrional de la Faja Pirítica Ibérica (SO España), dentro del registro estratigráfico del Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS). La FPI constituye una de las regiones con mayor historia minera desde la antigüedad hasta nuestros días debido a los enormes depósitos de sulfuros masivos existentes en la zona. La intensa actividad minera a la que ha sido sometida esta

región, ha provocado que, tras su abandono, cientos de explotaciones y sus estructuras sean la causa principal de la generación de lixiviados ácidos que desembocan en los cauces de los principales ríos que discurren por la zona, contribuyendo inexorablemente a la degradación de la calidad de sus aguas y dando lugar a un importante impacto de carácter ambiental. El principal río que discurre por la zona de estudio es el río Odiel, que nace en la Sierra de Aracena, recorriendo la provincia de Huelva de norte a sur hasta desembocar en el Atlántico. Este río tiene una longitud de 140 km y

sus aguas poseen un excelente índice de calidad en sus primeros 24 Km de recorrido, hasta que es interceptado por las aguas ácidas del efluente minero caracterizado de Mina Concepción.

El cauce objeto de estudio posee una longitud aproximada de 2.350 metros, y nace a partir de una trinchera abierta en anteriores trabajos de restauración de EGMASA, que intercepta uno de los principales y más antiguos corredores subterráneos de la explotación minera denominada “galería del Carmen” (Pinedo,

1963), permitiendo así la salida al exterior de las aguas sometidas a procesos AMD en el interior de la corta y de las galerías. El efluente ácido discurre a través de la trinchera, y seguidamente se canaliza a través de una cuneta hormigonada que también recoge los pluviales del municipio. Al finalizar la cuneta, el drenaje se encaja de manera natural a través de un barranco conocido como “Barranco de los Diques” hasta interceptar, aguas abajo, el río Odiel tras un salto de aguas de unos 2 metros.

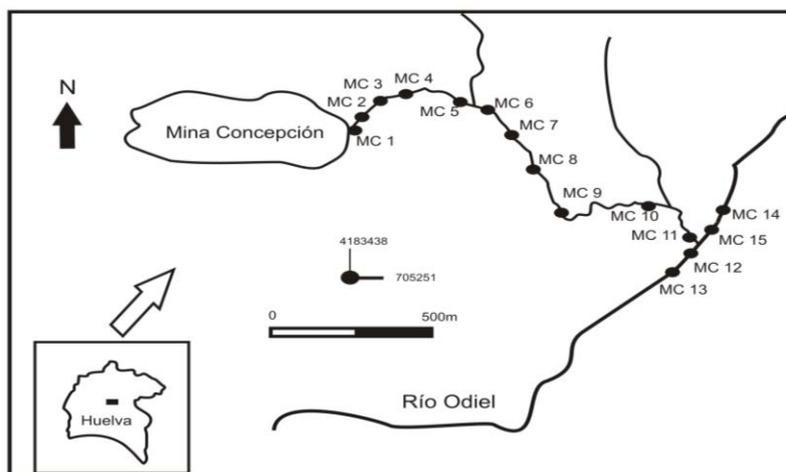


FIGURA 1. Mapa de localización de los puntos muestreos.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Con el propósito de evaluar las características físico-químicas del cauce ácido y su medio receptor, se llevó a cabo un muestreo de agua a finales de Abril coincidiendo con el fin de la estación lluviosa, desde el nacimiento del cauce minero (MC1) hasta su desembocadura en el río Odiel (MC11), así como de otros cuatro puntos en el mismo río, antes (MC14 y MC15) y después de ser interceptado por el cauce estudiado (MC12 y MC13) (Figura 1).

In situ, se llevó a cabo la determinación de pH, conductividad eléctrica (CE), total de sólidos disueltos (TSD), temperatura ( $T^{\circ}$ ) y potencial redox (Eh) mediante el uso de un equipo multiparamétrico portátil de la marca Crison, realizando 3 medidas consecutivas para evitar errores de lectura. También fue determinada in situ la concentración de sulfatos mediante un fotómetro de la marca comercial Macherey-Nagel, modelo FP-11, basado en el método de medida turbidimétrico, y un Test Kit de Sulfatos de la marca HANNA Instruments.

Tras las mediciones de campo, se tomó en cada punto definido una muestra de agua en botes de polietileno esterilizados de 100 ml para la determinación de metales pesados y metaloides, a la que se le añadió ácido nítrico hasta conseguir un  $\text{pH} < 2$

a fin de evitar la precipitación de los metales durante el transporte hasta el laboratorio, que se llevó a cabo en un refrigerador portátil a  $4^{\circ}\text{C}$ .

Una vez en laboratorio, las muestras de agua fueron filtradas con filtros de Nitrato de Celulosa de 0.45 micras (Sartorius 11406-47-ACN), con la ayuda de un kitasatos de vidrio conectado a una bomba de vacío para acelerar el flujo. Las muestras de agua ya filtradas fueron almacenadas en nuevos botes de polietileno herméticamente cerrados conservándolas en frigorífico a un rango de temperatura de 1 a  $4^{\circ}\text{C}$  hasta su análisis.

Los equipos empleados para la determinación de la concentración de metales y metaloides fueron un Espectrómetro de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) de la marca comercial Agilent 7700 y un Espectrofotómetro de Emisión Óptico con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES) de la marca Jobin Yvon Ultima 2, perteneciente al C.I.D.E.R.T.A.

## RESULTADOS

La Figura 2 representa gráficamente la evolución espacial de los parámetros medidos in situ durante la campaña de muestreo. En el efluente minero (MC1 a MC 11), la conductividad eléctrica y los sólidos disueltos totales muestran la misma tendencia, presentando un moderado aumento en sus valores desde el nacimiento del cauce (MC1) hasta el punto de

muestreo MC4 donde alcanzan sus máximos valores. A partir de este punto, los valores de ambos parámetros caen bruscamente (MC5) y se estabilizan a lo largo del cauce hasta justo antes de interceptar a su medio receptor (MC11). Una vez que el cauce intercepta con el río Odiel (muestras MC12 y MC13) estos parámetros experimentan otra brusca caída, hasta alcanzar sus mínimos valores.

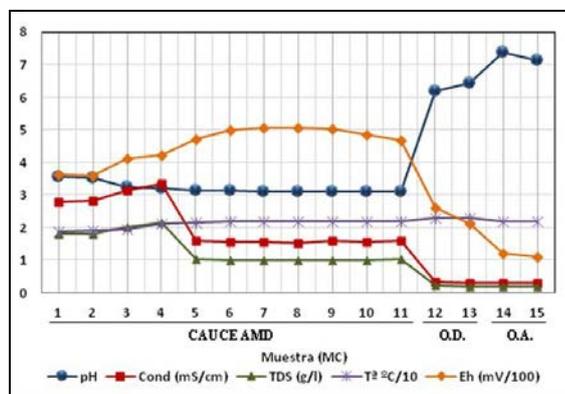


FIGURA 2. Evolución espacial de los parámetros analizados in situ.

A diferencia de lo acontecido con los anteriores parámetros, dentro del cauce ácido el pH muestra su valor más elevado en el punto MC1, disminuyendo moderadamente hasta el punto MC4 donde a partir de éste, la tendencia a disminuir se suaviza hasta el punto MC11. Cuando intercepta al río Odiel (MC12), los valores de pH vuelven a aumentar fuertemente. El Eh presenta un comportamiento totalmente contrario, aumentando sus valores desde el nacimiento del efluente hasta alcanzar su máximo en el punto MC8, a partir del cual disminuye suavemente hasta el punto MC11. Cuando el efluente intercepta al Odiel (MC12) el Eh desciende su valor, mostrando sus mínimos en los puntos MC12 Y MC1.

En cuanto a la temperatura, muestra su valor mínimo al inicio del efluente ácido (MC1) y va aumentando suavemente hasta el punto MC5, a partir del cual estabiliza sus valores a lo largo del cauce hasta que intercepta con su medio receptor.

En la Figura 3 se representan gráficamente la evolución espacial de las concentraciones de la carga metálica, presentes en las aguas del efluente estudiado y de su medio receptor, antes y después de ser interceptado por las aguas ácidas procedentes de la mina.

Se observa, de manera generalizada, que las concentraciones de todos los elementos analizados dentro del cauce estudiado presentan un aumento moderado y progresivo desde el punto MC1 al MC4, donde alcanzan sus máximos valores. Desde el punto MC4 al MC5 las concentraciones manifiestan un descenso brusco y a partir de este último hasta la desembocadura (MC11), las concentraciones tienden a

disminuir suavemente excepto para el Fe, Mn, As y Sr, los cuales aumentan sus valores a partir del punto MC10. Lo mismo sucede con los  $\text{SO}_4^-$  a partir del punto MC8. Una vez que el efluente ácido intercepta con el río Odiel (MC12 y MC13), las concentraciones registran valores mínimos.

La figura 4 muestra el dendrograma de observaciones realizado de los puntos estudiados. Se han podido definir 2 grupos principales; el primero formado por los puntos MC1 al MC11, tomados en el cauce minero afectado, y un segundo grupo formado por los puntos MC12 al MC15, tomados en el río Odiel. En el primer grupo existen dos subgrupos: uno formado por las muestras MC1 a la MC4, que presentan una gran afinidad, y otro subgrupo formado por las muestras MC5 a la MC11, pudiéndose subdividir este último en otros dos subgrupos, formados por las muestras MC5 a la MC9 y otro formado por la MC10 y MC11. Por último, dentro del grupo de muestras tomadas en el río Odiel, pueden subdividirse en las aguas contaminadas por el cauce estudiado, formadas por los puntos MC12 y MC13 y un segundo subgrupo formado por las muestras MC14 y MC15 correspondientes a las muestras tomadas antes de confluir el cauce contaminado con el río Odiel

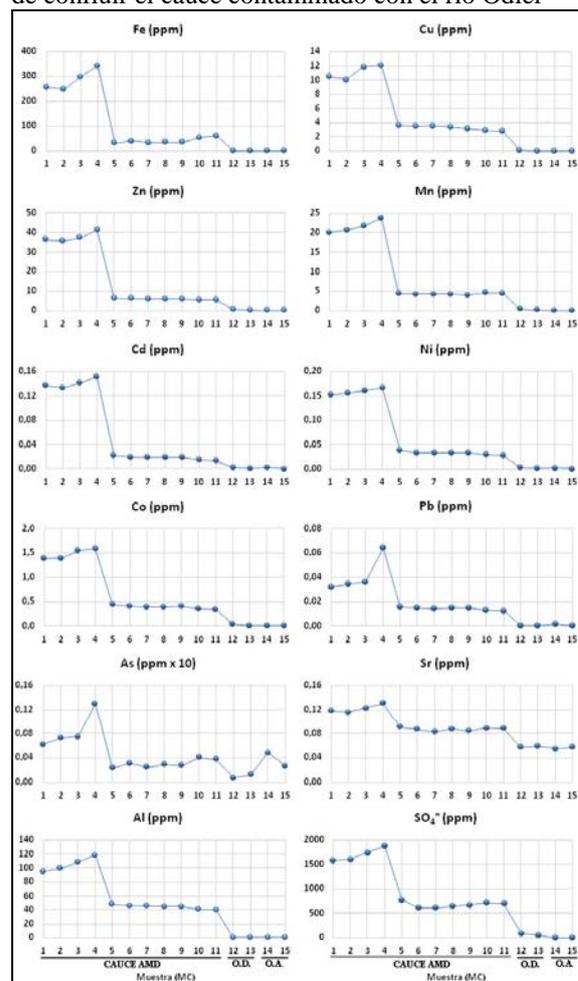


FIGURA 3. Evolución espacial de los parámetros analizados en laboratorio.

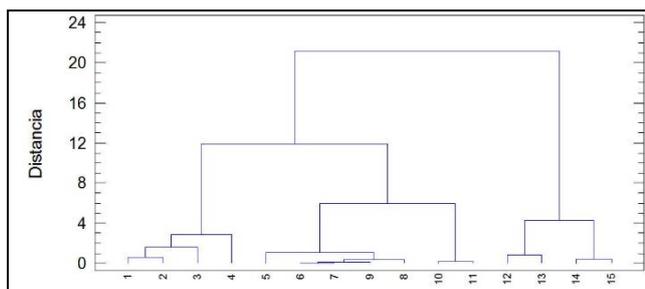


FIGURA 4. Dendrograma de observaciones.

## DISCUSIÓN

A lo largo del efluente estudiado, todos los parámetros estudiados, a excepción del pH, muestran una tendencia creciente en los primeros 200 metros, desde su nacimiento (MC1) hasta el punto MC4. Esta tendencia queda justificada por la mayor capacidad oxidante que tienen las aguas del cauce a medida que se alejan del lugar de donde nace debido a su contacto con la atmósfera. Al enriquecerse el medio en oxígeno, el  $\text{Fe}^{2+}$  se oxida a  $\text{Fe}^{3+}$  liberando hidrogeniones al medio y provocando una disminución del pH y un aumento de las concentraciones de sulfatos, sólidos disueltos totales y, por consiguiente, de la conductividad eléctrica. Entre los puntos MC4 y MC5 el cauce es reconducido por un canal hormigonado de unos 500 metros de longitud, que recoge las aguas del cauce ácido y las pluviales del pueblo. Este canal se muestra totalmente tapizado de productos ocreos, fruto de la precipitación de oxi-hidróxidos de hierro.

Por tanto, en el primer tramo del cauce AMD se producen fenómenos de oxidación e hidrólisis del hierro, mientras que en el segundo tramo, con la mezcla de aguas de diferentes procedencias, se producen fenómenos de dilución y precipitación. Al precipitar los hidróxidos de hierro, se estarían produciendo fenómenos de atenuación natural que hace que gran parte de los elementos contaminantes analizados precipiten igualmente.

El tramo correspondiente desde el punto MC5, donde el cauce discurre de forma natural por la orografía del lugar, hasta el punto MC11, justo antes de interceptar al río Odiel, muestra valores más estables de todos los parámetros físico-químicos analizados. Se puede observar que, para la mayoría de parámetros, la tendencia general es a disminuir suavemente sus concentraciones, excepto para los parámetros de TDS, CE,  $\text{SO}_4^{2-}$ , Fe, Mn, As y Sr que muestran un ligero aumento a partir del punto MC10. Esto puede ser explicado por la confluencia de un pequeño drenaje, que intercepta al cauce ácido principal y le aporta aguas con características hidroquímicas diferentes.

Una vez que el cauce estudiado intercepta con las aguas limpias del río Odiel (puntos MC14 y MC15), se produce un aumento brusco de los valores de pH, llegándose a alcanzar condiciones cercanas a la neutralidad lo que provoca fenómenos de precipitación.

De igual manera, puede observarse que, los valores de todos los parámetros analizados en el tramo del río Odiel afectado por el cauce contaminado (puntos MC12 y MC13) tienden a acercarse bastante a los medidos en las aguas limpias de éste antes de ser interceptado (puntos MC14 y MC15).

## CONCLUSIONES

La oxidación de sulfuros metálicos en medios AMD es un proceso complejo, que incluye reacciones tales como oxidación, reducción, hidrólisis, precipitación-disolución (Grande *et al.*, 2014). A partir de este conjunto de reacciones se da como resultado acidez, sulfatos y especies de hierro oxidadas. La exposición en superficie de las aguas ácidas procedentes del interior de la mina sufren los procesos ya citados, en un tiempo y espacio reducido, continuando la generación de acidez y sulfatos fuera del punto de surgencia, gracias a la materia particulada residual depositada en el mismo cauce.

Las entradas de otros drenajes en el cauce AMD con diferentes características hidroquímicas imponen modificaciones en el mismo. Esto indica que estos medios poseen una alta vulnerabilidad a estímulos externos (Grande *et al.*, 2014).

Se evidencia que las aguas del río Odiel, una vez ha sido interceptado por el efluente minero, posee suficiente capacidad neutralizadora como para amortiguar las nuevas condiciones físico-químicas que éste le aporta.

## REFERENCIAS

- Bisquerra, R. (1989): Introducción conceptual al análisis multivariable. Promociones y Publicaciones Universitarias, S.A., Barcelona, Spain.
- Grande, J.A., de la Torre, M.L., Santisteban, M., Valente, T., Paulino, J., Pérez-Ostale, E. (2014): Spatial evolution of an AMD stream in the Iberian Pyrite Belt: process characterization and control factor son the hydrochemistry. *Hydrological Science Journal*.
- Pinedo Vara, I. (1963): Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento. Summa. Madrid 1003p.

## Efectos del AMD en la estructura de la central térmica de Corrales

### *The effect of DAM on the structure of thermal power plant of Corrales*

J.M. Dávila<sup>1</sup>, J.C. Fortes<sup>1</sup>, Y. Drik<sup>1</sup>, J.F. Gil<sup>2</sup> y E. Abreu<sup>3</sup>

1. Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España: jmdavila@dimme.uhu.es

2. Professionally Built.

3.Dpto. de Ciencias de la Tierra, Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad de Miño, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal.

**Resumen:** El impulso de la actividad minera en la zona de Huelva, llevó consigo una serie de desarrollos a diferentes niveles, pero uno de entre los más destacados de esa época, fue la realización de la central térmica, siendo este un eslabón importante en la producción, pero también por el hecho de ser la primera construcción industrial hecha en hormigón en Andalucía. La Central Térmica de Corrales entró en servicio en 1918, pero por motivos de la época, en la década de los 40 dejó de prestar servicio, y desde entonces entró en una fase de abandono y continuo deterioro. Además, teniendo en cuenta su proximidad al mar, el AMD, y otros factores, hoy en día la estructura de la central se encuentra en fase crítica con una extrema necesidad de actuación y reparación. En este trabajo se ha llevado a cabo una descripción de los diferentes daños y anomalías en la estructura, chimenea y cimentación de la central, junto con un análisis de las principales causas de ataques al hormigón que la afectan.

**Palabras clave:** AMD, durabilidad, hormigón armado, corrosión del acero.

**Abstract:** *The impulse of mining activity in the Huelva area, carried a series of developments at different levels, being one of most important the construction of thermal power plant, such an important subject not only in production, but also by the fact of being the first industrial construction made of concrete in Andalusia. The thermal power plant of Corrales began operating in 1918, but for several reasons, in the 40s he left to work and it has entered in a phase of abandonment and continued deterioration. Also taking into account their proximity to the sea, the effect of DAM, and other factors, nowadays the structure is in critical phase. This paper has carried out a description of different damages and anomalies in the structure, chimney and foundation of the building, together with an analysis of the main causes.*

**Key words:** DAM, durability, reinforced concrete, steel corrosion.

### INTRODUCCIÓN

La mayor concentración de minas de la provincia de Huelva (sureste de España) se encuentra en la comarca del Andévalo. Será a partir del siglo XIX cuando la explotación minera de las cuencas, alcance su mayor desarrollo debido a la demanda europea de cobre y azufre para la producción de ácido sulfúrico.

Con la explotación de los yacimientos mineros, se hizo necesaria la construcción de un ferrocarril con el propósito exclusivo de transportar el mineral hasta el muelle embarcadero del núcleo de Corrales, donde se cargaban los barcos para su posterior distribución, un hecho que se hizo posible en 1860 después de la aprobación del proyecto de construcción de una línea de ferrocarril desde las minas de Tharsis y la Zarza hasta el nuevo muelle embarcadero de Corrales (Paz, S., 2007).

El impulso de la actividad minera llevó consigo el desarrollo de sus núcleos de población y de utilización industrial de la zona de Corrales. Se hacen inmuebles, tanto para equipamientos de la compañía minera como para sus propios habitantes y también se construye en

1917, una Central Térmica para la electrificación de las instalaciones existentes, que entra en servicio en 1918 (se puede observar su situación junto a la ría en la fig.1).

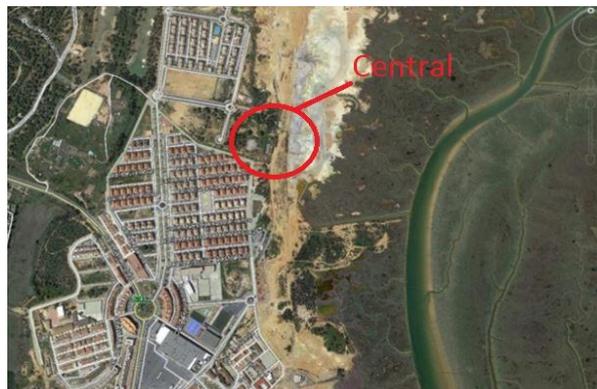


FIGURA 1. Plano de situación de Corrales (Aljaraque - Huelva).

Se trata de un impresionante edificio industrial, típico de la tipología de la segunda mitad del S. XIX (Fig. 2), siendo la primera construcción industrial hecha de hormigón armado en Andalucía, ubicado en las

proximidades de la estación, dada la facilidad para el suministro de carbón y los vientos dominantes (González, 1981).

Esta central estaba compuesta por dos calderas del sistema Bacan-Wilcot, que tenían alojados en su parte alta dos calderones, uno de 224 tubos de 4 pulgadas y otro de 196, siendo su presión de trabajo 200 lb/pg<sup>2</sup>. Para optimizar su eficacia, llevaba otros secundarios como un emparrillado y una piscina de enfriamiento con una capacidad de 1.105 m<sup>3</sup>. Con el vapor producido se movían dos máquinas de triple expansión con una potencia de 860 CV que servían para mover dos alternadores de 600 Kw/hora y una intensidad de 260 A (Paz L. y Paz S., 2008).

Años después, la empresa decidió parar esta central al conectarse Corrales a la subestación de Cía. Sevillana de Electricidad de Gibralfón. Pero debido a los continuos cortes de corriente que se producían en el suministro eléctrico, aquella decisión se llevó a efecto durante un corto periodo de tiempo. La dirección de Tharsis tomó la decisión de volver a ponerla en funcionamiento en la década de los 40; siendo, por lo tanto, esta etapa la última que estuvo en actividad esta modesta central (Cuenca et al, 2013).



FIGURA 2. Vista general de la central térmica.

Cuenta con una chimenea (Fig. 2) que es el elemento singular que caracteriza al conjunto por su esbeltez y por su diferenciación de material en cuanto a textura y color ya que se trata de fábrica de ladrillo visto de color rojizo frente al resto del edificio de hormigón. Destaca asimismo el buen estado de conservación generalizado que presenta frente a la importante degradación de los elementos de hormigón.

Hoy en día, la central siendo patrimonio histórico, conserva la estructura y la majestuosa chimenea, y habiendo perdido todo su mobiliario, se encuentra en total abandono y deterioro.

## CAUSAS DE ATAQUES AL HORMIGÓN

Estos pueden ser clasificados como: *físicos*, causados por la exposición de cambios ambientales extremos tales como ciclos de hielo/deshielo o cambios

artificiales como la exposición al fuego; *químicos*, causados por ataques por ácidos y/o sulfatos, agua, o reacción álcali-áridos; *biológicas y estructurales* (presencia de bacterias, sobrecargas, ciclos de carga).

Únicamente nos detendremos aquí en lo que son relevantes en los ataques al hormigón de la central de Corrales objeto de nuestro estudio.

**Ataque por sulfatos.** Este fenómeno se genera cuando el hormigón se encuentra expuesto a aguas o suelos que contienen iones sulfatos. Estos pueden penetrar el hormigón y reaccionar con los componentes del cemento. Los sulfatos están siempre presentes en el cemento y forman la etringita durante las primeras etapas. Esto es debido principalmente al yeso (sulfato cálcico), que reacciona con los aluminatos del cemento (reguladores de fraguado), durante las primeras horas después del amasado con el agua para la producción de hormigón (Aguirre y Mejía, 2013).

Los daños en el hormigón por reacciones con sulfatos surgen cuando sulfatos adicionales penetran en el hormigón o cuando hay adición posterior de sulfatos. Este fenómeno ocurre de una manera heterogénea y muy posterior. Estas reacciones expansivas pueden producir también fisuración, desprendimientos del hormigón y pérdida de resistencia, puesto que ocurren cuando el hormigón ya está endurecido.

**Ataques al hormigón por agua de mar.** El agua de mar es una fuente principal de cloruros que pueden atacar el hormigón. Su ataque proviene de una reacción más o menos simultánea de sulfatos, cloruros y otros constituyentes del cemento ( $C_3A$ ,  $Ca(OH)_2$ ). Las sales de magnesio en el agua marina son las más agresivas. La causa de la degradación sigue siendo principalmente la formación de etringita que genera la expansión del hormigón, dando lugar a la fisuración. El ataque comienza desde la superficie y penetra a lo largo del tiempo hacia el corazón de la estructura. Las áreas con más riesgo en las estructuras marinas son las situadas en la zona de carrera de marea, puesto que la acción mecánica del oleaje se añade a la reacción química, eliminando más hormigón dañado, y suministrando acceso a más cantidad de cloruros (aparte del efecto dañino de los ciclos de sequedad-humedad).

El drenaje de ácido de mina (AMD) es un proceso natural a través del cual el ácido sulfúrico se produce cuando los sulfatos de las rocas son expuestos al aire libre o reaccionan con el agua. Cuando las grandes cantidades de roca que contienen minerales sulfatados, son excavadas en tajo abierto o en vetas en minas subterráneas, estos materiales reaccionan con el aire o con el agua para crear ácido sulfúrico. Cuando el agua alcanza cierto nivel de acidez, un tipo de bacteria común llamada "Tiobacillus Ferroxidante", puede aparecer acelerando los procesos de oxidación y acidificación, lixiviando aún más los residuos de metales de desecho.

## DESCRIPCIÓN DE LOS DAÑOS

Se detalla a continuación una serie de anomalías, las cuales se relacionan a continuación con indicación del grado de afección y su ubicación:

- Corrosión y laminación del acero en vigas, nervios parteluz y losas de hormigón de la estructura horizontal, ocasionando pérdida de material en estos elementos.
- Corrosión y laminación en los pilares y los muros de cerramiento de hormigón armado de la estructura vertical ocasionando pérdida de material en ellos (fig. 3)



FIGURA 3. Daños generalizados por ambiente agresivo (exterior)

- Pérdida de sección de la armadura en un considerable número de pilares.
- Fisuraciones de diferentes tipologías y espesores, principalmente inclinadas, en paramentos verticales.
- Fisuras en forjados de cubierta (fig. 4).



FIGURA 4. Daños en el interior, pérdida de recubrimiento.

- Fisuras de cortante en nervios parteluz y vigas jácena.
- Los elementos de hormigón de la cimentación se encuentran expuestos al agua de la ría proveniente de AMD. En estos casos, los sulfatos penetran el hormigón y reaccionan con los componentes de la

matriz cementicia causando reacciones químicas expansivas (Mejía y Rodríguez, 1999).

- Este fenómeno ocurre de una manera heterogénea y muy diferida en el tiempo (después de meses o incluso años). Estas reacciones expansivas producen fisuración, desprendimientos y pérdida de resistencia en el hormigón (Mehta y Monteiro, 2006).

## ESTUDIO DE RESISTENCIA DEL HORMIGÓN

Para determinar las características resistentes del hormigón, se efectuaron dos tipos de ensayos, la extracción y rotura de probetas testigo y un estudio de ultrasonidos (fig. 5 y 6).

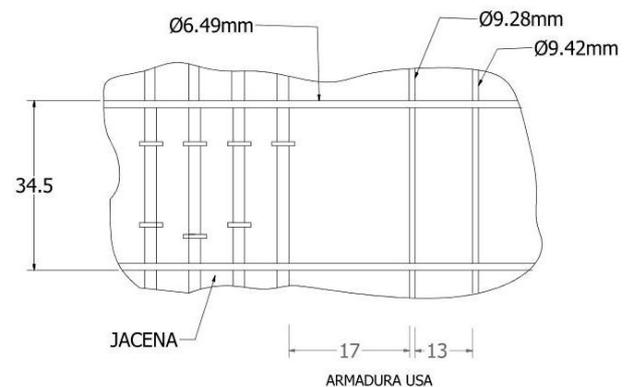


FIGURA 5. Cata en forjado (Fuente: Vorsevi 2009)

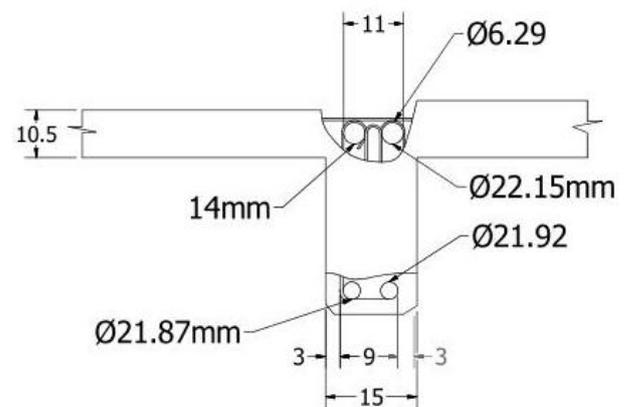


Figura 6. Cata en una viga (Fuente: Vorsevi 2009).

La extracción y rotura de las probetas-testigos se realizó siguiendo las normas UNI-EN 12390-3. En los ensayos no destructivos se ha seguido la norma UNE-EN 12504-4.

Los ensayos de resistencia a compresión realizados en muestras extraídas de elementos estructurales arrojan como resultado una resistencia media normalizada a compresión de 150 kg/cm<sup>2</sup> aproximadamente. En la correlación realizada entre el estudio mediante ultrasonidos y las resistencias a compresión, se obtiene como resultado una resistencia estimada media de 175 kg/cm<sup>2</sup> (VORSEVI, 2009).

En las figuras 5 y 6 se muestran algunas catas realizadas para la definición de las armaduras.

### PROPUESTA DE REPARACIONES

En elementos con desprendimiento de hormigón y/o con fisuras y grietas a causa de la corrosión del acero interior se hace preciso efectuar un picado de las superficies con martillete eléctrico, eliminando los fragmentos fisurados, y una limpieza mediante lanzadera de agua a presión con arenador, desprendiendo los trozos sueltos y disgregados de hormigón y mortero, y eliminando el óxido de las armaduras al descubierto. Con esta operación se elimina también la capa de hormigón superficial más carbonatada, dejando la superficie rugosa y preparada mecánicamente para posterior reparación.

En las armaduras debe realizarse una pasivación por aplicación de una pintura de protección antioxidante de buena adherencia y de composición compatible con los morteros que se usarán en la fase siguiente. Recomendamos utilizar una pintura de tipo epoxi, proyectando además sobre las barras, ácido silícico antes del secado de la pintura, para aumentar la adherencia. La operación debe efectuarse inmediatamente después de la limpieza de las armaduras, ya que con la operación anterior el acero queda totalmente desprotegido y la formación de óxidos se inicia inmediatamente. En los casos en los que existen pérdidas de sección del acero de armadura, debe efectuarse incorporaciones de barras, de similar cuantía a las existentes y empalmadas a las anteriores por solape. Una alternativa a esta solución sería la sustitución de las armaduras dañadas por bandas de fibra de carbono correctamente ancladas y adheridas al hormigón mediante resina epoxi (Vorsevi, 2009).

En la reparación pueden emplearse morteros cuyas características principales sean una alta adherencia y retracción compensada (mortero epoxi o los hidráulicos poliméricos). Dependiendo de su tipología, pueden requerir de la aplicación previa en la superficie de una película de epoxi o bien de saturación de humedad. Debe conseguirse en todos los casos un adecuado recubrimiento, definido en el artículo 37.2.4 de la instrucción EHE en función de la resistencia a compresión del mortero. Debe cuidarse el proceso de curado, siguiendo las indicaciones del fabricante y teniendo en cuenta la época del año en que se ejecute. Como alternativa a las propuestas anteriores se podrían plantear técnicas electroquímicas.

Aun cuando se han podido observar algunos elementos superficiales de la cimentación, sería necesaria la realización de algunas catas para valorar con exactitud los daños sufridos por la cimentación del edificio y en particular con el fin de determinar la probable pérdida de resistencia del hormigón posiblemente de forma puntual.

### CONCLUSIONES

Como puntos fundamentales de este estudio, podríamos señalar los siguientes:

- Se aprecian daños de gran importancia en todos los elementos estructurales (forjados, vigas y pilares) con pérdida de masa de hormigón y armaduras afectadas en grado importante por la corrosión.
- Se observa un deterioro generalizado de la edificación, con desaparición de elementos significativos de la misma: tolvas, cerchas de cubierta, etc.
- La cimentación presenta daños por efecto del AMD de las aguas de la ría, aunque el alcance de estos deberá ser confirmado en futuras campañas de estudio.
- Es necesario acometer de forma urgente operaciones de reparación y/o refuerzo de los elementos estructurales.

### AGRADECIMIENTOS

A Vorsevi por el trabajo realizado en su informe de daños y al Ayuntamiento de Aljaraque por la documentación aportada para la realización de este trabajo.

### REFERENCIAS

- Aguirre, A.M., Mejía, R. (2013): *Durabilidad del hormigón armado expuesto a condiciones agresivas*. Materiales de Construcción. Vol. 63, 309, 7-38. doi: 10.3989/mc.2013.00313.
- González Vilchez, M. (1981): *Historia de arquitectura inglesa en Huelva*. Universidad de Sevilla. Secretariado de Publicaciones.
- Paz López, J. A. de; Paz Sánchez, J. J. de (2008): *Aljaraque Corrales*. Instalaciones mineras de Corrales.
- Paz Sánchez, J. J. de (2007): *El muelle de la compañía de Tharsis de Huelva*.
- Cuenca López, J. M.; Morillas Alcázar, J. M.; Molero de los Santos, M. E (2013): *El patrimonio Industrial Minero de Corrales en Aljaraque: Catalogación, Propuesta de Protección Urbanística y Modelo de Difusión Didáctica para la Enseñanza Primaria Obligatoria*. Tesis doctoral. Universidad de Huelva.
- Vorsevi (2009): *Estudios de reconocimiento de una estructura: Antigua Central Térmica en Corrales* (Aljaraque - Huelva).
- Mejía, R.; Rodríguez, P. (1999): *Durabilidad y corrosión en Materiales Cementicios*. CYTED, Costa Rica.
- Mehta, P.K.; Monteiro, P.J.M (2006): *Concrete Microstructure, Properties, and Materials*. McGraw Hill, New York.

# Los puentes de ferrocarril de la línea de Tharsis: durabilidad y AMD

## *The bridges of Tharsis' railroad: durability and DAM*

J.M. Dávila<sup>1</sup>, A. Madrona<sup>2</sup>, J.C. Fortes<sup>1</sup>, M.L. de la Torre<sup>1</sup> y P. Gomes<sup>3</sup>

1. Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva-España: jmdavila@dimme.uhu.es.  
 2. C/Marina, 3 - 21001- Huelva.  
 3. Dpto. Ciencias de la Tierra, Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad de Miño, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga- Portugal.

**Resumen:** El binomio “Ferrocarril-Mina”, es la clave para entender el desarrollo industrial de la provincia de Huelva durante los siglos XIX y parte del XX. La línea del Ferrocarril de Tharsis fue más que una obra de ingeniería que permitió el transporte del mineral desde la zona minera de Tharsis a Huelva, el origen de la reactivación económica, la revolución de los medios de transporte, puesto que hasta la fecha dicho transporte se hacía a lomos de caballerías con la consiguiente pérdida de producción y exportación al exterior de la materia prima. Con el transcurso de los años, los distintos puentes han ido sufriendo un proceso paulatino de deterioro, debido en parte al ambiente agresivo en el que se encuentran ubicados y también al proceso de abandono que gran parte de ellos ha sufrido. En este trabajo, se van a describir dichos puentes y los daños que afectan a algunos de estos, recogiéndose aquí los de mayor entidad o importancia.

**Palabras clave:** Puentes, ferrocarril, Tharsis, AMD, durabilidad.

**Abstract:** *The binomial "Railway-Mine" is the key to understanding the industrial development of the province of Huelva during the nineteenth century and part of the twentieth. The Rio Tharsis railway was more than an engineering feat that allowed the transport of ore from Tharsis area to Huelva, the origin of economic revival, the revolution in means of transport; so far as such transport was made on the backs of horses with the consequent loss of production and export outside of the raw material. Over the years, the various bridges have been undergoing a gradual process of deterioration, due in part to the aggressive environment in which they are located and also the process of abandonment that many of them have suffered. In this paper the damages affecting some of these bridges are describe, including the most important or significant.*

**Key words:** *Bridges, railroad, Tharsis, DAM, durability.*

## INTRODUCCIÓN

El ferrocarril minero de Tharsis junto con el de Riotinto jugaron un papel fundamental en la historia de la minería onubense. Fue decisivo en tanto en cuanto sin su ejecución no hubiera sido posible alcanzar las elevadas cifras de producción que situaron a este enclave minero a la cabeza de la minería mundial. Era condición sine qua non para poder transportar los minerales arrancados y procesados en origen hacia el puerto de Huelva, embarcarlos en los vapores y, en última instancia, colocarlos en el mercado exterior.

Ernest Deligny, uno de los principales responsables de la reactivación de las milenarias minas de Tharsis y fundador de la primera compañía francesa, lo consideraba un requisito ineludible para garantizar la rentabilidad de las minas ya en 1853. Fue finalmente la escocesa Tharsis Sulphur and Copper Company Ltd. quien llevaría a cabo la construcción del ferrocarril y el muelle, cuyo diseño corrió a cargo del ingeniero escocés William Moore, entrando en servicio la estructura en septiembre de 1871, por lo que se trata del primero de todos los muelles metálicos para embarque de mineral de los construidos en España en el siglo XIX.

La línea recorría un trayecto de 47 Km entre Tharsis y el embarcadero del Puntal de la Cruz, en Corrales, en la ría del Odiel frente a Huelva. Presenta un desnivel entre ambos extremos de 223,54 m., a pesar de lo cual, se realizó con ocho contrapendientes, en el sentido de circulación de los trenes cargados, Tharsis - Huelva.

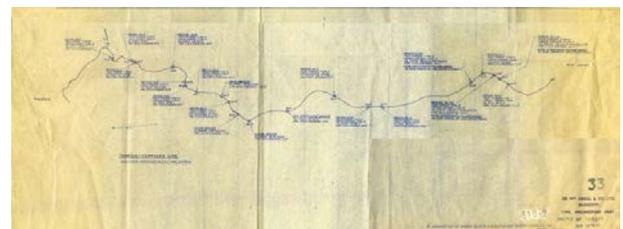


FIGURA 1. Plano de pontones y puentes a lo largo del trazado ferroviario Tharsis-Río Odiel. Archivo empresa Nueva Tharsis S.A.L

En el proyecto se estudiaban siete pontones de hierro - los demás eran de bóvedas de fábrica - y siete puentes así mismo metálicos (González, 1981).

Las dimensiones de los pontones variaban entre tres y seis metros quedando cubiertos por dos vigas

metálicas pareadas de alma llena. Sobre éstas, descansaban unas traviesas metálicas y sobre ellas durmientes de maderas y los propios carriles férreos.

Los puentes proyectados a lo largo del recorrido eran diversos, variando sus longitudes desde los doce metros hasta los sesenta metros.

En este trabajo nos centraremos en los siguientes puentes:

1. Puente sobre el Arroyo de la Majada
2. Puente sobre el Arroyo del Medio Millar
3. Puente sobre el Arroyo de la Sausita
4. Puente sobre el Arroyo del Meca
5. Puente sobre el Arroyo del Multa
6. Puente sobre el Arroyo de San Bartolomé
7. Muelle embarcadero sobre el Odiel.

Todos los puentes, al igual que el resto del trazado, presenta un ancho de vía elegido de 1,22 m., equivalente a 4 pies ingleses, existente tan solo en el ferrocarril de las Canteras de Padarn y en el Metro de Glasgow, en Escocia.

#### PUENTE SOBRE EL ARROYO DE LA MAJADA

Término municipal de Alosno.  
Kilómetro 6,13 del recorrido férreo.  
Elevación: 6,30m.



FIGURA 2. Plano del Puente sobre el Arroyo de la Majada. Archivo empresa Nueva Tharsis S.A.L.

Es de un único tramo de 7,62m de longitud. Se asienta sobre dos pylonas de mampostería de 221,88 m<sup>3</sup>. Estaba formada por celosías enrejilladas, que fueron sustituidas en 1967, debida a su estado de oxidación por dos vigas metálicas en I longitudinales iguales. Presenta 8 unidades de vigas transversales. Uniendo las vigas longitudinales y transversales existen 4 angulares.

#### PUENTE SOBRE EL ARROYO DEL MEDIO MILLAR

Término municipal de Villanueva de las Cruces.  
Kilómetro 11,96 del recorrido férreo.  
Elevación: 4,50m.

Es de seis tramos de 7,62m de longitud cada uno, llegando a alcanzar una magnitud total de 45,72 m.

Estaba formada por celosías en “K” que se asentaban sobre dos pylonas de mampostería y cinco pilas metálicas arriostradas en aspa. En 1967, éstas fueron sustituidas por cinco pilas de hormigón, ya que las aguas ácidas procedentes de las minas habían dañado las pilas metálicas. Las celosías se sustituyeron por doce vigas armadas longitudinales iguales en I. Presenta 48 unidades de vigas transversales, manteniéndose los estribos de mamposterías.



FIGURA 3. Imagen del Puente sobre el Arroyo del Medio Millar. Autor. Antonio Madrona Mojarro.

#### PUENTE SOBRE EL ARROYO DE LA SAUSITA

Término municipal de San Bartolomé de la Torre.  
Kilómetro 14,10 del recorrido férreo.  
Elevación: 5,25m.



FIGURA 4. Plano del Puente sobre el Arroyo de la Sausita. Archivo empresa Nueva Tharsis S.A.L.

Es de un único tramo de 7,62m de longitud. Se asienta sobre dos pylonas de mampostería. Estaba formada por dos vigas metálicas en I, que fueron sustituidas en 1967 por dos vigas metálicas en T de alma llena. Presenta 8 unidades de vigas transversales. Uniendo las vigas longitudinales y transversales existen 4 angulares.

#### PUENTE SOBRE EL ARROYO DEL RÍO MECA

Término municipal de San Bartolomé de la Torre.  
Kilómetro 17,30 del recorrido férreo.  
Elevación: 6,50m.

Era de un único tramo de 48 m de longitud. Se trataba de un puente tipo cajón en el que el ferrocarril circulaba por el interior del mismo. Se asentaba sobre

dos pilonas de mampostería. Las dos grandes vigas laterales de celosía median 4,32 m. de altura y estaban formadas cada una de ellas por una celosía “espacial” de 0,50 m. de anchura, con montantes formados por perfiles en L pareados dos a dos y roblonados a varias platabandas sucesivas; las diagonales estaban realizadas a base de platabandas de 20 x 2 cms. Por arriba se unían transversalmente las jácenas cada 3,5 m. por medio de unos arcos de celosía metálica, arriostrados a su vez por cruces de San Andrés longitudinales (González Vílchez 1981). Como el resto de los puentes, sufrió una profunda modificación en 1967 por motivo de la oxidación a la que todas las estructuras se vieron afectadas. Se suprimió el cajón por completo, el vano del puente se acortó, dejándolo en dos tramos 24 metro de longitud, creando un apoyo intermedio a base de una gran pila de sillería.



FIGURA 5. Imagen del Puente sobre el Arroyo del Río Meca. Autor: Antonio Madrona Mojarro.

### PUENTE SOBRE EL ARROYO DE LA MULTA

Término municipal de San Bartolomé de la Torre.  
Kilómetro 19,29 del recorrido férreo.  
Elevación: 6,50m.



FIGURA 6. Imagen del Puente sobre el Arroyo de la Multa. Autor: Antonio Madrona Mojarro.

Se desarrollaba dos tramos de 22 m de longitud cada uno, llegando a alcanzar una magnitud total de 44 m. Se asentaba sobre tres pilonas de mampostería sobre las que apoyaban celosías enrejilladas, que fueron sustituidas en 1967 por dos estribos de hormigón armado y se acortaron la longitud de los vanos con la colocación de cuatro pilares pareados de sección circular del material mencionado anteriormente.

Actualmente, las bases de las pilas presentan daños por efecto de AMD, con pérdida de masa de hormigón de forma puntual y fisuras de menor importancia.

### PUENTE SOBRE EL ARROYO DE SAN BARTOLOMÉ

Término municipal de San Bartolomé de la Torre.  
Kilómetro 20,44 del recorrido férreo.  
Elevación: 8,15m.

Se asienta sobre dos pilonas de mampostería. Este puente tiene cuatro vigas armadas longitudinales iguales. Presenta 47 unidades de vigas transversales

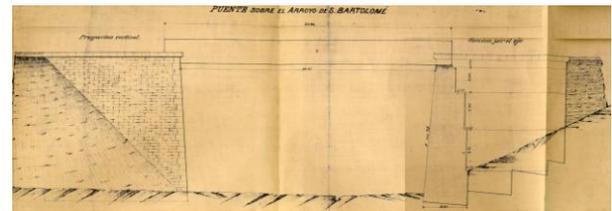


FIGURA 7. Plano del Puente sobre el Arroyo de San Bartolomé. Archivo empresa Nueva Tharsis S.A.L.

### MUELLE EMBARCADERO SOBRE EL ODIEL

Término municipal de Aljaraque.  
Kilómetro 47 del recorrido férreo.  
Elevación: 0,50m.

El muelle data del año 1871 y tiene una longitud aproximada de 873 metros, dividido en: manga de acceso de 414 m., zona de entrada de 185 m., la zona de oficina y puente de 9 m. y la cabeza del muelle de 143 m.

El sistema constructivo está basado en el concepto de ensamblaje. Se caracteriza por el uso de pilotes que empotran en el subsuelo y son continuados en altura por los pilares que sostienen el entramado horizontal; el material elegido para estos elementos fue el hierro fundido por las buenas prestaciones que presenta ante esfuerzos de compresión. El entramado superior se compone de grandes vigas longitudinales sobre las que descansan las vigas transversales, y éstas sobre las que sustentan finalmente el piso de madera y la vía férrea; por la resistencia que presenta el hierro forjado ante

esfuerzos de tracción y flexión fue el material elegido tanto para las vigas como para los elementos de arriostramiento.

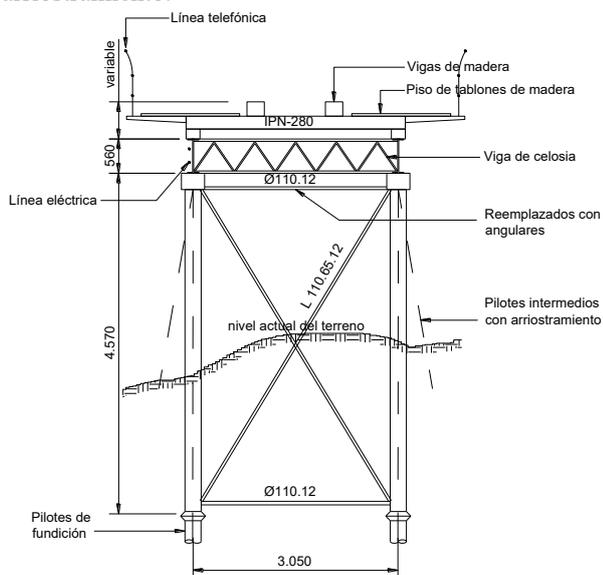


FIGURA 8. Esquema de sistema constructivo de Muelle embarcadero sobre el Odiel.

Otra característica que presenta es que la plataforma de embarque está protegida por una estructura flexible de madera, independiente del pilotaje de hierro, para contrarrestar los esfuerzos horizontales provocados por los choques de los barcos al atracar de modo que no afecte al armazón metálico.

Actualmente presenta innumerables patologías y deterioros: corrosión por oxidación en los pilotes y en la estructura, en los que se aprecian pérdidas de sección con la consiguiente disminución de su resistencia; la abrasión de las zonas que están en contacto con el agua; pudrición y quemado del maderamen por efecto de un incendio. Se observan refuerzos tanto en los arriostramientos como en los cargaderos (Vorsevi, 2009).

## CONCLUSIONES

De forma generalizada, podríamos señalar como causas de todos los daños encontrados tres aspectos fundamentales. El primero de ellos sería el propio envejecimiento de los materiales, ya sea en los materiales de agarre de las mamposterías, en el acero o hierro de fundición y en el hormigón de las pilas.

Como segundo aspecto de importancia es clara la corrosión que afecta a todos los materiales féreos que se encuentran en cada uno de los puentes, tanto en los

pilotes de fundición como en la estructura de los tableros.

Por último, hay que señalar el deterioro sufrido en los morteros y hormigones de los puentes por efecto de las aguas ácidas provenientes del drenaje de las minas. Este fenómeno se genera cuando el material se encuentra expuesto a aguas que contienen iones sulfatos. Estos pueden penetrar el hormigón y/o morteros y reaccionar con sus componentes del cemento. (Aguirre y Mejía, 2013).

Los daños en el hormigón por reacciones con sulfatos surgen cuando sulfatos adicionales penetran en el hormigón o cuando hay adición posterior de sulfatos. Este fenómeno ocurre de una manera heterogénea y muy posterior. Estas reacciones expansivas pueden producir también fisuración, desprendimientos del hormigón y pérdida de resistencia, puesto que ocurren cuando el hormigón ya está endurecido.

## REFERENCIAS

- Aguirre, A.M., Mejía, R. (2013): *Durabilidad del hormigón armado expuesto a condiciones agresivas*. Materiales de Construcción. Vol. 63, 309, 7-38. doi: 10.3989/mc.2013.00313.
- Carvajal Quirós, J.M. (2004): La contribución del ferrocarril en el proyecto minero escocés. En Universidad de Huelva Y Diputación Provincial de Huelva (Eds.), *Corrales, azufre, cobre y río*. Huelva: Univerisdad de Huelva.
- González Vilchez, M. (2000): *Otras Compañías Mineras*. La Compañía de Tharsis. En Universidad de Sevilla Y Diputación Provincial de Huelva (Eds.), *Historia de la Arquitectura Inglesa en Huelva*. Sevilla: Univerisdad de Sevilla.
- Romero Macías, E, Gómez Díaz, J.L., Dávila Martín, J.M., González Márquez, F.J. (2010): *Los puentes del ferrocarril de Riotinto*. XI Congreso Internacional Patrimonio Geológico y Minero. Huelva.
- Romero Macías, E.M, Manzano J.R. y Membrillo F. (2006): El ferrocarril Tharsis-Río Odiel. En Universidad de Huelva Y Asociación de Amigos del Ferrocarril de la Cuenca Minera de Riotinto (Eds.), *Los ferrocarriles en la provincia de Huelva. Un recorrido por el pasado*. Huelva: Universidad de Huelva.
- Vorsevi S.A. (2009): *Propuesta de Rehabilitación y Estudio Geotécnico*.

## Variaciones estacionales en la concentración de metales pesados en la materia en suspensión de un estuario afectado por A. M. D. (La Ría de Huelva)

### *Seasonal variations in the concentration of heavy metals in particulate matter of an estuary affected by A.M.D (La Ría de Huelva, SW Spain)*

M.L. de la Torre<sup>1</sup>, J. Borrego<sup>1</sup>, B. Carro<sup>1</sup>, J.A. Grande, T. Valente<sup>1,2</sup> y J. Loredó<sup>3</sup>

1 Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible - CIPIMS. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819- Palos de la Frontera. Huelva. España. Email: [mltorre@uhu.es](mailto:mltorre@uhu.es)

2 Instituto de Ciências da Terra (ICT), DCT (ECUM) Polo da Universidade do Minho, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga. Portugal. Email: [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt)

3 Departamento de Explotación y Prospección de Minas. Escuela de Minas. Universidad de Oviedo. c/Independencia, 13. 33004 Oviedo. España. Email: [jlored@uniovi.es](mailto:jlored@uniovi.es)

**Resumen:** Los ríos Tinto y Odiel confluyen en la costa del suroeste de la Península Ibérica, formando un sistema estuarino denominado Ría de Huelva, que es uno de los más contaminados en el mundo por drenaje ácido de mina y aportes industriales. En este estudio se aplica análisis clúster a los resultados de los parámetros hidrogeoquímicos analizados en muestras de materia en suspensión tomadas en distintos puntos del estuario. De esta forma, se obtiene que las diferentes zonas de comportamiento definidas en función de la época del año, surgen como principal consecuencia de la estacionalidad del flujo, especialmente del río Tinto: en épocas de baja cantidad de lluvia como es el verano, este río, presenta un caudal muy bajo, con lo que la influencia mareal se desplaza aguas arriba provocando el ascenso de la zona de mezcla hacia el interior, y sin embargo en época lluviosa se traduce en un desplazamiento aguas abajo de la zona de mezcla con marcado carácter fluvial. En el caso de la materia en suspensión se debe tener en cuenta un factor hidrodinámico debido a las corrientes de marea y que afecta a la pluma de turbidez.

**Palabras clave:** Sistema Estuarino, Drenaje Ácido de Mina, Zonación Hidroquímica, Materia Particulada, Ríos Tinto y Odiel, Análisis Cluster,

**Abstract:** The Rivers Tinto and Odiel converge on the southwestern coast of the Iberian Peninsula, forming an estuarine system called Ria de Huelva, which is considered one of the most polluted ones in the world as a result of the contributions of contamination by acid mine drainage from both rivers, and other industries in this system. In this study we apply cluster analysis to the hydrogeochemical parameters' results analyzed in particulate matter samples taken at different points of the estuary, and it is also compared with a previous study by these authors, referred exclusively to the dissolved matter. Thus, we find that the different areas of behavior defined depending on the time of the year, arise as a result of the main flow's seasonality, especially from the River Tinto: In times of low amounts of rainfall, as it is in summer, this river has very low flow, whereby the tidal influence moves upstream causing the rise of the mixing zone towards the interior. However, the rainy season results in a displacement downstream of the mixing zone with marked fluvial character. In the case of particulate matter, a hydrodynamic factor has to be considered due to tidal currents which affect the turbidity plume.

**Key words:** Estuarine System, Acid Mine Drainage, Hydrochemical Zonation, Particulate Matter, Tinto and Odiel rivers, Cluster Analysis.

## INTRODUCCIÓN

Los ríos Tinto y Odiel confluyen en la costa del suroeste de la Península Ibérica formando un sistema estuarino denominado Ría de Huelva y compartiendo un acceso principal conocido como Canal del Padre Santo (FIGURA 1) (Borrego et al., 2002). Este estuario está afectado por un régimen mesomareal semidiurno, con un rango de marea medio de 2,69 a 3,06 m durante las mareas vivas y un rango de 1,70 m durante las mareas muertas (Borrego et al., 2012)

El río Tinto nace en Peña del Hierro y fluye durante 100 km hasta su desembocadura, recogiendo las aguas de una cuenca de 720 km<sup>2</sup>. El río Odiel nace en la Sierra de Aracena y tiene una longitud de 140 km, extendiéndose su cuenca vertiente a 2.300 km<sup>2</sup>. Ambos ríos tienen una naturaleza torrencial, encontrándose localizados en una zona climática de precipitaciones muy irregulares (Grande et al., 2013). Es de gran importancia destacar que estos ríos sufren una elevada contaminación por drenaje ácido de mina (AMD), ya que sus aguas discurren a través de la Faja Piritica Ibérica que, con una longitud de 230 km y una anchura

media de 50 km conforma uno de los depósitos de sulfuros más grande del mundo (Leistel et al., 1998 in Grande et al., 2013), lo que ha conducido a una intensa actividad minera durante más de 2000 años que ha dejado 89 explotaciones mineras de sulfuros, inventariadas por Grande et al en 2014, con una ausencia casi total de medidas correctoras.

El aporte ácido de los ríos Tinto y Odiel, junto con la contaminación aportada por diversas industrias que se encuentran situadas en el sistema estuarino, hacen que este estuario presente unas características hidrogeoquímicas sin parangón mundial, siendo considerado como uno de los estuarios más contaminados de Europa (Grande et al., 2000).

En 2013, Grande et al., describen la evolución espacial de los parámetros hidrogeoquímicos que caracterizan el agua de este estuario, dividiéndolo en tres zonas que evolucionan de diferente forma en función de las variaciones estacionales. En el presente artículo se pretende comparar los resultados obtenidos en el referido estudio, focalizado en el agua, con los resultados obtenidos del análisis de la materia en suspensión del mismo muestreo, al que se han añadido muestras del Canal de Punta Umbría

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizaron 4 campañas de muestreo de agua durante 2008, cada una en una estación del año, estableciéndose para ello 13 puntos de muestreo distribuidos de la siguiente forma (FIGURA 1): 3 en el Canal del Padre Santo (C1, C2, C3), 4 en la zona de mezcla del río Odiel (O1, O2, O3, O4), 3 en la zona de mezcla del río Tinto (T1, T2, T3) y otras 3 en el Canal de Punta Umbría (P1, P2, P3).

El pH y la conductividad eléctrica se midieron in situ, recogiendo el agua en botes de 500 ml y filtrándose con filtros de 0,45  $\mu\text{m}$  de Teflón Millipore y llevándolo al laboratorio para el análisis de la materia en suspensión. Se analizó Cl mediante cromatografía iónica. Los metales se midieron mediante ICP Masa, en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva siguiendo los protocolos establecidos.

A los datos resultantes del análisis de la materia en suspensión, se le aplicaron técnicas de estadística clásica mediante el software Statgraphics Centurion XV.II y en concreto análisis cluster, mediante el que se establecen grupos homogéneos de las muestras basados en su composición geoquímica (nivel de proximidad de Pearson), de forma que los puntos de observación se van agrupando en racimos tanto más cercanos entre sí cuanto mayor es su coeficiente de correlación, estimado en base a las variables consideradas (Bisquerra, 1989)

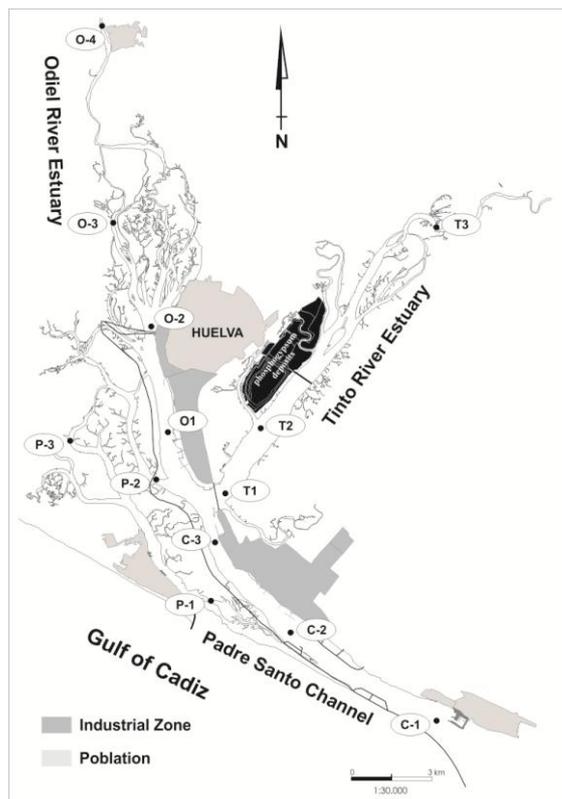


FIGURA 1. Mapa de situación de los puntos de muestreo.

## RESULTADOS

Con el fin de enmarcar las características fisicoquímicas del sistema, en una primera aproximación, se obtuvieron los valores medios de pH en cada una de las zonas de muestreo, resultando valores medios distantes entre sí: en el canal del Padre Santo, el pH medio a lo largo del año es de 7,65; en la zona de mezcla del río Odiel 5,57; en la del río Tinto 5,76 y en el Canal de Punta Umbría 7,54. En el interior del estuario, en las zonas de mezcla de los ríos Tinto y Odiel hay que tener en cuenta la gran diferencia de pH entre el primer punto de muestreo (por ejemplo, pH mínimo de 2,66 en Odiel O4) y el último, ya con más influencia mareal, con un pH máximo de 8,09 en Odiel (O1).

En la FIGURA 2 se muestran los dendrogramas de puntos de muestreo obtenidos para cada una de las estaciones del año, observándose diferencias de agrupamiento.

Así, en la FIGURA 2a se muestra el cluster correspondiente al muestreo de verano, encontrándose 2 grupos claramente diferenciados, por una parte un grupo que incluye las muestras más externas del Canal del Padre Santo (C1 y C2), junto con todas las muestras del estuario del río Tinto, y por otra parte otro grupo que engloba el resto de muestras.

En la FIGURA 2b se muestran las agrupaciones obtenidas en otoño. En este caso, las distribuciones son

muy diferentes a lo observado en verano. Hay un primer grupo, claramente diferenciado, que a su vez se subdivide en otros dos: por una parte un subgrupo en el que se encuentran las muestras del Canal de Punta Umbría (P1, P2, P3) y las más externas del Canal del Padre Santo (C1, C2), y otro subgrupo en el que se encuentran C3, O1, T1 y T2. En el segundo grupo se incluye O2, O3 y O4 junto con T3 (la primera muestra recogida en Tinto cercana a medio generador).

En la FIGURA 2c se pueden observar las agrupaciones encontradas en invierno, siendo similares a las descritas en otoño, con la diferencia de que O2 cambia del segundo al primer grupo.

En la FIGURA 2d, se encuentran representadas las agrupaciones de los puntos de muestreo en primavera. En este caso se muestra un primer grupo en el que se encuentran las muestras del Canal del Padre Santo, las del canal de Punta umbría y las más bajas de las zonas de mezcla de los ríos Tinto y Odiel (O1 y T1). Por otra parte hay un segundo grupo en el que se encuentran el resto de las muestras de Tinto y Odiel.

## DISCUSION

Los estuarios, por definición, son sistema acuáticos de interacción fluvio-marina. Por lo tanto, las características del agua, la materia en suspensión y el sedimento están fuertemente controladas por la naturaleza de los aportes fluviales, las contribuciones marinas y los procesos de mezcla de agua que se producen en su interior (Borrego et al., 2013).

Las diferentes agrupaciones encontradas en los distintos dendrogramas en función de la época del año, surgen como principal consecuencia de la estacionalidad del flujo, especialmente del río Tinto. En épocas de baja cantidad de lluvia como es el verano, este río, presenta un caudal muy bajo, con lo que la influencia mareal se desplaza aguas arriba provocando el ascenso de la zona de mezcla hacia el interior y sin embargo en época lluviosa se traduce en un desplazamiento aguas abajo de la zona de mezcla, con marcado carácter fluvial (Grande et al., 2013). Esto queda constatado en los resultados obtenidos en cada uno de los dendrogramas.

En verano se agrupan las muestras C1 y C2 con características típicamente marinas y sin embargo C3 se agrupa con las muestras del estuario del río Odiel ya que este punto del Canal del Padre Santo se ve afectado por las descargas de este río.

En otoño, por una parte se encuentran las muestras más bajas del Canal del padre Santo junto a las de Punta Umbría, ya que son las que tienen contenidos de agua marina sin estar afectados por influencia fluvial. Por otra parte se encuentran las muestras afectadas por el proceso de sal inducida (los puntos de muestreo más bajos de Tinto y Odiel y el más alto del Canal del

Padre santo). En otro grupo se encuentran las muestras afectadas por los procesos de pH inducido, es decir, las de los puntos de muestreo de los ríos hasta las que no llega la influencia mareal.

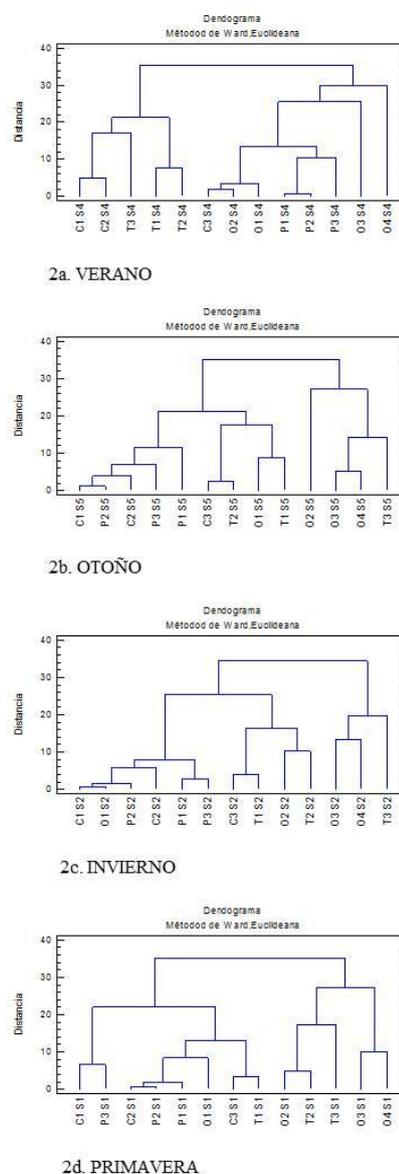


FIGURA 2. Dendrogramas de puntos de muestreo obtenidos para cada una de las estaciones del año.

Los tres sectores definidos anteriormente se desplazan a lo largo del año hidrológico como consecuencia de las variaciones de quimismo estacionales inducidas por la existencia o no de lluvias, de forma que la zona de influencia mareal se mueve aguas arriba en las épocas de menores precipitaciones, provocando con ello el empuje hacia el norte de la zona de mezcla. En invierno el dendrograma es muy similar al de otoño, al ser el volumen de descargas fluviales muy similares. La muestra O2 cambia de grupo ya que en esta estación se encuentran más estrechamente vinculados los puntos con influencia de los procesos de

mezcla pH inducidos al haber tenido lugar procesos de lavado.

Por último, en primavera, los dos grupos obtenidos son consecuencia de que todavía hay descarga fluvial, que comienza a disminuir, y que es más limpia. Adicionalmente en este periodo se produce un bloom de algas que afecta a la materia particulada al verse ésta influenciada por la abundancia de materia orgánica que tiene como consecuencia procesos de adsorción de As y Cd, desde la fase disuelta.

## CONCLUSIONES

Al igual que ocurría con los resultados de Grande et al., 2013 para agua, en este caso el estuario se puede dividir en 3 zonas de comportamiento diferente atendiendo a las concentraciones que alcanzan las variables hidrogeoquímicas que definen cada punto de muestreo (Grande et al., 2003): por un lado, un área dominada por la influencia de las mareas que incluye a los puntos más distales del continente, en el extremo opuesto encontramos una segunda zona integrada por los puntos ubicados en las cabeceras de los dos ríos que no están influenciados por el agua de mar, y por último el sector comprendido entre las anteriores que podemos definir como zona de mezcla. Los tres sectores definidos anteriormente se desplazan a lo largo del año hidrológico como consecuencia de las variaciones de quimismo estacionales inducidas por la existencia o no de lluvias, de forma que la zona de influencia mareal se mueve aguas arriba en las épocas de menores precipitaciones, provocando con ello el empuje hacia el norte de la zona de mezcla.

Sin embargo, los sectores establecidos no tienen el mismo desplazamiento en el caso de la materia en suspensión, respecto a la fase disuelta, ya que tenemos que tener en cuenta un factor hidrodinámico, debido a las corrientes de marea que dispersan la pluma de turbidez, que es la que contiene la materia en suspensión.

## REFERENCIAS

Bisquerra, R.. (1989). Introducción conceptual al análisis multivariable. Barcelona. PPU, S.A.

- Borrego, J., Morales, J.A., de la Torre, M.L., Grande, J.A. (2002). Geochemical characteristics of heavy metal pollution in Surface sediments of the Tinto and Odiel river estuary (SW Spain). *Environmental Geology*, 41: 785-796.
- Borrego, J., Carro, B., López-González, N., de la Rosa, J., Grande, J.A., Gómez, T., de la Torre, M.L. (2012). Effect of acid mine drainage on dissolved rare earth elements geochemistry along a fluvial-estuarine system: the Tinto-Odiel estuary (SW Spain). *Hydrology Research*, 43(3): 262-274.
- Borrego, J., Carro, B., Grande, J.A., de la Torre, M.L., Valente, T., Santisteban, M. (2013). Control factors on the composition of superficial sediments in estuaries of the coast of Huelva (SW Spain): a statistical approach. *Journal of Iberian Geology*, 39(2): 233-232.
- de la Torre, M.L., Grande, J.A., Santisteban, M., Valente, T., Borrego, J., Salguero, F. (2014). Statistical contrast analysis of hydrochemical parameters upstream of the tidal influence in two AMD-affected rivers. *Mine Water and the Environment*, 33: 217-227.
- Grande, J.A., Borrego, J., Morales, J.A. (2000). A study of heavy metal pollution in the Tinto-Odiel estuary in southwestern Spain using factor analysis. *Environmental Geology*, 39: 1095-1101.
- Grande, J.A., Borrego, J., de la Torre, M.L., Sainz, A. (2003). Application of cluster analysis to the geochemistry zonation of the estuary waters in the Tinto and Odiel rivers (Huelva, Spain). *Environmental Geochemistry and Health*. 25: 233-246.
- Grande, J.A., Carro, B., Borrego, J., de la Torre, M.L., Valente, T., Santisteban, M. (2013). Hydrochemical variables regionalization- applying cluster analysis for a seasonal evolution model from an estuarine system affected by AMD. *Marine Pollution Bulletin*, 69: 150-156.
- Grande, J.A., Valente, T., de la Torre, M.L., Santisteban, M., Cerón, J.C., Pérez-Ostale, E. (2014). Characterization of acid mine drainage sources in the Iberian Pyrite Belt: base methodology for quantifying affected areas and for environmental management. *Environmental Earth Science*, 71: 272.

# Aportaciones del Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible (CIPIMS) al conocimiento de la hidrogeoquímica de los ríos Tinto y Odiel

## *Contributions of the Research Center for Sustainable Mining Engineering to the Tinto and Odiel rivers hydrogeochemical knowledge*

M. L. de la Torre<sup>1</sup>, J.A. Grande<sup>1</sup>, T. Valente<sup>1,2</sup>, J. Loredó<sup>3</sup>, J. Borrego<sup>1</sup>, M. Santisteban<sup>1</sup>, J.C. Cerón, J.M. Dávila<sup>1</sup>, J.C. Fortes<sup>1</sup>, P. Gómez<sup>1,2</sup>, I. Salmerón<sup>1</sup>, E. Pérez-Ostalé<sup>1</sup>, B. Carro<sup>1</sup>, J. Aroba<sup>4</sup> y J.M. Andujar<sup>5</sup>

- 1 Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible - CIPIMS. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819- Palos de la Frontera. Huelva. España. Email: [mltorre@uhu.es](mailto:mltorre@uhu.es)  
 2 Instituto de Ciências da Terra (ICT), DCT (ECUM) Polo da Universidade do Minho, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga. Portugal. Email: [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt)  
 3 Departamento de Explotación y Prospección de Minas. Escuela de Minas. Universidad de Oviedo. c/Independencia, 13. 33004 Oviedo. España. Email: [jlored@uniovi.es](mailto:jlored@uniovi.es)  
 4 Departamento de Tecnologías de la Información. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819- Palos de la Frontera. Huelva. España. Email: [aroba@uhu.es](mailto:aroba@uhu.es)  
 5 Departamento de Ingeniería Electrónica, Sistemas Informáticos y Automática. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819- Palos de la Frontera. Huelva. España. Email: [andujar@uhu.es](mailto:andujar@uhu.es)

**Resumen:** El río Tinto nace en Peña del Hierro, recorre 100 km, drenando una cuenca de 720 km<sup>2</sup> hasta desembocar en el estuario de la Ría de Huelva, donde confluye con el río Odiel. El río Odiel nace en la Sierra de Aracena y pierde su carácter fluvial 140 km más abajo. La grave contaminación por drenaje ácido de mina que sufren estos ríos es debida a que sus cuencas están atravesadas por la Faja Pirítica Ibérica, que constituye uno de los mayores depósitos mundiales de sulfuros y en la que se encuentran una gran cantidad de explotaciones mineras abandonadas y sin medidas correctoras. Estos ríos han sido estudiados por un gran número de investigadores nacionales e internacionales. En esta comunicación se expone un resumen de las principales aportaciones del Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible (CIPIMS) al conocimiento hidrogeoquímico de ambos ríos.

**Palabras clave:** Ríos Tinto y Odiel, Drenaje Ácido de Mina, Faja Pirítica Ibérica

**Abstract:** Tinto river rises in the Peña del Hierro mine (SW Spain) and travels 100 km, draining a basin of 720 km<sup>2</sup> before flowing into the estuary of Ría de Huelva, where it joins the River Odiel. The River Odiel rises in Sierra de Aracena and loses its character 140 km river below. Severe pollution by acid mine drainage suffered by these rivers is due to the fact that their basins are crossed by the Iberian Pyrite Belt, which is one of the world's largest deposits of sulphides and where a lot of mines are abandoned without corrective measures. These rivers have been studied by national and international researchers. In this communication a summary of the main contributions of the Research Center for Sustainable Mining Engineering (CIPIMS) to the hydrogeochemical knowledge of both rivers is exposed.

**Key words:** Tinto and Odiel rivers, Acid Mine Drainage, Faja Pirítica Ibérica.

## INTRODUCCIÓN

El río Tinto (FIGURA 1), nace en la mina Peña del Hierro y recorre 100 km hasta desembocar en el estuario de la Ría de Huelva, drenando una cuenca de 720 km<sup>2</sup>. El río Odiel nace en la Sierra de Aracena y pierde su carácter fluvial 140 km más abajo, siendo la superficie de su cuenca de 2300 km<sup>2</sup>. De carácter semitorrencial, ambos ríos se encuentran en una zona climática de extrema irregularidad pluviométrica. El comportamiento hidrológico de los ríos presenta grandes diferencias entre el año húmedo y el año seco. Dada la aleatoriedad en la aparición de años húmedos, los valores medios de sus aportes hídricos anuales

varían notablemente según el periodo estudiado (Grande et al. 2003a)

La grave contaminación por AMD que sufren los ríos Tinto y Odiel es debida a que sus cuencas están atravesadas por la Faja Pirítica Ibérica. Esta formación geológica, con una longitud de 230 Km y una anchura media de 50 Km, constituye uno de los mayores depósitos mundiales de sulfuros, con una intensa actividad minera que dura más de 2000 años, dejando 89 explotaciones mineras de sulfuros, inventariadas por Grande et al en 2014, con una ausencia casi total de medidas correctoras. Las escorrentías de estos focos constituye una perpetua maquinaria de contaminación que conducen hasta el Tinto y el Odiel, acidez, sulfatos

y metales pesados. Calificados como “ríos vertedero” (Pinedo 1963 en Grande et al., 2003b), su altísima contaminación motivó que en 1987, el Ministerio responsable del Medio Ambiente en España llegase a clasificar al Tinto y al Odiel como “ríos industriales” permitiendo arrojar a sus cauces vertidos de cualquier naturaleza (Grande et al., 2003b).

Estos ríos han sido estudiados por un gran número de investigadores nacionales e internacionales. En esta comunicación se pretende exponer un resumen de las principales aportaciones del Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible (CIPIMS) al conocimiento hidrogeoquímico de ambos ríos.

### APORTACIONES CIENTÍFICAS

Borrego et al en 2002 muestrearon sedimentos en el estuario de los ríos Tinto y Odiel, encontrando que presentaban altas concentraciones de metales pesados por dos razones: por una parte la contribución de los ríos y por otra parte la contribución de los efluentes de las industrias situadas en el estuario. De todos los subambientes sedimentarios presentes, los sedimentos de las marismas muestran el mayor ratio de contaminación seguido por el margen del canal y canales de submarea. Desde el punto de vista de la composición geoquímica, los sedimentos estuarinos los clasifican en cuatro grupos. Grupo 1: origen de grava siliciclástica y arena de origen fluvial o marino, con baja concentración de metales pesados y depósitos, comúnmente en zonas margen del canal y canales de submarea del bajo estuario. Grupo 2: Principalmente sedimentos fangosos de origen fluvial con gran concentración de metales, depositados en todos los ambientes sedimentarios pero siempre en el margen del canal principal de los ríos Tinto y Odiel. Grupo 3: Arenas fangosas con concentraciones de metales mucho más bajas que en los sedimentos del grupo 2 y depositados en canales de submarea cerca del canal principal de ambos ríos. Grupo 4: Sedimentos fangosos con concentraciones metálicas cercanas a las del grupo 2, pero depositados en el interior del estuario, sin contribuciones directas de los ríos.

También en la zona del estuario, Grande et al en 2003a, con muestras de agua y aplicando análisis cluster a los elementos analizados, establecen dos grupos de variables: las que se encuentran muy afectadas por la influencia mareal y las afectadas por la influencia fluvial (drenaje ácido de mina).

Grande et al 2003b, con estas mismas muestras, establecen una zonación del estuario quedando dividido en tres áreas. Area 1: Estuario del río Tinto, caracterizado por un pH medio de 3, altas concentraciones de sílice (como resultado de la presencia de materiales terciarios enriquecidos en sílice, materiales cuaternarios y plantas de lavado y clasificación de agregados), fosfatos (procedentes de contribuciones de los depósitos de fosfoyesos que se encuentran en la parte baja del cauce

del río Tinto), y metales como cobre y zinc. Area 2: Estuario del río Odiel, con un pH medio de 5,9 y con altas concentraciones de metales y sílice, nunca superiores a las del área 1. Area 3: Zona de confluencia o ría, con pH típico de áreas de mezcla estuarinas (pH medio de 7,75) y bajas concentraciones de sílice, fosfatos y metales, comparado con las otras áreas, como resultado de su precipitación consecuencia del descenso de la acidez.

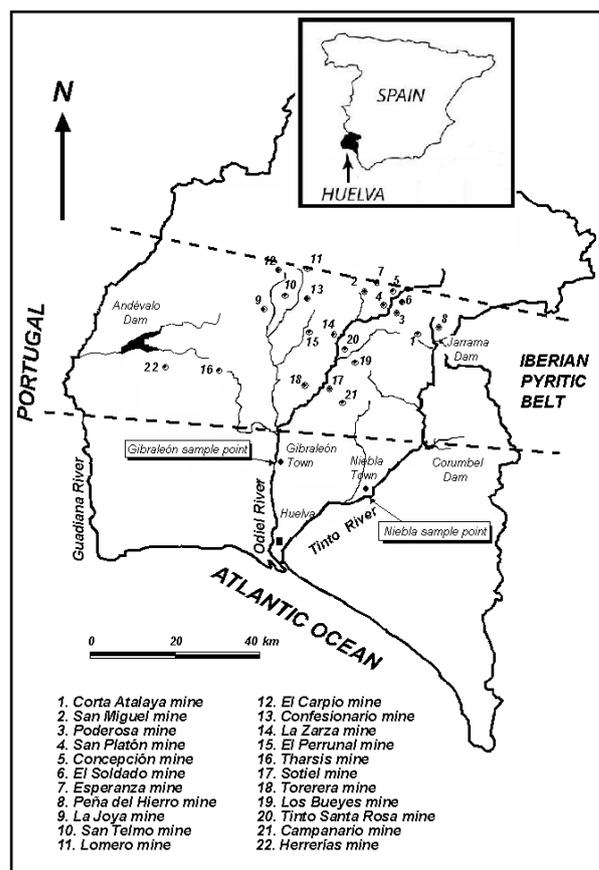


FIGURA 1. Mapa de localización de los ríos Tinto y Odiel.

En la zona de cabecera del río Tinto, Grande et al en 2010a aplican por primera vez técnicas de lógica borrosa a un medio afectado por drenaje ácido de mina, obteniendo que los factores que controlan de forma más directa la presencia de As total disuelto en agua están íntimamente ligados al clima y son temperatura y lluvia, y por ende pH, quedando condicionado por la paragénesis mineral del yacimiento y en su caso por la disposición y mineralogía de las escombreras y focos productores de AMD. El AsIII se muestra también relacionado con la temperatura y pH. La lluvia condiciona igualmente el proceso. Por su parte el AsV presenta un funcionamiento opuesto al AsIII en relación con la temperatura. Para esta especie, las temperaturas más altas sólo hacen posible la existencia de AsV en valores muy bajos.

Grande, et al., en 2011a estudian las mismas muestras del trabajo anterior aplicando estadística clásica. Destacan que, a diferencia de lo descrito en otros trabajos centrados en el curso bajo de este río, en cabecera la varianza alcanza valores mucho mayores para la práctica totalidad de variables descritas, fenómeno interpretable como consecuencia de la proximidad del área fuente al punto de muestreo que provoca, como primera reacción, la aparición de sulfatos a expensas de la oxidación de sulfuros y que al mantenerse el pH siempre por debajo de 3 no da lugar a la aparición de posteriores procesos de precipitación de metales. Este fenómeno se ve influenciado por la ausencia de agua no contaminada (la superficie afectada por la actividad extractiva supera la 4000 ha, con lo que todos los cauces que concurren aguas arriba del punto de muestreo están afectados por procesos AMD). En esencia, los elevados valores que toma la varianza, de forma especial para los sulfatos, obedece a una respuesta inmediata del sistema fluvial al estímulo provocado por la lluvia, que provoca el lavado de las cubiertas de meteorización tras los periodos de estiaje. Este lavado inicial, dará como resultado un lixiviado altamente contaminado con valores extremos de todas las variables analizadas. Igualmente, tras el periodo lluvioso y ante la naturaleza de los materiales paleozóicos, los únicos aportes al río Tinto, proceden exclusivamente del esponjamiento de las escombreras y ocasionalmente efluentes mineros. El aumento de los valores medios y máximos de la concentración de As III, coincidiendo con el incremento estacional de las temperaturas medias y máximas, es interpretable teniendo en cuenta que la oxidación abiótica del As III es relativamente lenta, aunque está demostrado que la oxidación del As se encuentra catalizada por bacterias. Dicha acción bacteriana se encuentra directamente relacionada con la temperatura.

Comparando medio generador y medio receptor del río Tinto y aplicando también en este caso técnicas de lógica borrosa, Grande et al en 2010b obtienen como resultados que el río Tinto muestra, como la mayor parte de los cauces AMD, precipitados más o menos solubles en forma de capas en el fondo del río y en los lechos de inundación de escasa envergadura, y que en ningún caso se corresponden con lo que cabría esperar que sería la suma de precipitados acumulada históricamente. Descartada la hipótesis de procesos de redisolución cuantitativamente significativos, ya que en ese caso las concentraciones en medio receptor no serían menores que en generador, se piensa en la existencia de procesos de transporte de esos precipitados como fase sólida, es decir, como materia particulada que es arrancada durante las avenidas del río cuando hay mayor energía cinética disponible y transportada mediante tracción, suspensión o saltación, en función del tamaño de la partícula y de la energía disponible. Concluyen, adicionalmente, que la aplicación de herramientas lógica borrosa a la masa de datos, permite proponer respuestas más consistentes que las generadas con el apoyo de estadística clásica.

Por su parte de la Torre et al, en 2010, estudian las relaciones entre pH, color, Fe, Mn, Cu, Zn, Cd y sulfatos en las aguas superficiales recogidas en los ríos Tinto y Odiel. Los resultados analíticos muestran que el pH en el río Odiel presenta una alta correlación con metales pesados, color y sulfatos que en el río Tinto. El color presenta una alta correlación con los metales pesados en ambos ríos.

de la Torre et al en 2011 comparan la geoquímica de la contaminación por AMD entre medio generador y medio receptor mediante estadística clásica. Del estudio de los resultados obtenidos mediante los tratamientos estadísticos aplicados a los análisis de agua muestreadas, deducen que, ante todo, el río Tinto es un cauce fuertemente contaminado por Drenaje Acido de Mina en toda su longitud, caracterizándose por valores de pH siempre extremadamente ácidos y concentraciones elevadas de metales pesados, As, Cd y sulfatos. Más concretamente advierten cómo, a pesar de que en todo su recorrido el pH es ácido, las concentraciones medias y máximas de elementos contaminantes disueltos, son claramente superiores en medio generador que en el medio receptor, ya que en este primer punto es donde parte la elevada contaminación y a partir de ahí mediante fenómenos de precipitación de oxihidroxisulfatos de Fe y diferencias en la distribución de la lluvia a lo largo del río, va disminuyendo la carga metálica, aunque sigue siendo elevada en la parte final del río antes de la influencia mareal, que ya modifica el quimismo debido al efecto de dilución y aporte de otros elementos del mar.

Grande et al., en 2011b, establecen que el orden de abundancia para los parámetros analizados en el agua del río Odiel es  $SO_4 > Zn > Mn > Fe > Cu > Cd > As$ , mientras que, para el río Tinto, es  $SO_4 > Fe > Cu > Zn > Mn > Cd > As$ , pauta, esta última, que coincide con el orden de abundancia de elementos en la Pirita. La diferencia en la abundancia de Fe entre el Tinto y el Odiel, es debida a una mayor precipitación de oxihidroxisulfatos de Fe en el río Odiel, como consecuencia de la mayor intensidad de los procesos de neutralización. Este hecho explica a su vez, la mayor concentración de As en las aguas del río Tinto,

de la Torre et al., en 2014 concluyen que los ríos Tinto y Odiel, a pesar de encontrarse ambos extremadamente contaminados por drenaje ácido procedente, en ambos casos, de minas de la Faja Pirítica Ibérica, tienen un comportamiento geoquímico diferente aunque paralelo. Las afinidades entre los parámetros de un mismo río son diferentes debido a que el río Odiel recibe aportes de aguas limpias además de drenaje ácido, a diferencia del río Tinto que prácticamente todo el agua que recibe procede de una parte de la mina de Riotinto (una de las mayores del mundo). Por otra parte, tanto el pH como la conductividad tienen una evolución a lo largo del tiempo próxima, consecuencia de que ambos ríos están

extremadamente contaminados por un mismo tipo de contaminación procedente de una misma zona pirítica.

## AGRADECIMIENTOS

Los trabajos incluidos en esta comunicación se han podido desarrollar gracias a la financiación de los siguientes proyectos: de la Comunidad Europea TOROS ENV4-CT96-217 ELOISE EC PROJECT; Proyecto de Excelencia de la Junta de Andalucía P06-RNM-02167;

## REFERENCIAS

- Borrego, J., Morales, J., de la Torre, M.L., Grande, J.A. (2002): Geochemical characteristics of heavy metal pollution in surface sediments of the Tinto and Odiel river estuary (SW Spain). *Environmental Geology*, 41: 785-796.
- de la Torre, M.L., Grande, J.A.; Santisteban, M., Valente, T., Borrego, J., Salguero, J. (2014): Statistical contrast analysis of hydrochemical parameters upstream of the tidal influence in two AMD-affected rivers. *Mine water and the Environment*. 33: 217-227.
- de la Torre, M.L., Grande, J.A., Graiño, J., Gomez, T., Ceron, J.C. (2011). Characterization of AMD pollution in the river Tinto (SW Spain). Geochemical comparison between generating source and receiving environment. *Water, Air and Soil Pollution*, 216: 3-19.
- de la Torre, M.L., Sánchez-Rodas, D.; Grande, J.A.; Gomez, T. (2010): Relationships between pH, color and heavy metal concentrations in the Tinto and Odiel rivers. (SW Spain). *Hydrology Research*. 41(5): 406-413.
- Grande, J.A., de la Torre, M.L., Cerón, J.C., Sánchez-Rodas, D., Beltrán, R. (2011a): Arsenic speciation in the Riotinto mining area (SW Spain) during a hydrological year. *Water Science and Technology*, DOI: 10.2166/WPT.2011.011
- Grande, J.A., Aroba, J., Andújar, J.M., Gómez, T., de la Torre, M.L., Borrego, J., Romero, S., Barranco, C., Santisteban, M. (2011b): Tinto versus Odiel: two AMD polluted rivers and unresolved issue. An artificial intelligence approach. *Water Resources Management*, 25: 3575-3594.
- Grande, J.A., Andujar, J.M., Aroba, J., de la Torre, M.L. (2010a). Presence of As in the fluvial network due to AMD processes in the Riotinto mining area (SW Spain): a fuzzy logic qualitative model. *Journal of Hazardous Materials*. 176: 395-401
- Grande, J.A., Andujar, J.M., Aroba, J., Beltran, R., de la Torre, M.L., Ceron, J.C., Gomez, T. (2010b): Fuzzy modeling of the spatial evolution of the chemistry in the Tinto river (SW Spain). *Water Resources Management*, 24: 3219-3235.
- Grande, J.A., Borrego, J., Morales, J.A., de la Torre, M.L. (2003a): A description of how metal pollution occurs in the Tinto-Odiel rias (Huelva-Spain) through the application of cluster analysis. *Marine Pollution Bulletin*, 46: 475-480.
- Grande, J.A., Borrego, J., de la Torre, M.L., Sainz, A: (2003b). Application of cluster analysis to the geochemistry zonation of the estuary waters in the Tinto and Odiel rivers (Huelva, Spain). *Environmental Geochemistry and Health*. 25: 233-246.

# Máquinas de desagües utilizadas por la minería romana en la provincia de Huelva

## *Drainage machines used by the Roman mining in the province of Huelva*

J.C. Fortes Garrido, L. Sabido Castilla, B. Fortes, J.M. Dávila y I. Salmerón

Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España. [jcfortes@uhu.es](mailto:jcfortes@uhu.es)

**Resumen:** Uno de los principales inconvenientes a los que se tuvieron que enfrentar los mineros antiguos, fue la extracción del agua en minas. Con la llegada de los romanos a la península, fue cuando se introdujeron nuevas tecnologías que dieron solución al problema. Sin embargo esta tecnología no fue creada por ellos, sino que ya se habían utilizado en el desarrollo de otras actividades en el mundo helenístico en el Mediterráneo Oriental. Los sistemas de drenaje para los trabajos de interior en la mina fueron: tornillo de Arquímedes, las norias y la bomba de Ctesibio. Maquinarias en las que nos vamos a centrar viendo sus principales características y sus modos de funcionamiento. Todo ello sin olvidar los hallazgos más destacados dentro de la provincia de Huelva, uno de los lugares de la península que mayor explotación minera ha tenido a lo largo de la historia.

**Palabras clave:** desagüe, Huelva, máquina, minería, romano.

**Abstract:** *One of the main problems that were faced former miners, was the extraction of water in mines. When Romans arrived at Peninsula, they introduced new technology that gave solution to the problem. However this technology wasn't created by them, but this had already used in the development of other activities in the Hellenistic world in the Eastern Mediterranean. Drainage's systems for indoor work in the mine were: Archimedes' screw, the waterwheels and pump Ctesibius. All these machines, we are going to focus seeing their main features and operating way. All of that without forget the most important discoveries in the province of Huelva, one of the places of the Peninsula that biggest mining use has had throughout history.*

**Key words:** *drainage, Huelva, machine, mining, Roman.*

## ANTECEDENTES

La actividad minera en Huelva se remonta al III milenio a.C., con la explotación de cobre y metales preciosos, pero de manera muy superficial y con poco avance tecnológico. No fue hasta el siglo II a.C. (Fernández y Lorca, 2002), con la llegada de los romanos al Sur de la Península, cuando se empieza a incrementar notoriamente la actividad minera, introduciendo nuevas técnicas para solucionar los problemas que se originaban en la explotación de este sector a mayor profundidad.

Uno de los principales problemas a los que tuvieron que hacer frente en la explotación minera fue el drenaje del agua en las minas, ya que con la llegada de nuevas técnicas de profundización aumentaba la capacidad extractiva y se sobrepasaban los niveles freáticos. Esto, si no se controlaba, podía suponer una inundación de las labores subterráneas, llegándose, incluso a provocar la paralización de la explotación y su posterior abandono.

Los distintos sistemas de drenaje para los trabajos de interior, varía desde los métodos más simples y elementales, como la extracción manual a través de

cazos, espuestas de esparto o cubos, hasta métodos más elaborados, como conducción de estas aguas por canales de maderas y galerías de desagüe o la utilización de maquinaria para elevarlas al exterior.

Cuando la configuración del terreno impedía el sistema de socavones y galerías, era necesario encauzar el agua hacia un punto concreto de la mina o bien elevarla hasta el exterior, utilizando ingeniosos mecanismos de elevación que fuesen menos agotadores y más efectivos que el transporte manual. La principales fuente de conocimientos de estas labores son los X libros de Arquitectura de Vitruvio (arquitecto romano de la época de Augusto, I a.C.), junto con las obras de los autores J. Gonzalo y Tarín (1888) y R. Palmer (1927) en las que anotaban los restos de minería antiguas hallados en cada una de las minas de Huelva y los acompañaban de dibujos precisos. Sin embargo, todos estos ingenios eran caros y solo podían utilizarse donde el mineral era rico. Las principales maquinarias de desagüe documentadas en las minas romanas de nuestra provincia son: el Tornillo de Arquímedes (o Cóclea), la bomba de Ctesibio y las norias.

Antes de centrarnos en cada una de estas maquinarias, hay que mencionar, que todas estas máquinas de extracción de agua empleadas por los romanos fueron usadas anteriormente en la época helenística, pero los técnicos romanos tuvieron la idea de emplearlas en las minas, y cuando lo hicieron toda su destreza consistió en hacer que fueran verdaderamente eficaces. Por tanto el aporte técnico de los romanos no se basó en la invención de las máquinas, sino en el uso que se hizo de ellas.

### TORNILLO DE ARQUÍMEDES O CÓCLEA

El tornillo, tal y como su nombre indica fue inventado por Arquímedes durante un viaje a Egipto. Este ingenio se basaba en un cilindro hueco por el que transcurre un tornillo sin fin (Fig. 1). Generalmente, está construido de madera, aunque en algunos casos la hélice interna era metálica. No elevaba mucho, pero podía sacar una gran cantidad de agua.

Vitruvio recomendaba que su espiral debía tener ocho tabiques, los extremos de su eje debían ser de hierro y una vez montado su carcasa se tenía que untar en pez, para evitar grandes fugas.

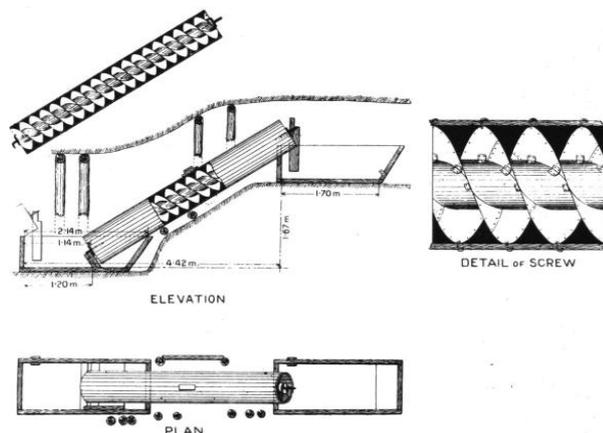


FIGURA 1. Descripción de la composición y funcionamiento del Tornillo de Arquímedes (Tamain, 1966).

Sobre su colocación, la inclinación óptima según Vitruvio, el cual se basaba en el Teorema de Pitágoras, era aproximadamente de  $37^\circ$  (García, 2002). Se situaban en hileras y cargaban el agua desde un depósito inferior a uno superior, desde donde era recuperado por otro tornillo que a su vez lo cargaba hasta otro depósito y así sucesivamente. Se accionaba mediante la fuerza humana, donde un esclavo se cogía con las manos a una barra situada en lo alto y pisaba unos pedales acoplados al cilindro, proporcionándole movimiento.

De este aparato se encontraron tres ejemplares en nuestra provincia. Todos ellos asociados a una polea de cangilones, en la mina de Sotiel Coronada (Calañas), cercanos al pozo San Juan (Delgado y Guisande, 2015). De estos tres, solo uno de ellos se conserva en el Museo de Liverpool.

El que se encuentra en el museo tiene distintas peculiaridades que difieren con las especificaciones que da Vitruvio en su obra. Este tiene una proporción de 1/15, los tabiques que forman la espiral son tres en vez de ocho y están formados por veinticinco capas de laminas de madera superpuestas en 12 m de altura (Arboledas, 2013). Estas láminas están fijadas con clavos de bronce untados en pez y el cilindro que recubre la espiral se encontraba envuelto en una lona embadurnada de pez, junto con una cuerda de esparto embreada, asegurando así su estanqueidad. Su inclinación era de  $17^\circ$  y estaba situado justo por debajo del nivel de socavón al que vertían las aguas elevadas.

### NORIAS (ROTAE AQUAE)

La noria o rueda de radios es una máquina para elevar agua formada por una serie de cangilones unidos a una gran rueda que al girar suben el agua desde la parte baja de la misma hacia la parte alta. Una rueda de este tipo es similar a una rueda de carro, con mayores dimensiones y con el añadido de que en la superficie de rodadura, entre pares de radios, tiene acoplados unos cangilones para coger agua.

Se realizaban completamente en madera, a excepción del eje que solía ser de cobre. Estas se colocaban preferiblemente por parejas, formando baterías, distribuidas en distintos escalones. Así, elevaban el agua desde un escalón hacia el siguiente, comunicándose entre ellas por cortas galerías y canales. Las parejas giraban en sentido inverso (Fig. 2), de forma que vertiesen el agua en el canal siempre con la misma dirección. Su montaje se realiza in situ, es decir dentro de la mina debido a sus grandes diámetros.

Para su puesta en marcha, sobre la superficie de rodadura se fijaban unas tablas, uniendo los extremos de radios, que sobresalían ligeramente. Esas tablas se utilizaban como peldaños recibiendo el impulso del pie del obrero que la accionaba, sentado a una altura superior en la pared frente a la rueda. Este era ayudado por otro obrero, situado en la parte del eje de la rueda, que movía los radios con ayuda de cuerdas (Arboledas, 2013). Su rendimiento era relativamente alto, ya que podían elevar grandes cantidades de agua a una altura considerable (de 3 a 4 m).

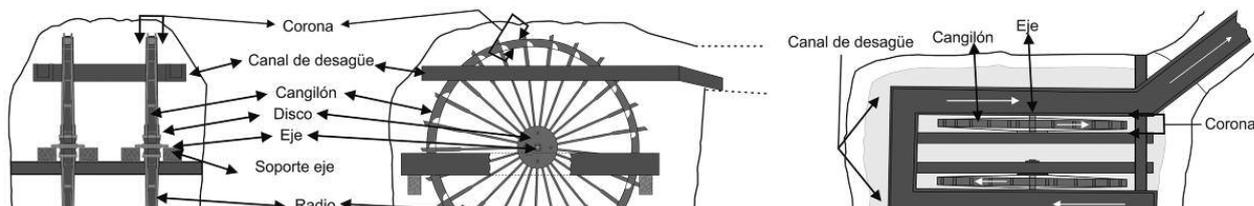


FIGURA 2. Partes y sistemas de funcionamiento de una noria. (Delgado y Guisande, 2015).

Las norias halladas en la Faja Pirítica Ibérica, han sido definidas de “tipo hispánico” y se caracterizan por ser más altas, esbeltas y estrechas. Poseen un diámetro que varía entre 3,60 y 4,65 m, presentan una anchura de cangilón entre 20 y 30 cm, su peso oscila alrededor de los 200 kg y su número de cangilones y radios están entre 22 y 30 (Delgado y Guisande, 2015).

Casi el 50% de las norias que han sido documentadas en la Península Ibérica han sido descubiertas en la provincia de Huelva. En 1875, en Tharsis (Alosno), se hallaron 10 norias en el yacimiento de Filón Norte, de las que actualmente se conserva un quinta parte en el Museum of Transport en Glasgow. Posteriormente, en 1886, en Lagunazo (Alosno) fueron encontradas una pareja de norias similar a las halladas en Tharsis (Delgado y Guisande, 2015).

Es en Riotinto, con más de cincuenta ejemplares donde se han registrado mayor número. De estas, actualmente se conservan los tercios de dos ruedas y un eje de bronce en el Museo Británico; un eje de madera y fragmentos de madera de las norias halladas en Filón Sur expuestas el Museo Minero de Riotinto; y ocho ejes de bronce, tres discos de maderas y una rueda completa al 95% encontrados en Masa Planes exhibidos el Museo de Huelva (Manzano, Ojeda y Rodríguez, IAPH).

A parte de estos restos que se han mantenido, también se han encontrado varias baterías de pares de norias, las cuales fueron documentadas. Como la batería de ocho pares de norias encontradas en Filón sur o Nerva. Estas 16 norias, permitían ascender el agua 29,6 m desde el nivel 309 sobre el nivel del mar en Huelva, hasta los 338,6.

### Polea de cangilones

Se trata de una variante de la anterior empleada cuando la noria no era efectiva debido a la profundidad o porque la zona de carga de la noria tuviese un nivel de agua que no permitiera cargar los cangilones de esta. Consiste en una rueda hidráulica sobre la que se disponía una cadena doble metálica en la que se colgaban unos arcaduces de bronce, con una capacidad de un congio (3,5 litros).

De esta variante en Huelva, solo se conservan unos cangilones de cobre hallados en el yacimiento de Cabeza del Agua (Riotinto) y en la mina de Sotiel Coronada (Calañas). Donde este último hallazgo se documenta, haciendo mención a la existencia de una polea de cangilones combinada con un juego de tornillos de Arquímedes, los cuales ya hemos mencionado anteriormente (Fig. 3).

A pesar de las pocas piezas que se conservan, cabe destacar que el de Sotiel coronada esta realizado en una única pieza, cuando normalmente es en dos. También

se puede hacer mención a dos grabados que presentan dos de los recipientes: “Q.CORNELLIV (s)” en el de Cabeza del Agua y “L.VIBI. AMARANTI. P. XII S.” en el de Sotiel Coronada (Arboledas, 2013). Se cree que dichas inscripciones hacen mención a los fabricantes de las poleas.

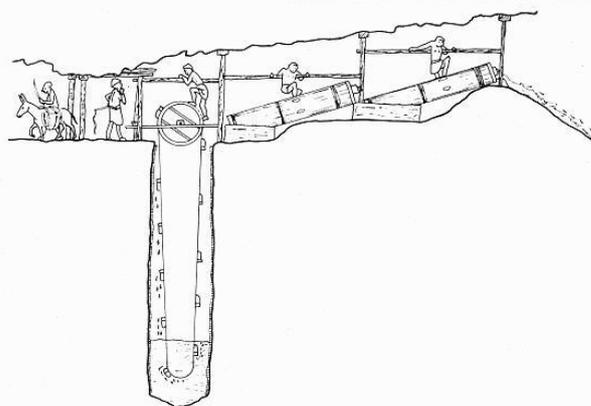


FIGURA 3. Combinación de sistema de desagüe, cangilones y Tornillo de Arquímedes (Mina Sotiel Coronada, Huelva). (Arboledas, 2013).

### BOMBA DE CTESIBIO

Ctesibio (siglo III a.C.) es el inventor de la bomba según Vitruvio. Este utensilio se trata de una bomba hidráulica que consta de dos cilindros idénticos, cada uno con un pistón, que poseen en el fondo una válvula que permite el paso de agua de forma alternativa. Estos pistones convergen en una cámara común, en cuyas entradas existen, unas válvulas antirretorno, permitiendo así que el agua tome una única dirección. La cámara central esta unida a un conducto por el que sale el agua impulsada. Estas pueden ser de cobre o plomo (Fig. 4).

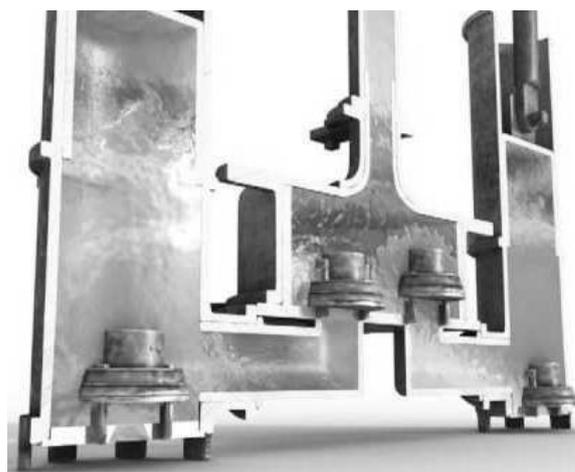


FIGURA 4. Vista de sección de la bomba de Ctesibio (Museo Arqueológico Nacional, Madrid). (Álvarez, 2009)

Se movía a mano, accionando una palanca de madera con un movimiento de vaivén. De manera que cuando el agua ascendía por un pistón, el otro impulsaba el agua que contenía a la tubería central.

Garantizando así, un caudal continuo de agua en la salida.

Una de las dos bombas de este tipo que se conservan en España, fue descubierta fijada al suelo con una obra de mampostería en el tercer piso, travesía 25, de la mina de Sotiel Coronada (Calañas) en nuestra provincia (Delgado y Guisande, 2015). Este es el ejemplar (Fig. 5) más importante y mejor conservado del mundo romano. Actualmente se encuentra en el Museo Arqueológico Nacional de Madrid.

De forma general, esta bomba impelente hallada en Huelva era de bronce y media 0,95 m de alto por 0,41m de ancho. Esta presentaba la particularidad de llevar añadido un tubo flexible en forma de T colocado al final del tubo central. Por estas características, se cree que el uso principal de esta bomba no era achicar agua, sino pulverizarla y enfriar la pirita en el sistema de derribo de la roca dura, donde la acción del fuego se complementaba con la del agua (Arboledas, 2013).



FIGURA 5. Foto de la bomba de Sotiel Coronada, Calañas (Archivo Virtual Museo Arqueológico Nacional, Madrid).

## CONCLUSIONES

A través de este artículo hemos querido mostrar la influencia de la minería romana en la provincia de

Huelva, tratando uno de los temas más importantes a tener en cuenta en las explotaciones mineras cuando los trabajos de extracción sobrepasan los niveles freáticos, como es el achique de agua en las minas.

Podemos observar el alto número de restos arqueológicos hallados en la provincia, destacando sobre todo la cantidad de norias, quedando demostrado, una vez más, la riqueza histórica que posee la provincia onubense, en una actividad tan antigua y tan explotada como es la minería.

## REFERENCIAS

- Álvarez, J. M. (2009): *Bomba de Ctesibio*. [Video]
- Arboledas Martínez, L. (2013): *Minería y Metalurgia romana en el Alto Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada.
- Archivo Histórico Minero Fundación Río Tinto. Minas de Riotinto, Huelva.
- Archivo Virtual del Museo Arqueológico Nacional, Madrid: *Bomba de Ctesibio*.
- Delgado Domínguez, A. y Guisande Santamaría, P. (2015): La noria del museo de Huelva, un *Unicum* en la Arqueología Romana. *De Re Metallica*, 24, 2015 pp. 33-43.
- Fernández Rubio, R. y Lorca Fernández, D. (2002): *El Agua en la Minería Andaluza hasta el siglo XIX*. IGME. Madrid 2002. ISBN. 84-7840-472-4.
- García Romero, J. (2002): *El papel de la Minería y la Metalurgia en la Córdoba Romana*. Tesis Doctoral, Univ. De Córdoba.
- Manzano Beltrán, R., Ojeda Calvo, R. y Rodríguez Trobajo, E.: *Las Ruedas de Achique Romanas de Riotinto*. IAPH. Junta de Andalucía.
- Palmer, R. E. (1926-27): *Notes on some ancient mining equipments and system*. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 31,
- Romero Macías, E. (2010): *Una Apuesta por el Desarrollo Local Sostenible*. Universidad de Huelva.
- Tamain, G. (1966): *Las minas antiguas de El Centenillo (Jaén)*. Oretania, 23-24.

# Propuesta metodológica para la caracterización de un embalse minero mediante técnicas geofísicas y posterior contraste de resultados mediante ICP y DRX

## *Methodological proposal for characterization of a mining reservoir using geophysical techniques and subsequent contrast of results by ICP and DRX*

J. Grande<sup>1,2</sup>, M. Santisteban<sup>1,2</sup>, T. Valente<sup>1,2</sup>, J. Borrego<sup>1</sup> y P. Fernández<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

<sup>2</sup> Departamento de Ciências da Terra, Institute of Earth Sciences, Pole of University of Minho, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal.

<sup>3</sup> Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Universidad de Oviedo, Escuela Politécnica de Mieres, c/Gonzalo Gutiérrez Quirós, s/n., 33600 Mieres, España.

**Resumen:** El presente estudio se llevó a cabo en la presa de agua Marismillas, en la Faja Pirítica Ibérica (FPI), SO de España. Este embalse recibe agua del río Tinto, conocido por sus altos niveles históricos de contaminación por AMD. En consecuencia, hoy en día, Marismillas se encuentra colmatado por la acumulación de materia rica en sulfuros procedentes de las de las minas de Riotinto. Una campaña de muestreo integrada se llevó a cabo con los siguientes objetivos: i) caracterizar las aguas de entrada al embalse; ii) revelar horizontes de acumulación preferencial de metales, y iii) proponer un modelo del proceso de colmatación. Las muestras se recogieron mediante tres sondeos de perforación, desde la superficie hasta la parte inferior. El objetivo del presente trabajo es la determinación horizontes de acumulación de potenciales elementos de interés económico en la Presa de Marismillas, y el establecimiento de modelos de colmatación de presas mediante técnicas geofísica y su contraste posterior con sondeos mecánicos y recuperación de testigos para su análisis químico y mineralógico mediante técnicas de ICP y difracción de R-X. En definitiva, se pretende determinar la posible existencia de un patrón detectable en la distribución de las cargas metálicas que permita optimizar la exploración y prospección posterior.

**Palabras clave:** Drenaje Ácido de mina; Faja Pirítica Ibérica; Riotinto; Marismillas; Metales

**Abstract:** *The present study was performed in the Marismillas water dam, in the Iberian Pyrite Belt, SW Spain. This reservoir receives water from the Tinto River, known by its historical high levels of contamination by AMD. Additionally to soluble pollutants, sulfates and metals in the form of particulate matter have been transported for decades. Consequently, today, Marismillas is clogged by the accumulation of sulfide-rich material from the RioTinto mines. An integrated sampling campaign was accomplished with the following objectives: i) to characterize the input waters; ii) to reveal horizons for preferential accumulation of metals, and iii) to propose a model of the clogging process. The aim of this study is to determine the horizons of accumulation of potential elements of economic interest in the dam Marismillas, and the modeling of silting of dams using geophysical techniques and subsequent contrast to mechanical drilling and recovery of witnesses for chemical and mineralogical analysis by ICP techniques and X-ray diffraction. Definitively, it is to determine the possible existence of a detectable pattern in the distribution of metal loads to optimize the exploration and subsequent prospecting.*

**Key words:** *Acid mine drainage; Iberian Pyrite Bel, Riotinto; Marismillas; Metals.*

## INTRODUCCIÓN

En Europa, los principales problemas de contaminación por metales pesados en las aguas de ríos y embalses están asociados al drenaje ácido de mina (AMD), que tiene lugar en la Faja Pirítica Ibérica (FPI), situada en el SO Europeo, a lo largo de las provincias de Huelva y Sevilla, así como en el Sur de Portugal. La intensa actividad minera, superficial y subterránea en esta zona metalogenética, ha dejado, en el medio descrito un legado de aproximadamente 90 minas abandonadas (Grande *et al.*, 2013), con sus pozos, socavones y

cortas, sus innumerables kilómetros de túneles y sus 350 millones de m<sup>3</sup> de residuos dispersos en innumerables escombreras y balsas mineras constituyendo todos ellos, focos contaminantes que afectan a las aguas y sedimentos de estos ríos y de la zona litoral de influencia.

El drenaje ácido de mina representa una importante amenaza ambiental en todo el mundo, difícil de resolver (Younger *et al.*, 2002;.. Banks *et al.*, 2004; Nordstrom y Alpers, 1999).

La presencia de embalses en redes fluviales afectadas por procesos de drenaje ácido de mina es habitual en regiones mineras, tanto para uso industrial, dentro de las propias instalaciones de tratamiento mineralúrgico y metalúrgico asociadas a la explotación, como para uso agrícola o urbano en cauces que reciben como parte de sus afluentes flujos de agua que transportan lixiviados mineros.

La presa de Marismillas (Figura 1) almacena aguas del río Tinto tras su paso por el complejo minero Riotinto (SO España), y se encuentra en la actualidad colmatada de sedimentos finos procedentes de las explotaciones mineras en las proximidades de Nerva. El río nace en las proximidades de la mina Peña del Hierro donde ya se contamina desde el propio nacimiento, para unos centenares de metros más abajo, atravesar el área minera de Riotinto donde recibe los mayores aportes contaminantes y discurrir, ya muy afectado por AMD hacia el Sur, a lo largo de un recorrido de 80 Km hasta

desembocar en el Océano Atlántico. Este cauce presenta una cuenca vertiente de 700 Km<sup>2</sup> y recoge lixiviados no solo de las escombreras como principal foco productor de AMD, sino que, en el caso del área minera de Riotinto recibe aguas procedentes de diferentes explotaciones subterráneas y a cielo abierto.

El objetivo del presente trabajo es la determinación horizontes de acumulación de potenciales elementos de interés económico en la Presa de Marismillas, y el establecimiento de modelos de colmatación de presas mediante técnicas geofísica y su contraste posterior con sondeos mecánicos y recuperación de testigos para su análisis químico y mineralógico mediante técnicas de ICP y difracción de R-X. En definitiva, se pretende determinar la posible existencia de un patrón detectable en la distribución de las cargas metálicas que permita optimizar la exploración y prospección posterior, en su caso.

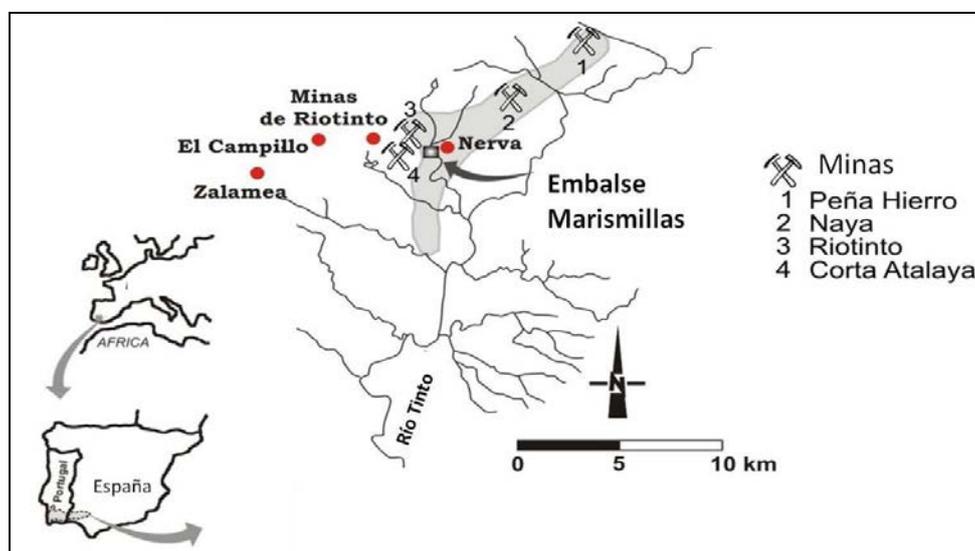


FIGURA 1. Mapa de localización

## MATERIALES Y MÉTODOS

El procedimiento seguido se concreta en la definición en campo de unas redes de prospección geofísica, la interpretación y tratamiento matemático de los datos de geofísicos, para una posterior perforación mecánica con recuperación de testigo (Figura 2a) en los puntos correspondientes a las anomalías detectadas, y el análisis de las muestras de los testigos para contrastar las hipótesis planteadas a partir de los ensayos no destructivos.

Las técnicas empleadas han sido Georradar y Magnetómetro de protones.

El estudio realizado con el Georradar ha consistido en la realización de una malla cuadrada (Malla 1 de la Figura 4), de 25m x 25m, con la antena de 100 MHz

apantallada. Las coordenadas geográficas de los vértices de la malla se presentan en la siguiente Figura 4 acompañada de la tabla con los valores de las mismas.

La campaña magnetométrica en el embalse de Marismillas, ha sido realizada con un magnetómetro de precesión de protones modelo G-856 AX de la casa "Geometrics". Para la toma de datos magnetométricos se han tomado medidas a lo largo de dos perfiles y de dos mallas que se representan en la Figura 4.

Ambas mallas (Malla 1 y Malla 2) son cuadradas de 25m de lado, están orientadas paralelamente al norte magnético y constan de 36 puntos de medida espaciados entre sí 5 metros. Los dos perfiles (Perfil 1 y Perfil 2) son perpendiculares entre sí. Ambos son de 100 metros de longitud y constan de 21 puntos de medida, a 5 metros de distancia uno de otro.

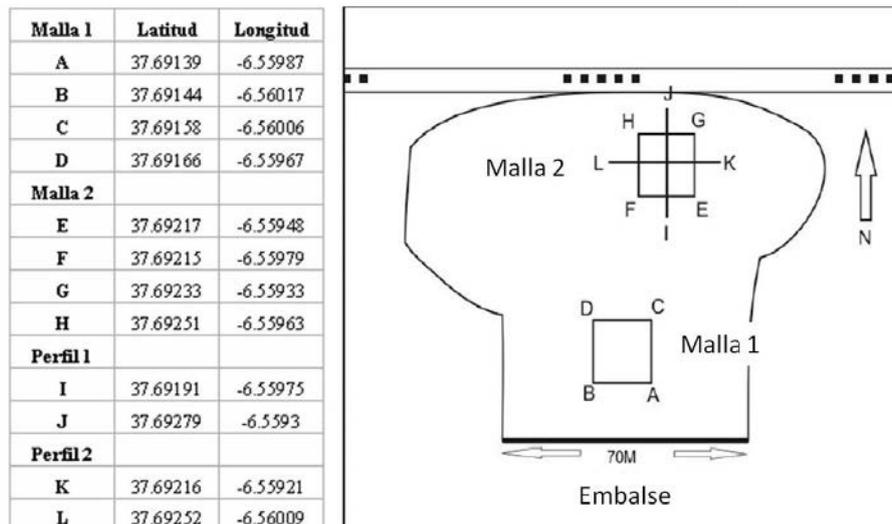


FIGURA 2. Localización y denominación de las mallas y los perfiles en el embalse de Marismillas. En la tabla de la derecha se observan las coordenadas de los vértices de la malla y de los extremos de los perfiles y en la imagen inferior la toma de datos empleando gradiometría.

## RESULTADOS

La Figura 3 representa las anomalías obtenidas por el magnetómetro de protones. Se observa un área anómala de aproximadamente 20 nT (círculo rojo) por encima del valor medio de fondo. También se observa otra zona de anomalías positivas pero de menor intensidad en una zona más alejada (zona verde) que se correspondería con una zona de transición, así como una zona con valores negativos (zona azul).

Tras el análisis de los resultados obtenidos por el georradar podemos ver que no se detecta ninguna forma geométrica lo suficientemente anómala en los perfiles realizados, observándose prácticamente todas las reflexiones horizontales, lo cual indica que las capas están dispuestas horizontalmente, tal y como se suponía inicialmente. Recurriendo a los cortes horizontales sí que se observan zonas donde se recibe más amplitud en la señal reflejada que en otras (Figura 3). Como la amplitud de la onda reflejada depende del contraste de los parámetros electromagnéticos, se procedió al estudio de aquellas zonas donde la onda reflejada adquiere los valores de amplitud más elevados (zonas 1, 2, 3 y 4 de la Figura 3). Estas zonas

podrían contener, según lo explicado, interfaces de materiales donde los parámetros electromagnéticos son diferentes (existencia de materiales con diferente conductividad; existencia de materiales con susceptibilidad magnética diferentes, etc.).

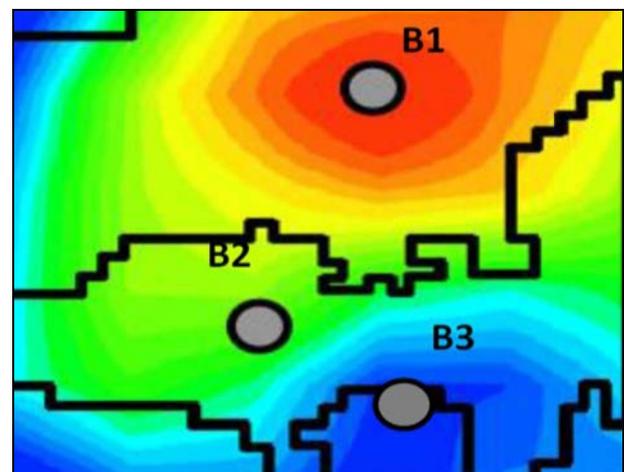


FIGURA 3. Representación de las anomalías magnéticas detectadas por el magnetómetro de protones.

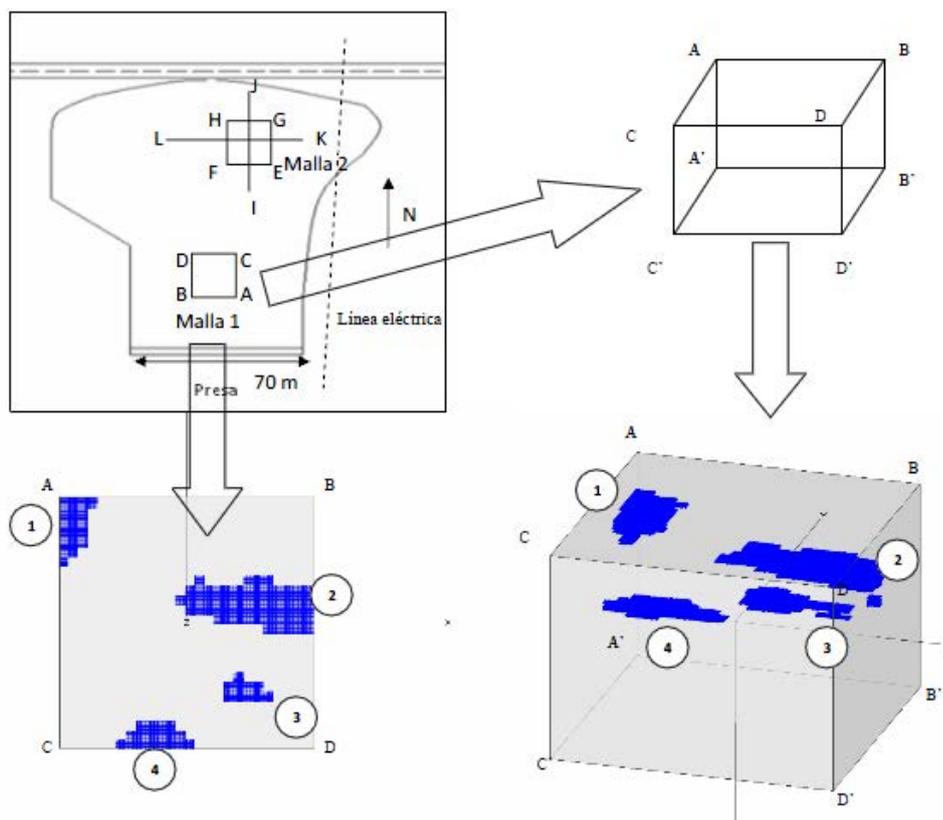


FIGURA 4. Representación de las anomalías de la malla.

## CONCLUSIONES

Como conclusiones podríamos decir que:

1. El valor mas alto correspondiente a los datos magnéticos podría interpretarse como una anomalía local de concentración de materiales con altas propiedades magnéticas. El área magnética con valores mas bajos correspondería a un lugar con mucha menos concentración de los mismos minerales.

2. El área en el que el georradar ha obtenido menores valores podría relacionarse con una zona donde el terreno tiene, a nivel local, una alta saturación de agua. En términos generales, un contenido de agua elevado impediría la penetración del georradar a grandes profundidad.

A partir de la evidencia recopilada mediante los datos geofísicos se recomienda la perforación de tres sondeos (B1, B2 y B3).

## BIBLIOGRAFÍA

- Banks D (2004): Geochemical processes controlling minewater pollution. Groundwater management in mining areas. *Proceedings of the 2nd IMAGE-TRAIN Advanced Study Course*. Prokop, Younger and Roehl Eds. Viena. 17–44.
- Grande, J.A.; Valente, T.; de la Torre, M.; Santisteban, M.; Cerón, J.C.; Perez-Ostale, E. (2013): Characterization of acid mine drainage sources in the Iberian Pyrite Belt: base methodology for quantifying affected areas and for environmental management. *Environ Earth Sci* DOI 10.1007/s12665-013-2652-0.
- Nordstrom DK, Alpers CN (1999) Geochemistry of acid mine waters. In: Plumlee GS, Logson MJ (eds). The environmental geochemistry of mineral deposits. Reviews in *Economic Geology*, vol. 6A, *Society of Economic Geologists, Inc, Littleton*, 133–160.
- Younger PL, Banwart SA, Hedin RS (2002): Mine water: hydrology, pollution, remediation. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

## Incidencia ambiental de las actividades mineras en la zona del Priorat (Tarragona)

### *Environmental effects of mining activities at the abandoned Priorat mining district (Tarragona)*

A. Navarro<sup>1</sup>, G. Arnó<sup>2</sup>, V. Camps<sup>2</sup>, M. Colomer<sup>2</sup>, I. Herms<sup>2</sup> y J. Cirés<sup>2</sup>

1 Dep. Mecánica de Fluidos, ETSEIAT, Universidad Politécnica de Cataluña, 08222 Terrassa. navarro@mf.upc.edu

2 Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Parc de Montjuic s/n, 08038 Barcelona

**Resumen:** En el distrito minero abandonado del Priorat han sido explotados depósitos filonianos polimetálicos asociados con intrusiones graníticas y metasedimentos. El vertido de residuos mineros y el drenaje de las minas ha contribuido, a pesar de las condiciones de pH neutro, a la movilización de algunos metales hacia las aguas superficiales, subterráneas y los suelos. Los residuos mineros contienen elevadas cantidades de Cu, Pb, Zn, As, Sb, Ba, por encima de los niveles regulados en Cataluña para suelos de uso industrial. Los drenajes de las minas y las aguas subterráneas muestran, por lo general, un pH neutro a causa de la disolución de carbonatos y silicatos, así como altas concentraciones de sulfatos, Fe, Mn, As, Pb y Zn. La modelización geoquímica ha mostrado que los carbonatos pueden controlar la solubilidad de Ca y Mg y el pH, mientras que la sanidina no es estable en estas aguas y es probable que se disuelva. La presencia de plomo en los drenajes mineros y las aguas subterráneas, en concentraciones relativamente bajas, a pesar de la estabilidad del  $\text{PbCO}_3^0$  y la abundancia de galena en los depósitos minerales, puede deberse a la formación de anglesita sobre la galena, lo que bloquearía el proceso de meteorización del sulfuro.

**Palabras clave:** residuos mineros, drenajes, aguas subterráneas, metales.

**Abstract:** In the abandoned Priorat mining district have been exploited polymetallic vein deposits associated with granite intrusions and metasediments. The dumping of mine wastes and the spill of mine drainage contributed, in spite of neutral pH conditions, to the metal mobilization to surface water, groundwater and soils. Mine wastes contained high amounts of Cu, Pb, Zn, As, Ba and Sb, above the regulated levels in Catalonia for soils of industrial use. Mine water from mine shafts and groundwater, generally, had neutral pH from carbonate and silicate dissolution, and showed high concentrations of sulphate, Fe, Mn, As, Pb and Zn. Geochemical modeling showed that carbonates may control the solubility of Ca and Mg and pH, while sanidine is not stable in these waters and likely dissolve. The presence of lead in mine water and groundwater at relatively low concentrations, despite  $\text{PbCO}_3^0$  stability and the presence of Galena on vein deposits, may be due to the formation of Anglesite on Galena, which would block the process of weathering of the sulphide.

**Key words:** mine wastes, mine water, groundwater, metals.

### INTRODUCCIÓN. MARCO GEOLÓGICO

Los problemas geoambientales a causa de actividades mineras han sido objeto de estudio en numerosos lugares del mundo. (Dold y Fontboté, 2001; Lothmoser, 2003; Navarro y Cardellach, 2009). El tipo de elementos potencialmente contaminantes así como su concentración en el medio depende de las concentraciones de los mismos en mineralización y encajante y de la naturaleza de cada depósito mineral (Seal y Foley, 2002), siendo frecuentes As, Fe, Cu, Zn, Cd, Co, Ni, Pb, Hg, Tl, Se, Te y Sb. En cualquier caso, la posible contaminación del suelo y las aguas (superficiales y aguas subterráneas) por la generación de efluentes más o menos ácidos, suele ser la afección más importante en el entorno de antiguas zonas mineras. En estos casos, la movilización de los metales

depende, también, de la geoquímica de las mineralizaciones, la de la roca encajante y de la alteración supergénica de los depósitos y por otro, de los métodos de concentración, las características de residuos, los procesos metalúrgicos utilizados, la climatología y los parámetros hidráulicos del terreno (zona no saturada y zona saturada).

La antigua zona minera del Priorat (Fig. 1) se sitúa al SE de Tarragona y forma parte de las Cordilleras Costeras Catalana (CCR), estando localizados los principales depósitos minerales explotados en los materiales paleozoicos. Dichos materiales comprenden series detríticas de edad Carbonífera y Pre-Carbonífera, así como granitoides post-tectónicos de composición calco-alcalina y diques graníticos de textura porfídica. Las principales mineralizaciones explotadas en el

sector Bellmunt-El Molar fueron filones de baja temperatura con un gran desarrollo vertical (500 m) y emplazados exclusivamente en el zócalo hercínico. Las minas más importantes (Eugenia, Regia y Mineralogía) están asociadas a los diques graníticos o a los metasedimentos (Eugenia), presentando una mineralogía relativamente simple y compuesta por galena, calcopirita, esfalerita y cantidades menores de millerita, cerusita y pirita. La ganga es de carácter carbonatado y está compuesta por dolomita, calcita y ankerita. La actividad minera cesó en 1993, habiéndose generado en las proximidades de las minas principales una importante cantidad de residuos mineros que pueden estar comprendidos entre 1 y 2 Mt.

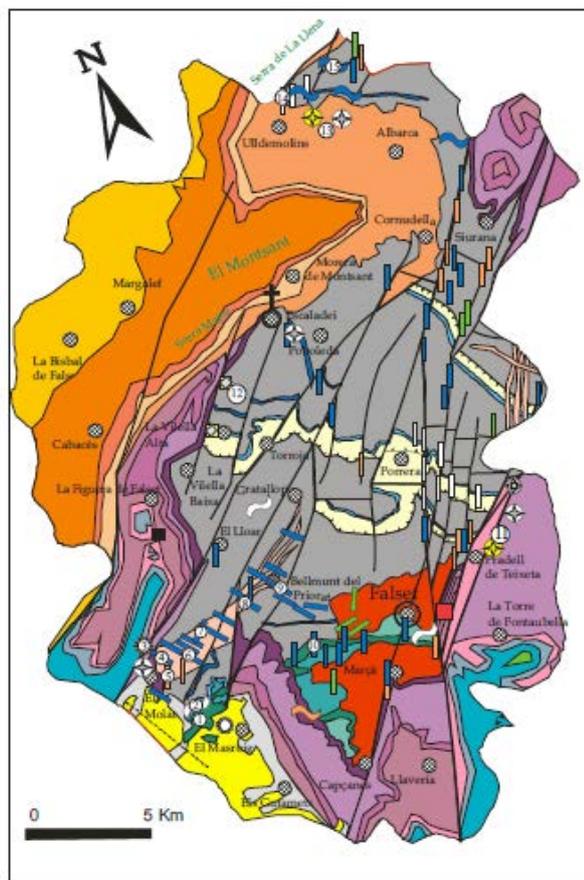


FIGURA 1. Mapa Geológico sintético de la zona estudiada (Melgarejo, 2015)

## MATERIALES Y MÉTODOS

Las muestras procedentes de los filones y escombreras han sido previamente secadas para extraer su humedad, y trituradas hasta obtener un tamaño de partícula adecuado. Se cuarteó cada muestra y se tomó una parte para luego enviarla a analizar por INAA e ICP a ACTLABS (Ontario, Canadá). Los análisis químicos se realizaron por los métodos de activación neutrónica (INAA) y espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado por inducción (ICP-OES o ICP-AES) mediante digestión ácida de las muestras, en ACTLABS (Ontario, Canadá).

Los puntos de agua muestreados son en su mayoría drenajes mineros y captaciones de uso agrícola, habiéndose tomado en cada punto dos muestras de agua. En la primera y después de acidificarla a pH=2, se determinaron mediante ICP-AES e ICP-MS: K, Ca, Mg, Fe, Ba, Li, Sr, Ni, Cr, Na, P, S, Si, Al, Pb, Zn, Ti, Sn, V, U, Cu, Mn, Cd, Mo, Co, Be, Au, Bi, Ag, Ga, Ge, Y, Zr, Ru, Pd, In, Te, Cs, Pt, Sb, Hg, As y Se. Al mismo tiempo y a partir de una segunda muestra, no acidificada, se analizaron mediante cromatografía iónica los aniones fundamentales, midiéndose pH, Eh Temperatura y conductividad eléctrica (EC) en el campo. Los análisis químicos de aguas y lixiviados se llevaron a cabo en el laboratorio ambiental de Mina d'Aigües de Terrassa y Actlabs (Ontario, Canadá).

## RESIDUOS MINEROS

La composición geoquímica de los residuos indica unos contenidos mayoritarios congruentes con la litología en la que se encajan las mineralizaciones, destacando únicamente los contenidos en sílice del material de mina Regia y Mineralogía. Ello se debe a que se trata de mineralizaciones encajadas en los pórfidos. En relación con los metales y metaloides destacan los altos contenidos en Cu (30-340 ppm), Pb (7830 a >10000 ppm) y Zn (360 a >10000 ppm), principales metales de las mineralizaciones, que junto al As (14-98 ppm) y Sb (3.5-161 ppm) presentan valores por encima de los niveles NGR de la Generalitat de Catalunya. Resulta destacable el caso del Pb que presenta valores superiores al 1% en los residuos y en el concentrado gravimétrico de la mina Mineralogía. De hecho en todas estas muestras, excepto la perteneciente a la mina Eugenia, se podía observar a simple vista la presencia de galena. También el Ba (992-14610 ppm) supera el valor máximo de 500 ppm en todas las muestras, a causa de la presencia abundante de baritina en algunas mineralizaciones. Los datos de los distintos ensayos de lixiviación muestran una cierta similitud entre los resultados pertenecientes a la mina Regia y los de la mina Mineralogía, posiblemente a causa de la semejanza de las menas tratadas. Los datos obtenidos se han comparado con los límites para los ensayos de lixiviación por percolación en residuos admisibles en vertederos para residuos inertes (Decisión 2033-33-CE). Los resultados, tanto para los componentes mayoritarios de los lixiviados como para metales y metaloides, indican que en ningún caso se superan las máximas concentraciones establecidas para los ensayos de lixiviación, que son los más parecidos a los realizados. Únicamente, y para el caso del Pb lixiviado a partir de los residuos de la mina Eugenia, se alcanzan concentraciones cercanas al nivel de referencia considerado (150 µg/L), probablemente por la presencia de hidróxidos de Pb solubles en la escombrera, y que han sido detectados en el estudio mineralógico.

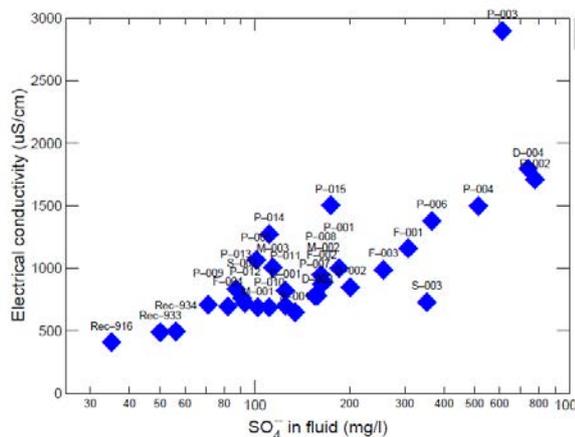
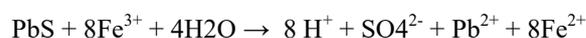


FIGURA 2. Relación entre sulfatos y conductividad eléctrica en las aguas.

## HIDROGEOQUÍMICA

Los datos correspondientes a los drenajes, aguas subterráneas y superficiales muestreados indican una gran homogeneidad hidroquímica, perteneciendo la

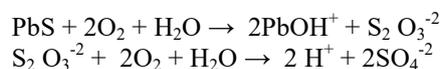
mayor parte de las muestras a la facies bicarbonatada cálcica (Tabla 1). En la figura 2 puede verse el incremento de la conductividad eléctrica en función del contenido en sulfatos desde el agua de recarga y que lleva hacia las muestras más ricas en sulfatos y salinidad como son las muestras de la Mina Eugenia (P-002) y el drenaje de la Mina Regia Antigua (D-004). El incremento de la mineralización parece producido por la interacción agua-roca, que incluye la oxidación de los sulfuros (principalmente galena) la disolución de los productos de la oxidación y la posterior neutralización producida por los carbonatos y los aluminosilicatos. Los elevados contenidos en sulfatos proceden, fundamentalmente, de la oxidación de los sulfuros, aunque no se debe descartar la disolución de evaporitas en muestras cercanas a los afloramientos triásicos. La existencia de piritita favorece, por tanto, la creación de ambientes ácidos y facilita la oxidación de otros sulfuros del tipo “MS” (esfalerita, galena, etc.) que por sí mismos no generan cantidades importantes de ácido. Así, en el caso de la galena tenemos:



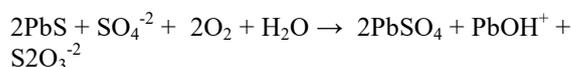
M	D-001	D-002	D-003	P-001	P-002	P-003	D-004	P-004	P-005	P-006	P-007	P-008	P-009	P-010	P-011	P-012	P-013
Ca	112	73	103	125	183	211	185	125	134	133	116	121	113	102	136	90	106
Mg	21	57	44	45	134	186	144	51	47	65	33	41	18	22	18	23	24
Na	23	18	18	38	59	246	46	139	38	86	8.5	28	17	19	22	24	21
K	0.7	3.1	1.3	3.5	7.6	20	6.6	3.4	1.7	3.4	1	1.9	3.7	2.7	1.2	1.5	2.2
Cl	25	19	21	63	34	119	26	70	28	65	14	36	24	19	36	20	30
SO <sub>4</sub>	125	201	158	185	776	611	739	513	101	365	155	162	71	111	125	93	87
pH	7.9	8.4	7.8	7.5	7.6	6.3	8.1	7.6	7.3	7.4	7.4	7.5	7.5	7.7	7.1	8.1	7.4
Fe	0.15	0.05	0.13	0.13	0.27	0.41	0.31	0.16	3.2	0.24	0.17	0.17	0.18	0.21	0.19	0.11	0.15
Cu	3.2	10.2	21.7	1	3.1	28	5.4	6	2.3	2.1	5.7	1	15	2.6	3.7	5.8	5.8
As	1.2	8.2	79.6	2.5	1.5	1	0.7	3	0.15	0.9	0.15	0.7	27	0.15	1.6	1	6.9
Pb	35	11	9	0.05	1.8	27	1.7	13	0.05	0.05	0.05	0.05	0.65	0.05	33	0.25	1.1
Zn	2.5	2.5	2.5	2.5	598	653	532	1030	32	179	445	21	35	2.5	7.5	2.5	263

TABLA 1. Principales datos hidroquímicos de los drenajes mineros (D) y pozos muestreados (P) Datos en mg/L excepto Cu, As, Pb y Zn (µg/L). (\*): mg/L

En el caso de que la piritita sea escasa, como en la zona estudiada, la meteorización de la galena se produce por la acción del O<sub>2</sub> atmosférico en dos etapas:



Además, en presencia abundante de sulfatos, como sucede en las aguas analizadas, se puede producir la precipitación de anglesita:



Por tanto, buena parte de este  $Pb^{2+}$  que se incorpora al medio podría precipitar rápidamente como sulfato de plomo (anglesita) o carbonato de Pb (cerusita) en función de las condiciones de pH. Además, en la zona de estudio, dada la abundancia de dolomita y ankerita, los procesos de neutralización también vendrán condicionados por las reacciones de disolución de dichos minerales.

Para estudiar la distribución espacial de los principales metales presentes en las aguas subterráneas y drenajes mineros se han realizados diversos mapas de isocontenido en relación con los siguientes metales y metaloides: As, Sb, Mn, Fe, Zn, Pb, Cu, Hg, Ag, Sr, Ba y Cd. En relación con el As la mayor parte de muestras registran valores bajos y por debajo de los valores límite de potabilidad ( $10 \mu\text{g/L}$ , Tabla 1). En relación con el Sb la situación es similar, puesto que los valores detectados son muy bajos y únicamente se alcanza el límite máximo admisible para las aguas potables en la muestra P-004, perteneciente a un pozo minero. En el caso del Mn las mayores concentraciones se alcanzan en los pozos P-003, P-005 y P-010, donde se han detectado condiciones reductoras que explicarían las elevadas cantidades de Mn disuelto. En el caso del Fe, las mayores concentraciones se detectan en los pozos con condiciones reductoras (P-003 y P-005), aunque también existe un número elevado de pozos con valores por encima de la potabilidad. Su origen debe asociarse, mayoritariamente, a la meteorización de los sulfuros de Fe. El Zn aparece en mayor concentración en los drenajes y pozos afectados por la actividad minera. El Pb aparece en concentraciones por encima de la potabilidad ( $10 \mu\text{g/L}$ ) en numerosos puntos (Tabla 1). En cualquier caso, las concentraciones detectadas no son excesivamente elevadas y se parecen a las encontradas en áreas mineras similares como Linares-La Carolina (Hidalgo et al., 2010)

## MODELIZACIÓN

La especiación química de los metales en solución y los índices de saturación de distintas fases minerales se han calculado mediante el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo 1999). En relación con el Fe, en todas las muestras, salvo en los drenajes D-001 y D-002, la especie más abundante es  $\text{Fe}(\text{OH})^{2+}$  y  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , es decir especies asociadas a  $\text{Fe}^{3+}$ . En cuanto al Pb, la especie más abundante en todas las muestras es  $\text{PbCO}_3^0$ . En relación con el Zn, las especies más abundantes son  $\text{ZnCO}_3^0$  (muestras D-001, D-003, D-004 y P-015) y la especie  $\text{Zn}^{2+}$  (muestras P-002, P-004, P-005, P-014 y S-003). Por lo general, las aguas presentan sobresaturación con respecto a la calcita y dolomita en todas las muestras, exceptuando P-003, aunque los valores están próximos a 0, lo que indicaría que dichas fases minerales controlan la solubilidad de Ca y Mg, así como el pH. En el caso de la anglesita y cerusita las aguas presentan subsaturación en casi todas las muestras estudiadas, tanto en las aguas subterráneas como en los drenajes, por lo que no parece probable

que controlen los contenidos de Pb disuelto. En relación con los silicatos, las aguas están saturadas respecto a la sanidina, excepto la muestra P-002, presentando valores próximos a 0 y que indicarían que dicha fase mineral controla la disolución de algunos iones mayoritarios y del Al, aunque éste último tiene tendencia a precipitar, ya que las muestras presentan sobresaturación respecto a la gibbsita.

## CONCLUSIONES

El vertido incontrolado de residuos mineros y el drenaje de la mina ha contribuido, a pesar de las condiciones de pH neutro, a la movilización de algunos metales. Así, los drenajes de las minas y las aguas subterráneas muestran altas concentraciones de sulfatos, Fe, Mn, As, Pb y Zn. Por otro lado, los residuos mineros contienen elevadas cantidades de Cu, Pb, Zn, As, Sb, Ba, por encima de los niveles regulados en Cataluña para suelos de uso industrial. El Pb es el metal de mayor interés y se presenta en las aguas en bajas concentraciones a pesar de la estabilidad del  $\text{PbCO}_3^0$  y de la gran cantidad de galena en el medio. Ello puede deberse a la formación de anglesita sobre las partículas de galena, lo que bloquearía el proceso de meteorización de dicho sulfuro. También la posible formación de cerusita sobre las partículas de galena impediría la posterior oxidación del sulfuro y la consiguiente movilización del Pb.

## REFERENCIAS

- Dold, B. y Fontboté, Ll. (2001): Element cycling and secondary mineralogy in porphyry copper tailings as a function of climate, primary mineralogy and mineral processing. *Journal of Geochemical Exploration*, 74: 3-55.
- Hidalgo, M.C., Rey, J., Benavente, J. y Martínez, J. (2010): Hydrogeochemistry of abandoned Pb sulphide mines: the mining district of La Carolina (southern Spain). *Environmental Earth Sciences*, 61: 37-46.
- Lottermoser, B. (2003): *Mine Wastes*. Springer, Berlín, 277 p.
- Melgarejo, J.C. (2015): *Memòria tècnica sobre la geologia, depòsits minerals i aprofitaments miners a la zona minera de Bellmunt-El Molar*. ICGC.CG-0002/15.
- Navarro, A. y Cardellach, E. (2009): Mobilization of Ag, Heavy metals and Eu from the waste deposit of Las Herrerías mine (Almería, SE Spain). *Environmental Geology*, 56: 1389-1404.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (1999): *User's Guide to PHREEQC (version 2)-a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 99-4259.
- Seal, R.R. y Foley, N.K. (2002): *Progress on Geoenvironmental Models for Selected Mineral Deposit Types*. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-195, 213 p.

## Estimación del fondo geoquímico en suelos y sedimentos en el antiguo distrito minero del Priorat (Tarragona)

### *Determination of the geochemical background in soils and sediments at the abandoned Priorat mining district (Tarragona)*

A. Navarro<sup>1</sup>, I. Herms<sup>2</sup>, J. Cirés<sup>2</sup>, G. Arnó<sup>2</sup> y J. Martínez<sup>3</sup>

1 Dep. Mecánica de Fluidos, ETSEIAT, Universidad Politécnica de Cataluña, 08222 Terrassa. navarro@mf.upc.edu

2 Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Parc de Montjuïc s/n, 08038 Barcelona

3 GEOMAR Ingeniería del Terreny, SLP, C. València, 1, 08015 Barcelona

**Resumen:** En el distrito minero abandonado del Priorat, las actividades mineras y metalúrgicas han contribuido a la aparición de anomalías en suelos y sedimentos que muestran concentraciones significativas de As, Ba, Co, Cu, Ni, Pb, Sb, V y Zn. Con el fin de estimar los valores de fondo geoquímicos, 95 muestras de suelo y 28 muestras de sedimentos fueron tomadas en un área de 64 km<sup>2</sup>, aproximadamente. Para la estimación de los valores de fondo se aplicaron dos técnicas estadísticas. En primer lugar, se utilizó la técnica “2σ iterativa” y a continuación la función de distribución, dando como resultado las siguientes concentraciones de fondo para los suelos: As (2.6-19.4 mg·kg<sup>-1</sup>), Ba (31.9-936.1 mg·kg<sup>-1</sup>), Co (1.0-26.9 mg·kg<sup>-1</sup>), Cu (6.4-73.6 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (7.9-60.7 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (9.0-99.1 mg·kg<sup>-1</sup>), Sb (0.1-2.3 mg·kg<sup>-1</sup>), V (17.4-128.6 mg·kg<sup>-1</sup>) y Zn (30.0-225.6 mg·kg<sup>-1</sup>). Los umbrales de anomalía obtenidos para suelos estaban por encima de los niveles regulados en Cataluña para suelos (valores NGR) para Ba (500 mg·kg<sup>-1</sup>), Co (25 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (45 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (60 mg·kg<sup>-1</sup>) y Zn (170 mg·kg<sup>-1</sup>). Los mapas de isocontenido de los metales en el suelo han mostrado varias áreas anómalas relacionadas con las principales zonas mineras antiguas (minas Eugenia, Regia y Renania). En los sedimentos los umbrales de anomalía para As (30 mg·kg<sup>-1</sup>), Cu (69.2 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (44.3 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (233.5 mg·kg<sup>-1</sup>) and Zn (292.7 mg·kg<sup>-1</sup>) están por encima de los valores de referencia para sedimentos de puntos definidos por la EPA.

**Palabras clave:** suelo, sedimentos, metales, fondo.

**Abstract:** In the abandoned Priorat mining district, the mining and metallurgic activities produced soil and sediment anomalies associated with significant concentrations of As, Ba, Co, Cu, Ni, Pb, Sb, V and Zn. In order to estimate geochemical background values, 95 soil and 28 sediment samples were taken in an area of 64 km<sup>2</sup>, approximately. For the estimation of geochemical background values direct geochemical methods and two statistical techniques were applied. The “iterative 2σ” technique and calculated distribution function were used, resulting background concentrations range for soils as follows: As (2.6-19.4 mg·kg<sup>-1</sup>), Ba (31.9-936.1 mg·kg<sup>-1</sup>), Co (1.0-26.9 mg·kg<sup>-1</sup>), Cu (6.4-73.6 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (7.9-60.7 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (9.0-99.1 mg·kg<sup>-1</sup>), Sb (0.1-2.3 mg·kg<sup>-1</sup>), V (17.4-128.6 mg·kg<sup>-1</sup>) and Zn (30.0-225.6 mg·kg<sup>-1</sup>). The thresholds obtained for soils were above the regulated levels in Catalonia for soils (NGR values) for Ba (500 mg·kg<sup>-1</sup>), Co (25 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (45 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (60 mg·kg<sup>-1</sup>) and Zn (170 mg·kg<sup>-1</sup>). Isoconcentration maps of main metals in the soil showed extended anomalous areas related with the main old mining areas (Eugenia, Regia and Renania mines). In the sediments thresholds values of As (30 mg·kg<sup>-1</sup>), Cu (69.2 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (44.3 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (233.5 mg·kg<sup>-1</sup>) and Zn (292.7 mg·kg<sup>-1</sup>) were above the freshwater sediment screening benchmarks values defined by U.S. EPA.

**Key words:** soil, sediment, metals, background.

### MARCO GEOLÓGICO. MATERIALES Y MÉTODOS

La antigua zona minera del Priorat se sitúa al SE de Tarragona y forma parte de las Cordilleras Costeras Catalana (CCR), estando localizados los principales depósitos minerales explotados en los materiales paleozoicos. Dichos materiales comprenden series detríticas de edad Carbonífera y Pre-Carbonífera, así como granitoides post-tectónicos de composición

calco-alcalina y diques graníticos de textura porfídica. Las principales mineralizaciones explotadas en el sector Bellmunt-El Molar fueron filones de baja temperatura con un gran desarrollo vertical (500 m) y emplazados exclusivamente en el zócalo hercínico. Las minas más importantes (Eugenia, Regia y Mineralogía) están asociadas a los diques graníticos o a los metasedimentos (Eugenia), presentando una mineralogía relativamente simple y compuesta por galena, calcopirita, esfalerita y cantidades menores de

millerita, cerusita y pirita. La ganga es de carácter carbonatado y está compuesta por dolomita, calcita y ankerita.

Las muestras de suelos y sedimentos han sido previamente secadas para extraer su humedad, y trituradas hasta obtener un tamaño de partícula adecuado. Se cuarteó cada muestra y se tomó una parte para luego enviarla a analizar por INAA e ICP a ACTLABS (Ontario, Canadá). Los análisis químicos se realizaron por los métodos de activación neutrónica (INAA) y espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado por inducción (ICP-OES o ICP-AES) mediante digestión ácida de las muestras, en ACTLABS (Ontario, Canadá).

El tratamiento estadístico se ha centrado en los metales y metaloides comprendidos en la lista de “Niveles Genéricos de Referencia de los elementos traza en los suelos de Cataluña para la protección de la salud humana” (NGR), a excepción de Be, Mo y Tl, ya que presentan valores muy bajos y próximos a los límites de detección. Tampoco se han tenido en cuenta el Cd y Se, al no haberse determinado en los análisis. Los elementos que han sido objeto del estudio estadístico son los siguientes: Sb, As, Ba, Co, Cu, Cr, Sn, Hg, Ni, Pb, V y Zn. En la definición de fondos y anomalías se han tenido en cuenta los criterios generales recomendados para la determinación de anomalías geoquímicas (Hawkes y Webb, 1962), considerando que el fondo o “background” es un rango (media $\pm$  2 sdev) y no un valor puntual. Por todo ello se ha elaborado una sistemática basada en Reimann et al. (2005) y complementada con los métodos automáticos de estimación de fondos y anomalías de Nakic et al. (2007), basados en la llamada técnica iterativa 2- $\sigma$  y en la función de distribución calculada (FDC). Éstos últimos son los que se han empleado para cuantificar los rangos asociados al “fondo” y los umbrales de anomalía.

En líneas generales la metodología empleada ha sido la siguiente:

- 1) Inspección de las distintas funciones empíricas acumuladas de distribución de probabilidad mediante el programa Minitab. Evaluación de la distribución (polimodal o no).
- 2) Cálculo del coeficiente de variación, que es una buena medida de la “no-normalidad” de los datos.
- 3) Cálculo de la media y desviación standard ( $2\sigma$ ) de la distribución que se ajustaba mejor a los datos.
- 4) Cálculo de fondo y umbral de anomalía mediante el método iterativo  $2\sigma$  y evaluación del test de Lilliefors (Davis, 2004).
- 5) Cálculo de fondo y umbral de anomalía mediante el método de cálculo automático de la función de distribución y evaluación del test de Lilliefors (Davis, 2004).

## RESULTADOS

En relación con los suelos únicamente se superan los valores NGR para V, Co, Ni, Cu, Zn, As, Ba y Pb. Así, el Hg aunque presenta valores significativos y que alcanzan las 54 ppb, se trata de concentraciones muy alejadas del máximo en suelos de carácter agrícola (NGR) y que está en 2000 ppb. También los valores detectados se sitúan lejos del valor medio en suelos y que se encuentra en 70 ppb (Kabata-Pendias y Mukherjee, 2007). En relación con el V los valores detectados se sitúan entre 24 y 170 ppm, con un valor medio de 80.1 ppm (Tabla 1), superándose en varias muestras el valor máximo para suelos de uso agrícola estimado en 135 ppm.

Cu y Zn muestran valores elevados, con concentraciones medias de 43.1 y 180.6 ppm, respectivamente, siendo la concentración media del Zn superior al valor NGR. Presentan también valores por encima de los contenidos medios en suelos: 20 y 64 ppm, respectivamente, siendo dos metales claramente asociados con la actividad minera o la existencia de mineralizaciones metálicas. El As también presenta concentraciones elevadas y comprendidas entre 5 y 114 ppm, con un valor medio de 13.6 ppm (Tabla 1), superando numerosas muestras el límite de 30 ppm (NGR). Dichos contenidos medios superan, también, los valores medios en suelos estimados en 5 ppm y su abundancia debe atribuirse a la contaminación minera y/o existencia de mineralizaciones. Sn y Sb muestran concentraciones medias moderadas y comprendidas entre 1-15 ppm y 0.3-4.6 ppm, respectivamente, con valores medios de 2.9 ppm para el Sn y 1.3 ppm para el Sb, algo superiores a los contenidos medios en suelos. Ba y Pb son los elementos que muestran unas concentraciones más elevadas con valores medios que alcanzan las 604 y 145.5 ppm, muy por encima de los valores NGR, estimados en 500 y 60 ppm, respectivamente. Así el Ba llega a alcanzar valores de 8926 ppm y el Pb de 2430 ppm, muy por encima de los valores medios en suelos: 363 y 25 ppm (Tabla 1), respectivamente, y que se relacionan claramente con la actividad minera y la existencia de mineralizaciones filonianas ricas en galena y repartidas por todo el territorio estudiado. En el caso de los sedimentos, el Hg muestra valores comprendidos entre 5 y 215 ppb, con una concentración media de 33.4 ppb inferior a la detectada en suelos y muy por debajo del valor NGR, aunque una muestra superaría el valor límite para sedimentos contemplado en la legislación norteamericana (FSSB) y estimado en 180 ppb. Cu y Zn muestran valores medios elevados (48.2 y 168.6 ppm, respectivamente), por encima del límite FSSB, superándose también el límite NGR en numerosas muestras. Como en el caso de los suelos, son indicadores de la contaminación minera y/o existencia de mineralizaciones. El As presenta concentraciones comprendidas entre 5 y 63 ppm con un valor medio de 17.0 ppm, que supera el límite FSSB. También se

supera el valor máximo para suelos agrícolas (NGR) en dos muestras. Sn y Sb presentan valores medios bajos (3.8 y 1.4 ppm, respectivamente) y valores máximos por debajo de los límites NGR y FSSB. Por el contrario Ba y Pb muestran valores medios muy altos: 624 y 597, respectivamente y que superan a los obtenidos en los suelos. Los valores de Ba y Pb también superan en numerosas muestras los valores NGR (500 y 60 ppm, respectivamente) y el valor máximo recomendado para el Pb en sedimentos (FSSB) estimado en 35.8 ppm.

## FONDOS Y ANOMALÍAS EN SUELOS

La distribución de As en los suelos muestreados indica la presencia de cuatro zonas anómalas en donde se superan las 19.4 ppm, que constituyen el umbral de anomalía (Fig. 1) Todas ellas se sitúan, aproximadamente, sobre los materiales metasedimentarios carboníferos y anteriores. Las dos mayores se ubican en la zona comprendida entre la mina Bertha y la mina San José y en el área situada entre la mina Renania (mina alemana) y mina Argentífera (mina Balcoll). En el primer caso el epicentro donde se alcanzan 114 ppm de As no parece asociado a ninguna mina conocida, por lo que no es descartable que se esté relacionado con alguna mineralización.

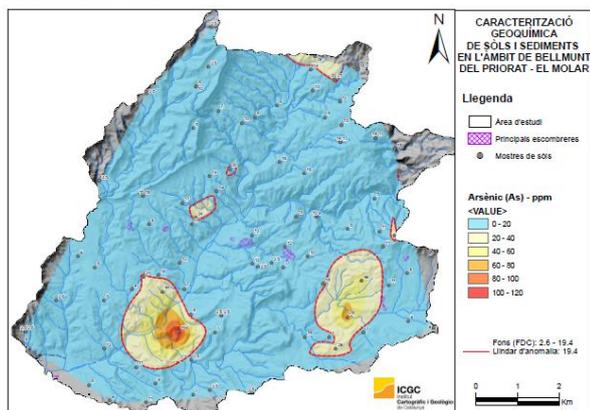


FIGURA 1. Mapa de isocontenido de As en suelos.

En el otro caso, la zona anómala se sitúa sobre un antiguo campo filoniano explotado en la Edad Media y durante los siglos XIX-XX, por lo que la anomalía podría estar asociada a residuos enterrados y/o mineralizaciones ocultas. En cualquier caso, las zonas donde se superan las 30 ppm (nivel máximo NGR) no son muy extensas y están dentro de las zonas anómalas descritas. La distribución de Ba en los suelos muestreados indica la presencia de tres zonas anómalas en donde se superan las 936.1 ppm, que constituyen el umbral de anomalía. Dos de ellas se sitúan sobre los materiales metasedimentarios y la mayor, donde se alcanzan las 8926 ppm, se ubica a caballo de los afloramientos carboníferos y de la cobertera secundaria. Las zonas anómalas ubicadas en los metasedimentos casi coinciden con las dos mayores definidas para el As, destacando la situada entre las

minas Renania y Argentífera, lo que parece indicar la existencia de mineralizaciones y/o residuos ocultos en esa área. La distribución de Cu en los suelos muestreados indica la presencia de cinco zonas anómalas en donde se superan las 73.6 ppm, que constituyen el umbral de anomalía. Todas ellas, salvo una, se sitúan, aproximadamente, sobre los materiales metasedimentarios carboníferos y anteriores. Resulta destacable, al igual que sucedía con As y Ba, que no existe una relación clara entre las escombreras de mayor tamaño (minas Eugenia, Regia y Mineralogía) y las anomalías de Cu en los suelos. La mayor anomalía en los suelos se sitúa en la zona comprendida entre las minas Renania y Argentífera, donde se superan las 130 ppm y lo que confiere a esa zona un particular interés geoquímico, dada la inexistencia de grandes escombreras visibles. El Pb presenta una amplia zona anómala que cubre buena parte de la zona de estudio (Fig. 2) y donde se detectan valores superiores a las 99.1 ppm, que constituye el umbral de anomalía calculado. Dado que dicho umbral está muy por encima del nivel NGR (60 ppm), la zona estudiada se encuentra claramente afectada por niveles altos de Pb, aunque también hay que tener en cuenta que los valores de fondo son relativamente altos, así la mediana en los suelos es de 57 ppm (Tabla 1), valor casi coincidente con el nivel NGR.

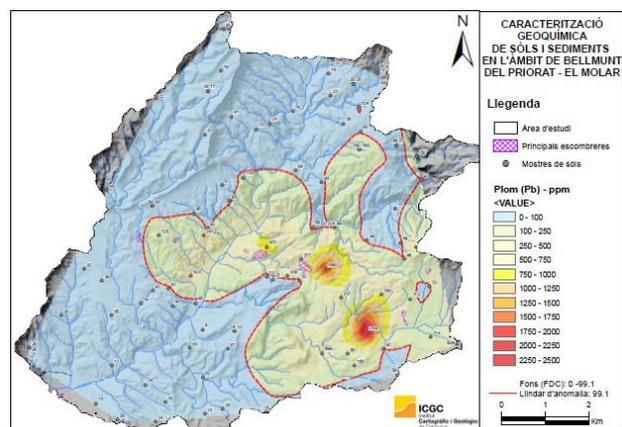


FIGURA 2. Mapa de isocontenido de Pb en suelos.

Dentro de la gran zona anómala definida en la zona de estudio (Fig. 2), los valores más altos se sitúan cerca de las escombreras de las minas Eugenia y Regia, lo que podría indicar una posible influencia de los residuos en la contaminación de los suelos. Sin embargo, la mayor anomalía (2430 ppm) se sitúa en las proximidades de la mina Argentífera, lo que podría indicar la existencia de una mineralización en profundidad. La distribución de Sb en los suelos muestreados indica la presencia de tres zonas anómalas en donde se superan las 2.3 ppm, que constituyen el umbral de anomalía. Todas ellas se sitúan en la parte central de la zona de estudio y sobre los materiales metasedimentarios carboníferos y anteriores. El Zn en los suelos presenta tres grandes anomalías ubicadas en los materiales metasedimentarios. En las zonas

anómalas se detectan valores superiores a las 225.6 ppm, que constituye el umbral de anomalía calculado. Dado que dicho umbral está por encima del nivel NGR (170 ppm), la zona estudiada se encuentra claramente afectada por niveles altos de Zn, aunque también hay que tener en cuenta que los valores de fondo son

relativamente elevados, así la mediana en los suelos es de 110 ppm (Tabla 1). La distribución de Hg en los suelos muestra unas zonas anómalas completamente distintas a las observadas con el resto de metales. En cualquier caso, los niveles detectados son bastante bajos y están muy lejos del nivel NGR (2000 ppb).

Variable	Media	Media+2σ	Mediana	CV	P-50	P-97.63	Fondo (2σ iterativo)	UA (2σ iterativo)	Fondo (FDC)	UA (FDC)	NGR
Hg	19.9	40.9	17	52.9	17.4	47.8	2.9-31.2	31.2	5.3-28.7	28.7	2000
V	80.1	154.1	73	46.1	71.4	191.6	7.2-151.2	151.2	17.4-128.6	128.6	135
Cr	61.2	115.1	60	43.9	61.3	114.7	7.9-113.4	113.4	12.7-107.3	107.3	400
Co	12.3	29.8	12	71.0	12.3	29.7	1.0-26.5	26.5	1.0-26.9	26.9	25
Ni	34.3	60.7	30	38.5	34.3	60.5	10.0-54.0	54.0	13.8-46.2	46.2	45
Cu	43.1	96.3	40	61.7	35.8	126.7	3.9-65.9	65.9	6.4-73.6	73.6	90
Zn	180.6	591.8	110	113.8	113.7	737.6	15.8-85.1	85.1	30.0-225.6	225.6	170
As	13.6	42.4	11	105.3	10.7	36.1	2.4-16.0	16.0	2.6-19.4	19.4	30
Sn	2.9	6.7	3	63.8	2.5	6.8	0.8-4.3	4.3	1.0-5.0	5.0	50
Sb	1.3	2.4	1.2	57.0	1.1	3.6	0.1-2.2	2.2	0.1-2.3	2.3	6
Ba	604.0	2543	484.0	160.5	433.3	1783.1	42.3-863.3	863.3	31.9-936.1	936.1	500
Pb	145.5	815.5	57.0	230.1	61.3	575.8	9.0-117.6	117.6	9.0-99.1	99.1	60

TABLA 1. Parámetros estadísticos básicos, fondos y umbrales de anomalía. CV: coeficiente de variación. Datos en ppm excepto Hg (ppb). P: percentil. UA: umbral de anomalía. NGR: niveles de referencia en suelos (Generalitat de Catalunya).

## CONCLUSIONES

En el antiguo distrito minero del Priorat, las actividades mineras y metalúrgicas han contribuido a la aparición de anomalías en suelos y sedimentos habiéndose determinado las siguientes concentraciones de fondo para los suelos: As (2.6-19.4 mg·kg<sup>-1</sup>), Ba (31.9-936.1 mg·kg<sup>-1</sup>), Co (1.0-26.9 mg·kg<sup>-1</sup>), Cu (6.4-73.6 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (7.9-60.7 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (9.0-99.1 mg·kg<sup>-1</sup>), Sb (0.1-2.3 mg·kg<sup>-1</sup>), V (17.4-128.6 mg·kg<sup>-1</sup>) y Zn (30.0-225.6 mg·kg<sup>-1</sup>). Los umbrales de anomalía obtenidos se sitúan por encima de los niveles regulados en Cataluña para suelos contaminados (valores NGR) para Ba (500 mg·kg<sup>-1</sup>), Co (25 mg·kg<sup>-1</sup>), Ni (45 mg·kg<sup>-1</sup>), Pb (60 mg·kg<sup>-1</sup>) y Zn (170 mg·kg<sup>-1</sup>).

## REFERENCIAS

- Davis, J.C. (2004): *Statistics and data analysis in Geology*. John Wiley & Sons, 3<sup>a</sup> Ed., New York, 638 p.
- Hawkes, H.E. y Webb, J.S. (1962): *Geochemistry in Mineral Exploration*. Harper & Row Publ., New York, 415 p.
- Kabatia-Pendias, A., Mukherjee, A. (2007): Trace elements from soil to Human. Springer, Berlin-Heidelberg, 550 p.
- Nakic, Z., Posavec, K. y Bacani, A. (2007): A Visual Basic Spreadsheet Macro for Geochemical Background Analysis. *Ground Water*, 45: 642-647.
- Reimann, C., Filzmoser, P. y Garrett, R.G. (2005): Background and threshold: critical comparison of methods of determination. *Science of the Total Environment*, 346: 1-16.

## Caracterización de lixiviados mineros de la cuenca del río Odiel (SO España) para el diseño de plantas de tratamiento pasivo con tecnología DAS

### *Characterization of mining leachates from the Odiel River basin (SW Spain) for the design of DAS passive treatment plants*

M. Olías<sup>1</sup>, J.M Nieto<sup>1</sup>, F. Macías<sup>1</sup>, M. López<sup>2</sup>, A. Gómez<sup>3</sup>, M.A. Vela<sup>3</sup> y M. Escalona<sup>3</sup>

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Campus El Carmen s/n, 21071 Huelva, [manuel.olias@dgyp.uhu.es](mailto:manuel.olias@dgyp.uhu.es)

2 Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía, C/ Marqués de Nervión 40, 41071-Sevilla.

3 Agencia de Medio Ambiente y Agua de Andalucía, C/ Johan G. Gutenberg, 1, 41092-Sevilla.

**Resumen:** La cuenca del río Odiel está profundamente afectada por drenajes ácidos de minas (AMD) debido a la intensa minería de sulfuros, realizada sobre todo durante la segunda mitad de siglo XIX y todo el siglo XX, que ha dejado ingentes cantidades de residuos repartidos por toda la cuenca creando un gravísimo problema ambiental. Las aguas ácidas que se generan tienen elevadísimas concentraciones de metales, que hacen inviables los sistemas de tratamiento pasivo aplicados en otras regiones mineras. En algunos puntos de la cuenca del Odiel ya está aplicando la tecnología DAS (Substrato Alcalino Disperso), desarrollada especialmente para lixiviados muy contaminantes. En este trabajo se presentan los resultados del control de 9 focos de AMD (La Lapilla y La Sabina en Tharsis y en las minas Poderosa, San Platón, Tinto Santa Rosa, San Telmo, Almagrera, El Carpio y Lomero Poyatos) con vistas a posible tratamiento mediante DAS. Los caudales medios variaron entre 1,4 y 102 m<sup>3</sup>/h y se registraron concentraciones de hasta 2155 mg/L de Fe, 1796 mg/L de Zn, 772 mg/L de Mn, 489 mg/L de Al, etc. Excepto en uno de los puntos controlados (San Telmo), en el resto es posible la construcción de plantas DAS, aunque el coste dependerá en cada caso de la carga contaminante.

**Palabras clave:** drenaje ácido de minas, contaminación del agua, minería de sulfuros, tratamiento pasivo.

**Abstract:** *The drainage network of the Odiel River is deeply affected by acid mine drainage (AMD) due to intense sulfide mining, especially during the second half of the nineteenth century and the twentieth century, which has left huge amounts of wastes throughout the entire basin and created a serious environmental problem. The acidic waters generated have very high concentrations of metals, which make unviable the passive treatment systems developed in other mining regions. DAS (Dispersed Alkaline Substrate) technology, developed especially for highly pollutant leachates, is a treatment option that has already been implemented in the Odiel basin. In this work the results of monitoring of 9 AMD sources (La Lapilla and La Sabina in Tharsis and Poderosa, San Platón, Tinto Santa Rosa, San Telmo, Almagrera, El Carpio and Lomero Poyatos) are presented with the aim of their possible treatment with DAS. The average flow rates varied between 1.4 and 102 m<sup>3</sup>/h and were recorded concentrations up to 2155 mg/L of Fe, 1796 mg/L of Zn, 772 mg/L of Mn, 489 mg/L of Al, etc. With the exception of one of the controlled points (San Telmo), in the rest it is possible the construction of DAS-plants, although the cost will depend on the pollution load of each point.*

**Key words:** *acid mine drainage, water pollution, sulfide mining, passive treatment.*

## INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Odiel, junto con la del Tinto, drena una gran extensión de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), una región con numerosos yacimientos de sulfuros masivos. Cuando estos minerales se exponen a las condiciones atmosféricas sufren reacciones de oxidación liberando acidez, sulfatos y altas concentraciones de metales como Fe, Cu, Al, Mn, Cu, As, Pb, Cd, Zn, etc., proceso conocido como drenaje ácido de minas (AMD por sus iniciales en inglés). La intensidad de las actividades mineras en la FPI (sobre todo desde la segunda mitad del siglo XIX y durante

todo el siglo XX) junto con la escasa capacidad de neutralización de los materiales que la componen, hacen que la extensión y niveles de contaminación que se alcanzan en estos ríos sean únicos a nivel mundial (Olías et al., 2006). Aunque las condiciones en el río Odiel son menos extremas que en el Tinto, la longitud de los tramos afectados es muy superior (Sánchez-España et al., 2005) y, debido a su mayor caudal, supone el mayor aporte de contaminantes a la Ría de Huelva y Golfo de Cádiz (Olías et al., 2006). Las minas que producen un mayor impacto en la cuenca del río Odiel son las de Riotinto, cuyos lixiviados son transportados por el río Agrio (Fig. 1). Otros

importantes focos contaminantes lo constituyen las minas de Tharsis, San Telmo, etc. (Fig. 1). Los altísimos niveles de acidez y contaminantes de origen minero, han impedido que numerosas masas de agua de la cuenca del río Odiel tengan un buen estado, como establece la Directiva Marco del Agua. En el Plan Hidrológico del Tinto, Odiel y Piedras se establecen como objetivos medioambientales el alcanzar en estas masas de agua el buen estado en el año 2027. Para ello, es necesario desarrollar medidas de remediación de lixiviados mineros, sostenibles y económicamente viables.

Debido a las elevadísimas concentraciones de metales y metaloides de los lixiviados ácidos de la FPI, no son aplicables las técnicas de remediación utilizadas en otras zonas mineras (humedales aerobios o anaerobios, balsas anaerobias, drenajes anóxicos calizos, etc.; López-Pamo et al., 2002). Para estas condiciones extremas se ha desarrollado la tecnología denominada Substrato Alcalino Disperso (DAS por sus iniciales en inglés). Este sistema, que ya se está aplicando en las minas Esperanza y Concepción (Fig. 1), consiste en un sustrato inerte formado por virutas de madera mezclado con un material alcalino de grano fino (arena caliza o polvo de MgO). Las virutas de madera proporcionan una elevada permeabilidad gracias al tamaño de poro, reduciendo los problemas de atascos originados por los precipitados. Por otro lado, el pequeño tamaño de los granos reactivos proporciona una gran superficie específica, reduciéndose así la pasividad del material e incrementándose la capacidad de reacción (Ayora et al., 2013). El objetivo principal de este trabajo es analizar la posibilidad de construir plantas DAS en varios focos de lixiviados mineros que afectan a la red fluvial del río Odiel.

## METODOLOGÍA

Para analizar las posibilidades de tratamiento de los vertidos mineros, es necesario caracterizar tanto sus caudales como sus características físico-químicas y sus variaciones a lo largo del año. Se seleccionaron 9 puntos en los que se realizaron 16 muestreos desde noviembre de 2014 a octubre de 2015. La periodicidad fue aproximadamente mensual excepto durante el invierno, cuando las condiciones son más variables, y se realizó quincenalmente. En esta red no se incluyeron los vertidos de la minas Monterromero y Perrunal pues ya habían sido adecuadamente caracterizados previamente (Macías et al. 2012; Cánovas et al., 2016).

Los puntos seleccionados (Fig.1) corresponden mayoritariamente a la salida de galerías o pozos mineros (vertidos de Poderosa, Tinto Sta. Rosa, San Platón, La Sabina, Lomero-Poyatos y El Carpio). El vertido de Mina de Almagrera corresponde a los lixiviados de la balsa de residuos de pirita tostada, que

actualmente son tratados en una planta de tratamiento activo. El vertido de San Telmo corresponde a diversos focos que son recogidos en un único punto (vertidos de escombreras y rebose de la corta); mientras que el de La Lapilla está constituido por lixiviados que se incorporan de forma difusa a un pequeño arroyo.

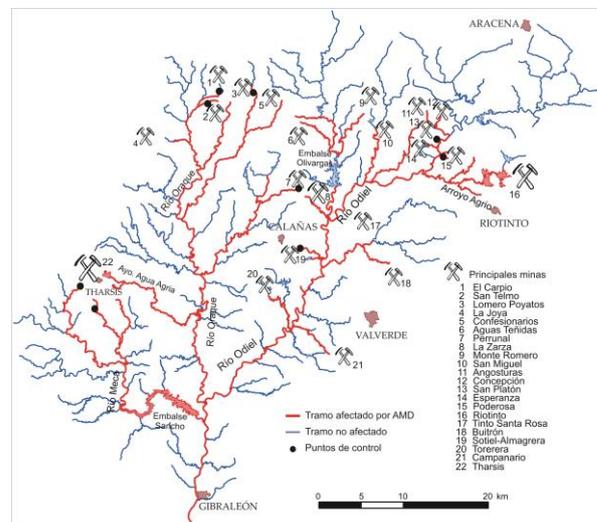


FIGURA 1. Estado actual de la red fluvial del río Odiel indicando la situación de las principales minas y los puntos controlados.

Los muestreos y los análisis fueron realizados por personal de la sede en Huelva del Laboratorio de Calidad Ambiental de Andalucía. Se midieron *in situ* la temperatura del agua, pH, conductividad eléctrica y potencial redox. El caudal se midió mediante micromolinetes o, para vertidos pequeños, aforando con un cubo. En laboratorio se determinaron las concentraciones de los elementos más importantes para el tratamiento de las aguas ácidas de mina: sulfatos, Al, Cu, Fe, Mn, Zn. También se determinaron en algunos muestreos otros elementos de elevada toxicidad (As, Cd, Cr, Ni y Pb). La acidez neta (en mg/L de CaCO<sub>3</sub>) se ha obtenido mediante una modificación de la fórmula clásica de Hedin et al. (1994), considerando en una primera aproximación que la mitad del Fe está en forma de Fe(III) y la otra mitad en forma de Fe(II):

$$Acidez = 50 \left[ \frac{2,5Fe}{55,85} + \frac{3Al}{26,98} + \frac{2Mn}{54,94} + 1000 * 10^{-pH} \right]$$

Donde las concentraciones de Fe, Al y Mn se expresan en mg/L. A partir de esta expresión y del caudal en cada punto se ha obtenido la acidez en toneladas/día de CaCO<sub>3</sub>.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 1 se presenta un resumen de los resultados obtenidos. Hay que señalar que los vertidos de El Carpio, La Lapilla y Lomero Poyatos se secaron completamente entre julio y septiembre, por lo que el número de muestras es inferior al del resto. Los valores

de pH se situaron habitualmente entre 1,7 y 3,0. Sólo se tuvieron valores de pH superiores a 3,5 en los puntos con menores niveles de contaminación (El Carpio y La Lapilla) y durante periodos con fuertes precipitaciones. La conductividad eléctrica media varió entre 1,81 mS/cm en La Lapilla y 14,5 mS/cm en Almagrera. Otros puntos con elevada conductividad eléctrica son Poderosa (10,0 mS/cm) y San Telmo (7,1 mS/cm). En cuanto a los valores medios de Eh, varían entre valores

ligeramente superiores a 500 mV en Tinto Santa Rosa y Almagrera hasta próximos a 700 mV en El Carpio, La Lapilla y Lomero-Poyatos. Hay que tener en cuenta que en algunos pozos y galerías la toma de muestras se realizó a unos centenares de metros del punto de surgencia por problemas de accesibilidad y que los valores de Eh se incrementan rápidamente una vez el agua ácida circula en contacto con la atmósfera.

		Caudal	CE	pH	Eh	Al	Cu	Fe	Mn	Zn	Sulfatos	Acidez (CaCO <sub>3</sub> )	
		m <sup>3</sup> /h	mS/cm		mV	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	ton./día
Poderosa	Media	4.8	10.0	1.97	636	344	120	1736	5.5	88	8910	6.4	1.0
	Min.	0.9	6.98	1.68	621	211	71	962	3.5	50	5586	3.8	0.12
	Max.	38	15.5	2.20	660	406	227	3092	7.2	129	14217	10.2	9.33
Tinto Sta. Rosa	Media	2.6	3.32	3.24	520	78	21	656	32.6	64	2687	1.99	0.12
	Min.	1.8	3.00	3.01	468	69	15	565	27.1	57	1986	1.80	0.09
	Max.	3.6	3.75	3.47	545	90	30	814	40	76	3481	2.35	0.16
La Sabina	Media	1.9	4.86	2.43	645	233	110	1240	4.7	4.6	5263	4	0.20
	Min.	0.5	3.77	2.11	627	195	97	1033	3.24	2.6	4331	3.51	0.05
	Max.	3.6	6.33	2.72	689	258	120	1347	7.3	8.6	6680	4.81	0.41
San Telmo	Media	102	7.08	2.61	651	389	57.6	794	64	148	8248	4	5.9
	Min.	7.9	5.04	2.46	618	152	29	351	32.5	70	4391	1.81	0.90
	Max.	841.8	9.73	2.7	680	634	97	1418	91	233	13516	6.41	36.65
Almagrera	Media	1.4	14.5	3.03	515	489	319	2155	772	1796	18869	13.8	0.43
	Min.	0.5	10.8	2.97	494	294	187	1147	510	1092	11051	7.8	0.20
	Max.	4.5	16.0	3.13	568	565	370	2582	892	2112	24603	16.4	1.08
San Platón	Media	8.81	5.69	2.83	603	224	24	1414	11.6	187	6413	4512	0.92
	Min.	0.3	3.27	2.42	590	93	13	646	5.1	78	1971	2.0	0.03
	Max.	44.3	6.77	3.11	612	256	40	1705	15.3	207	7659	5.3	5.46
El Carpio	Media	55	2.71	2.83	656	71	3.5	320	6.1	15	2700	1.21	0.19
	Min.	1.0	0.27	2.45	565	3.5	0.4	9.3	0.237	0.5	115	0.05	0.04
	Max.	555	4.00	3.91	691	144	5.9	443	12	30	4980	1.68	0.62
La Lapilla	Media	4.4	1.81	3.26	672	49.6	2.4	18.6	13.2	11.2	1251	0.37	0.03
	Min.	0.7	1.20	3.03	507	21.7	1.1	2.47	6.7	5.9	688	0.14	0.01
	Max.	10.8	2.59	4.4	717	77	4.2	33	21.4	17.5	2294	0.54	0.08
Lomero Poyatos	Media	15	4.18	2.86	666	115	4.3	297	10.1	24	3874	1.40	0.41
	Min.	0.3	0.92	2.58	632	21	1.1	27.9	1.85	4.0	499	0.20	0.01
	Max.	63	5.14	3.4	732	176	7.8	499	13.6	35	6734	2.14	2.42

TABLA I. Resumen de los principales resultados obtenidos en los muestreos realizados.

En cuanto a las concentraciones de metales (Tabla I), los valores más extremos se tienen en Almagrera; 2155 mg/L de Fe, 1796 mg/L de Zn, 772 mg/L de Mn, etc. Poderosa, San Platón y La Sabina también destacan por sus elevadísimas concentraciones de Fe (1736, 1414 y 1240 mg/L, respectivamente). Por el otro extremo, las menores concentraciones de Fe se tienen en La Lapilla (18,6 mg/L). En general, el segundo metal tóxico más abundante es el Al con valores medios entre 49.6 mg/L en La Lapilla y 489 mg/L en Almagrera. Tanto el Fe como el Al juegan un importantísimo papel en los procesos de tratamiento del agua debido a la acidez que producen y a la gran cantidad de precipitados que generan.

Los lixiviados más caudalosos son los de San Telmo (media de 102 m<sup>3</sup>/h, Tabla I) debido a que el punto de muestreo recoge una gran parte de la escorrentía superficial que se genera en estas minas. Como resultado los caudales muestran una gran variabilidad, con valores superiores a 100 m<sup>3</sup>/h durante el invierno y en torno a 16 m<sup>3</sup>/h durante el verano. En el Carpio también se tiene un caudal medio muy elevado (55 m<sup>3</sup>/h), pero se debe a la influencia de un valor muy alto registrado durante el mes de noviembre, sin tener en cuenta este dato el caudal medio descendería a 4,8 m<sup>3</sup>/h. Los caudales más bajos se tienen en Almagrera (1,4 m<sup>3</sup>/h) y La Sabina (1,9 m<sup>3</sup>/h). En cuanto a la acidez en ton/día de CaCO<sub>3</sub>, parámetro que refleja adecuadamente el potencial contaminante

de cada vertido, los valores más elevados se tienen en San Telmo (5,9 ton/día) debido a los altos caudales registrados (Tabla I), seguido de Poderosa (1,0 ton/día) y San Platón (0,9 ton/día). Los menores valores son los de La Lapilla (0,03 ton/día) y El Carpio (0,19 ton/día). En Almagrera, a pesar de tener las mayores concentraciones de metales, la acidez es de “sólo” 0,43 ton/día debido a su bajo caudal. No obstante, en este último punto habría que tener en cuenta que las altas concentraciones de Zn no se tienen en cuenta en la fórmula utilizada para el cálculo de la acidez, de forma que el valor obtenido debe estar infravalorado.

Teniendo en cuenta estos resultados, a excepción de San Telmo, en todos los puntos sería posible la construcción de una planta DAS. Las condiciones de los lixiviados de esta mina, con elevados caudales y concentraciones de elementos tóxicos hacen que, aunque técnicamente sea posible, no sea viable el tratamiento mediante una planta DAS debido a las dimensiones que requeriría. Sería necesario realizar un estudio detallado para intentar minimizar la producción de lixiviados y posteriormente diseñar un tratamiento mediante DAS.

Las dimensiones de los tanques reactivos y depósitos de pretratamiento y decantación, y por tanto los costes económicos, serán mayores en los puntos con una mayor acidez (en ton/día de  $\text{CaCO}_3$ , Tabla I) como Poderosa y San Platón. En este último punto también se produce un incremento de aportes ácidos por aguas de escorrentía que habría que minimizar. En cuanto a las características de las plantas, debido a que Fe es el principal metal presente en los vertidos, un primer paso sería la construcción de un pretratamiento. Dependiendo de la proporción ferroso/férrico del vertido serán necesarias una o varias balsas para la oxidación y retención parcial de este metal. Posteriormente el agua pasaría a los tanques DAS-calizos seguidos de decantadores conectados en serie para la sedimentación de los precipitados generados. El número y dimensiones de los decantadores dependerán de la cantidad de Fe y Al de cada vertido. Finalmente aquellos vertidos con elevadas concentraciones de Zn y/o Mn (Almagrera, Poderosa, San Platón y Tinto Santa Rosa) necesitarían una última fase de tratamiento en tanques reactivos de MgO (DAS-magnésico), ya que estos elementos no son retirados con los valores de pH que se alcanzan en los tanques calizos.

Otros aspectos a considerar para la construcción de las plantas de tratamiento serían la disponibilidad del terreno necesario y la accesibilidad, así como la repercusión que tendrían en la mejora de la red fluvial.

## CONCLUSIONES

Los muestreos realizados han puesto de manifiesto las condiciones extremas de algunos de los focos contaminantes de la cuenca del Odiel, con valores de hasta 2155 mg/L de Fe, 1796 mg/L de Zn, 772 mg/L de Mn, 489 mg/L de Al, etc. El vertido de Almagrera es el

que tiene mayores concentraciones de elementos tóxicos, aunque por otro lado tiene un caudal muy bajo. El vertido con mayor potencial contaminante es el de San Telmo, para el que no se considera viable la construcción de una planta DAS. El resto de los vertidos si sería posible tratarlos mediante la tecnología DAS, aunque lógicamente las dimensiones de las instalaciones serían mayores en los de mayor potencial contaminante (Poderosa y San Platón). En algunos vertidos (Almagrera, Poderosa, San Platón y Tinto Santa Rosa) sería necesario utilizar una última etapa de tratamiento con MgO para la eliminación de los metales divalentes.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias al contrato de investigación „Soporte científico para el establecimiento de las condiciones de referencia de las masas de agua del río Odiel”, financiado por la Agencia Andaluza del Medio Ambiente y Agua.

## REFERENCIAS

- Ayora, C., Carballo, M.A., Macías, F., Rötting, T., Carrera, J., Nieto, J.M. (2013): Acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt: 2. Lessons learned from recent passive remediation experiences. *Environmental Science and Pollution Research* 20: 7837-7853.
- Cánovas, C.R., Macías, F. y Pérez-López, R. (2016): Metal and acidity fluxes controlled by precipitation/dissolution cycles of sulfate salts in an anthropogenic mine aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology* 188: 29-43.
- Hedin, R.S., Nairn, R.W., Kleinmann, R.L.P. (1994): *Passive treatment of coal mine drainage*. US Bureau of Mines, circular 9389, Washington, 35 p.
- López Pamo, E., Aduvire, O. y Barettono, D. (2002): Tratamientos pasivos de drenaje ácidos de mina: estado actual y perspectivas de futuro. *Boletín Geológico y Minero*, 113: 3-21.
- Macías, F., Carballo, M.A., Rötting, T., Pérez-López, R., Nieto, J.M. y Ayora, C. (2012): From highly polluted Zn-rich acid mine drainage to non-metallic waters: Implementation of a multi-step alkaline passive treatment system to remediate metal pollution. *Science of the Total Environment* 433: 323-330.
- Olías, M., Cánovas, C., Nieto, J. M. y Sarmiento, A. M. (2006): Evaluation of the dissolved contaminant load transported by the Tinto and Odiel rivers (South West Spain). *Applied Geochemistry* 21: 1733-1749.
- Sanchez España, J., Lopez Pamo, E., Santofimia, E., Aduvire, O., Reyes, J. y Barettono, D. (2005): Acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (Odiel river watershed, Huelva, SW Spain): Geochemistry, mineralogy and environmental implications. *Applied Geochemistry* 20: 1320-1356.

# Mineralogy of the sediments of water dams affected by Acid Mine Drainage in the Spanish sector of the Iberian Pyrite Belt (SW Europe)

## *Mineralogía de los sedimentos de embalses afectados por drenaje ácido de mina en el sector español de la Faja Pirítica Ibérica*

P. Gomes<sup>1,2</sup>, T. Valente<sup>1,2</sup>, J. Grande<sup>2</sup>, M. A. Sequeira Braga<sup>1</sup> and M. Santisteban<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth Sciences, Pole of the University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. e-mail: [fpssgomes@gmail.com](mailto:fpssgomes@gmail.com)

<sup>2</sup>CIPIMS, University of Huelva, Campus de la Rábida, Huelva, Spain

**Abstract:** The Iberian Pyrite Belt (IPB), in southwestern of Spain, allocates 23 reservoirs dams along its fluvial network, built for industrial, mining, agriculture and/or recreation. These dams are affected by acid main drainage (AMD), presenting different degrees of contamination. The weathering of sulphides, mainly in the mine waste dumps, promoted the release of pollutants, such a sulphate and metals, which suffer transport into the water dams. The present work documents the mineralogy of different grain size fractions (<2 mm and <2 µm fractions) of the water dam's sediments. The mineralogical results obtained by X-ray diffraction were combined with geochemical data, namely through determination of accumulation factors for some toxic elements. The obtained results indicate that contamination of the sediments is regulated by many factors, such as mineralogical composition of fine fraction and the presence of sorption sites on specific mineral phases. Thus, iron oxyhydroxides and iron hydroxysulfates are important components of the clay mineral fraction, controlling the retention of toxic elements, especially in the mining dams.

**Key words:** reservoir, AMD, sediments, mineralogy, accumulation factor.

**Resumen:** En la Faja Pirítica Ibérica, SW de España, hay 23 embalses distribuidos por la red fluvial, que han sido contruidos para uso agrícola, industrial, minero y/o para abastecimiento de las poblaciones. Estos embalses presentan distintos grados de afección por drenaje ácido de mina, resultante de la meteorización de los sulfuros presentes en las estructuras mineras de la Faja. Los contaminantes movilizados por el proceso de drenaje ácido de mina son transportados por los cauces como materia disuelta y en suspensión hacia los embalses, donde se acumulan en sus sedimentos. El presente trabajo documenta la mineralogía de diferentes fracciones granulométricas (<2 mm y <2 µm) de los sedimentos de los embalses. Los resultados de la mineralogía obtenidos por difracción de rayos-X fueran combinados con datos de geoquímica, permitiendo el calcular factores de acumulación para algunos elementos tóxicos. Los resultados obtenidos indican que la contaminación de los sedimentos es controlada por factores, tales como la composición mineralógica de la fracción más fina y la presencia de sitios de adsorción en la superficie de fases minerales específicas. Así, oxihidróxidos de hierro y oxihidroxisulfatos de hierro son importantes componentes de la fracción <2 µm, controlando la retención de elementos tóxicos, principalmente en los embalses mineros.

**Palabras clave:** Embalse, drenaje ácido de mina, sedimentos, mineralogía, factor de acumulación.

## INTRODUCTION

Water reservoirs represent a unique ecosystem that is readily affected by various anthropogenic activities (Borrego et al., 2013). Some of these activities generate modifications on the biogeochemical conditions inside the reservoirs. One of the most dangerous types of environmental problems affecting water reservoirs is acid mine drainage (AMD). Acid mine drainage from metal mining is the result of a set of microbiological, electrochemical and chemical reactions that are initiated from atmospheric water and oxygen by contact of sulphide materials. When these minerals are exposed to weathering they generate acidity and sulphates. The Iberian Pyrite Belt (IPB) is known for the intensive mining of metals, resulting strong contamination by AMD. In the river network of the IPB there are 23 water dams, which were constructed for industrial, mining, urban supply or even recreational purposes. In

this region, water dams operate as storage sinks for contaminants, thus reflecting the history of long-term anthropogenic impacts. Consequently, the input of AMD may result in anomalous concentrations in sediments and water, promoting degradation of the ecosystem. On arrival at the reservoirs, the AMD suffers rapid increase in pH, which causes precipitation in the reservoir of most of the metal load transported by the mining channel accumulating in its bed (Santisteban et al., 2013; 2016).

The major goals of the present work are: (i) to describe the mineralogical composition of the water dam sediments, in two different grain sizes; (ii) to infer relationships between the degree of contamination and the dominant mineralogy; (iii) to evaluate the role of the clay size fraction in the retention of contaminants in four selected dams that represent different quality requirements.

## SITE DESCRIPTION

The study area comprises the whole Spanish sector of the Iberian Pyrite Belt. This metallogenic province is one of the most important mineralized sulfide areas in the world (Grande et al., 2013). There are multiple mines in the IPB, with more than thousands years of mining history (Valente et al., 2015b). Pérez-Ostale (2014) describes this intense mining activity, inventoring a legacy of 87 abandoned mines, most of them responsible for emission of AMD leachates. Most of these mines were closed without environmental guidelines and without preventive or corrective measures to protect water environment. Therefore, they continue to mobilizing high amounts of acidity, sulfates, metals and metalloids.

Due to the semi-arid climate of southwestern Iberian Peninsula, several water dams were built to storage and manage water for all tips of needs, such as agriculture, industrial use and human water supply. The 23 water dams are distributed along the river network by nine watersheds, which location can be found in Santisteban et al. (2013).

## Sampling and analytical methods

The sampling of sediments occurred in the period between October 2011 and May 2012, in a manner to represent the AMD flow conditions. After that, in the laboratory, distinct analytical procedures were carried out for preparing and analyzing the sediment samples. The mineralogical composition of the sediments was studied by X-ray diffraction (XRD) and the diffractograms were obtained on a Philips PW1710 (APD-version 3.6 j) diffractometer operating with CuK $\alpha$  radiation at 40 kV and 20 mA with a step size of 0.02° 2 $\theta$  and counting time of 1.25s per step. The samples preparation of sediments in the <2 mm e <2  $\mu$ m fractions was carried out according to methodology referred by Valente et al., 2015a.

Estimations of mineral contents in the bulk sediment (<2 mm) were obtained by the relativity intensity of diagnostic reflections of each mineral in the DRX diffractograms. Concerning clay minerals their estimation from diagnostic peaks was based on their first-order basal reflections observed in the diffractograms of the <2  $\mu$ m, both on the air-dried and ethylene glycol-solvation states.

Chemical analysis for determination of Fe, Cu, Zn, As, Pb and S was performed by inductively coupled plasma/mass spectrometry (ICP-MS Ontario, Canada), using the external calibration method, for both grain size fractions. For that, samples were pulverized in an Agata mortar and digested in *aqua regia*.

## RESULTS

### Mineralogy of the sediments

The semi-quantitative mineralogical composition of bulk sediments (<2 mm), estimated by XRD, is presented in FIGURE 1 for the 23 dams. In a general way,

among the detrital materials, quartz is the dominant mineral followed by plagioclase, mica and K-feldspar. FIGURE 1 also reveals, in some samples, the presence of jarosite (hydroxysulfate), hematite and goethite (iron-oxyhydroxides). Goethite occurs in vestigial amounts except in Gossan, Del Pino and Andévalo-Cobica ( $\leq 12\%$ ). Clay minerals are identified in all dams with highest amounts in Sancho (26%). In the remaining ones, the amounts of these minerals are  $\leq 15\%$ . Concerning Á. Ácidas and Olivargas (Rib<sup>a</sup> Olivargas), the highest amount of hematite (46 and 35%, respectively) are in opposition to the miner amounts of clay minerals (2%). On the other hand, Marismillas and Á. Ácidas appear with 19% and 15% of jarosite. The other identified minerals (FIGURE 1) appear only in some dams and in trace amounts.

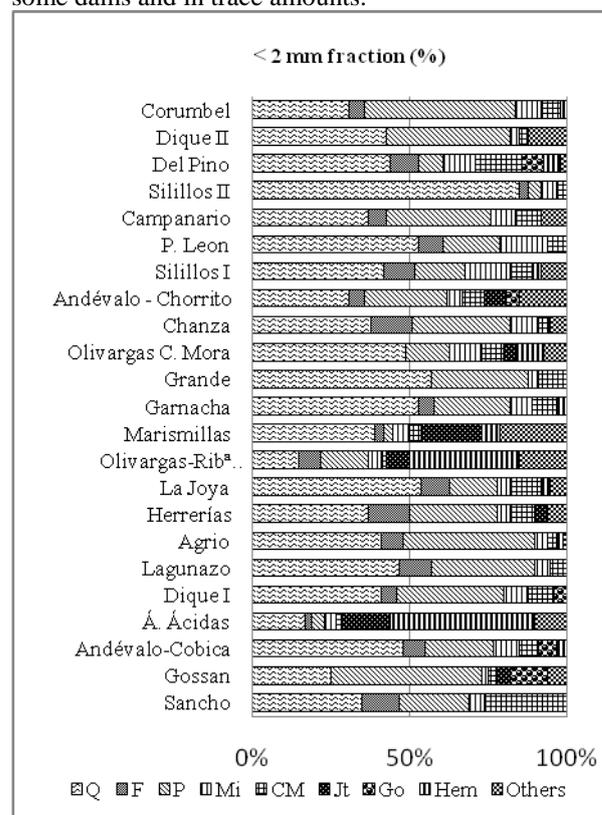


FIGURE 1. Estimation of the mineralogical composition by XRD of the bulk sediment (<2 mm fraction). Q= quartz; F= K-feldspar; P= plagioclase; Mi= mica; CM=clay minerals; ; Jt= jarosite; Go= goethite; Hem= hematite; Others: opal-CT; amphibole; magnetite; maghemite; manganite; ankerite; rhodochrosite; siderite; wavellite; chlorapatite; gypsum; anhydrite; pyrrhotite; sulfur; graphite.

In the clay size fraction (<2  $\mu$ m), data presented in TABLE I, the mineralogical composition is characterized, in general, by clay minerals (chlorite, illite, mixed layers: chlorite-vermiculite (C-V), mica-vermiculite (M-V) and chlorite-smectite (C-S) and kaolinite). Chlorite is present in all of the dams, with exception of Á. Ácidas. Illite and kaolinite are the dominant clay minerals, occurring in the highest amounts. Goethite is ubiquitous. Jarosite is an associated mineral that occurs in higher amount both in Á. Ácidas and Marismillas (67 and 69%, respectively).

Dams sampling	< 2 $\mu\text{m}$ fraction (%)											
	C	Il	C-V	M-V	C-S	Sm	K	Jt	Bas	Hem	Go	Lep
Sancho	7	40	13	tr	-	-	33	-	tr	-	7	-
Gossan	5	15	-	-	4	-	9	-	-	-	67	-
Andévalo-Cobica	11	46	13	-	-	-	23	-	-	-	7	-
Á. Ácidas	-	14	-	-	-	1	4	67	-	13	1	-
Dique I	9	53	9	-	-	-	21	-	-	-	8	-
Lagunazo	12	29	-	tr	17	-	36	-	-	-	6	-
Agrio	10	35	-	-	22	-	27	-	-	-	6	-
Herrerías	11	43	-	-	18	-	23	-	-	-	5	-
La Joya	6	35	-	-	23	-	32	-	-	-	4	-
Olivargas-Rib <sup>a</sup>	7	12	-	-	11	-	14	26	-	20	10	-
Olivargas	2	17	-	-	-	-	4	69	-	-	8	-
Marismillas	10	51	-	7	-	-	28	-	-	-	4	-
Garnacha	5	36	-	-	13	-	38	-	-	-	8	-
Grande	8	37	-	5	10	-	28	2	-	6	4	-
Olivargas C. Mora	8	38	10	7	-	-	21	7	-	-	9	-
Chanza	8	48	20	-	-	-	20	-	-	-	4	-
Andévalo - Chorrito	17	25	21	-	-	-	27	-	-	5	5	-
Silillos I	7	53	-	-	11	-	23	-	-	-	6	-
P. Leon	8	55	-	5	-	-	28	-	-	-	4	-
Campanario	9	44	-	5	10	-	27	-	-	-	5	-
Silillos II	9	47	-	-	-	-	38	-	-	-	6	-
Del Pino	15	34	-	-	10	-	26	-	-	-	15	-
Dique II	7	42	11	-	-	-	31	-	-	2	5	2
Corumbel												

TABLE I. Estimation of the mineralogical composition by XRD of the < 2  $\mu\text{m}$  fraction. C= chlorite; Il= illite; mixed layers: C-V= chlorite-vermiculite, M-V= mica-vermiculite, C-S= chlorite-smectite; Sm= smectite; k= kaolinite; Jt= jarosite; Bas= basaluminite; Hem= hematite; Go= goethite; Lep= lepidocrocite; tr= vestigial.

Elements (mg/kg)	Á. Ácidas		Andévalo		Sancho		Gossan	
	< 2mm	< 2 $\mu\text{m}$	< 2mm	< 2 $\mu\text{m}$	< 2mm	< 2 $\mu\text{m}$	< 2mm	< 2 $\mu\text{m}$
Fe	278140	190701	84000	123661	89280	90172	125826	285997
Cu	495	1636	124	212	727	321	2099	1501
Zn	279	315	127	190	473	332	340	395
As	571	1830	992	1576	283	283	643	818
Pb	29126	65250	125	205	162	170	584	884
S	14529	54857	1210	310	4187	604	20897	1792

TABLE II. Chemical composition of sediments in the two analyzed fractions in four selected water dams.

Dams	Fe	Cu	Zn	As	Pb	S
Á. Ácidas	0.69	3.31	1.13	3.20	2.24	3.78
Andévalo	1.47	1.71	1.50	1.59	1.64	0.26
Sancho	1.01	0.44	0.70	1.00	1.05	0.14
Gossan	2.27	0.72	1.16	1.27	1.51	0.09

TABLE III. Accumulation Factor in four of 23 selected dams.

### Geochemical data and accumulation factor

Among the 23 water dams, four of them were selected for chemical analyses of the sediments in both grain size fractions: Á. Ácidas, Andévalo-Cobica, Sancho, and Gossan (Table II).

These four dams represent different types of water uses, and consequently, different quality demands: Á. Ácidas and Gossan are mining dams, Andévalo-Cobica is used for human supply, and Sancho is used for industrial supply. This chemical composition allowed the determination of accumulation factors (AF).

The Accumulation Factors (AF) can be expressed by using the following equation:  $AF_x = X_{\text{fraction}} / X_{\text{bulk}}$  (Acosta et al. 2009). Thus, TABLE III reflects

the ratio between concentrations in < 2  $\mu\text{m}$  and < 2 mm fractions in the four selected dams.

The obtained results indicate that Á. Ácidas exhibit the highest AF for elements, such as Cu, As, Pb and S with 3.31, 3.20, 2.24 and 3.78, respectively. Relatively to Fe (2.27), Gossan appears with AF value standing out compared to other sites. This dam is characterized by an enrichment of the Fe, Zn, As and Pb in the fine fraction. In a general way, Sancho has AF values  $\leq 1$ , while Andévalo has  $AF > 1$  for all study elements, with exception of S (0.26).

### DISCUSSION

The mineralogy of the reservoirs reflects the nature of IPB mineralization as well as of host rock minerals.

Also, it shows the presence of secondary phases, typically associated with AMD processes, such as jarosite and goethite. Among the inherited minerals, carbonates which could have some acid neutralization capacity (e.g., rhodochrosite) occur in very low amounts. In addition, the mineralogical study reveals the presence of supergenic minerals with evaporative origin (gypsum), as well as the ochre precipitates (jarosite).

These ochre products may be participating in the retention of pollutants (Fe, Cu, Zn and As) in the reservoirs. The abundance of jarosite and goethite, especially in the mining dams (Marismillas, Gossan, Á. Ácidas) reflects the contribution of AMD processes. On other hand, these mineral may be controlling the mobility of pollutants by adsorption. The processes that control the solubility by precipitation, co-precipitation and adsorption (Valente et al., 2015b) can reduce the aqueous concentration of those elements and therefore may be potentially useful in controlling AMD effects.

In general, the AF demonstrated enrichment in the < 2  $\mu\text{m}$  fraction. This fact may be attributed to greater surface area per unit of mass of the clay minerals and associated phases, which increases the adsorption capacity of this fraction (Gomes et al., 2015). Furthermore, this fine fraction has greater content of secondary minerals (clay minerals, hydroxides and hydroxysulfates TABLE I). Thus, goethite and jarosite are significant sources of Fe and so play a significant role in metal enrichment in fine fraction. In addition, the AF in Gossan showed the highest levels of Fe (TABLE III), which is in accordance with mineralogical study by XRD. This dam shows the greatest amount of goethite (TABLE I). Furthermore, Á. Ácidas appears with the highest accumulation factor for Pb, which can be related with the amount displayed for jarosite (67% TABLE I). These results mean that these phases can retain metals such as Fe and Pb (Valente et al., 2016). The greatest AF for As in Á. Ácidas can also be explained by the presence of jarosite. According to Valente et al., 2015a, iron-rich materials, such as jarosite, can retain As. Also, the high accumulation of S (TABLE III), in Á. Ácidas (< 2  $\mu\text{m}$  fraction), can be related to the influence of mining contamination, promoted by the occurrence of oxidative reactions.

## CONCLUSIONS

The past mining activities contributed to increase pollution in the sediments of the reservoirs. Mineralogical study showed the presence of newly formed phases, such as jarosite and goethite, which are indicative of AMD contributions. In some cases, these minerals predominated in detriment of inherited minerals. Moreover, the analysis of the accumulation factor reveals the prevalence of trace elements in the fine fraction. This may potentiate the degradation of the ecosystem on a larger scale or may be contributing to immobilize toxic elements. Therefore, it is important to understand the mineralogical and geochemical relationships in different grain size fractions in such dynamic

systems, constantly submitted to geochemical (pH-EH) and hydrodynamic variations.

## REFERENCES

- Acosta JA, Faz A, Arocena JM, Debela F, Martínez-Martínez S (2009) Distribution of metals in soil particle size fractions and its implication to risk assessment of playgrounds in Murcia City (Spain). *Geoderma* 149:101–109.
- Borrego J, Carro B, Grande JA, de la Torre ML, Valente T, Santisteban M (2013) Control factors on the composition of superficial sediments in estuaries of the coast of Huelva (SW Spain): a statistical approach. *Journal of Iberian Geology* 39, 223–239.
- Gomes P, Valente T, Sequeira Braga MA, Grande JA, de la Torre ML (2015) Enrichment of trace elements in the clay size fraction of mining soil. *Environmental Science and Pollution Research*. DOI: 10.1007/s11356-015-4236-x.
- Grande JA, Santisteban M, de la Torre ML, Valente T, Pérez-Ostale E (2013) Characterization of AMD pollution in the reservoirs of the Iberian Pyrite Belt. *Mine Water Environ.* <http://dx.doi.org/10.1007/s10230-013-0236-6>.
- Pérez-Ostale E (2014) Caracterización ambiental de estructuras mineras en la Faja Pirítica Ibérica como soporte metodológico de gestión territorial. PhD Thesis, University of Huelva, Huelva.
- Santisteban M, Grande JA, de la Torre ML, Valente T, Cerón JC (2013) Acid mine drainage in semi-arid regions: the extent of the problem in the waters of reservoirs in the Iberian Pyrite Belt SW Spain. *Hydrology Research* 46 (1), 156–167. DOI: 02166/nh2013086.
- Santisteban M, Grande JA, de la Torre ML, Valente T, Perez-Ostale E., Garcia-Pérez M (2016) Study of the transit and attenuation of pollutants in a water reservoir receiving acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Water Science & Technology: Water Supply*, 16, 18-134.
- Valente T, Gomes P, Sequeira Braga MA, Dionísio A, Pamplona J, Grande JA (2015a) Iron and arsenic-rich nanoprecipitates associated to clay minerals in sulfide-rich waste dumps. *Catena*. DOI:10.1016/j.catena.2015.03.009.
- Valente T, Grande Gil JA, de la Torre ML, Gomes P, Santisteban M, Borrego J, Sequeira Braga MA (2015b) Mineralogy and geochemistry of a clogged mining reservoir affected by historical acid mine drainage in the Rio tinto mines, Iberian Pyrite, SW Spain. *Journal of Geochemical Exploration*.
- Valente T, Grande Gil JA, Cerón JC, de la Torre ML, Santisteban M, Borrego J, Fernández P, Sanchez Rodas D (2016) Spatial distribution of major and trace elements in a mining dam: sources and relationships among elements of environmental concern. *Environmental Earth Sciences*.

# Aplicación de cluster borroso a la caracterización hidroquímica del efluente ácido de Mina Concepción

## *Application of Fuzzy Logic to hydrochemical characterization of an acid mine effluent Concepcion Mine*

M. Santisteban<sup>1</sup>, M. Tavira<sup>1</sup>, J.A. Grande<sup>1</sup>, J.M. Dávila<sup>1</sup> y J. Aroba<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

**Resumen:** El presente trabajo aborda la caracterización físico-química de un efluente minero sometido a procesos de drenaje ácido de mina, desde su nacimiento hasta la desembocadura en el río Odiel, a efectos de facilitar la comprensión de los fenómenos implicados en las reacciones que intervienen en las modificaciones del quimismo de las aguas y los precipitados procedentes de la interacción agua-roca-atmósfera en un medio altamente afectado por la actividad minera. El cauce objeto de estudio nace a partir de una trinchera abierta en una de las principales galerías de explotación de Mina Concepción, localizada en la Faja Pirítica Ibérica, a unos 10 Km al NO de las explotaciones de Riotinto (SO España). Esta galería intercepta uno de los principales y más antiguos corredores subterráneos de la explotación minera denominada “galería del Carmen”, permitiendo así la salida al exterior de las aguas sometidas a procesos AMD en el interior de la corta y de las galerías. Para ello, al final de la estación lluviosa (Abril 2015), se procedió al muestreo a lo largo del cauce desde su nacimiento hasta su desembocadura, su posterior caracterización analítica y interpretación de las relaciones causa-efecto mediante aplicación de Fuzzy logic.

**Palabras clave:** Drenaje Ácido de mina; Faja Pirítica Ibérica; Mina Concepción; Río Odiel; Metales

**Abstract:** *This work focuses on the physical and chemical characterization of a mining effluent affected by acid mine drainage, from its source to the mouth in the Odiel river, in order to understanding the reactions involved in the modifications of the chemical characteristics of the water and precipitates resulted from water-rock-atmosphere interaction in an environment highly affected by mining activity. The channel object of study starts in an open trench from one of the main galleries of the Concepción Mine, located in the Iberian Pyrite Belt, about 10 km NW of Rio Tinto mining complex (SW Spain). This gallery intercepts one of the largest and oldest underground mining works called "gallery Carmen", allowing the outside exit of the AMD affected waters. Thus, at the end of the rainy season (April 2015) we proceeded to water sampling along this channel, from its source until its mouth, and to further analytical characterization and finally to interpretation of cause-effect relationships through application of fuzzy logic.*

**Key words:** *Acid mine drainage, Iberian Pyrite Belt, Concepción mine, Odiel River, Metals.*

## INTRODUCCIÓN

Mina Concepción (Figura1) se encuadra dentro de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), parte central de la provincia de Huelva, más concretamente dentro del registro estratigráfico del Complejo Vulcano-Sedimentario. El río más cercano que discurre por la zona es el Odiel. Nace en la Sierra de Aracena, al norte de la provincia de Huelva, recorriéndola de Norte a Sur hasta que desemboca en el Atlántico. Este río tiene una longitud de 140 km y sus aguas tienen una excelente índice de calidad, en sus primeros 24 km de recorrido, hasta que intercepta, aguas abajo, con los aportes de aguas ácidas procedentes de Mina Concepción, objeto de este trabajo.

El cauce objeto de estudio posee una longitud aproximada de 2.350 metros, y nace a partir de una trinchera abierta en anteriores trabajos de restauración de EGMASA, que intercepta uno de los principales y más antiguos corredores subterráneos de la explotación minera denominada “galería del Carmen” (Pinedo, 1963), permitiendo así la salida al exterior de las aguas sometidas a procesos AMD en el interior de la corta y de las galerías. El efluente ácido discurre a través de la trinchera, y seguidamente se canaliza a través de una cuneta hormigonada que también recoge los pluviales del municipio. Al finalizar la cuneta, el drenaje se encaja de manera natural a través de un barranco conocido como “Barranco de los Diques” hasta

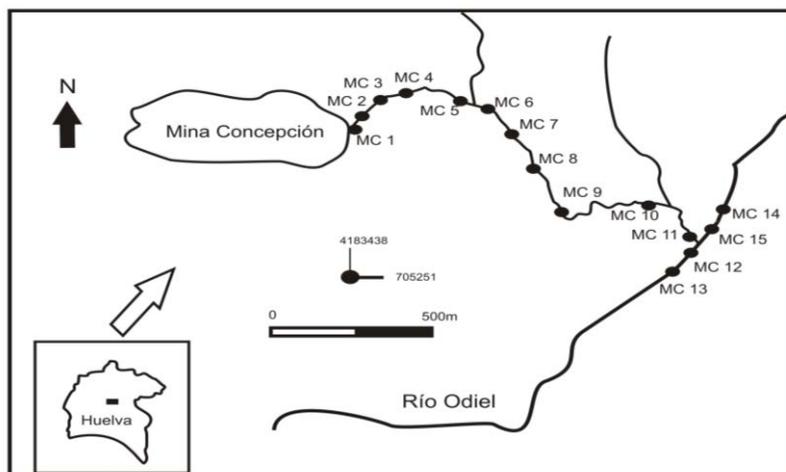


Figura 1. Mapa de localización de los puntos muestrales.

interceptar, aguas abajo, el río Odiel tras un salto de aguas de unos 2 metros.

El objetivo principal de este trabajo se centra en el establecimiento de las posibles razones de la interdependencia entre la conductividad eléctrica (CE) y el pH, con la carga de metales y sulfatos, así como con un conjunto de variables que definen la físico-química del agua, como son la temperatura ( $T^a$ ), Total de Sólidos Disueltos (TSD) y potencial redox (Eh), transportado por un cauce minero afectado por AMD, a través del uso de técnicas de inteligencia artificial como es la Fuzzy Logic.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Con el fin de alcanzar el objetivo definido, al final de la estación lluviosa (Abril 2015), se llevó a cabo un muestreo de agua a lo largo del cauce de Mina Concepción, desde su nacimiento (MC1) hasta su desembocadura en el río Odiel (MC11) así como otros cuatro puntos de muestreos en el mismo río, antes (MC14 y MC15) y después de ser interceptado por el cauce estudiado (MC12 y MC13), obteniéndose un total de 15 puntos (Figura 1).

In situ, se llevó a cabo la determinación de pH, temperatura, conductividad y sólidos disueltos totales, mediante el uso de un equipo multiparamétrico portátil (CrisonMM40). También fue determinada in situ la concentración de sulfatos mediante un fotómetro de la marca comercial Macherey-Nagel, modelo FP-11, basado en el método de medida turbidimétrico, y un Test Kit de Sulfatos de la marca HANNA Instruments.

Tras las mediciones de campo, se tomó en cada punto definido una muestra de agua en botes de polietileno esterilizados de 100 mL para la determinación de metales pesados y metaloides, a la que se le añadió ácido nítrico hasta conseguir un  $\text{pH} < 2$  a fin de evitar la precipitación de los metales durante el

transporte hasta el laboratorio, que se llevó a cabo en un refrigerador portátil a  $4^{\circ}\text{C}$ .

Una vez en laboratorio, las muestras de agua fueron filtradas con filtros de Nitrato de Celulosa de 0.45 micras (Sartorius 11406-47-ACN), con la ayuda de un kitasatos de vidrio conectado a una bomba de vacío para acelerar el flujo. Las muestras de agua ya filtradas fueron almacenadas en nuevos botes de polietileno herméticamente cerrados conservándolas en frigorífico a un rango de temperatura de 1 a  $4^{\circ}\text{C}$  hasta su análisis.

Los equipos empleados para la determinación de la concentración de metales y metaloides fueron un Espectrómetro de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) de la marca comercial Agilent 7700 y un Espectrofotómetro de Emisión Óptico con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES) de la marca Jobin Yvon Ultima 2, perteneciente al C.I.D.E.R.T.A.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La masa de datos obtenida fue tratada mediante técnicas de Fuzzy Logic mediante el empleo de la herramienta PreFuRGe (Aroba 2003; Aroba *et al.*, 2007).

Las Figuras 2 y 3 muestran las reglas borrosas obtenidas para las variables analizadas en las muestras de agua tomadas en los diferentes puntos de muestreos definidas en mina Concepción, tomando respectivamente, la conductividad (Figura 2) y el pH (Figura 3) como consecuente.

La aplicación de técnicas de fuzzy logic a esta masa de datos permite ampliar los modelos de caracterización hidroquímicos propuestos por otros trabajos en curso en el mismo sistema, pero usando la estadística clásica.

En la Figura 2 se observa como la conductividad mantiene, como cabe esperar, una relación inversa con

el pH. A medida que la conductividad aumenta sus valores, el pH va disminuyendo. Todo lo contrario ocurre con la carga metálica y los sulfatos analizados, los cuales aumentan o disminuyen sus concentraciones del mismo modo que lo hace la conductividad. Cabe

destacar que As presenta un comportamiento similar al descrito para los sulfatos y metales, presentando un universo de discurso siempre algo mayor que para el resto de parámetros

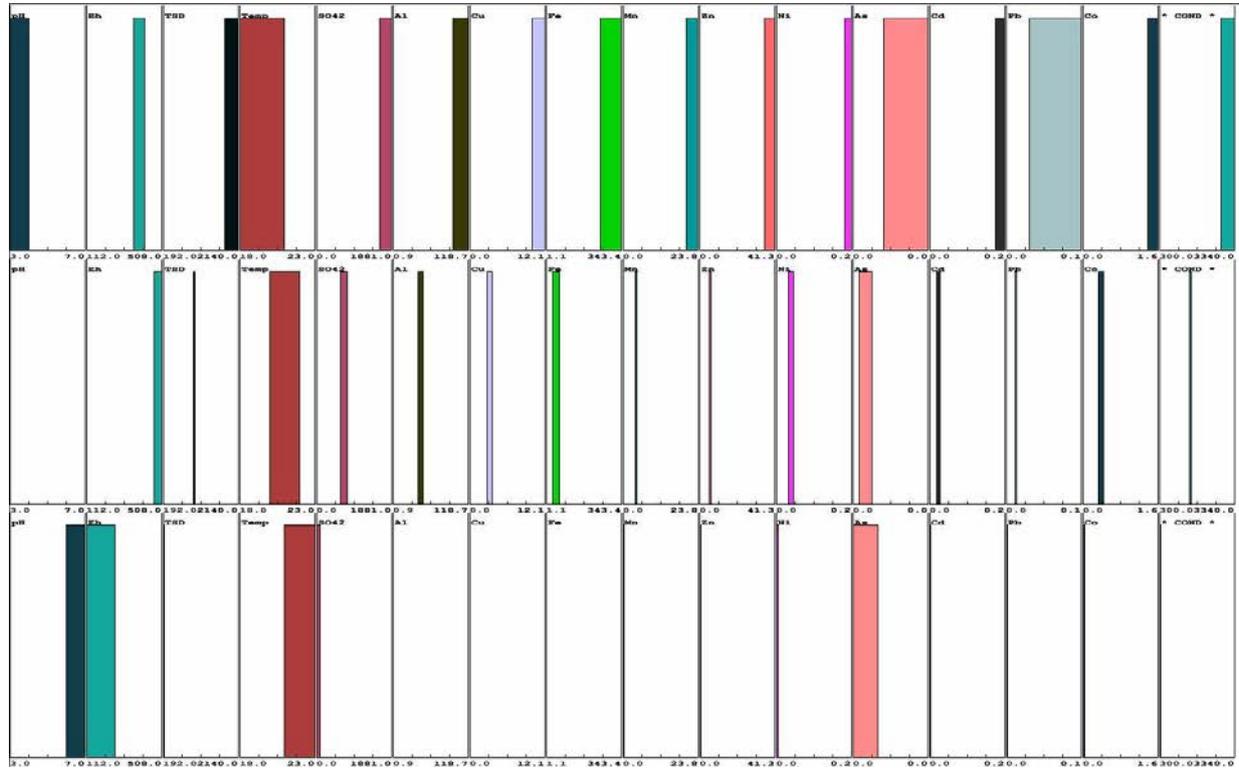


FIGURA 2. Reglas borrosas tomando la conductividad como consecuente

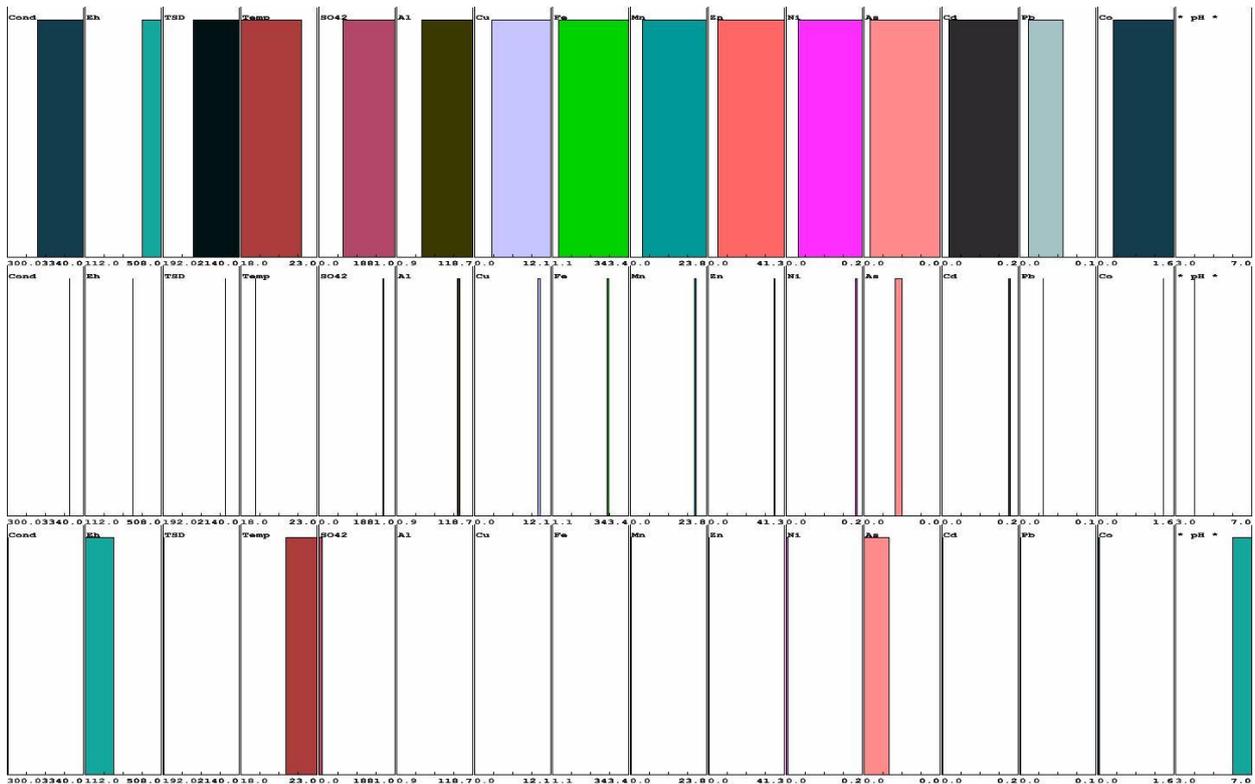


FIGURA 3. Reglas borrosas tomando el pH como consecuente

A valores extremos-altos de conductividad el Eh mantiene valores altos, mientras que a valores extremos bajos de conductividad, el Eh toma valores que van desde extremos-bajos a medios. Cuando la conductividad toma valores medios, el Eh toma valores altos.

Si tomamos el pH como consecuente (Figura 3) podemos observar como a valores bajos de pH la carga metálica y de sulfatos presentan valores que van desde bajos a extremos-altos, excepto el plomo que se mantiene entre valores bajos a medios. Conforme el pH va aumentando su valor, la carga metálica y los sulfatos van disminuyendo sus valores, a excepción del arsénico que mantiene valores extremo-bajos a bajos cuando el pH toma valores extremo-altos teniendo en cuenta que el universo de discurso del pH llega hasta un valor de 7 en este caso.

## CONCLUSIONES

El hecho de que el pH mantenga una relación inversa con la conductividad y los sólidos disueltos puede ser debido a los procesos de oxidación de sulfuros que generan, por una lado, sulfatos (que incrementan con la conductividad), y al mismo tiempo, hidrogeniones (que acidifican el agua) (Grande *et al.*, (2010).

Según Sánchez-España *et al.*, (2006), los complejos iónicos metal-sulfatos son las formas disueltas dominantes en las que el Fe(III) y Al(III) están presentes en las soluciones a pH bajo, con presencia muy leve o insignificante de los complejos iónicos que contienen grupos hidroxilos, lo que corrobora a lo observado en las gráficas de las reglas borrosas. A medida que el pH aumenta, los iones sulfatados son menos abundantes y son reemplazados progresivamente por las formas de hidróxido.

En el contexto descrito, la herramienta informática PreFuRGe utilizada en este estudio adquiere una dimensión de notable eficacia para el diagnóstico cualitativo de la situación, pudiendo ser aplicada

también para el establecimiento de relaciones causa-efecto que, en contraste con los tratamientos estadísticos clásicos, mejora el trabajo considerablemente y hace que el conocimiento de los procesos involucrados sea más fácil. La aplicación de la lógica difusa y data mining para la caracterización de los procesos de AMD en el mismo sector y para la misma masa de datos, confirman y enriquecen los modelos operacionales previamente propuestos mediante estadística clásica.

## BIBLIOGRAFIA

- Aroba, J. (2003): Avances en la toma de decisiones en proyectos de desarrollo de software PhD Thesis, University of Sevilla.
- Aroba, J., Grande, J. A., Andujar, J. M., de la Torre, M. L., Riquelme, J. C., (2007): Application of fuzzy logic and data mining techniques as tools for qualitative interpretation of acid mine drainage processes. *Environ. Geol.* 53, 135–145.
- Grande, J.A.; de la Torre, M.L.; Cerón, J.C.; Beltrán, R.; Gómez, T. (2010): Overall hydrochemical characterization of the Iberian Pyrite Belt. Main acid mine drainage generating sources (Huelva, SW Spain) *Journal of Hydrology*, 390, 123-130.
- Sánchez-España, J., Lopez Pamo, E., Santofimia, E., Reyes, J., Martín, J.A. (2006): The removal of dissolved metals by hydroxysulphate precipitates during oxidation and neutralization of acid mine drainage waters, Iberian Pyrite Belt. *Aquatic Geochemistry*, 12: 269-298.
- Pinedo Vara, I. (1963): Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento. Summa. Madrid 1003p.

# El embalse El Sancho: un escenario singular afectado por procesos AMD

## *The Sancho reservoir: a singular scenario affected by AMD processes*

M. Santisteban<sup>1,2</sup>, J.A. Grande<sup>1,2</sup>, T.Valente<sup>1,2</sup> y J.C. Cerón<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera, s/n 21819 Palos de la Frontera, Huelva, España.

<sup>2</sup>Departamento de Ciências da Terra, Institute of Earth Sciences, Pole of University of Minho, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal.

**Resumen:** El embalse El Sancho fue construido en 1962 y es alimentado por el río Meca, que a su vez, recibe el agua de afluentes subsidiarios afectados por AMD, en su mayoría generados por el complejo minero abandonado de Tharsis. Las aguas de la presa son utilizadas con fines industriales para abastecer a la fábrica de pasta de papel situada aguas abajo a 15 Km en la localidad de San Juan del Puerto (SO España). El complejo minero de Tharsis es responsable de los niveles máximos de contaminación por AMD registrados en la cuenca del Odiel. En el presente trabajo se trata de hacer una revisión y recopilación bibliográfica de los estudios realizados en este embalse los cuales abordan tanto la caracterización hidroquímica, como las relaciones hidrodinámicas existentes, así como los procesos de disolución-precipitación que tiene lugar en el.

**Palabras clave:** AMD; Faja Pirítica Ibérica; embalses; metales; revisión bibliográfica.

**Abstract:** *The Sancho Dam was built in 1962 and is fed by the Meca River, which in turn, receives water from subsidiary tributaries affected by AMD, mostly generated by the abandoned Tharsis mining complex. The stored water is used for industrial purposes, supplying a pulp mill located 15 km downstream, in San Juan del Puerto (SW-Spain). The Tharsis mining complex is responsible for the maximum levels of contamination by AMD recorded in the Odiel basin. In the present work it has been done a literature review and compilation of state of the art for this reservoir, regarding issues, such as the hydrochemical characterization, the hydrodynamic relationships and the processes of dissolution-precipitation that take place in..*

**Key words:** AMD; Iberian Pyrite Belt; water dam; metal; review of the state of the art.

## INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se localiza en la Faja Pirítica Ibérica (FPI), en el Sur Oeste de España, siendo una de las provincias metalogénicas más grande del mundo según con unas reservas de sulfuros polimetálicos de aproximadamente 1700 Mt. La intensa actividad minera en esta zona, ha dejado un numerosas minas abandonadas, con sus pozos, socavones y cortas, sus innumerables kilómetros de túneles y millones de m<sup>3</sup> de residuos dispersos en centenares de escombreras y balsas mineras, constituyendo todos ellos, focos contaminantes que afectan a las aguas y sedimentos de los ríos y embalses ubicados en las diferentes cuencas de la FPI. El problema adquiere una especial importancia, cuando estas aguas contaminadas por drenaje ácido de mina (AMD) llegan a los embalses, reduciendo sus usos.

La Sociedad Española de Presas y Embalses (SEPREM) reconoce oficialmente la existencia de unas 30 presas y embalses en la FPI, de titularidad pública y privada, de uso agrícola, industrial o urbano. Muchos de estos embalses se ubican en cauces afectados por

procesos de drenaje ácido de mina, lo que supone su contaminación por aguas con bajo pH y elevada carga metálica y de sulfatos (Santisteban et al., 2016).

Entre los embalses construidos en la FPI para el abastecimiento público se encuentra el embalse El Sancho, que es el objeto de estudio en el presente trabajo. Este embalse fue construido en 1962 y es alimentado por el río Meca, que a su vez, recibe el agua de afluentes subsidiarios afectados por AMD, en su mayoría generados por el complejo minero abandonado de Tharsis. Las aguas de la presa son utilizadas con fines industriales para abastecer a la fábrica de pasta de papel situada aguas abajo a 15 Km en la localidad de San Juan del Puerto (SO España). El complejo minero de Tharsis es responsable de los niveles máximos de contaminación por AMD registrados en la cuenca del Odiel (Sarmiento *et al.*, 2009).

Existen numerosos trabajos realizados en este embalse por diferentes autores. Grande *et al.*, (2014) realizó en Octubre del 2011 un muestreo de agua en

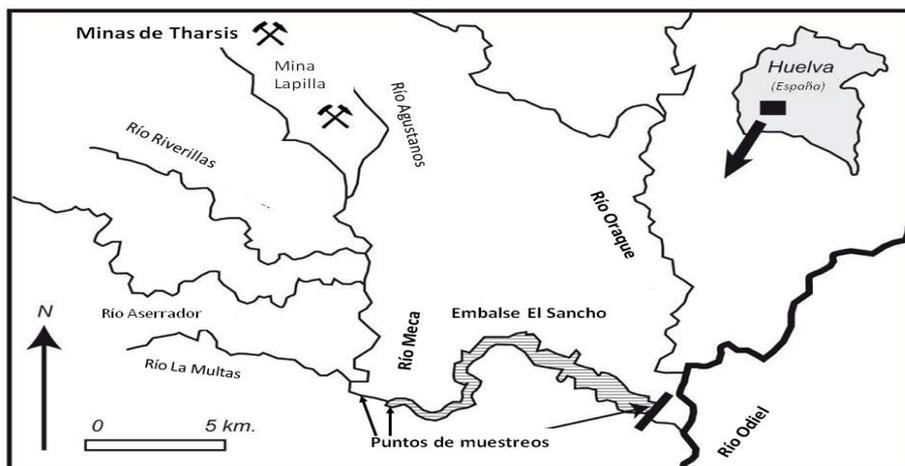


FIGURA 1. Mapa de localización de la zona de estudio.

profundidad en el embalse El Sancho a intervalos de 1 metro llegando a alcanzar los 27 metros de profundidad. El estudio hidrogeoquímico de estas muestras de agua mostraron valores medios de sulfatos y conductividades eléctricas relativamente altos, así como bajos valores medios de pH (182 mg/L, 441,6  $\mu$ S/cm y 3,9, respectivamente). En relación con la carga metálica, destacaron entre otros, los valores medios alcanzados por el Fe, Mn, Zn, Pb y Cu (0,75 mg/L, 1,48 mg/L, 2,27 mg/L, 1,02 mg/L y 0,63 mg/L, respectivamente). Las concentraciones observadas en este estudio se encontraban muy por debajo de los valores que cabría esperar en una balsa minera o en un cauce afectado por AMD, lo que se debería a los procesos de dilución que tienen lugar en el embalse (Grande *et al.*, 2014).

En su estudio, Grande *et al.*, 2014 elaboró gráficos de evolución de profundidad en los que pudo observar una clara estratificación de los valores de temperatura, pH, conductividad y OD, así como de las cargas de metales y sulfatos correspondientes asociadas a la profundidad. Este escenario era similar al descrito en López-Pamo *et al.*, (2009), que mostraba una capa inferior más densa (hipolimnion) encontrada entre los 20 y 28 metros de profundidad, que no se mezcla con el resto. También existía una capa superficial (epilimnion), situado entre los 0 y 16 metros, así como una capa de mezcla situada entre las anteriores (metalimnion), que aparecía entre los 16 y 20 metros de profundidad.

Grande *et al.*, 2014 realizó un análisis cluster para estudiar la relación de proximidad existente entre las variables estudiadas y los puntos de muestreo definidos. En síntesis, el cluster de variables mostraba claramente la proximidad entre el pH y el Al y, por lo tanto, sugería que la química del agua estaba fuertemente influenciada por procesos de precipitación del Al. Esto indicaba el efecto tampón que ejerce el Al, que precipita en forma de fases cristalinas o amorfas. Este embalse parece regulado por la precipitación del

Al, como ya ha sido descrito por López-Pamo *et al.*, (2009).

Cerón *et al.*, 2013 corroboró la existencia de las diferentes capas de estratificación ya descritas mediante un estudio de estas mismas muestras realizando un análisis factorial. Desde el punto de vista hidroquímico, se definieron dos factores los cuales se relacionaban con los procesos de reducción de sulfatos (F1) y con la conductividad (F2). El proceso de reducción de sulfatos (F1) tendría lugar en las zonas más profundas del embalse y más empobrecidas en oxígeno (el hipolimnion). La cercanía del pH con el Al en estos gráficos sugería su relación con la precipitación de este ión, el cual provocaría un efecto tampón, precipitando y aumentando la concentración de  $H^+$  en el sistema. Con respecto a la conductividad (F2), la disolución de sulfatos (provenientes de la oxidación de pirita) sería la principal variable responsable que origina un importante aumento de su concentración y el incremento de la conductividad eléctrica y el total de sólidos disueltos; este proceso se produciría en las zonas menos profundas del embalse y más enriquecidas en oxígeno (epilimnion).

Santisteban *et al.*, 2016 realizó un estudio en este mismo embalse con el fin de definir las relaciones hidroquímicas observadas entre la entrada del agua en el embalse y el punto mas lejano, en concreto, en la presa. El fin era poder evaluar los posibles procesos de atenuación que tenían lugar en el embalse y proponer un modelo de evolución espacial de la carga de contaminantes mediante el uso de funciones de correlación cruzada. En su trabajo, Santisteban *et al.*, 2016 observó como todos los metales analizados presentaban mayor concentración en la cola del embalse que en la presa. Los parámetros que presentaban mayor porcentaje de reducción desde la cola del embalse hasta la presa eran el Fe (70%), As (50%) y Cu (47%). Estas variaciones eran muy similares a las expuestas por de la Torre *et al.*, 2014 en su trabajo, en el que se estudia la capacidad de atenuación de la carga metálica en este mismo embalse

entre el cauce que aporta agua al embalse y su punto de entrada de aguas en la cola de éste, coincidiendo este último punto con el punto de muestreo en la cola del presente trabajo. De este modo, si comparamos las concentraciones medias de los metales y sulfatos analizados vemos como los valores son muy similares en ambos estudios.

Santisteban *et al.*, 2016 aplicó funciones de correlación cruzada a su estudio, las cuales ponían en evidencia la estrecha relación existente entre ambos puntos de muestreo con un tiempo de tránsito de los contaminantes inferior a una semana ( $t=0$ ) para la mayoría de los casos, consecuencia de la pequeña distancia que existe entre ambos puntos (unos 300 metros), lo que implicaba que aumentos o disminuciones de un parámetro en la cola, tenían su consecuencia en un periodo inferior a una semana en el punto cauce aunque existen parámetros en el que este tiempo es algo mayor, lo que dependería de la capacidad de dilución del elemento. Se observó como el orden en que los parámetros disminuían su concentración no se encontraba relacionado con el orden en que lo hacía el porcentaje de reducción, ni con el tiempo de tránsito ya que estos dos último dependían de los procesos de precipitación, sorción y dilución que sufría cada uno de ellos.

de la Torre *et al.*, 2016 en su estudio aplicó funciones de correlación cruzada a los datos de pH y conductividad obtenidos de forma automática por las dos sondas multiparamétricas instaladas en esos mismo puntos, en la cola y en el muro de la presa, de el embalse El Sancho. En este estudio se observó como en la cola del embalse los valores eran mas extremos tanto para la varianza, como para los valores máximos y mínimos de conductividad y pH debido a la rápida respuesta de las respectivas masas de agua. Las funciones de correlación cruzada advertían la existencia de coeficientes de correlación discretos pero significativos entre los valores relativos a cada punto de muestreo (cola y presa), para el pH y para la conductividad. Despertaba especial interés la existencia de un máximo de correlación desfasado 17 días respecto al instante de muestreo, tanto para conductividad como para pH, observables en los valores de correlación cruzada donde se visualizaba el pico de máxima correlación en ese instante. Esto permitió proponer que el tiempo de tránsito de la onda de dispersión era de 17 días desde cola hasta presa, referido a valor medio anual, y entendiendo que en función de las precipitaciones y/o potenciales alteraciones en la química de los aportes ácidos, se producirán variaciones. Para más abundar, de la Torre *et al.*, 2016 llegó a determinar el valor de la velocidad de dispersión de la carga contaminante de forma sencilla: conocido el tiempo de llegada de la onda contaminante desde cola a presa (17 días), y conocida la distancia entre uno y otro punto de medida (14500

metros), bastaba con dividir ambos valores para obtener la velocidad que arrojaba un valor de 0,01 m/s.

## CONCLUSIONES

Las concentraciones de metales y sulfatos medidas en el Embalse del Sancho ponen en evidencia su afección por drenaje ácido de mina, observándose una mayor abundancia de la carga contaminante en la cola del embalse que en la presa, debido a la atenuación de ésta en el transcurso entre ambos puntos. Esta atenuación es consecuencia de la precipitación de oxihidroxisulfatos de hierro producida por la elevación del pH, así como de los subsiguientes fenómenos de sorción y dilución. Las soluciones ácidas se encuentran saturadas en minerales de hierro como es la jarosita, gohetita y schwertmannita, aunque es normalmente la schwertmannita el mineral que preferentemente precipita a pH 3,5 y condiciones de potencial redox alto ( $E_h > 700$  mV) (Sanchez-España *et al.*, 2006). La absorción de As(V) se debe a la coprecipitación de la schwertmannita (mediante el desplazamiento del  $SO_4$  estructural en la schwertmannita estequiométrica) y a la sorción posterior a la precipitación (mediante una vía de intercambio con el  $SO_4^{2-}$ ) (Sánchez-España *et al.*, 2006). El hecho de que la desviación estándar, el rango de oscilación o el coeficiente de variación sean mayores en la cola que en la presa se debe a que la presa presenta una “inercia química” (Santisteban *et al.*, 2016) mucho mayor que en la cola debido al gran volumen de agua, y por tanto será menos sensible a las variaciones debidas a estímulos externos.

La Función de Correlación cruzada se revela como una herramienta eficaz para el establecimiento de relaciones de temporalidad causa-efecto entre parámetros hidroquímicos, lo que puede resultar de interés no regional para su aplicación a otros embalses con afecciones similares. La función de correlación cruzada nos permite, en este caso, cuantificar el proceso de avance de la contaminación desde la cola a la presa. Así, podemos proponer que el tiempo de tránsito de los contaminantes en 17 días horas y una velocidad de propagación de la onda contaminante de 0,01m/s

Tanto el análisis factorial, como el estudio gráfico en profundidad, así como el análisis cluster, ponen de manifiesto la estratificación de las aguas del embalse El Sancho según tres intervalos de profundidad diferentes: hipolimnion (20-28m), metalimnion (16-20m) y epilimnion (0-16m).

Se observa una agrupación de las muestras de agua en torno a estos niveles de profundidad:

-En el epilimnion encontramos aquellas más oxigenadas, con mayor conductividad, con altas concentraciones de sulfatos y pH más bajos, donde tienen lugar procesos de reducción de sulfatos

-En el hipolimnion se hallan las muestras con menos oxigenación, menor conductividad, bajas concentraciones de sulfatos y pH más altos, debido a los procesos de reducción

-Mientras que en el metalimnion se sitúan las muestras de características intermedias.

## REFERENCIAS

- Cerón, J.C, Grande, J.A., de la Torre, M.L., Borrego, J., Santisteban, M, Valente, T. (2013): Hydrochemical characterization of an acid mine drainage-affected water reservoir: The Sancho Dam (Huelva, SW Spain). *Hydrological Sciences Journal*, DOI:10.1080/02626667.2013.834341
- de la Torre, M.L., Grande, J.A., Valente, T., Santisteban, M. Cerón, J.C. (2014): Hydrochemical changes in a reservoir that receives water contaminated by acidmine drainage. *Hydrology Research* 46 (3), 303–312.
- de la Torre, M.L., Grande, J.A., Valente, T., Santisteban, M. Pérez-Ostalé, E., Sánchez-Rodas, D. (2016): A Statistical Determination of the Transit Speed of Pollutants in a Water Reservoir Affected by Acid Mine Drainage from the Iberian Pyrite Belt. *Mine Water Environ.* DOI 10.1007/s10230-016-0390-8
- Grande, J.A., de la Torre, M.L., Valente, T., Fernández, J.P., Borrego, J., Santisteban, M., Cerón, J.C., Sánchez-Rodas, D. (2014): Stratification of Metal and Sulphate Loads in Acid Mine Drainage Receiving Water Dams Variables Regionalization by Cluster Analysis. *Water Environment Research*. In press.
- López-Pamo, E.; Sánchez España, J.; Díez Ercilla, M.; Santofimia Pastor, E.; Réyes Andrés, J. (2009): Cortas Mineras Inundadas de la Faja Piritica Ibérica: Inventario e Hidroquímica; *Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Medio Ambiente*. Número, 13.
- Sánchez-España, J., López Pamo, E., Santofimia, E., Reyes, J., Martín, J.A. (2006): The removal of dissolved metals by hydroxysulphate precipitates during oxidation and neutralization of acid mine drainage waters, Iberian Pyrite Belt. *Aquatic Geochemistry*, 12: 269-298.
- Santisteban, M., Valente, T., Grande, J.A., de la Torre, M.L., Almeida, S., Pérez Ostalé, E. and García Pérez, M. (2016): Study of the transit and attenuation of pollutants in a water reservoir receiving acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Environmental Science and Pollution Research*. In press
- Sarmiento, M., Nieto, J.M, Olías, M., Cánovas, C. (2009): Hydrochemical characteristics and seasonal influence on the pollution by acid mine drainage in the Odiel river Basin (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 24 (2009) 697–714.
- Torres, E.; Ayora, C.; Ruiz, C.; Sarmiento, A.M. (2010): Geochemical Controls of Two Water Reservoirs That Receive Acid Mine Drainage in the Odiel Basin. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 13, 215.

## Mobility of rare earth elements in AMD-precipitates, Iberian Pyrite Belt (SW Spain)

### *Movilidad de elementos de tierras raras en precipitados de drenaje ácido de mina (Faja Piritica Ibérica, SW Spain)*

T.-O. Soyol-Erdene<sup>1,3</sup>, T. Valente<sup>1,2,\*</sup>, J.A., Grande<sup>1,2</sup>, B. Carro<sup>2</sup> and M.L. de la Torre<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth Sciences, Pole of the University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal, [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt)

<sup>2</sup>CIPIMS, University of Huelva, Campus de la Rábida, Huelva, Spain

<sup>3</sup>School of Engineering and Applied Sciences, National University of Mongolia, Ulaanbaatar, Mongolia

**Abstract:** Rare earth elements (REE) were analyzed in surface waters, acid mine waters, and extracts of the mineral precipitates from Iberian Pyrite Belt. NASC (North Atlantic Shale Composition) normalized REE patterns show clear convex curvatures in middle-REE (MREE) with respect to light- and heavy-REE. Moreover, most of the AMD-precipitates release heavy-REE (HREE) to the solution during dissolution experiment, indicating that these minerals retain HREE predominantly from the water and provide REE fractionation along the series. Concentrations of the REE in water and acid mine drainage samples were in the range of 568 ng/L and 2580 µg/L, and significantly higher than previously reported concentrations of the surface waters from the Iberian Pyrite Belt.

**Key words:** Acid Mine Drainage, AMD-precipitates, Rare Earth Elements, mobility.

**Resumen:** Los elementos de tierras raras (REE) han sido analizados en muestras de drenaje ácido de mina (en medio generador y receptor), así como en extractos solubles de precipitados de drenaje ácido de mina, procedentes de minas y de la red fluvial de la Faja Piritica Ibérica. Los padrones normalizados de las REE (North Atlantic Shale Composition) muestran una tendencia clara de curvatura convexa para las tierras raras medias (MREE) en relación con las leves (LREE) y pesadas (HREE). Además, La mayor parte de los precipitados de drenaje ácido de mina liberan preferencialmente las tierras raras pesadas para la solución durante los ensayos de disolución., indicando una mayor capacidad para adsorber HREE, generando así un fraccionamiento de las REE al largo de las series. En este estudio, las concentraciones de REE en el drenaje ácido de mina varían en la gama de 568 ng/L y 2580 µg/L, lo que indica valores significativamente más elevados que las reportadas anteriormente para el agua superficial en la Faja Piritica Ibérica.

**Palabras clave:** Drenaje ácido de mina, precipitados de drenaje ácido de mina, elementos de tierras raras, movilidad.

## INTRODUCTION

Rare earth elements (REE) are powerful tracers for environmental studies due to their very similar geochemical behavior. Their pattern can provide useful information on detection of mining impacts. Concentrations and distribution (pattern) of REE in water systems are determined by a complexity of factors, such as REE source, fractionation within the series during water-rock or water-colloid interaction, aqueous processes such as adsorption and desorption, and chemical composition of water, including pH and concentration of available ligands. Previous studies have revealed that acidic waters have significantly higher concentrations of dissolved REEs rather than fresh non-acidic surface waters, and generally show enrichment of middle rare earths (MREE) relative to the light rare earths (LREE) and heavy rare earths (HREE) when normalized to Earth surface reservoirs (Oliás et al., 2005). However, MREE enrichment is observed also for non-acidic waters containing high concentrations of

organic matter and colloids (Leybourne and Johannesson, 2008). Thus, controlling factors for MREE enrichment relative to LREE and HREE in acidic waters (e.g. acid mine drainage) are not fully understood. Additionally, there is still doubt between the scenarios that MREE enrichment pattern is not exclusive to acidic environment, nor it is always generated in acidic solution and the references therein). Dissolution of sulphide bearing materials creates MREE enrichment in solution even though their own composition have LREE enriched pattern. MREE enriched signature in solution presumably results from a fractionation through REE series in acidic condition (Pérez-López et al., 2010). This work is focused on REE patterns and concentrations in surface waters, mine waters, and water extracts of mineral precipitates from Iberian Pyrite Belt (IPB). Main aims are the following; 1) to evaluate impact of formation and dissolution of AMD-precipitates on REE geochemistry under seasonal variation; 2) to describe overall fractionation of REE during water-mineral interaction; 3) to study capability

of REE release and sequestration by different AMD-minerals.

## SITE DESCRIPTION

The study area comprises the Spanish sector of the IPB. This is one of the most important mineralized sulfide areas in the world. Most of the mines were closed without preventive or corrective measures to protect water environment. Therefore, they continue to mobilize high amounts of acidity, sulfates, metals and metalloids. As a consequence, the entire fluvial network presents signs for AMD contamination, although with different degrees. Therefore, the present study covers different situations: mining sites with their waste dumps and seepages and the receiving fluvial system. In the present study, there are samples from AMD-affected rivers and from mines, which locations are presented in Table I.

Riverwaters	
Location (coordinates)	
Tinto	N-37° 40' 59"; W-06 32' 56"
Meca	N-37° 29' 10; W-7° 04' 12"
Cobica	N-37° 38' 50"; W-07° 16' 46"
Trimpancho	N-37° 42' 40"; W-07° 26' 52"
Oraque	N-37° 31' 16"; W-06° 59' 40"
Odiel	N-37° 29' 49"; W-03° 56' 59"
Olivargas	N-37° 46' 17"; W 06° 47' 24"
Mine sites for AMD-precipitates	
Herrerías mine	Waste-dumps N-37° 37' 51"; W-07° 18' 59"
Riotinto Mines	Waste dumps Seepages; surface drainages N-37° 40' 54"; W-06° 33' 59"
Lazunazo Mine	Mine pond N-37° 37' 34"; W 07° 10' 08"
Tharsis Mine	Waste dumps and AMD-emergences N-37° 35' 13"; W-07° 06' 27"
San Telmo Mine	Waste dumps and pit lake banks N-37° 48' 50"; W-06° 58' 55"

TABLE I. Location of the study sites (rivers and mines).

## METHODOLOGY

### Sampling and analysis

Waters from affected rivers and from mine leachates as well as AMD-precipitates were collected under strong evaporation and low flow hydrological conditions (July 2015). The water samples were filtered through 0.45 µm *Millipore* membranes and into pre-cleaned, 100 mL HDPE sample bottles. The pH, electrical conductivity (EC), and temperature of the water samples were measured in the field. Samples were analyzed for sulfate and the other for metals, including REE. The sample for metals was acidified (pH<2) with HNO<sub>3</sub> (65% *suprapur* Merck). AMD-precipitates were collected following the procedures described by Valente et al. (2013).

### Experimental methods

Sulfate was measured by turbidimetry. Mineral precipitate samples were analyzed by X-ray powder dif-

fraction (XRD). Morphological and compositional features were analyzed by scanning electron microscopy (SEM-EDS). Sample preparation and analytical procedures have been described elsewhere (Valente et al., 2013).

### Laboratory dissolution experiments

A known mass of each sample (~0.2 g) was dissolved in 100 mL of ultra-pure water. The experiments were performed in batch reactors, at room temperature (20°C) with constant agitation (300 rpm). The experiments were performed for 10 min for each sample. pH was measured for each minute; an additional measurement was performed at the first 30 s of the experiments. At the end of the experiments, the supernatants were measured for electrical conductivity and total dissolved solids and analyzed for metals (Mn, Fe, Al, Cu, and Zn), arsenic, sulfate, and REE.

### REE analyses

Total dissolved REE were determined by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS), at the Central Laboratory of the University of Huelva, Spain. The following isotopes of the REE were monitored in order to minimize isobaric interferences: <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd, <sup>159</sup>Tb, <sup>163</sup>Dy, <sup>165</sup>Ho, <sup>166</sup>Er, <sup>169</sup>Tm, <sup>172</sup>Yb, and <sup>175</sup>Lu. The ICP-MS was calibrated and the sample concentrations verified using a series of REE standards of known concentration (0.1, 2, 10, 100, 250, 500, and 1000 ng/kg).

## RESULTS AND DISCUSSION

### Mineralogy of AMD precipitates

The mineralogical composition of the AMD-precipitates is presented in table II. Most of the samples are sulfate assemblages, except HE1 and TIR4, which are pure epsomite and copiapite, respectively.

Samples	Mineral composition	
Herrerías M	HE1	Epsomite
Herrerías M	HE2	Epsomite+Chalcanthite(tr)+Mallardite(tr)
Herrerías M	HE8	Chalcanthite+Alpersite (?)
Lazunazo M	LZ3	Copiapite+Coquimbite
Meca R	ME1	Epsomite+Pickeringite+Tamarugite
Meca R	ME2	Hexahydrite+Pickeringite
Riotinto M	RT11	Copiapite+Aluminiocopiapite+Halotrichite
Riotinto M	RT3	Butlerite+Fibroferrite
San Telmo M	ST3	Chalcanthite+Epsomite
San Telmo M	ST10	Epsomite+Pickeringite+Alunogen
Tharsis M	TH7	Pickeringite+Halotrichite+Gypsum
Tinto R	TIR4	Copiapite

M-collected in mine sites; R-Collected in river sites.

TABLE II. Mineralogical composition of the precipitate samples

### Geochemistry of AMD and stream waters

Most of the water samples have pH values between 1.7 and 3.4, indicating typical AMD conditions. Also, metals and sulfate are present in concentrations expected for AMD systems. A special water sample, from a pond in Lazunazo mine, was extremely acidic (pH=0.28) and concentrated for sulfates.

### REE in AMD from mine sites and rivers

Concentrations of REE in river waters ranged from 568 ng/L to 2580 µg/L, with an average of 182 µg/L (Table III). Total REE ( $\Sigma$ REE) concentrations were also varied within wide range from 297 mg/L (Cobica River) to 7030 mg/L (Trimpancho River). Average  $\Sigma$ REE concentrations for river waters (1820 mg/L) and mine waters (2740 mg/L) are significantly higher than values reported in previous studies from stream waters (438 µg/L, recalculated from supplementary data) and AMD leaching tanks (1092 mg/L) from Iberian Pyrite Belt (Pérez-López et al., 2010).

AMD and stream water REE concentrations are normalized (Gromet et al., 1984), and presented in Fig. 1. All samples showed middle REE enrichment (MREE\* = 2.79–3.26, Table III) as similar to previously observed signature in acidic waters (Pérez-López et al., 2010). Most of the samples are asymmetrically enriched with HREE relative to LREE ( $La_n/Lu_n$  = 0.36–0.91), except for Co and OL ( $La_n/Lu_n$  is 1.21 and 1.86, respectively) (Table III and Fig. 1).

MREE and asymmetric HREE enrichment of the NASC normalized pattern of acid waters is still not well explained and results are sometimes contradictory. Some authors suggested that it is due to preferential release of HREE from the solution by Fe oxyhydroxides (Olías et al., 2005), but other authors have considered a preferential adsorption of the LREE relative to oxyhydroxides (Elderfield et al., 1990). Further investigations on evaluation of potentials for various mineral precipitates on solution REE distribution should be performed to obtain useful information for these dis-

cussions. Not all samples illustrate Ce anomaly ( $Ce^* = 1.02 \pm 0.05$ ) and several samples (LZ, Co, RT, and OR) are displaying negative anomaly for Yb ( $Yb^* = 0.14 - 0.85$ ). Dissolved  $\Sigma$ REE concentrations for stream waters (excepting three mine waters) are moderately correlated with sulphate concentrations ( $r^2 = 0.77$ ) and pH ( $r^2 = 0.62$ ) (not shown here). MREE enrichment ( $Gd^* = 2 \times Gd_n / (La_n + Lu_n)$ ) in water samples has not observable correlation with  $\Sigma$ REE concentrations and acidity (pH).

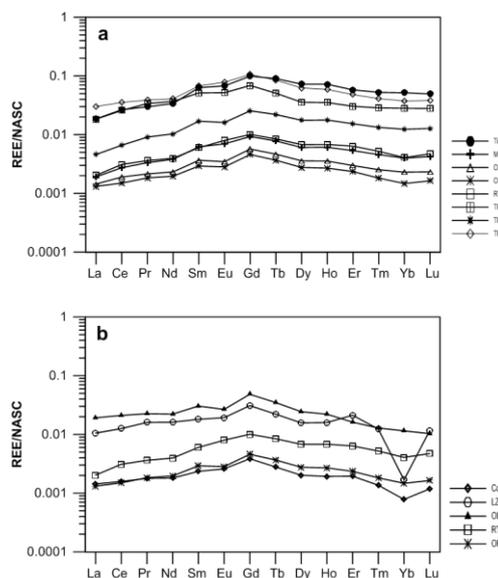


FIGURE 1. NASC-normalized REE patterns for AMD and stream waters. (a) shows water samples with MREE enrichment, and asymmetric depletion for LREE compare to the HREE; (b) shows four samples have Yb anomalies and two samples have asymmetric LREE enrichment compare to HREE.

Samples	ID	Ce*	Gd <sub>n</sub> /La <sub>n</sub>	Gd <sub>n</sub> /Lu <sub>n</sub>	La <sub>n</sub> /Lu <sub>n</sub>	MREE*	Yb*	$\Sigma$ REE,	
1	TintilloRiver	Tin	1.10	5.35	2.01	0.38	2.92	1.01	5.806
2	CobicaRiver	Co	0.99	2.70	3.26	<b>1.21</b>	2.95	<b>0.61</b>	<b>0.297</b>
4	Meca River	ME	1.04	4.86	2.19	0.45	3.02	<b>0.91</b>	0.586
5	OdielRiver	OD	1.06	3.94	2.44	0.62	3.01	<b>0.95</b>	<b>0.380</b>
6	OlivargasRiver	OL	1.01	2.51	4.68	<b>1.86</b>	3.26	0.99	3.805
7	OraqueRiver	OR	0.95	3.49	2.80	0.80	3.11	<b>0.85</b>	<b>0.310</b>
8	TrimpanchoRiver	TR	1.02	3.52	2.78	0.79	3.10	0.94	7.032
9	Tinto River	TIR	0.97	5.54	2.00	0.36	2.94	0.95	1.528
10	Riotinto mine	RT	1.10	4.97	2.14	0.43	2.99	<b>0.82</b>	0.638
11	Tharsis mine	TH	0.99	3.75	2.47	0.66	2.98	1.00	5.167
12	Lagunazo Mine	LZ	0.95	2.93	2.67	0.91	2.79	<b>0.14</b>	2.414

X<sub>n</sub> indicates NASC normalized value of X element;  $Ce^* = 2 \times Ce_n / (La_n + Pr_n)$ ;  $MREE^* = 2 \times Gd_n / (La_n + Lu_n)$ ;  $Yb^* = 2 \times Yb_n / (Tm_n + Lu_n)$

TABLE III. Total REE concentrations in the water samples and their NASC normalized values

### REE in extracts of AMD-precipitate

Solutions obtained from dissolution experiments of AMD-precipitates show large variability for their geochemical behaviors based on initial compositions of precipitates. Acidity for final solutions varied from strong acidic (pH=2.67) to weak acidic (pH=5.15), which is similar to that of initial ultrapure water. The mineral samples were highly soluble, thus provided high electrical conductivity (1295–1678 µs/cm) with signif-

icant concentrations of metals (REE, Fe, Cu, and Mn) and sulfate in the solution. Concentrations of REE in extracts ranged between 5.45 ng/L and 75.1 µg/L. Total REE ( $\Sigma$ REE) concentrations were in the range of 1.27 µg/L (for HE8) to 236 µg/L (for ST10) with average of 62.3 µg/L (Table IV). REE concentrations in extract solutions are normalized to the NASC (Gromet et al., 1984) and presented in Fig. 2. Precipitate extracts showed relative enrichment for middle REE

(MREE\* = 1.15–3.02) in NASC normalized pattern excepting ST3, which is not indicating MREE enrichment ( $Gd^* = 0.68$ ). Additionally, most samples are asymmetrically enriched with HREE relative to LREE ( $La_n/Lu_n = 0.09–0.70$ , Table IV). Several samples (HE2, HE8, and LZ3) displayed strong negative anomaly for Ce ( $Ce^* = 0.005–0.05$ ) along with depletion for

other LREE (Pr, Nd, and Sm, Fig. 2b). Dissolved total REE ( $\Sigma REE$ ) concentrations are not displaying correlation with pH and sulphate concentrations ( $r^2$  value is 0.21 and 0.04, respectively). Whereas, MREE enrichment relative to HREE and LREE in mineral extracts ( $Gd^* = 2Gd_n/(La_n + Lu_n)$ ) has moderate correlation with acidity (pH) ( $r^2 = 0.65$ ).

Samples	Location	Ce*	$Gd_n/La_n$	$Gd_n/Lu_n$	$La_n/Lu_n$	MREE*	Yb*	$\Sigma REE_n$
1	HE1	0.93	5.57	1.66	0.30	2.55	0.94	18.4
2	HE2	<b>0.05</b>	36.9	1.57	0.04	3.02	0.94	118
3	HE8	<b>0.005</b>	44.9	0.79	0.02	1.55	0.95	1.3
4	LZ3	<b>0.05</b>	2.95	0.72	0.24	1.15	0.40	20.6
5	ME1	0.83	1.47	1.40	0.95	1.43	1.07	35.2
6	ME2	0.98	5.17	0.71	0.14	1.25	1.02	38.6
7	RT11	0.93	7.12	0.63	0.09	1.15	1.02	20.4
8	RT3	0.79	3.08	0.77	0.25	1.23	1.04	2.3
9	ST3	<b>0.64</b>	0.76	0.61	0.79	<b>0.68</b>	0.80	92.8
10	ST10	0.91	3.31	2.06	0.62	2.54	0.98	236
11	TH7	0.99	2.53	1.29	0.51	1.71	1.00	141
12	TIR4	0.96	3.11	0.94	0.30	1.44	1.04	22.6

$X_n$  indicates NASC normalized value of X element;  $Gd^* = 2 \times Ce_n / (La_n + Pr_n)$ ;  $MREE^* = 2 \times Gd_n / (La_n + Lu_n)$ ;  $Yb^* = 2 \times Yb_n / (Tm_n + Lu_n)$

TABLE IV. Total REE concentrations in the extracts of AMD-precipitates and their NASC normalized values

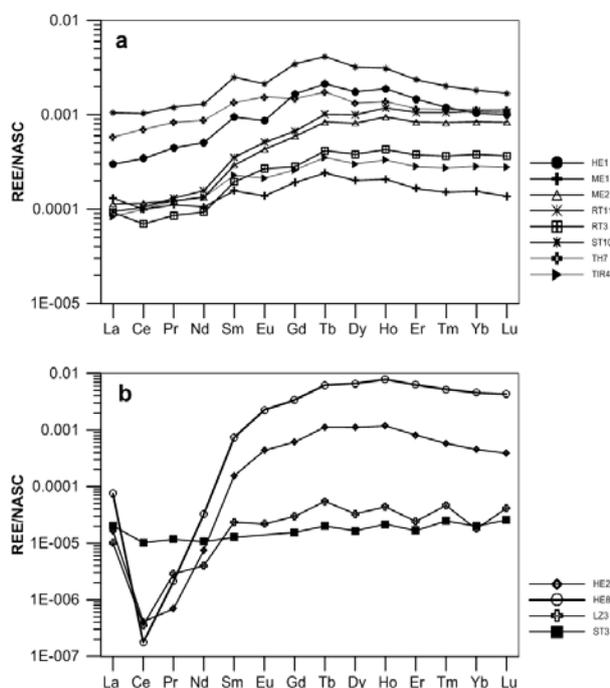


FIGURE 2. NASC-normalized REE patterns for aqueous solution extracts. (a) extracts have MREE bulge and HREE enrichment compare to the LREE; (b) three samples have strong negative anomalies for LREEs excepting La, one sample has no MREE enrichment.

## CONCLUSIONS

Dissolution of mineral precipitates in acid mine drainage have significant contribution on REE distribution in acidic waters. Water and water extracts of the mineral precipitates reveals the enrichment of MREE in their NASC normalized pattern. Moreover, in most cases, the mineral precipitates retain HREE relative to LREE. However, further investigations are required to understand the mineralogical control on REE fractionation and mobility between precipitates and waters in other to explain reason of MREE enrichment in mine affected acidic environments.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support was provided by the Andalusian Autonomous Government Excellence Project, code P06-RNM-02167. This work was also co-funded by the European Union through the European Regional Development Fund, based on COMPETE 2020, project ICT (UID/GEO/04683/2013), reference POCI-01-0145-FEDER-007690 and national funds provided by FCT

## REFERENCES

- Gromet, L.P., Haskin, L.A., Korotev, R.L., Dymek, R.F., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469-2482.
- Leybourne, M.I., Johannesson, K.H., 2008. Rare earth elements (REE) and yttrium in stream waters, stream sediments, and Fe–Mn oxyhydroxides: Fractionation, speciation, and controls over REE + Y patterns in the surface environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(24): 5962-5983.
- Oliás, M., Cerón, J.C., Fernández, I., De la Rosa, J., 2005. Distribution of rare earth elements in an alluvial aquifer affected by acid mine drainage: the Guadiamar aquifer (SW Spain). *Environmental Pollution*, 135(1): 53-64.
- Pérez-López, R., Delgado, J., Nieto, J.M., Márquez-García, B., 2010. Rare earth element geochemistry of sulphide weathering in the São Domingos mine area (Iberian Pyrite Belt): A proxy for fluid–rock interaction and ancient mining pollution. *Chemical Geology*, 276(1–2): 29-40.
- Valente T, Grande JA, de la Torre ML, Santisteban M, Cerón JC (2013). Mineralogy and environmental relevance of AMD-precipitates from the Tharsis mines, Iberian Pyrite Belt (SW, Spain). *Appl. Geochem.* 39, 11–25.

## AMD-precipitates formed in an arsenic-rich environment – the case of Penedono mine waste-dumps (N Portugal)

### *Precipitados de drenaje ácido de mina en un ambiente rico en arsénico – El caso de la escombrera de Penedono (N Portugal)*

T. F. Valente<sup>1,2</sup>, P. Gomes<sup>1,2</sup>, M. Santisteban<sup>1,2</sup>, M.L. de la Torre<sup>2</sup> and J.A. Grande<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth Sciences, Pole of the University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. e-mail: [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt)

<sup>2</sup>CIPIMS, University of Huelva, Campus de la Rábida, Huelva, Spain

**Abstract:** This work presents the AMD-precipitates from supergenic neoformation in a mine waste-dumps located in the North of Portugal (Penedono mine). The waste dumps resulted from exploitation of gold occurring in quartz veins with sulfides, mainly pyrite and arsenopyrite. As a result, the mine wastes are composed by detrital minerals, mainly quartz, feldspar, micas, and pyrite that coexist with supergenic phases, formed by evolution of the acid mine drainage solutions. Mineral-water interaction lead to neoformation processes, including salinization (formation of soluble salts efflorescences) and crustification, consisting of the layering of crusts of minerals deposited successively. Jarosite, scorodite, and several soluble salts, such as gypsum and rhomboclase were identified as the most abundant precipitates. In addition, mineralogical analyses revealed the abundant occurrence of poorly crystalline iron-oxyhydroxides as well as amorphous nanoprecipitates, mainly composed by iron and arsenic. Mobilization or fixation of toxic elements can be strongly regulated by these neoformation processes. The obtained results indicated that arsenic is retained either by crystalline phases, such as scorodite, or by amorphous iron arsenates. Jarosite also play an important role in controlling mobilization of metals and arsenic by assuring crustification of mine wastes.

**Key words:** AMD-precipitates, scorodite, jarosite, Penedono, Portugal

**Resumen:** El presente trabajo describe los precipitados de drenaje ácido de mina que resultan de procesos de neoformación en una escombrera del Norte de Portugal. La escombrera ha resultado de la explotación de oro en filones de cuarzo con piritita y arsenopiritita. Como resultado, los residuos son constituidos por minerales detríticos, tales como cuarzo, feldespato y micas, los cuales coexisten con precipitados de drenaje ácido de mina. La interacción mineral-agua ha conducido a procesos de neoformación, incluyendo salinización (formación de sales solubles) y crustificación, que consiste en la deposición sucesiva de capas de minerales. La jarosita, scorodita y varias sales solubles como el yeso y rhomboclase están entre los precipitados supergénicos más abundantes. El análisis mineralógico también indicó la ocurrencia de oxihidróxidos de hierro de baja cristalinidad, así como de nanoprecipitados amorfos de hierro y arsénico. La movilización de elementos tóxicos puede ser regulada por estos procesos de neoformación. Los resultados obtenidos indican que el arsénico se fija principalmente en fases cristalinas, como la scorodita, o en arseniatos de hierro amorfos. La jarosita también desarrolla un papel importante en el control de la movilidad de los elementos tóxicos mediante su participación en procesos de crustificación de los residuos mineros.

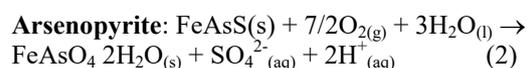
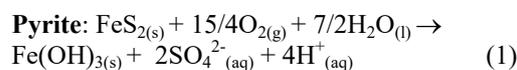
**Palabras clave:** Precipitados-AMD, scorodita, jarosita, Penedono, Portugal

## INTRODUCTION

The paragenetic evolution of mine wastes has utmost expression in reactive waste dumps, where sulfide minerals occur in great extent. This is the case of the Penedono mine waste-dumps, Northeast of Portugal. Here, in conjunction with the presence of reactive sulfides, there are diverse microenvironments favorable to mineral neoformation. *Bowell et al. (2000)*, *Keith et al. (2000)* and *Nordstrom and Alpers (1999)* are key references on the subject of neoformation processes that lead to AMD-precipitates. These phenomena, not yet fully understood, involve sequences of mineral-water-biosphere interaction reactions, which complexity depends on the diversity of the primary and secondary

minerals as well as prevalent thermodynamic conditions.

The Equations 1 and 2 represent the oxidation of pyrite and arsenopyrite. These primary reactions are usually the starting point to represent, in a simplified way, the overall process. In these equations, the products show the typical formation of secondary iron minerals, in this case represented by the iron hydroxide (1) and the iron arsenate (2), together with acid production.



These neoformation products are referred to as acid drainage precipitates (AMD-precipitates), in view of the conditions that provide their genesis. Globally, they result from the weathering processes, oxidation, leaching, transport and precipitation and/or neutralization occurring in the waste dumps. Therefore, AMD-precipitates result from a set of evolutionary processes, such as salinization and crustification, which, simultaneously, control the composition of the leaching acidic solutions.

The major goals of the present work are: (i) to identify neoformation processes in a sulfide-rich waste dumps; (ii) describe the mineralogy of salt efflorescences and of crusts assemblages; (iii) describe composition and morphology of nanoprecipitates; (iv) evaluate the role of the neoformation processes in controlling the mobility of metals and arsenic.

## SITE DESCRIPTION

The waste dumps resulted from the exploitation of the Mine “Santo António de Penedono” is located in the Penedono municipality, Viseu (Portugal). It was an important gold mine, with gold occurring in quartz veins with sulfides, mainly pyrite and arsenopyrite, emplaced in a granite massif (Figure 1). The mine was also exploited for other elements, such as arsenic (Matiás et al., 2003). The waste dumps were formed by over 50 years of accumulation of thin wastes, resulting from ore treatment, mainly by hydrogravitic separation and flotation.

Currently, the mining complex shows strong signs of degradation, regarding industrial structures and also in terms of environmental contamination (Gomes, 2015). The waste dumps have two main levels of waste accumulation and presents strong evidences of erosion. There is an important ravine that serves as a testimony of the physical instability of the structure (Figure 1). The mineral-water interaction is dependent on seasonal climate cycles. So, in climatic terms, the region is characterized by summer warm periods and cold and wet winters. The annual rainfall is 700 mm (Roque, 2009). The average annual temperature is 13.6 °C. January is the coldest month with 6.9°C, while July and August show higher temperatures, around 21 °C. The first autumn rains occur by end of September-begin of October.

## SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

For soluble salts, sampling covered plain surfaces, the main gullies illustrated in Figure 1, and other temporal varying terrain irregularities, in such a way to represent different conditions of sun exposure, humidity and topography. Samples were also collected along surface seepages, mainly at the base of the waste dumps, where acid mine drainage emerges. The crusts were collected mainly at the base of the waste dumps where they are more abundant. Sampling intended to

cover the textural, color and compositional variability observed in the field.

Samples were stored in closed plastic bags and transported to the laboratory soon after the collection, in order to prevent mineralogical changes. Mineralogical composition of soluble salts was analyzed by X-ray powder diffraction (XRD) with a Philips X'pert Pro-MPD diffractometer, using Cu-K $\alpha$  radiation. Sample preparation procedures and the appropriated XRD conditions for these kinds of samples, in particular leading with fine grain size, impurity of the assemblages and high hydration states are described in Valente et al. (2009, 2013). Morphology and chemical composition were studied by scanning electron microscopy (SEM).

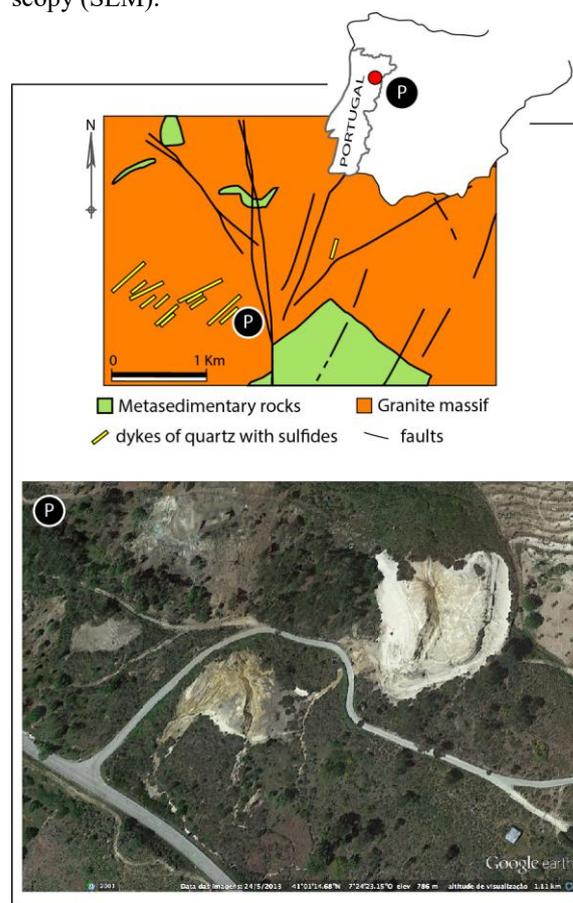


FIGURE 1. Site location with a simplified geological map and an aerial image of the waste dumps (GoogleEarth@).

Bulk samples of crusts were firstly analyzed by XRD. Polished section were also prepared and observed in reflected light and by SEM (ES and ER mode).

The mine wastes were also submitted to sieving and to separation based on theoretical Stokes' Law in order to obtain the < 2  $\mu$ m fraction. This fraction was studied by XRD to achieve mineral identifications and, then, by transmission electronic microscopy (TEM), to study the properties of the AMD precipitates occurring in the nanoscale.

## RESULTS AND DISCUSSION

## Occurrence modes of AMD-precipitates

The AMD-precipitates define the following main types of occurrence modes: salt efflorescences (Figure 2a), thin coatings on the surface drainages (Figure 2b) and hard crusts cemented by neoformed products (Figure 2c-d).

Salt efflorescences result from evaporative processes. They are ubiquitous, but are more abundant in relatively humid environments, such as the ravine zone, at the base of the waste dump, and at the AMD main channel, where AMD solution may evaporate. Nevertheless, in winter periods, or in the sequence of rain events salt efflorescences are rare or absent, since they dissolve. On the other hand, crusts are persistent neoformation structures. They consist of the layering of minerals deposited successively. These layers include secondary phases as well as inherited primary minerals that are enclosed inside the hard crust. The agglutination of the whole structure is promoted by the cementing power of the secondary phases. Depending on the type of crust, the cement is mainly composed by scorodite, jarosite or goethite, often combined with each other. The hard crusts occur at the base of the waste dumps and as cemented layers observed in the vertical profiles exposed by erosion. The thin coatings are distributed by seepages and by the channel beds that drain AMD solutions.

## Composition and morphology of mineral assemblages

The XRD combined with MEV analyses indicate that efflorescences are composed by sulfate minerals, mainly iron, calcium, and magnesium sulfates, and by the iron arsenate scorodite.

Mineral	Ideal Formula	Occurrence mode/color/habit
Gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ef./botryoidal
Pickeringite	$\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Ef./white acicular
Halotrichite	$\text{FeAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$	Ef./white acicular
Rozenite	$\text{FeSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Ef./white powder
Rhombochase	$\text{HFe}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$	Ef./grayish powder
Copiapite	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20(\text{H}_2\text{O})$	Ef./yellow powder
Jarosite	$\text{KFe}^{3+}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$	Hard crusts
Goethite	$\text{FeOOH}$	Hard crusts
Scorodite	$\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Hard crusts Coatings (blue) Ef. (/blue-greenish powder)

TABLE 1 – Identified AMD-precipitates and respective occurrence modes and main habits. Ef. – Efflorescences.

Table 1 resumes the identified phases, indicating the main occurrence modes. The minerals from the group halotrichite-pickeringite show a distal distribution (downstream from the waste dumps), covering the exposed river beds. The remaining phases occur in the waste dumps. A typical assemblage is composed by rhombochase+copiapite+gypsum, typically found in the ravine zone. Jarosite, goethite, and scorodite may occur as monomineralic aggregates.

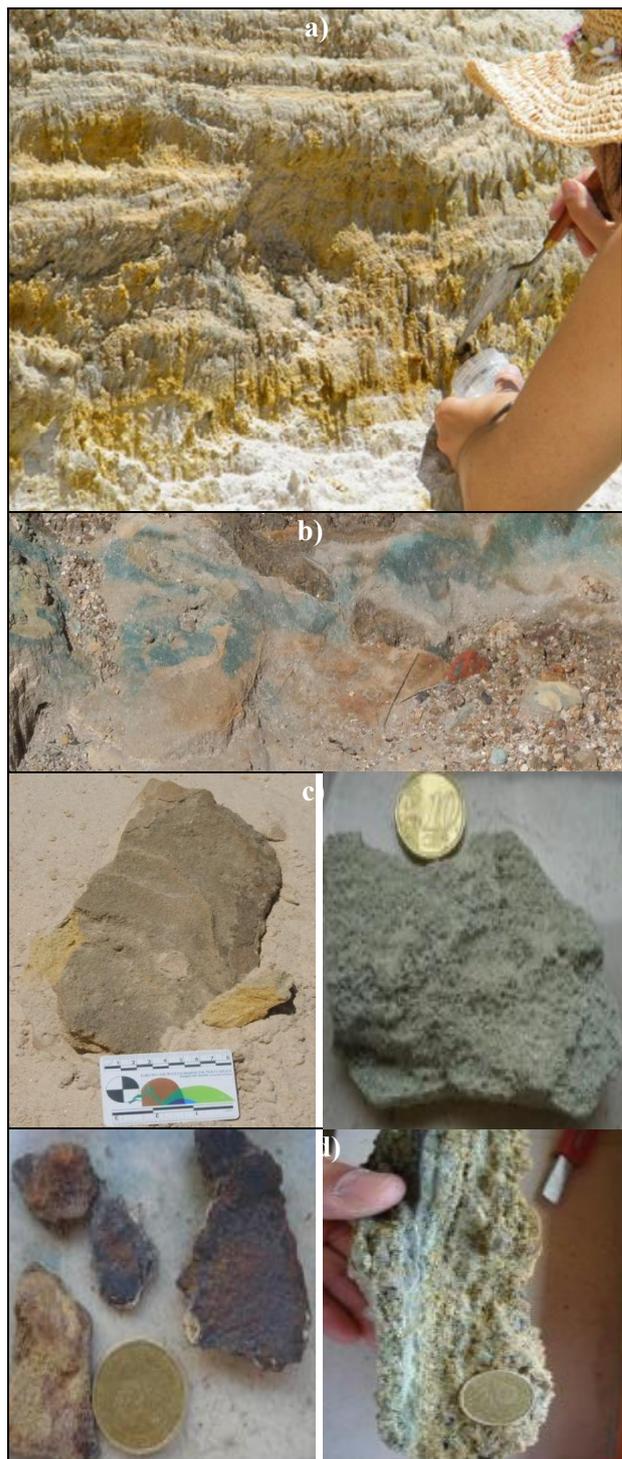


FIGURE 2. Atlas of main occurrence modes of AMD-precipitates in Penedono waste-dumps. a) salt efflorescences, mainly composed by sulfate phases. b) thin coatings, mainly of scorodite. c) Hard crusts, mainly of jarositic (left) and scoroditic (right) nature. d) Mixed composed hard crusts: jarosite+goethite (left) and scorodite+jarosite (right).

However, Jarosite+scorodite form one of the most typical assemblages in the waste dumps. In addition to these mineral phases there are also amorphous iron arsenates, and very poorly crystalline iron oxyhydrox-

ides, enriched in arsenic, as presented by Valente et al. (2015).

Figure 3 shows morphological and compositional aspects of jarosite and scorodite. Jarosite presents normally perfect hexagonal or pseudo-hexagonal crystals (Figure 3a). Often, it incorporates Al and Na in its composition. In addition, TEM study revealed that often, jarosite is enriched in arsenic, indicating its role in retaining this toxic element. Scorodite appears often as platy mass of pyramidal crystals, showing their typical composition in iron and arsenic (Figure 3b).

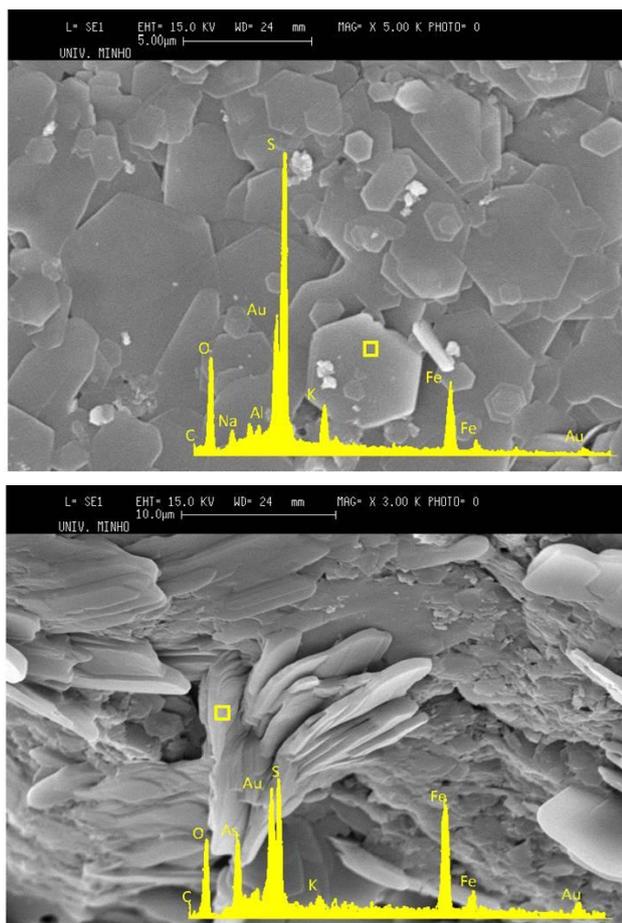


FIGURE 3 – Morphology and composition of jarosite, showing hexagonal crystals (above,) and of scorodite occurring as platy mass (below). SEM images (mode ES) with respective EDS spectra for chemical composition. The analyses were performed on gold coated samples.

## CONCLUSION

In the Penedono mine waste dumps distinctive types of supergenic neof ormation processes lead to AMD-precipitates. As a result, there are typical mineral assemblages in the waste dumps and downstream, in the fluvial system. At the waste dumps, iron sulfates and scorodite are the main components of the efflorescences. For distal positions, efflorescences are composed by Al-sulfates from the halotrichite-pickeringite group. Crustification process corresponds to a more developed neof ormation stage. It promotes the forma-

tion of hard structures mainly composed by jarosite and scorodite. These two mineral phases assure the agglutination of the crusts, enclosing the reactive minerals. Therefore, hard crusts are the most effective AMD-precipitates in retaining acidity and controlling the mobility of toxic elements.

## REFERENCES

- Bowell RJ, Rees SB, Parshley JV (2000) Geochemical predictions of metal leaching and acid generation: geologic controls and baseline assessment. In: Symposium Proceedings of Geology and Ore Deposits: The Great Basin and Beyond (Eds. J.K. Cluer; J.G. Price; E.M. Struhsacker; R.F. Hardyman & C.L. Morris), Geological Society of Nevada, pp. 799-823.
- Gomes P, Valente T, Sequeira Braga MA, Grande JA, de la Torre ML (2015) Enrichment of trace elements in the clay size fraction of mining soils Environmental Science and Pollution Research. DOI: 10.1007/s11356-015-4236-x.
- Keith CN, Vaughan DJ (2000) Mechanisms and rates of sulphide oxidation in relation to the problems of acid rock (mine) drainage. In: *Campbell LS, Valsami-Jones E, Batchelder M*, editors. Environmental Mineralogy: microbial interactions, anthropogenic influences, contaminated land and waste, vol. 9. The Mineralogical Society Series; 2000. p. 117–39.
- Matias MJ, Abreu M, Santos Oliveira J, Magalhães M, Basto MJ, Ávila P, Joaquim C (2003) Avaliação preliminar dos impactos ambientais resultantes da exploração e abandono da mina de ouro de Santo António - Penedono. Memórias e Notícias, 2, 301-314.
- Nordstrom DK, Alpers CN (1999) Negative pH, efflorescent mineralogy, and consequences for environmental restoration at the Iron Mountain Superfund site, California. Proc Natl Acad Sci US ;96:3455–62.
- Roque M (2009) Estudos de caracterização de áreas mineiras degradadas. Proposta de metodologia com aplicação à área mineira de Santo António, Penedono. Tese de doutoramento, Universidade de Lisboa (não publicada), 524 p.
- Valente T, Leal Gomes C (2009) Occurrence, properties and pollution potential of environmental minerals in acid mine drainage. Science of the Total Environment 407, 1135–1152.
- Valente T, Grande JA, de la Torre ML, Santisteban M, Cerón JC (2013). Mineralogy and environmental relevance of AMD-precipitates from the Tharsis mines, Iberian Pyrite Belt (SW, Spain). Appl. Geochem. 39, 11–25.
- Valente T, Gomes P, Sequeira Braga MA, Dionísio A, Pamplona J, Grande J A (2015) Iron and arsenic-rich nanoprecipitates associated to clay minerals in sulfide-rich waste dumps. Catena, DOI:10.1016/j.catena.2015.03.009.

## Isótopos de Uranio en aguas de embalses potencialmente afectados por drenaje ácido de mina en la Faja Pirítica Ibérica (Huelva, SW de España)

### *Uranium isotopes in the water of the reservoirs potentially affected by acid mine drainage in the Iberian Pyrite Belt (Huelva, SW of Spain)*

J.C. Cerón<sup>1</sup>, J.A. Grande<sup>1</sup>, J.P. Bolívar<sup>2</sup>, T. Valente<sup>1,3</sup> y M. Satisteban<sup>1</sup>

1. Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible, Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad de Huelva, Palos de la Frontera, 21071 Huelva. ceron@uhu.es; grangil@uhu.es; mariasantistebanfernandez@gmail.com

2. Dpto. de Física Aplicada, Campus de Excelencia Internacional del Mar (CEIMAR), Universidad de Huelva, 21071 Huelva. bolivar@uhu.es

3. Instituto de Ciências da Terra – Polo da Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. teresav@dct.uminho.pt

**Resumen:** Se estudian veintidós embalses de la provincia de Huelva, con el objetivo de analizar el potencial impacto radiológico generado por el AMD existente en algunos de ellos. Algunas de las muestras de los embalses estudiados tienen una radiactividad natural un poco alta para los isótopos de uranio con valores de hasta 84,66 mBq L<sup>-1</sup> de <sup>234</sup>U y 38,73 mBq L<sup>-1</sup> de <sup>238</sup>U, y observándose asimismo elevados cocientes de actividad <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U (1,3 a 5,4) que pueden indicar la existencia de procesos de lixiviación preferencial en la mayoría de las aguas analizadas. En relación con los valores guía recomendados por la OMS para los radionucleidos naturales de uranio, en ninguna de las muestras tomadas se superan éstos. No se superan en todos los embalses los niveles de investigación establecidos por el Consejo de Seguridad Nuclear para el <sup>234</sup>U y <sup>238</sup>U.

**Palabras clave:** Radionucleidos naturales, embalses, drenaje ácido de mina.

**Abstract:** *Twenty-two reservoirs of the county of Huelva are studied to analyze the potential radiological impact generated by the AMD in some of them. Some of the samples of the studied reservoirs have a little high natural radioactivity for the uranium isotopes, being values of until 84,66 mBq L<sup>-1</sup> of <sup>234</sup>U and 38,73 mBq L<sup>-1</sup> of <sup>238</sup>U. There are high <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U activity ratios (1.3 to 5.4), being able to indicate the existence of preferential dissolution processes in most of the analyzed waters. In connection with the guide values recommended by the OMS for natural radionuclides, in any of the samples they are exceeded. They are not surpassed in all the reservoirs the established investigation levels of the Nuclear Security Council for <sup>234</sup>U and <sup>238</sup>U.*

**Key words:** *Natural radionuclides, reservoirs, acid mine drainage.*

## INTRODUCCIÓN

El drenaje ácido de mina (AMD) es un problema global, especialmente donde existen depósitos de sulfuros expuestos a las condiciones atmosféricas. En el suroeste de España una parte importante de la provincia de Huelva está afectada por AMD, debido a la explotación de depósitos de sulfuros de la Faja Pirítica Ibérica.

El proceso de AMD se produce por la disolución oxidativa de los minerales sulfurosos, principalmente pirita. La oxidación de los sulfuros produce un aumento importante de la acidez del agua y un aumento de la carga en metales pesados y radionucleidos. El vertido de estas aguas ácidas llega a ríos y embalses causando su contaminación y pérdida de la calidad del agua. Durante el proceso de AMD (Nordstrom and Alpers, 1999), el hierro y algunos metales contenidos en la pirita son puestos en disolución durante los procesos de oxidación. El resultado es un aumento importante de las especies disueltas en el agua, incluyendo iones mayoritarios, metales pesados y radionucleidos naturales de la serie U-Th (Cerón et al., 2013; Hierro et al., 2012). La movilidad y el

comportamiento del U bajo condiciones ácidas no ha sido muy estudiada en muchos de los sistemas de AMD conocidos del mundo. Así, algunos de los trabajos que se pueden citar son los de Hierro (2013), Villa et al. (2011) y Yamamoto et al. (2010).

En la provincia de Huelva, las aguas de muchos embalses se emplean para uso agrícola, recreativo y urbano, siendo importante su potencial impacto en la salud por los contaminantes disueltos en ellas. En este sentido, se puede destacar que muchos de los embalses estudiados exceden el máximo de concentraciones en bastantes parámetros establecidos en la Directiva 75/440/EEC (Grande et al., 2013). Así, interesa caracterizar de forma preliminar los radionúclidos naturales del uranio en las aguas de los embalses potencialmente afectados por procesos de drenaje ácido de mina de la Faja Pirítica Ibérica de la provincia de Huelva y evaluar su calidad radiológica bajo estas condiciones ácidas extremas.

## METODOLOGÍA

La zona de estudio se encuentra en la provincia de Huelva (Fig. 1), perteneciente a la Faja Pirítica Ibérica

con importantes mineralizaciones de sulfuros en una superficie de casi 8000 km<sup>2</sup>. En 22 embalses de esta zona se tomaron en octubre de 2013 muestras de 20 litros de agua para el análisis de radionucleidos naturales del uranio (<sup>234</sup>U y <sup>238</sup>U). Las botellas con las muestras se llenaron totalmente, se enrasaron (impidiendo que quedara aire atrapado), se cerraron perfectamente y se transportaron en refrigeración a temperatura de 4 °C hasta el laboratorio.

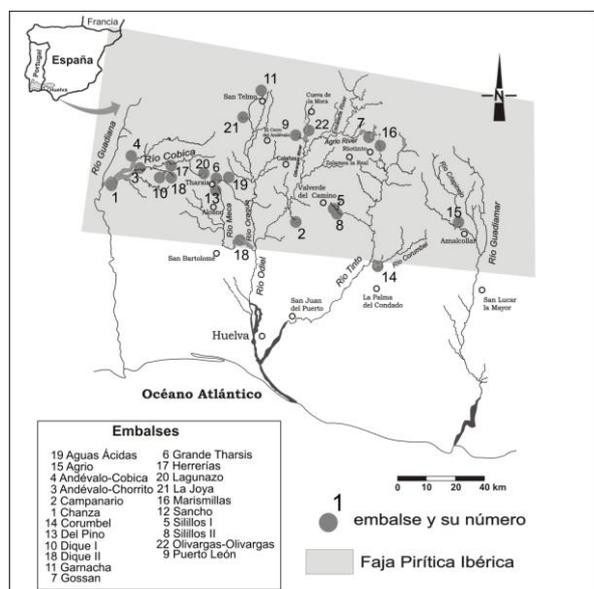


FIGURA 1. Esquema del área de estudio y localización de los embalses estudiados.

También se determinaron *in situ* temperatura, conductividad eléctrica (CE), pH y potencial redox (Eh). Los tres primeros parámetros fueron determinados con un aparato multiparamétrico portátil Crison MM40. El Eh se determinó con un eachímetro WATERPROOF ORP TESTER 10. Las muestras fueron llevadas al laboratorio y se filtraron inmediatamente con un filtro milipore de 90 mm de diámetro y 0,45 µm. Las muestras de agua filtradas fueron acidificadas con ácido nítrico suprapuro al 60% hasta pH=1-2, con el fin de evitar el crecimiento de microorganismos, la precipitación o adsorción de elementos disueltos y que los radionucleidos se adsorbieran a las paredes del recipiente.

Las concentraciones de isótopos se determinaron mediante la técnica radiométrica denominada espectrometría alfa con detectores de semiconductor (Si) de implantación iónica de 450 mm<sup>2</sup> de superficie EG&G ORTEC. La extracción de los radionucleidos se realizó con el método de la resina UTEVA, con algunas modificaciones realizadas por el grupo FRYMA (Física de Radiaciones y Medio Ambiente). De este modo el U presente en el agua se coprecipita con MnO<sub>2</sub>, y éste se filtra y disuelve con un poco de ácido nítrico. Una vez evaporada la muestra, ésta se disuelve con 5 mL de HNO<sub>3</sub> 3 M y se aplica el aislamiento del U con las resinas UTEVA.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Tabla I se recogen los valores de las variables determinadas y su resumen estadístico básico, así como el uso a que se destinan las aguas de los embalses estudiados.

La temperatura varía entre un mínimo de 17 °C y un máximo de 27,5 °C, y tiene un valor medio en torno a 23 °C. Los valores de conductividad varían en un rango bastante amplio, entre 138 y 13560 µS cm<sup>-1</sup>, con una media de 1549 µS cm<sup>-1</sup>. En relación con el pH, se encuentran valores que van desde muy ácidos hasta básicos (2,5 a 9,2). El potencial redox tiene un valor medio de 211 mV, siendo positivo en todas las muestras e indicando el predominio de condiciones oxidantes.

Con respecto a los isótopos de uranio, el valor medio de la concentración de <sup>238</sup>U es de 4,27 mBq L<sup>-1</sup>, oscilando entre 0,08 y 38,73 mBq L<sup>-1</sup>. Las muestras de los embalses de Marismillas (16) y Gossan (7) tienen los valores más altos (16,32 y 38,73 10 mBq L<sup>-1</sup> respectivamente). El valor medio de <sup>234</sup>U es de 8,83 mBq·L<sup>-1</sup>, con un valor mínimo y máximo de 0,22 y 84,66 mBq L<sup>-1</sup> respectivamente. Destacan con valores muy elevados las muestras de los embalses de Marismillas y Gossan con 32,09 y 84,66 mBq L<sup>-1</sup> respectivamente.

La representación de la relación C.E.-pH (Fig. 2) muestra, como era de esperar en procesos de AMD, que valores elevados de C.E. se correspondan con valores más bajos de pH, debido al aumento de la capacidad de disolución del agua por tener una mayor acidez. Esta relación no es lineal, dado que la C.E. disminuye hasta un mínimo alrededor de pH 6,5-7, y luego para pH alcalino vuelve a aumentar, aunque no llega a ser tan alta como a bajo pH.

En la misma figura también se diferencian cuatro grupos de muestras. Grupo 1 (rojo): muy ácidas y C.E. muy alta (pH < 3 y C.E. > 3910 µS cm<sup>-1</sup> (muestras 16, 19 y 7). Grupo 2 (morado): ácidas y C.E. media (pH 3-6 y C.E. 341-691 µS cm<sup>-1</sup> (muestras 12 y 13). Grupo 3 (gris): neutras-básicas y C.E. baja-media (pH 6-8 y C.E. 138-552 µS cm<sup>-1</sup> (muestras 15, 11, 9, 21, 3, 8, 5, 22, 14, 2, 6 y 20). Grupo 4 (amarillo): muy básicas y C.E. media (pH > 8 y C.E. 275-873 µS cm<sup>-1</sup> (muestras 4, 1, 10, 18 y 17).

La gráfica pH-Eh (Fig. 3) permite observar que los valores más altos de Eh se corresponden con muestras de más bajo pH, y que existe una correlación lineal negativa alta entre estas dos variables (R<sup>2</sup> = 0,86). Con respecto a los cuatro grupos definidos anteriormente, se encuentran los valores más altos de Eh, superiores a 350 mV, en las muestras ácidas a muy ácidas, mientras que en las neutras y alcalinas el Eh está entre 85-161 mV.

Punto	EMBALSE	USOS	T	C.E.	pH	Eh	<sup>234</sup> U	<sup>238</sup> U	<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U
16	Marismillas	Industrial	22,5	9960	2,5	468	32,09 ± 18,08	16,32 ± 9,58	1,97
19	Aguas Ácidas	No disponible	23,5	13560	2,7	598	4,42 ± 0,85	1,02 ± 0,53	4,33
7	Gossan	Minería industrial	21,7	3910	2,8	575	84,66 ± 6,37	38,73 ± 3,04	2,19
12	Sancho	Suministro, industrial	22,1	691	3,6	490	10,26 ± 0,36	6,63 ± 0,26	1,55
13	Del Pino	Recreación	20,1	341	4,6	350	0,45 ± 0,05	0,28 ± 0,04	1,64
15	Agrio	Suministro, industrial	23,1	169	6,3	168	1,46 ± 0,29	0,27 ± 0,14	5,43
11	Garnacha	Suministro, industrial	22,2	186	6,4	115	0,42 ± 0,04	0,26 ± 0,04	1,62
9	Puerto León	Pesca, suministro, industrial	24,3	194	6,6	113	1,14 ± 0,08	0,66 ± 0,06	1,73
21	La Joya	Industrial	23,2	138	6,9	133	NM	NM	-----
3	Andévalo Chorrito	Recreación	24,3	308	6,9	160	0,31 ± 0,06	0,20 ± 0,05	1,55
8	Silillos II	Suministro	20,0	182	7,0	143	0,45 ± 0,05	0,31 ± 0,04	1,45
5	Silillos I	Suministro, pesca, recreación	20,6	149	7,0	129	0,72 ± 0,09	0,51 ± 0,08	1,41
22	Olivargas	Pesca	26,0	239	7,0	101	5,27 ± 2,94	1,11 ± 1,46	4,75
14	Corumbel	Suministro, irrigación	23,0	281	7,0	157	4,36 ± 0,27	3,49 ± 0,23	1,25
2	Campanario	Recreación	23,5	161	7,1	135	0,53 ± 0,07	0,33 ± 0,06	1,60
6	Grande Tharsis	No disponible	17,0	552	7,3	118	0,51 ± 0,08	0,38 ± 0,07	1,31
20	Lagunazo	Industrial, pesca	23,6	483	7,4	96	2,27 ± 0,17	1,07 ± 0,11	2,11
4	Andévalo Cobica	Recreación	27,5	275	7,8	161	0,22 ± 0,05	0,08 ± 0,06	2,88
1	Chanza	Suministro, pesca, irrigación	24,9	723	8,2	147	9,01 ± 0,50	5,21 ± 0,34	1,73
10	Dique I	No disponible	25,9	378	8,5	123	10,31 ± 0,34	5,22 ± 0,20	1,98
18	Dique II	No disponible	23,1	335	9,1	85	5,17 ± 0,33	2,79 ± 0,23	1,85
17	Herrería	No disponible	26,0	873	9,2	86	11,41 ± 0,80	4,85 ± 0,47	2,35
	<b>Media</b>		23,1	1549	6,4	211,4	8,83	4,27	2,22
	<b>Mínimo</b>		17,0	138	2,5	85,0	0,22 ± 0,05	0,08 ± 0,06	1,25
	<b>Máximo</b>		27,5	13560	9,2	598,0	84,66 ± 6,37	38,73 ± 3,04	5,43
	<b>Desviación Estándar</b>		2,4	3441	2,0	165,4	18,82	8,75	1,17

TABLA I. Variables analizadas y estadísticos básicos. T: temperatura en °C, C.E.: conductividad eléctrica en  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , Eh en mV, isótopos en mBq L<sup>-1</sup>. Los puntos están ordenados según su valor de pH, de más ácido a más básico. NM: no medido.

Respecto a los isótopos de uranio estudiados, se encuentra un amplio rango de concentraciones de <sup>238</sup>U, observándose los valores más altos en muestras de pH bajo (Marismillas y Gossan). Llama la atención el hecho de que se obtengan cocientes de actividad <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U muy superiores a la unidad (Tabla I), lo cual no es habitual en aguas superficiales, como es el caso de los embalses, donde ambos suelen estar cerca del equilibrio en acuíferos.

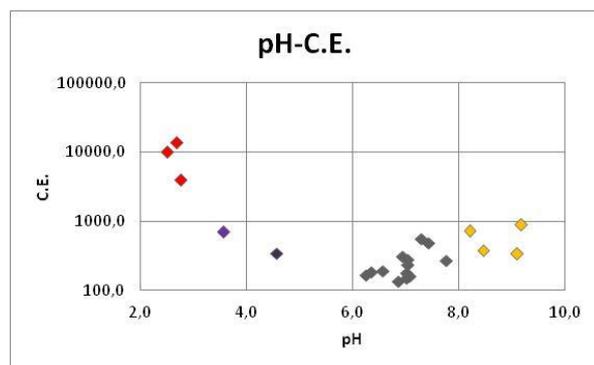


FIGURA 2. Relación pH-C.E.

En la roca que forman los acuíferos, e incluso en suelos y rocas sometidas a meteorización, los isótopos <sup>234</sup>U y <sup>238</sup>U suelen estar muy cerca del equilibrio secular, de tal modo que sus concentraciones son muy similares y, por lo tanto, su cociente de actividades  $ARU = \frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}} = 1$ . Sin embargo, la interacción de la roca almacén con el agua subterránea genera un fraccionamiento isotópico (por lixiviación preferencial

y por retroceso alfa) debido a que el <sup>234</sup>U suele ser más soluble en agua que el <sup>238</sup>U, aunque sean isótopos del mismo elemento químico. Así, el cociente de actividades <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U varía ampliamente en aguas naturales, desde valores cercanos a la unidad hasta superiores a 20 en aguas subterráneas (Bourdon et al., 2003).

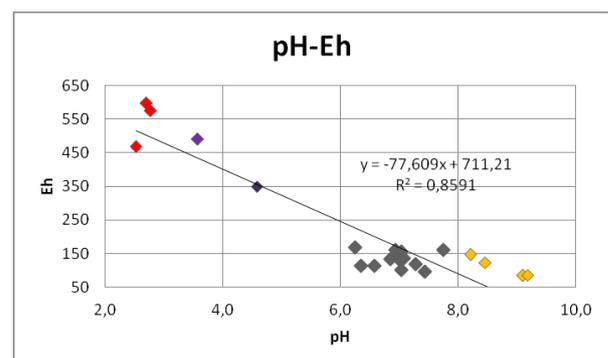


FIGURA 3. Relación pH - Eh.

En los embalses estudiados, los cocientes de actividad <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U de las muestras son todos superiores a 1 y varían entre 1,3 y 5,4 (Tabla I), pudiendo indicar la existencia de procesos de lixiviación preferencial en la mayoría de las aguas analizadas. En general, el fraccionamiento isotópico <sup>234</sup>U-<sup>238</sup>U aumenta al disminuir la concentración de <sup>238</sup>U en el agua. Este resultado es esperable y ha sido señalado por otros autores, ya que una baja concentración de uranio en el agua refleja una baja tasa

de disolución de este elemento, la cual normalmente se produce por fenómenos de superficie y no por una disolución total de la roca almacén o de los granos del acuífero (Rama y Moore, 1984).

Desde el punto de vista radiológico, los isótopos de uranio son poco radiotóxicos porque son muy móviles y se eliminan rápidamente del organismo. Con respecto a los valores guía recomendados para los radionucleos naturales de uranio en aguas de bebida por la OMS (1 Bq L<sup>-1</sup> para <sup>234</sup>U y 10 Bq L<sup>-1</sup> para <sup>238</sup>U) y EPA (360 mBq L<sup>-1</sup>), se puede ver (Tabla I) que todas las muestras están por debajo del valor recomendado.

En España, el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) es por ley el único organismo competente para la seguridad radiológica de la población, estableciendo los niveles de investigación para el <sup>234</sup>U y <sup>238</sup>U en 500 y 700 mBq·L<sup>-1</sup> respectivamente. Dado que en ninguno de los embalses estudiados se alcanzan estos valores, no es necesario realizarse un estudio de mayor detalle, con objeto de evaluar la dosis radiológica anual recibida por la población que se abastece con dicha agua.

## CONCLUSIONES

En los embalses estudiados afectados por AMD se observa que valores elevados de conductividad eléctrica se corresponden con valores más bajos de pH, y que es común a estos procesos. Los valores de pH y de conductividad eléctrica permiten distinguir cuatro grupos muestras: muy ácidas y C.E. muy alta (pH < 3 y C.E. > 3910 μS cm<sup>-1</sup>), ácidas y C.E. media (pH 3-6 y C.E. 341-691 μS cm<sup>-1</sup>), neutras-básicas y C.E. baja-media (pH 6-8 y C.E. 138-552 μS cm<sup>-1</sup>) y muy básicas y C.E. media (pH > 8 y C.E. 275-873 μS cm<sup>-1</sup>).

Los cocientes de actividad <sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U de las muestras son todos superiores a 1, y varían entre 1,3 y 5,4, pudiendo indicar la existencia procesos de lixiviación preferencial en la mayoría de las aguas analizadas.

El <sup>234</sup>U y <sup>238</sup>U no sobrepasan el valor recomendado por las autoridades reguladoras, tanto nacionales como internacionales (EPA, OMS). No se superan en todos los embalses los niveles de investigación establecidos por el Consejo de Seguridad Nuclear para el <sup>234</sup>U y <sup>238</sup>U.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se realizó en el marco de los proyectos CGL2012-32860, P10-RNM-6300, DGCICYTCGL2010-21268-C02-01 (MEC) y P10-RNM-6570 (C.A.A.).

## REFERENCIAS

- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G.M. y Lundstrom C.C. (2003): Introduction to U-series geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52 (1): 1-21.
- Cerón, J.C., Grande, J.A., de la Torre, M.L., Santisteban, M. y Valente, T. (2013): Impact of AMD processes on the water dams of the Iberian Pyrite Belt: overall hydrochemical characterization (Huelva, SW Spain). *Water Air Soil Pollut.*, 224: 1642-1652.
- Grande, J.A., Santisteban, M., de la Torre, M.L., Valente, T. y Pérez-Ostalé, E. (2013): Characterisation of AMD pollution in the reservoirs of the Iberian Pyrite Belt. *Mine Water Environ.*, 32: 321-330.
- Hierro, A., Bolívar, J.P., Vaca, F. y Borrego, J. (2012): Behaviour of natural radionuclides in surficial sediments from an estuary impacted by acid mine discharge and industrial effluents in southwest Spain. *J. Environ. Radioact.*, 110: 13-23.
- Hierro, A. (2013): *Behaviour of Radionuclides in an Estuary Affected by Industrial Wastes and Acid Mine Drainage: the Ria of Huelva*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 450 p.
- Nordstrom, D.K. y Alpers, C.N. (1999): Geochemistry of acid mine waters. *Reviews in Economic Geology*, 6: 289-323.
- Rama y Moore, W. S. (1984): Mechanism of transport of U-Th series of radioisotopes from solids into groundwater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 395-399.
- Villa, M., Manjón, G., Hurtado, S. y García-Tenorio, R. (2011): Uranium pollution in an estuary affected by acid mine drainage and releases of naturally occurring radioactive materials. *Mar. Pollut. Bull.*, 62: 1521-1529.
- Yamamoto, M., Sakaguchi, A. y Kofuhi, H. (2010): Uranium in acidic mine drainage at the former Ogoya Mine in Ishikawa Prefecture of Japan. *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 283: 699-705.

# Fraccionamiento de Tierras Raras en aguas superficiales afectadas por Drenaje Ácido de Mina en la Faja Pirítica Ibérica

## *Rare Earth Elements fractionation patterns in surface waters affected by Acid Mine Drainage in the Iberian Pyrite Belt*

J. Borrego<sup>1</sup> I. Salmerón<sup>1</sup>, T. Valente<sup>1,2</sup>, J.C. Cerón<sup>1</sup> y B. Carro<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible (CIPIMS), Escuela Técnica Superior de Ingeniería, Universidad de Huelva, Ctra. Palos de la Frontera s/n, 21218 Palos de la Frontera, Huelva, Spain [borrego@uhu.es](mailto:borrego@uhu.es)

<sup>2</sup> Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos, Departamento de Ciências da Terra, Universidade do Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal

**Resumen:** El presente trabajo se estudian los patrones de fraccionamiento de Tierras Raras (REE) y sus concentraciones en el arroyo Trimpancho, situado en la Faja Pirítica Ibérica (SW de España), utilizando el lugar como base para un estudio del comportamiento de estos elementos en aguas superficiales afectados por drenaje ácido de mina (AMD). Se ha monitorizado exhaustivamente el cauce, tomando muestras justo antes y después de cada escombrera y se han analizado estadísticamente los datos obtenidos constatando que las REE sufren un incremento en su concentración muy superior al que se encuentra en otro tipo de entornos fluviales. El comportamiento de las REE se ve claramente determinado por la conductividad eléctrica aumentando ambos parámetros con el descenso de pH. Los patrones de fraccionamiento evidencian un enriquecimiento en los valores de Tierras Raras Medias (MREE) en las muestras más contaminadas, a causa de la adsorción de principalmente de las Tierras Raras Ligeras (LREE).

**Palabras clave:** drenaje ácido de mina (DAM), Faja Pirítica Ibérica (FPI), Tierras Raras (REE), patrones de fraccionamiento

**Abstract:** *This study verses on REE patterns and their concentrations on Trimpancho river, sited on the Iberian Pyrite Belt (SW of Spain), using the place as a base for a study of the behaviour of those elements on superficial water affected from Acid Mine Drainage (AMD). The river bed has been exhaustively monitored, taking samples before and after the waste rock dump from each mine, the data have been analyzed statistically stating that REE suffer an increase much higher than in other kind of riverine environments. This behaviour of REE is clearly determined from electric conductivity rising both of them with the decrease of pH. REE patters evidence enrichment of MREE on the most polluted samples mainly due to LREE adsorption.*

**Key words:** *acid mine drainage (AMD), Iberian Pyrite Belt (IPB), Rare Earth Elements (REE), fractionation patterns*

## INTRODUCCIÓN

En el SO de España se encuentra uno de los mayores depósitos mundiales de sulfuros masivos, la denominada Faja Pirítica Ibérica (FPI), cuyos recursos han sido explotados desde hace miles de años. Debido a las labores de extracción y procesamiento del mineral, gran cantidad de residuos, en forma de escombreras y balsas mineras, han quedado expuestos a las condiciones climáticas del medio, sufriendo una fuerte oxidación y generando lixiviados ácidos que han contaminado gran parte de la red fluvial de la zona causando la pérdida irreparable del ecosistema acuático.

Este tipo de contaminación es conocido como AMD y ha causado gran interés científico, por lo que ha sido muy estudiado por diversos autores (Borrego et al 2012) que han descrito ampliamente el proceso de contaminación metálica en la red fluvial que atraviesa la FPI, pero el agua en sistemas afectados por drenajes

ácidos, además de metales pesados, contiene altas concentraciones de Tierras Raras (REE), (Carro, 2006). Puesto que las REE son muy sensibles a los cambios en el medio ambiente pueden ser consideradas una herramienta relevante para la determinación de los efectos de las actividades antropogénicas, como la descarga de efluentes sólidos o líquidos, en entornos naturales que ven modificadas sus características geoquímicas (Borrego et al. 2012).

El objetivo de este estudio es definir el comportamiento y los patrones de fraccionamiento de REE en un las aguas superficiales de un arroyo afectado por AMD.

## LOCALIZACIÓN

La cuenca estudiada en este trabajo pertenece al arroyo Trimpancho, una cuenca elegida a este fin por su óptima ubicación y contexto hidrológico, geológico, minero y ambiental como es la FPI. Concretamente el

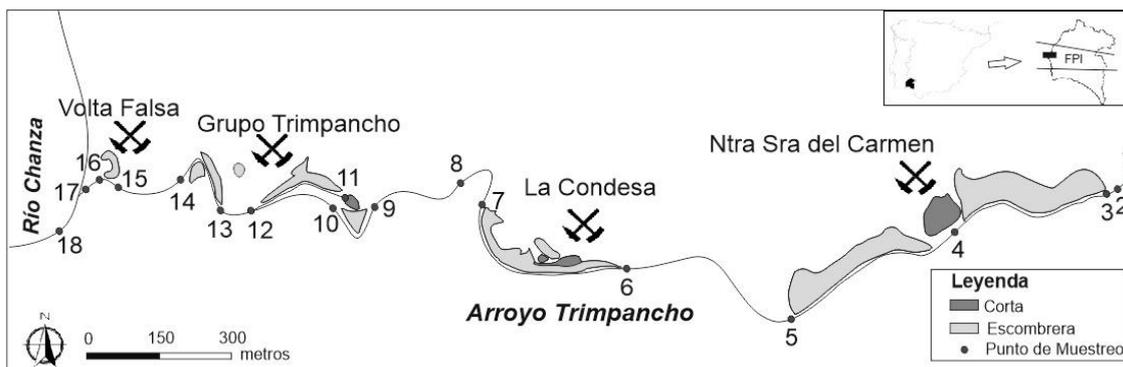


FIGURA 1. Localización de los puntos de muestreo (modificado de Salmerón et al.2014)

arroyo se localiza en el Manto de Paymogo, y a lo largo de su recorrido encontramos cuatro minas actualmente abandonadas cuyos restos constituyen focos productores de drenaje ácido. La zona de estudio muestra unas características propias del clima mediterráneo semiseco, con precipitaciones anuales entorno a los 603 mm/año y temperaturas suaves con valores medios anuales de 17°C

Debido a la proximidad entre las minas ha sido posible la monitorización exhaustiva de la zona contaminada del arroyo, permitiendo una descripción pormenorizada del proceso tomando muestras justo antes y después de cada escombrera, comenzando por las aguas no contaminadas anteriores a la primera explotación minera hasta su unión con el río Chanza.

	Zona sin afectación			Aguas afectadas por AMD													Unión Chanza	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
pH	7,08	7,05	6,84	3,35	2,71	2,82	2,82	2,88	2,93	2,98	3,12	2,98	3,1	3,1	3,1	3,14	4,8	7,25
CE ms/cm	0,35	0,35	0,35	1,69	3,52	3,83	3,93	3,53	3,25	3,18	2,73	2,35	1,88	1,90	1,84	1,83	0,47	0,23
REE (µg/L)																		
sREE	1,17	0,11	0,03	121,39	335,73	382,74	408,00	370,47	372,96	338,18	267,55	184,70	139,16	144,29	153,18	132,93	30,73	35,94
(La/Gd) NASC	0,19	1,60		0,27	0,29	0,31	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30	0,18
(La/Yb) NASC	0,13			0,58	0,64	0,7	0,67	0,68	0,61	0,69	0,68	0,66	0,7	0,66	0,67	0,7	0,4	0,1
(Gd/Yb) NASC	0,69			2,16	2,18	2,24	2,24	2,24	2,03	2,25	2,2	2,12	2,26	2,11	2,14	2,23	1,35	0,57
Ce*	0,35			1,02	1,03	1,03	1,02	1,03	0,99	1,02	1,02	1,01	1,02	1,02	1,01	1,03	0,86	0,23

TABLA 1. Valores de pH, CE y REE de las muestras tomadas en los 18 puntos de muestreo

## METODOLOGÍA

La toma de muestras fue llevada a cabo en Abril de 2014, siguiendo el procedimiento habitual para aguas afectadas por AMD tomado un total de 18 muestras.

Para la determinación del pH y Conductividad Eléctrica (CE) durante la toma de muestras se realizaron medidas in situ con un equipo multiparamétrico portátil CRISON MM40. Tras estas mediciones, se tomó una muestra de agua en cada punto que fueron almacenadas en botes esterilizados de polietileno de alta densidad de 200ml y acidificadas con ácido nítrico al 1% para favorecer la fijación de los metales. El transporte de las muestras al laboratorio se realizó en un refrigerador portátil a 4°C en condiciones isotérmicas y oscuridad.

Una vez en el laboratorio, las muestras de agua fueron filtradas a través de una membrana de nitrato de celulosa de 0.45 micras (Sartorius11406-47-ACN) adecuándolas así para su posterior análisis. Las REE analizadas fueron La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu mediante espectrometría de emisión óptica (ICP/OES).

## RESULTADOS

En la en la Tabla I se recogen los valores de pH, CE, el sumatorio de REE de las muestras recogidas (sREE) y los ratios entre las tierras raras ligeras y medias (La/Gd), ligeras y pesadas (La/Yb) y medias y pesadas (Gd/Yb) normalizados frente al NASC (Taylor y McLennan, 1985). Por último también se muestra la anomalía de Ce\* obtenida a partir de la siguiente fórmula  $Ce^* = Ce_{NASC} / (La_{NASC} \times Pr_{NASC})^{1/2}$ .

En la Figura 2A se observa que el pH de las muestras afectadas por los lixiviados tiene carácter muy ácido encontrándose entre 2,71 y 3,35. Los valores de conductividad en este tramo del río son muy altos, entre 1,69 y 3,93 mS/cm, y la concentración total de REE en esta zona está en el rango de los 121,39 y los 408,47 µg/L, superando ampliamente el valor medio de aguas fluviales que se encuentra en 0,2 µg/L. (Taylor y McLennan, 1985). Cabe destacar cómo la evolución espacial del sREE a lo largo del cauce se ajusta exactamente al patrón descrito por la CE. Estos resultados son similares a los que se han descrito en otros cauces de la zona, como el de Borrego et al. 2012 desarrollado en la zona fluvial del Tinto, encontrando

un valor de sREE entre 1098,63 y 199,92  $\mu\text{g/L}$  y un valor de CE que llega a alcanzar máximos de 17 mS/cm. En la misma gráfica (Figura 2B) también se observa que las relaciones  $(\text{La}/\text{Gd})_{\text{NASC}}$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{NASC}}$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{NASC}}$  y  $\text{Ce}^*$ , pese a tener la primera algunas oscilaciones, son muy estables a lo largo del arroyo.

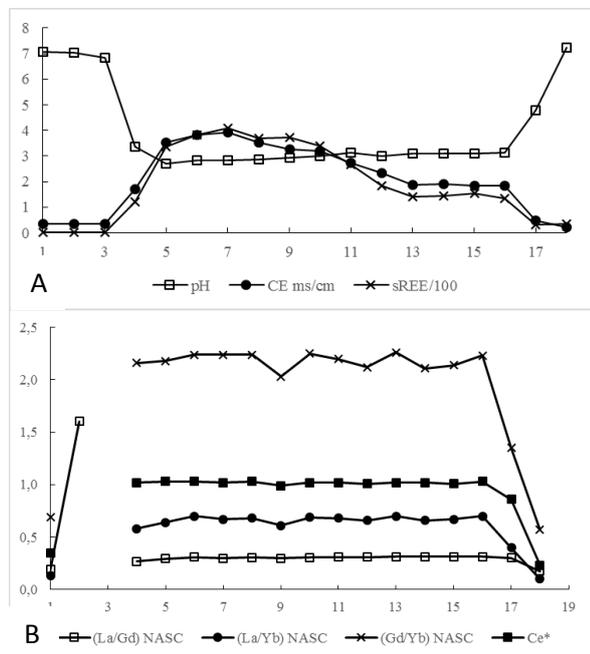


Figura 2. Evolución espacial. A pH, CE y sREE. B,  $\text{La}/\text{Gd}_{\text{NASC}}$ ,  $\text{La}/\text{Yb}_{\text{NASC}}$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{NASC}}$  y  $\text{Ce}^*$

### Patrones de fraccionamiento

En lo que respecta al patrón de fraccionamiento de las REE, podemos determinar que en las aguas estudiadas se diferencian dos tipos de fraccionamiento dependiendo de las características físico-químicas de las aguas. En primer lugar encontramos el patrón de las aguas limpias y de mezcla, correspondientes a los puntos 1,2,3,17 y 18 representado por la Figura 3A. En ella se observa que los valores de LRRE son muy bajos, y la distribución tanto de MREE como de HREE es completamente aleatoria y no describe ningún patrón lógico.

Por otro lado encontramos los puntos englobados entre el 4 y el 16 (Figura 3B) cuyas aguas se ven afectadas por los lixiviados de escombreras produciéndose una modificación en el patrón de fraccionamiento de las REE descrito anteriormente, observándose una morfología convexa centrada en el Gd que se traduce en un enriquecimiento muy significativo de las MREE detrimento de las HREE y sobre todo de las LREE. Este fenómeno no ha sido todavía descrito de forma rigurosa en la literatura científica, pero hay autores que apuntan a que la causa del aumento de las MREE se debe a la disolución preferente, en condiciones ácidas de hidróxidos y oxihidróxidos de Fe (Gimeno et al. 1996)

Cabe destacar el patrón de fraccionamiento encontrado en el punto 9, ya que no se ajusta exactamente a lo esperado, encontrando una mayor aleatoriedad en las MREE y HREE pudiendo afirmar que nos encontramos en un caso intermedio el patrón definido por las aguas contaminadas y las aguas limpias.

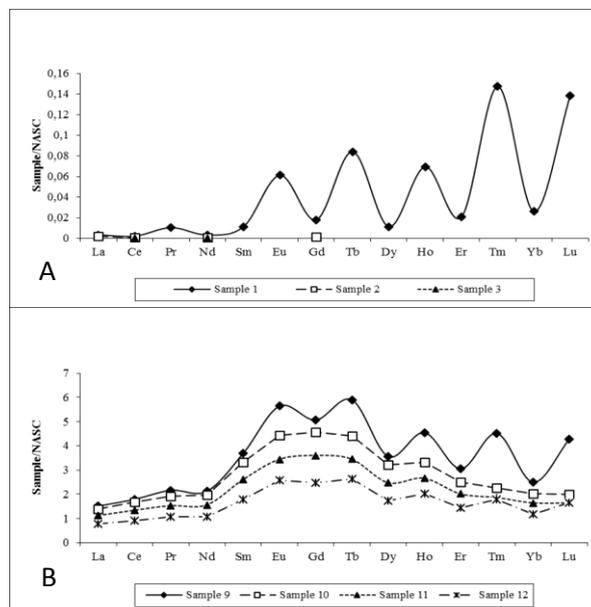


Figura 3. Patrones de Fraccionamiento de REE. A Muestras de agua limpia. B Muestras contaminadas por lixiviados ácidos

### CONCLUSIONES

Las concentraciones de REE en las aguas superficiales del arroyo Trimpancho coinciden con el comportamiento esperado en un entorno afectado por AMD. Los bajos valores de pH permiten la disolución de grandes cantidades de REE que se mantienen a lo largo del sistema siguiendo el patrón de comportamiento determinado por la CE.

Los patrones de fraccionamiento muestran que en la zona más afectada por AMD se produce un enriquecimiento de las MREE y en contrapartida descendiendo la presencia de LREE y HREE. Este comportamiento ha sido observado también en otros estudios de entornos afectados por AMD como el río Tinto (Borrego et al., 2012). La razón para este comportamiento de los REE es desconocida, debido a que las causas pueden ser múltiples, siendo necesario el continuar con estudios.

### REFERENCIAS

Borrego, J., Carro, B., López-González, N., De la Rosa, J., Grande, J. A., Gómez, T., & De la Torre, M. L. (2012). *Effect of acid mine drainage on dissolved rare earth elements geochemistry along a fluvial-estuarine system: the Tinto-Odiel Estuary (SW Spain)*. Hydrology Research, 43(3), 262-274.

- Carro, B. M. (2005). *Transferencia de Tierras Raras entre la fase disuelta y la particulada en el agua de un estuario afectado por drenaje ácido (SO de España)*. Geogaceta, (39), 111-114.
- Gimeno, M. J., Auqué, L. F., López, P. L., Gómez, J., & Mandado, J. (1996). *Pautas de distribución de especies de las Tierras Raras en soluciones ácidas naturales*. Estudios Geológicos, 52(1-2), 11-22.
- Salmerón, I., Valente, T., Grande, J. A., De la Torre, M. L., Santistebán, M., Lobo, A., & Sánchez-Requena, J. (2014). *Four abandoned mines, one acid mine drainage affected river and an unsolved issue for a water supply reservoir*. Congress Energy and Environment Knowledge Week 2014
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*.

## Efecto del Drenaje Ácido de Mina sobre organismos filtradores (*Balanus amphitrite*) en la Ría de Huelva (SO de España)

### *Effect of the acid mine drainage on filtering organisms (Balanus amphitrite) in the Ría de Huelva (SW Spain)*

B. Carro<sup>1</sup>, J. Borrego<sup>1</sup>, A. Segueira<sup>2</sup>, E. Abreu<sup>2</sup> y P. Gomes<sup>2</sup>

1 Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible - CIPIMS. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819- Palos de la Frontera. Huelva. Spain (berta.carro@dgeo.uhu.es borrego@uhu.es)

2 Institute of Earth Sciences, Pole of the University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. (patricia\_s\_gomes@hotmail.com)

**Resumen:** La Ría de Huelva es un sistema estuarino que recibe los aportes de aguas ácidas de los Ríos Tinto y Odiel. Estos aportes se caracterizan por introducir en el sistema grandes cantidades de metales pesados en forma disuelta. Los procesos de mezcla sal-inducida y neutralización ácida dan lugar a la transferencia que esta carga metálica a la materia en suspensión. Esto origina que se encuentre presente concentraciones muy altas de metales, destacando el caso del Cu, Zn, As y Cd. En el estuario se desarrolla comunidades de organismo filtradores que se alimentan de la materia en suspensión, destacado por su abundancia el grupo de los balanidos (*Balanus amphitrite*). Estos organismos concentran los metales en sus partes blandas bioacumulando estos elemento. Para todos los metales las concentraciones en estos organismos es muy alta, mostrando factores de enriquecimiento superiores a 9 en todos los caso destacando el caso de Cu, Zn Y Cd. Estos resultados nuestra los graves efectos que producen los aportes de aguas ácidas sobre los organismos filtradores que viven en el sistema estuarino.

**Palabras clave:** metales pesados, *Balanus amphitrite*, materia en suspensión, ría de Huelva.

**Abstract:** The Huelva estuary is an estuarine system which receives the contributions of acidic waters of the rivers Tinto and Odiel. These contributions are characterized by introducing large amounts of heavy metals in dissolved form in the system. Mix salt-induced and acid neutralization processes originate give rise to the transfer that this metal loading to the suspended matter. This originates that he is this very high concentrations of metals, highlighting the case of Cu, Zn, As, and Cd. In the estuary communities of organism develops filtrants feeding on suspended matter, highlighted by its abundance group of the balanidos (*Balanus amphitrite*). These bodies concentrated metals in their soft tissue bioacumulando these element. For all metals concentrations in these agencies is very high, showing factors of enrichment higher than 9 in all cases highlighting the case of Cu, Zn and Cd. These results our serious effects that produce inputs of acid water on filtering organisms that live in the estuarine system.

**Key words:** heavy metals, *Balanus amphitrite*, suspended matter, ría of Huelva.

### INTRODUCCION

Los metales pesados de origen antrópico tienden a formar asociaciones en forma particulada con sustancias minerales (principalmente óxidos e hidróxidos de Fe-Mn) o sustancias orgánicas. Al introducirse en los estuarios, pasan a formar parte de la materia en suspensión (MS) (Bendell-Young y Stecko, 2002). La Ría de Huelva recibe los aportes de los Ríos Tinto y Odiel, afectados por drenaje ácido de mina. Estos aportes

introducen en el sistema importantes concentraciones de metales pesados en forma disuelta, el proceso de neutralización que produce la mezcla de agua fluvial con el agua marina da lugar a la transferencia de la carga metálica desde la fase disuelta hacia la fase particulada (materia en suspensión) (Carro, 2002).

En estos sistemas la materia en suspensión es utilizada por organismos filtradores como alimento, entre estos organismos se encuentran los balánidos y

especialmente los *Balanus amphitrite*, que han sido considerados como unos excelentes biomonitores de ecosistemas marinos y de transición (Ruelas-Inzuza y Paez-Osuna, 2000). Estos organismo son bioacumuladores de metales y permiten determinar la calidad ambiental de estos ecosistemas y su grado de afectación por contaminación industrial, urbana o como es el caso de la Ría de Huelva; de origen minero.

El objetivo de este trabajo es la determinación de la afectación por las descargas de metales pesados procedentes de los ríos Tinto y Odiel sobre organismos filtradores de la Ría de Huelva, más concretamente sobre *Balanus amphitrite*, que han sido ampliamente utilizado como biomonitor de la calidad ambiental de sistemas marino y estuarios.

### ZONA DE ESTUDIO

La Ría de Huelva está constituida por la desembocadura de los estuarios de los ríos Tinto y Odiel. Ambos ríos transcurren en su cabecera por la Faja Pirítica Ibérica, uno de los yacimientos de sulfuros polimetálicos más significativos del mundo, lo cual concede a los aportes un marcado carácter ácido y grandes cantidades de metales. El sistema se ha dividido en cuatro sectores en función de las características hidroquímicas del agua (Carro, 2002; López-González, 2002). Estos sectores son:

*Canal del Padre Santo (C.P.S)*: por el que penetra la mayor parte del agua mareal y se produce en menor medida las descargas fluviales de los ríos durante las crecidas.

*Canal de Punta Umbría (C.P.U)*: Subsistema sin influencia fluvial y con un pH y conductividad similar al CPS, sin influencia directa de los aporte fluviales ácidos.

*Estuario del Río Odiel (E.R.O)*: sector de mezcla entre el agua marina aportada por la marea y los aportes fluviales del río Odiel. Los valores de pH varían entre 3,4 y 8.

*Estuario del Río Tinto (E.R.T)*: Esta zona de influencia directa de los aportes fluviales presenta un marcado gradiente longitudinal de pH (2,5-7).

Para comparar el estado de afectación de los organismo filtradores de la Ría de Huelva con un sistema estuarino no contaminado, se tomo una estación de muestreo en el Estuario del Río piedras, que forma parte del sistema de ambientes de transición fluvio-marinas de la provincia de Huelva (Figura 1), pero que no se ve afectado por drenaje ácido de mina u otro foco de contaminación industrial.

### MATERIALES Y METODOS

La materia en suspensión (MS) se obtuvo a partir del filtrado de 12 litros de agua superficial recogida en cada uno de los puntos de muestreo (Figura 1). El filtrado se

realiza a través de una membrana de celulosa de 0,45 µm de diámetro de poro. En total se han analizado 24 muestras correspondientes a dos campañas de muestreo realizadas durante los meses de Febrero y Abril del 2013.

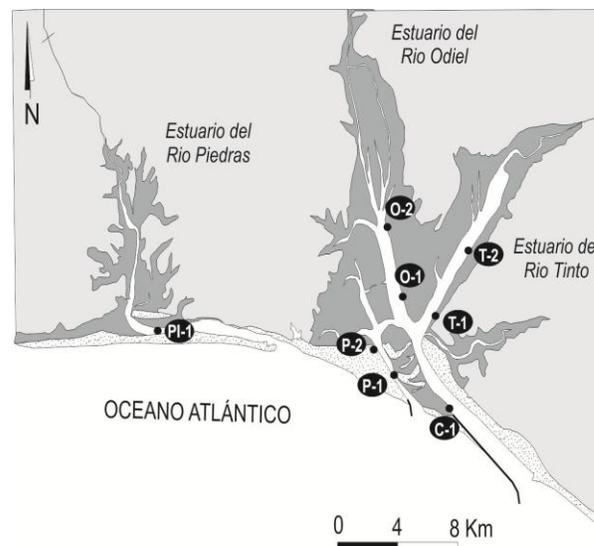


FIGURA 1.- Localización de las estaciones de muestreo en la Ría de Huelva y el estuario del Río Piedras.

Los ejemplares de *Balanus amphitrite* han sido recogidos en 8 estaciones, siete de ellas en la Ría de Huelva y una en el estuario del Río Piedras (Figura 1). En cada estación se tomaron 30 individuos aproximadamente del mismo tamaño (entre 8 y 12 mm de diámetro). En laboratorio se separaron las partes blandas de cuerpo y se dejaron secar a 60°C hasta sequedad completa, luego fueron molidas en mortero de ágata. De cada muestra de materia particulada de recogida en los filtros y *Balanus amphitrite*, se tomaron 0,2 g y se les realizó un ataque triácido (HF-HCl-HNO<sub>3</sub>). Finalmente las concentraciones de metales pesados se realizaron mediante ICP-Masas en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva.

Se ha calculado el factor de Enriquecimiento metálico de la Ría de Huelva y Subsistema Punta Umbría (estaciones P-1 y P-2) respecto del Estuario del Río Piedras, para los valores medios de las concentraciones de metales en la materia en suspensión y en las muestras de *Balanus amphitrite* (F. de Enriquecimiento = Concentración del metal en la Ría de Huelva / Concentración del metal en el Estuario del Río Piedras).

### RESULTADOS Y DISCUSION

Los valores medios de las concentraciones de los elementos analizados en la materia en suspensión (M.S.) y las partes blandas de *Balanus amphitrite*, se muestran en la Tabla 1.

<b>M. S.</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Cd</b>	<b>Pb</b>	<b>U</b>
<b>O-1</b>	1110,9	2073,3	488,9	1,4	270,0	5,3
<b>O-2</b>	4352,3	4427,0	288,7	1,2	187,1	3,0
<b>C-1</b>	978,6	1454,1	270,1	0,7	95,1	1,7
<b>P-1</b>	495,4	2514,4	127,3	0,3	150,6	1,1
<b>P-2</b>	1196,4	4342,2	287,2	1,1	508,7	3,0
<b>T-1</b>	987,3	1333,3	417,2	0,5	291,6	5,2
<b>T-2</b>	9083,0	9410,8	524,7	3,0	529,4	59,6
<b>Pi-1</b>	91,8	191,4	6,9	0,02	25,6	0,6
<b>Balánidos</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Cd</b>	<b>Pb</b>	<b>U</b>
<b>O-1</b>	6500,0	37100,0	31,5	77,9	22,8	0,9
<b>O-2</b>	10200,0	55700,0	26,6	99,6	18,0	0,9
<b>P-1</b>	4300,0	24900,0	22,4	33,2	7,0	0,7
<b>P-2</b>	9000,0	51100,0	30,5	261,0	16,0	1,1
<b>T-1</b>	3700,0	13700,0	30,0	98,1	20,7	1,3
<b>T-2</b>	6000,0	18800,0	36,0	188,0	25,6	2,7
<b>C-1</b>	4600,0	18600,0	35,8	87,1	29,5	1,3
<b>Pi-1</b>	220,0	2200,0	7,3	2,5	1,5	0,5

TABLA 1.- Concentración en mg kg<sup>-1</sup> de metales en la materia en suspensión (M.S.) y en *Balanus amphitrite*.

La materia en suspensión (MS) de la Ría de Huelva muestra altas concentraciones de metales pesados (Tabla 1). Destacando las concentraciones presentes en el estuario del Río Tinto, donde se observan concentraciones de 9083 mg kg<sup>-1</sup> de Cu, 9410 mg kg<sup>-1</sup> de Zn o 529 mg kg<sup>-1</sup> de Pb, destacando las concentraciones de U (59,6 mg kg<sup>-1</sup>) que varios órdenes de magnitud superiores a las que se observan en el resto de las estaciones de muestreo de la Ría de Huelva. Esto se debe a que el estuario del Río tinto se encuentra afectado por los lixiviados directo de aguas ácidas procedentes de las balsas de Fosfoyesos, situadas en su margen izquierdo (Borrego et al., 2013).

Caso especial es el del Subsistema de Punta Umbría, que aunque no recibe los aportes directos de los Tinto y Odiel, muestra concentraciones altas de metales en la materia en suspensión (Tabla 1); destacando las concentraciones de Zn (3428,3 mg kg<sup>-1</sup>), As (207,2 mg kg<sup>-1</sup>) y Pb (329,6 mg kg<sup>-1</sup>). Esto se debe a que las plumas de turbidez (Máximos de Materia en suspensión) que se generan en los estuarios de los Río Tinto y Odiel (Con una alta carga metálica) como consecuencia de la mezcla sal inducida y neutralización ácida, penetran en el Subsistema de Punta umbría a través del Canal del Burro (Carro et al., 2011, Grande et al., 2013).

Si comparamos las concentraciones de metales observadas en la Ría de Huelva con las que muestra el estuario del Río Piedras (sin aportes contaminantes

metálicos) (Tabla 2), se aprecia como para todos los metales analizados la Ría de Huelva presenta niveles de enriquecimiento muy alto; superiores a 19 para todos los metales, destacando el factor de enriquecimiento para el As (49,8) y el Cd (41,4). Lo mismo ocurre para el caso del Subsistema Punta Umbría, donde destacan los factores de enriquecimiento del As y Cd que alcanzan valores de 30,1 y 24,4 respectivamente.

<b>R. Huelva</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Cd</b>	<b>Pb</b>	<b>U</b>
<b>M.S.</b>	28,3	19,1	49,8	41,4	11,4	18,5
<b>Balanidos</b>	28,8	14,3	4,2	48,3	13,3	2,4
<b>P. Umbría</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>As</b>	<b>Cd</b>	<b>Pb</b>	<b>U</b>
<b>M.S.</b>	9,2	17,9	30,1	24,4	12,9	3,3
<b>Balánidos</b>	30,2	17,3	3,6	58,8	7,7	1,7

TABLA 2.- Factor de Enriquecimiento metálico de la Materia en Suspensión (M.S.) y de *Balanus amphitrite* (Balánidos) de la Ría de Huelva y Subsistema Punta Umbría respecto al Estuario del Río Piedras.

Las concentraciones de metales encontradas en las partes blandas de *Balanus amphitrite* en la Ría de Huelva y Subsistema Punta Umbría, son considerablemente más altas que las observadas en otros estuarios del mundo en la misma especie (Silva et al., 2006). Destacan las concentraciones de algunos de los metales en las estaciones situadas en el Estuario del Río Odiel, así se pueden observar para el Zn concentraciones superiores a 55000 mg kg<sup>-1</sup> o 10000 mg kg<sup>-1</sup> para el Cu. De forma similar en el Estuario del Río Tinto se pueden encontrar concentraciones muy altas de Cd (188 mg kg<sup>-1</sup>) o de U (2,7 mg kg<sup>-1</sup>); en este caso se evidencia, tal como ocurría para la Materia en Suspensión, una clara influencia de los lixiviados de las Balsas de Fosfoyesos (Borrego et al., 2013).

Como en el caso de la M. S. , en el Subsistema Punta Umbría, se observa concentraciones muy alta de metales (Tabla 1) (51100 mg kg<sup>-1</sup> de Zn o 261 mg kg<sup>-1</sup> de Cd; lo que corrobora la influencia directa de las plumas de turbidez (producto de la neutralización ácida) que se forman en los estuarios de los Río Tinto y Odiel.

Respecto de los factores de enriquecimiento es muy alto para todos los metales estudiados (Tabla 2), destacan los que muestran el Cu y el Cd; 28,8 y 48,3 en la Ría de Huelva y 30,2 y 58,8 en el Subsistema Punta Umbría.

Estas altas concentraciones de metales en los organismos es consecuencia de la alta biodisponibilidad de estos en la materia en suspensión, al igual que ocurre en el caso de los sedimentos (Carro et al, 2005). Estos resultados demuestra la fuerte afectación que producen los aportes ácidos de los ríos Tinto y Odiel sobre este grupo de organismos filtradores, ya que estos se

alimentan de la materia en suspensión en la que se concentran estos elementos.

#### AGRADECIMIENTOS

Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Andalucía (PAI RNM-276).

#### REFERENCIAS

- Bendell-Young, L. I., Thomas, C. A., Stecko, J. R. P. (2002). *Applied Geochemistry* 17, 1563-1582.
- Borrego, J., Carro, B., Grande, J.A., de la Torre, M.L., Valente, T., Santisteban, M. (2013). Control factors on the composition of superficial sediments in estuaries of the coast of Huelva (SW Spain): a statistical approach. *Journal of Iberian Geology*, 39(2): 233-232.
- Borrego, J., Morales, J.A., de la Torre, M.L., Grande, J.A. (2002). Geochemical characteristics of heavy metal pollution in Surface sediments of the Tinto and odiel river estuary (SW Spain). *Environmental Geology*, 41: 785-796.
- Borrego, J., Carro, B., Grande, J.A., de la Torre, M.L., Valente, T., Santisteban, M. (2013). Control factors on the composition of superficial sediments in estuaries of the coast of Huelva (SW Spain): a statistical approach. *Journal of Iberian Geology* 39 (2): 223-232.
- Carro, B., (2002). Sedimentación reciente en el estuario del Río Tinto. Trabajo de Investigación (inédito), Univ. de Huelva, 137 p.
- Carro, B., Borrego, J., López-González, N. (2005). Fraccionamiento de Fe y metales pesados en la Materia en suspensión de la Ría de Huelva (SO de España). *Geogaceta*, 38 :155 - 158
- Carro, B., Borrego, J., López-González, N., Grande, J.A., Gómez, T., de la Torre, M.L., Valente, T. (2011). Impact of Acid Mine Drainage on the hydrochemical characteristics of the Tinto- Odiel Estuary (SW Spain). *Journal of Iberian Geology* 37 (1): 87-9.
- Grande, J.A., Carro, B., Borrego, J., de la Torre, M.L., Valente, T., Santisteban, M. (2013). Hydrogeochemical variables regionalization - applying cluster analyses for a seasonal evolution model from an estuarine system affected by AMD. *Marine Pollution Bulletin* 69 : 150-156.
- López-González, N. (2002). Descripción e interpretación de las facies deposicionales en el sector interno del Estuario del río Odiel. Trabajo de Investigación (inédito), Univ. de Huelva, 125 p.
- Ruelas-Inzuza, J.R., Paez-Osuna, F. (2000). Comparative bioavailability of trace metals using three filter-feeder organisms in a subtropical coastal environment (Southeast Gulf of California). *Environmental Pollution* 107( 3): 437-444.
- Silva, C.A., Smith, B.D, Rainbow, P.S. (2006). Comparative biomonitors of coastal trace metal contamination in tropical South America (N. Brazil) *Marine Environmental Research* 61 (2006): 439-455.

## Provenance of the c. 390 Ma HP–HT subducted continental margin (Variscan belt, Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif)

*Procedencia del margen continental subducido a HP-HT a c. 390 Ma  
(Citurón Varisco, Complejo de Cabo Ortegal, NO del Macizo Ibérico)*

R. Albert<sup>1</sup>, R. Arenas<sup>2</sup>, A. Gerdes<sup>1,3</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>2</sup> and L. Marko<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geowissenschaften, Goethe University Frankfurt, 60438, Frankfurt. [r.albert@geo.ucm.es](mailto:r.albert@geo.ucm.es)

<sup>2</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense, 28040, Madrid

<sup>3</sup> Dpt. of Earth Sciences, Stellenbosch University, Private Bag X1, Matieland

**Abstract:** The Variscan Upper Allochthon is a continental-affinity terrane that recorded a Cambrian–Ediacaran magmatic arc generation, a subsequent transition to a passive margin, and a collision-related high-P metamorphism during the Devonian–Carboniferous amalgamation of Pangea. The bottom member of the Upper Allochthon recorded this HP-HT Devonian metamorphism, which was attained by a subduction process. To know which continental margin subducted a provenance study was carried out on the metasedimentary rocks of the Banded Gneisses (5 samples), which form part of the Upper Allochthon subducted terrane. The provenance of this terrane has been established using combined U–Pb (n = 613) and Lu–Hf (n = 463) isotopic LA–ICP–MS zircon analyses. These data show that the Variscan Upper Allochthon has a West African provenance and therefore, it strongly suggests that the NW Iberian allochthonous complexes and their correlative European terranes are also West Africa derived. These results allow us to finally clarify that the first high-P event, recorded during the eo-Variscan amalgamation of Pangea, was attained by the subduction of the margin of Gondwana under the colliding retro-continent, presumably Laurussia.

**Key words:** Cabo Ortegal; Banded Gneisses; Lu–Hf; U–Pb; Upper Allochthon.

**Resumen:** El Alóctono Superior Varisco es un terreno de afinidad continental que registró una generación de arcos magmáticos en el Cámbrico-Ediacareense, una subsecuente transición a margen pasivo y un metamorfismo de alta presión relacionado con una colisión continental, relacionada a su vez con la amalgamación de Pangea en el Devónico-Carbonífero. El miembro inferior de este Alóctono registró este metamorfismo Devónico de alta-P y alta-T, el cual se desarrolló en un evento de subducción. Para saber qué margen continental subdujo, se ha llevado a cabo un estudio de procedencia en la rocas metasedimentarias (5 muestras) de una de las formaciones de este Alóctono, los Gneises Bandeados (Gneises Eclogíticos). La procedencia de este terreno ha sido establecida combinando análisis isotópicos LA-ICP-MS de U-Pb y Lu-Hf en circon. Estos datos muestran que el Alóctono Superior Varisco procede del Cratón Africano Occidental, y que por lo tanto los complejos alóctonos del NO del Macizo Ibérico y sus terrenos correlacionables en Europa también han de tener una procedencia Gondwánica. Estos resultados nos permiten afirmar claramente que el primer evento de alta-P registrado en la amalgamación eo-Varisca de Pangea, se debió a la subducción del margen de Gondwana bajo el retro-continente, presumiblemente Laurussia.

**Palabras clave:** Cabo Ortegal; Gneises Bandeados; Lu–Hf; U–Pb; Alóctono Superior.

### INTRODUCTION

The Variscan belt is a long orogen developed during the main stages of the Pangea assembly as a result of the collision of two large continents, Gondwana to the South and Laurussia to the North. This orogen can be followed from Iberia, across Brittany and the French Massif Central, to the Bohemian Massif, and has continuity in eastern North America, in the Appalachian–Alleghanian belt. The orogen is characterized by the development of two high-P events with different ages, preserved in two distinct terranes with continental or transitional characteristics (upper and basal units), which are separated by an ophiolite terrane considered as the suture zone of the orogen.

The high-P event registered by the basal units is known to have taken place at c. 370 Ma by the subduction of Gondwana under, presumably, Laurussia. The other high-P event, registered by the upper units (Upper Allochthon), is known to have occurred at c. 390 Ma. The provenance of this upper terrane was assigned to Gondwana by studying its top intermediate-P member (Albert et al., 2015), but no studies have been carried out on its HP-HT bottom member. It has been traditionally assumed that the Upper Allochthon is a single terrane, but no clear proves have been presented. This communication presents a provenance study of the HP-HT bottom member of the Upper Allochthon to prove the single or composite nature of this terrane and to assess the provenance of the continental margin that subducted in

the first high-P event recorded in the eo-Variscan assembly of Pangea.

## GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Galicia-Trás-os-Montes Zone (GTOMZ) is the most external Zone, in relation to the Gondwana mainland, compared to those that form the Iberian Massif. This Zone contains the NW Iberian allochthonous complexes, which lie as huge synformal structures on top of the Parautochthon domain (also part of the GTOMZ). These complexes are broadly divided into three terranes (from bottom to top: basal, ophiolitic and upper units). This article focusses on the HP-HT bottom member of the upper units (Upper Allochthon) of one of these complexes: the Cabo Ortegal Complex.

## SAMPLE DESCRIPTION

Five metasedimentary rock samples were chosen from the Banded Gneiss formation. This formation is one of many that altogether form the HP-HT bottom member of the Upper Allochthon of the Cabo Ortegal Complex. All samples are variably fresh (not altered) fine grained migmatitic para-gneisses with granolepidoblastic texture.

## RESULTS

### U–Pb results

Analyses from all samples add a total of 729 age determinations, of which 613 were concordant (<10% discordance,  $d = 15.9\%$ ). Of the analyses, 34.7% ( $n = 213$ ) have a Palaeozoic–Neoproterozoic age with peaks at c. 512, 522, 545, 561, 575, maximum abundance at 522–512 Ma, and a tail with minor peaks between 780 and 590 Ma. Mesoproterozoic ages are scattered in the interval age of c. 1.6–1.1 Ga and do not define any maximum, comprising 2.8% ( $n = 17$ ) of the total ages. The main age group is Paleoproterozoic (39.6%,  $n = 243$ ) and the majority of the ages are constrained between c. 2.14 and 1.88 Ga with a well-defined maximum at 2.07 Ga. The Archean population

represents 22.8% ( $n = 140$ ) of the analyses and shows two main groups, one with ages concentrated at 2.52–2.48 Ga (maximum at c. 2.51 Ga), and a second group ranging 2.68–2.61 Ga (maximum at 2.64 Ga). Maximum depositional ages (MDA) calculated for each of the five samples vary from 521 to 497 Ma. As this MDA age-spread is relatively high the older MDA was chosen (c. 521 Ma) to establish the MDA for this formation.

### Lu–Hf results

From the 613 concordant zircon cores analysed with the U–Pb method, 463 were analysed for Lu–Hf isotopes. Palaeozoic–Neoproterozoic zircon is arranged in the Hf–U–Pb age diagram in two ways (Fig. 1). Firstly, as a vertical array of zircon with crystallization ages between c. 590 and 490 Ma, and secondly, with ages of c. 780–590 Ma. A group of zircon values ( $n = 19$ ), which are mainly Mesoproterozoic (1615–978 Ma), plot around the CHUR evolution trend. Paleoproterozoic 2.14–1.88 Ga zircon population is arranged as a group with an horizontal array, composed by 78% ( $n = 104$ ) of this Paleoproterozoic zircon, and as a vertically arranged group ( $n = 29$ , 22%). Paleoproterozoic and Archean zircon ( $n = 128$ ) has crystallization ages between c. 3.01 and 2.19 Ga, and they are horizontally arranged (Fig. 1).

## DISCUSSION

### The distal (>1 Ga) detrital zircon spectrum

The main Archean U–Pb zircon population (22.8%) in the Banded Gneisses is bracketed at 2.75–2.50 Ga (Fig. 1). Its horizontal linear evolution from intrusion at c. 2.70 to 2.40 Ga could represent a long-lasting continental crust reworking process, or Pb-loss processes triggered by high grade metamorphic events (Fig. 1). In the Northern WAC, Archean igneous rocks have mainly been reported in the Western Reguibat Rise (see references in Albert et al. 2015), and therefore this Rise is most probably the source area for the Banded Gneisses Archean zircon. The Paleoproterozoic fraction falls within the time span of the Eburnean orogeny, and therefore the

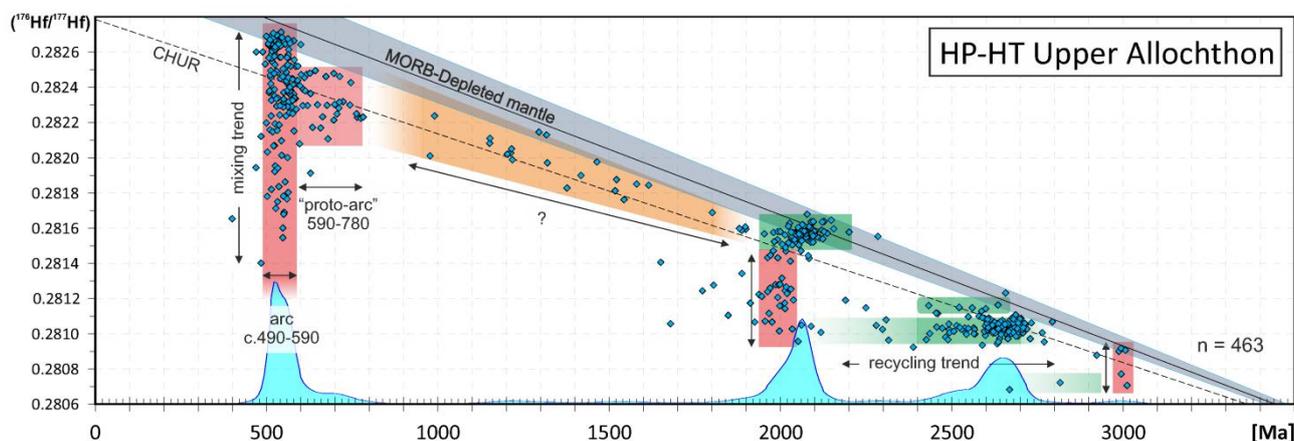


FIGURE 1.  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  v. age plot for detrital zircon data. Horizontal green shaded areas represent recycling trends with  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$ . Vertical red shaded areas represent mixing between juvenile and recycled crustal material formed in magmatic arcs. The orange shaded area represents a source that developed through time with a similar  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ratio as the CHUR and depleted mantle, from which the Mesoproterozoic zircon crystallized.

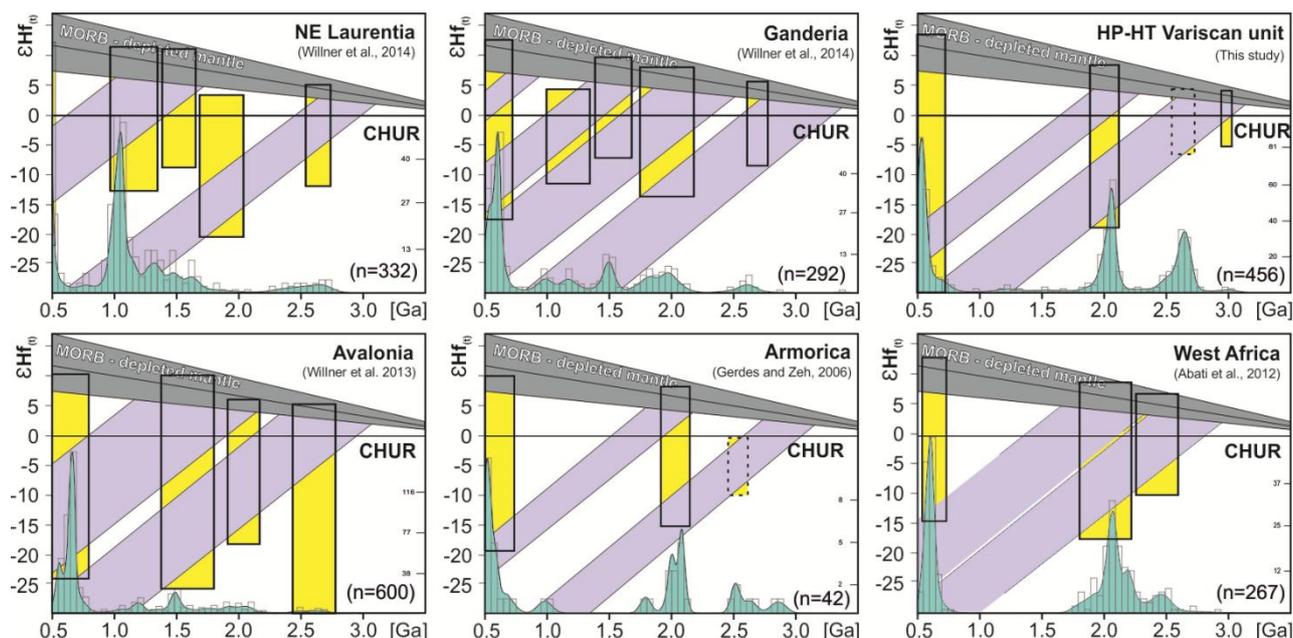


FIGURE 2. Schematic  $\epsilon\text{Hf}(t)$  v. age for detrital zircon from data presented herein and from Gerdes & Zeh (2006), Abati et al., (2012) and Willner et al., (2014). Light purple shaded areas represent crustal evolution trends of zircon that might have originated from common crustal domains. Vertical yellow shaded areas represent mixing between juvenile and recycled crustal material, most likely formed in magmatic arcs. Light blue shaded areas at the base of each plot are adaptive kernel density distributions of the considered zircon. Figure modified from Willner et al., (2014).

Paleoproterozoic materials of the Banded Gneisses are probably derived from rocks generated or reworked during this orogeny. The Banded Gneisses Hf/Hf data (Fig. 1) for zircon of Eburnean age (c. 2.20–1.88 Ga,  $n = 135$ ) are arranged as a cluster ( $n = 96/135$ ) representing isotopically depleted rocks and as a vertical arrangement ( $n = 39/135$ ), suggesting a mixing process, i.e. Eburnean DM derived magmas intruding an older crust triggering mixing processes (Fig. 1). As the values with lower Hf/Hf ratios in this group have the same ratios than the Archean data, this old crust could well be the one represented by the Banded Gneisses Archean zircon. In the Mesoproterozoic Era, the WAC became a stable craton which resulted in a characteristic c. 1.7–1.0 Ga ‘magmatic gap’. In the Banded Gneisses the Mesoproterozoic zircon is scarce and scattered, constituting 2.8% of the total population and not defining a clear maximum (Fig. 1). Taking into account the isotopically depleted signature of this population (Fig. 1), it could have been derived from the Amazonia craton or from Mesoproterozoic dykes intruding the WAC. Terranes that clearly derive from the Amazonian craton and have similar Neoproterozoic–Cambrian arc developments as the Upper Allochthon (Avalonia and Ganderia), contain depleted Mesoproterozoic zircon, but not as depleted as zircon from this study (Fig. 2). Dolerite dykes have been recently discovered in the Anti-Atlas belt with emplacement ages of c. 1.65 Ga and c. 1.4 Ga. Fig. 1 shows that the HP–HT Upper Allochthon Mesoproterozoic population seems to have a source that undertook a similar Lu/Hf isotopic evolution as the CHUR-depleted mantle. These observations seem to favour a WAC juvenile dyke provenance rather than an

Amazonian or even a Laurentian source.

#### The proximal (<1 Ga) detrital zircon spectrum

The Palaeozoic–Neoproterozoic zircon ages of the Banded Gneisses coincide with the reported ages for the Cadomian orogeny (c. 750–540 Ma; Linnemann et al., 2014), but the c. 522–512 Ma Banded Gneisses maximum is younger, suggesting a late development of the Cadomian orogeny. Banded Gneisses zircon with ages between c. 780 and 590 Ma are not abundant and plot around the CHUR evolution trend (Fig. 1), pointing to a crustal recycling due to the initial development of the Cadomian arc system (‘proto–arc’ stage; Fig. 1). The c. 590–490 Ma Banded Gneiss zircon is very abundant and shows a vertical arrangement in its Hf/Hf isotopic pattern (Fig. 1). This pattern can be explained by the intrusion of juvenile magmas that triggered mixing processes with an Eburnean and Archean crust (and with a small proportion of reworked early Cadomian crustal material), consistent with a peripheral arc activity at the Northern WAC.

According to the data presented, the MDA for the siliciclastic series of the HP–HT upper units is c. 521 Ma. Taking into account crystallization ages of intrusive igneous rocks in this formation (c. 512–470 Ma, Albert, 2016), the protolith of the eclogite facies paragneisses of the Cabo Ortegal Complex was a Middle Cambrian siliciclastic sedimentary series. The protoliths of the sedimentary rocks involved in the Banded Gneiss formation may have well been deposited in a back-arc type basin, where the volcanic arc system was very active, shedding its juvenile

materials into the basin at the same time as the adjacent WAC supplied the Eburnean and Archean detritus.

#### Provenance of the HP–HT Upper Allochthon

The HP–HT Upper Allochthon zircon detrital signature has been compared (Fig. 2) to cratons and terranes that could potentially be the source areas for the studied meta-sedimentary rocks. This figure shows a provenance incompatibility between the studied terrane and the Avalonian terranes of Avalonia and Ganderia, and the Laurentian craton. Provenance compatibility is shown with the West Africa craton and with the Armorican terrane, which is also WAC derived.

### CONCLUSIONS

#### The IP and the HP–HT upper units

The main difference between their U–Pb age density distributions is that the Banded Gneiss formation (HP-HT) has an abundant c. 590–540 Ma Ediacaran population (Fig. 1) and the Cariño Gneiss formation has not (IP, Albert et al., 2015). Both have very similar detrital sources. Their bimodal detrital populations suggest that both formations had the same geological setting, i.e. sedimentation in a back-arc type basin. Their MDAs and Lu–Hf values are very similar. For all these reasons both formations represent the same section of the Gondwanan margin, and therefore both constitute part of the same terrane. The first sediments deposited were those of the Banded Gneiss formation (due to its higher isotopic heterogeneity and higher presence of intruded igneous rocks), formed by the mixture of the old components from the WAC (Eburnean and Archean detritus) and abundant arc related c. 590–520 Ma sediments. The Cariño Gneiss protoliths deposited afterwards, filling the same basin with WAC sediments (Albert et al., 2015) and c. 560–510 Ma arc-derived sediments (Andonaegui et al., 2016).

#### Implications for the c. 390 Ma subduction

The metasedimentary sequences that constitute the gneissic units of the Upper Allochthon have the same detrital sources (WAC) and they seem to have been deposited in a same back-arc basin. Therefore, these units were probably members of the same sedimentary succession. Between the time of deposition (c. 512–506 Ma) and high-grade metamorphism (c. 400–390 Ma), both formations constituted a part of the margin of Gondwana. According to the sedimentary and igneous processes recorded in this margin, it changed from a volcanic arc to a passive margin (Cambrian–Ordovician boundary), and after a short event of extension it subducted at c. 400–390 Ma. This deep subduction affecting the margin of Gondwana is considered a clear evidence for a first collision between this continent and the southern margin of Laurussia (Arenas et al., 2014). The new provenance data presented herein is conclusive on the origin of the Banded Gneiss formation, whose eclogite facies can

only be explained as generated during subduction at c. 390 Ma of the Gondwana margin below the retro-continent located to the North, most probably Laurussia. This event represents a first collision related to the final assembly of Pangea, as has been recently proposed (Arenas et al., 2014). Considering the original linear character of the Variscan belt and the presence of a rather continuous equivalent HP–HT unit from the Iberian Massif to the Bohemian Massif, we suggest that the conclusions presented herein can be extrapolated to the entire Variscan realm.

### ACKNOWLEDGMENTS

Financial support has been provided by the Spanish project CGL2012-34618 (Ministerio de Economía y Competitividad).

### REFERENCES

- Abati, J., et al. (2012): Insights on the crustal evolution of the West African Craton from Hf isotopes in detrital zircons from the Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, 212: 263–274.
- Albert, R., et al. (2015): Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). *Gondwana Research*, 28: 1434–1448.
- Albert, R., (2016): The Eclogitic Gneisses of the Cabo Ortegal Complex: Provenance and tectonothermal evolution (zircon U–Pb/Lu–Hf methods). Doctoral thesis, Complutense University of Madrid, 355 p.
- Arenas, R., et al. (2014): Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25: 756–763.
- Andonaegui, P., et al. (2016): The last stages of the Avalonian-Cadomian arc in NW Iberian Massif: isotopic and igneous record for a long-lived peri-Gondwanan magmatic arc. *Tectonophysics*, Submitted.
- Gerdes, A. y Zeh, A. (2006): Combined U–Pb and Hf isotope LA–(MC–)ICP–MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 47–61.
- Linnemann, U., et al. (2014): The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton—Constraints from U–Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Research*, 244: 236–278.
- Willner, A.P., et al. (2014). Crustal evolution of the Northeast Laurentian Margin and the Peri-Gondwanan microcontinent Ganderia prior to and during closure of the Iapetus Ocean: detrital Zircon U–Pb and Hf isotope evidence from Newfoundland. *Geoscience Canada*, 41: 345–364.

## Geoquímica de rocas máficas en un arco magmático Cámbrico peri-Gondwánico (Complejo de Órdenes, NO del Macizo Ibérico)

### *Geochemistry of mafic rocks in a Cambrian peri-Gondwanan magmatic arc (Órdenes Complex, NW Iberian Massif)*

P. Andonaegui<sup>1\*</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>1</sup>, P. Castiñeiras<sup>1</sup>, J. Abati<sup>1</sup> y R. Arenas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. C/ José Antonio Novais 2. Universidad Complutense 28040 Madrid.

\*andonaeg@ucm.es

**Resumen:** Las Unidades Superiores de los Complejos alóctonos del NO del Macizo Ibérico, han sido interpretadas como parte de un arco magmático peri-Gondwánico, activo desde el Cámbrico medio hasta el Ordovícico inferior. Los principales cuerpos plutónicos, con una edad de ca. 500 Ma., son las gabronoritas de Monte Castelo, y los ortogneises de Corredoiras, que incluyen pequeños cuerpos de metagabronoritas. Estas rocas máficas presentan en efecto características geoquímicas compatibles con su generación en un arco magmático, pero ocupando distinta posición dentro del mismo. Las metagabronoritas de Monte Castelo tienen afinidad toleítica, anomalía negativa de Nb, altas relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.5143119–0.513019), bajas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  (0.702562–0.703174) y valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}_i$  (+7.8 a +5.4). Sin embargo, las rocas máficas de Corredoiras son de afinidad calco-alcalina, con anomalía negativa de Nb, pero con valores bajos en la relación  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.512575–0.512436), altos en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$  (0.705082–0.706684) y valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  entre -0.65 y +1.83. Estas características geoquímicas permiten interpretar estas rocas máficas como generadas en distintas posiciones del arco magmático, localizándose las de Monte Castelo más próximas a la trinchera y las de Corredoiras en una posición más distal.

**Palabras clave:** Rocas máficas cámbricas, Arco magmático peri-gondwánico, Geoquímica isotópica Sr- Sm/Nd, NO Macizo Ibérico.

**Abstract:** *The Upper Units of the allocthonous complexes of the NW Iberian Massif, have been interpreted as a section of a peri-gondwanan magmatic arc, active from Middle Cambrian to Early Ordovician times. The main plutonic bodies (500 Ma.) intruding the arc metasedimentary rocks, are Monte Castelo gabbronorites, and Corredoiras orthogneisses, which included small metagabbronorites bodies. These mafic rocks have geochemical features consistent with generation in different locations of a same magmatic arc. Monte Castelo metagabbronorites have tholeiitic affinity, with negative Nb anomaly; its  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are high (0.5143119–0.513019), whereas initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are low (0.702562–0.703174), with positive  $\epsilon\text{Nd}_i$  values (+7.8 to +5.4). However Corredoiras mafic rocks have calc-alkaline affinity, also with negative Nb anomaly, low  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.512575–0.512436) and high initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.705082–0.706684),  $\epsilon\text{Nd}_i$  values ranging between -0.65 and +1.83. In the  $\epsilon\text{Nd}$  versus age diagram, Monte Castelo samples show compositions equivalent to the contemporaneous depleted mantle, while Corredoiras samples suggest isotopic mixing of the original mafic mantle-derived magmas with a continental crust. These geochemical features can be linked to the setting of a volcanic arc, in which Monte Castelo metagabbros were located closer to the trench, while Corredoiras metagabbros would be located in a more distant position.*

**Key words:** *Cambrian mafic rocks, peri-Gondwanan magmatic arc, Sr and Sm-Nd isotopic geochemistry, NW Iberian Massif.*

## INTRODUCCIÓN

En los complejos alóctonos de Galicia se han descrito dos terrenos esencialmente continentales (Unidades Superiores y Basales), separados por secuencias de afinidad oceánica (Unidades Ofiolíticas) (Arenas et al., en prensa).

Las Unidades Superiores están emplazadas tectónicamente sobre las Unidades Ofiolíticas y en ellas pueden distinguirse dos conjuntos: uno situado en una posición estructuralmente superior constituido por una potente secuencia metasedimentaria de esquistos

con estauroilita-distena y paragneises con biotita-sillimanita, intruidos por granitos y gabros, que posteriormente fueron afectados por un metamorfismo de P-intermedia de intensidad variable entre la zona de la clorita y la facies de las eclogitas.

En las Unidades Superiores del Complejo de Órdenes, se encuentran dos grandes cuerpos intrusivos: el gabro de Monte Castelo, localizado al Oeste y el ortogneis de Corredoiras, en una posición oriental, (Fig. 1). Este último incluye pequeños cuerpos de metagabronoritas.

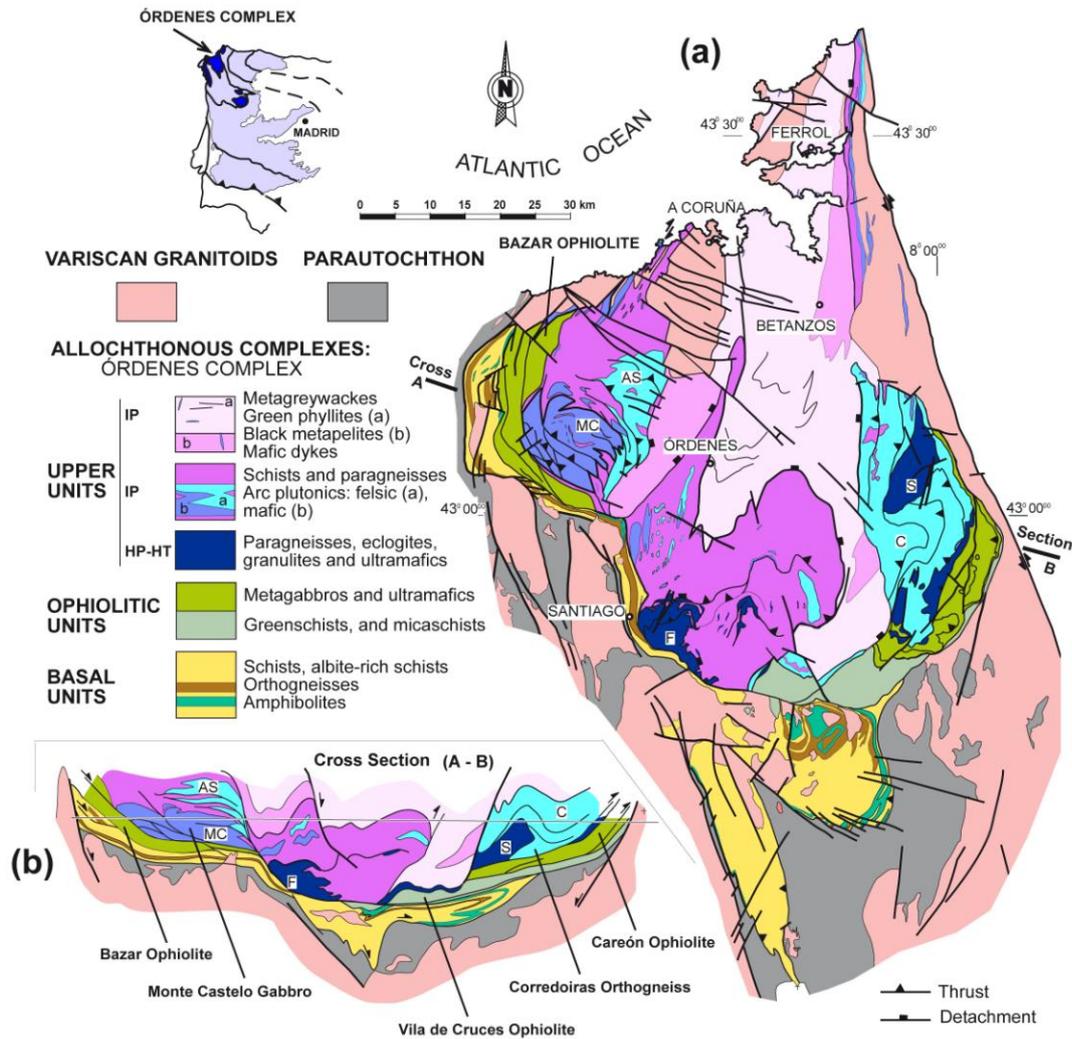


FIGURA 1. Mapa geológico (a) y corte (b) del Complejo de Órdenes. MC: Monte Castelo. C: Corredoiras

En este trabajo presentamos la geoquímica de las rocas máficas, que permite conocer el contexto concreto de generación de los magmas dentro del arco magmático.

## CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

En el gabro de Monte Castelo se han distinguido tres tipos en función de su mineralogía (Andonaegui et al., 2002): *metagabronoritas con olivino* (plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y hornblenda), *metagabronoritas con anfíbol* (plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, hornblenda y biotita poco frecuente) y *metagabronoritas con biotita* (plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y biotita). La presencia de olivino así como la presencia de texturas ofíticas en las rocas menos deformadas, indican un nivel de emplazamiento relativamente somero. Su edad de emplazamiento es de 499 Ma. (Abati et al., 1999).

El ortogneis de Corredoiras (Andonaegui et al., 2012) está constituido por paragneisses migmatíticos y

rocas metaígneas que forman un macizo de composición fundamentalmente granodiorítica. Se han diferenciado ortogneisses granodioríticos, tonalíticos y anfibólicos, en los que de forma dispersa se encuentran pequeños cuerpos de metagabronoritas con plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y escaso olivino, además algunos de ellos contienen pequeñas cantidades de cuarzo y feldespatos potásico, que se ha interpretado como xenocristales procedentes de las granodioritas. La edad de emplazamiento es de 492 Ma. (Andonaegui et al., 2012).

Todas las metagabronoritas son rocas de composición básica a intermedia (47.67–52.39 % SiO<sub>2</sub> Monte Castelo y 45.63–52.49 % Corredoiras), con muy bajos contenidos en K<sub>2</sub>O (0.01–0.39 % y 0.05–0.80 %, respectivamente) y una relación XMg (=Mg/Mg+Fe) entre 0.51 y 0.37 (Andonaegui et al., 2016). Para determinar su afinidad magmática se han utilizado diagramas de elementos inmóviles, así en el diagrama Th-Co (Hastie et al., 2007) (Fig. 2a) las rocas de Monte Castelo quedan en el campo de rocas toleíticas mientras que las de Corredoiras se proyectan en el

campo de rocas calcoalcalinas, además ambas litologías presentan anomalías negativas en Nb que las relacionan con zonas de subducción. Los mayores contenidos en Th y menores en Co de las rocas de Corredoiras, indican la influencia de una componente cortical que no estaría presente en las rocas de Monte Castelo. El diagrama Zr-Zr/Y de Pearce (1983) (Fig. 2b) permite diferenciar entre el tipo de margen destructivo, así las metagabronoritas de Monte Castelo estarían relacionadas con un arco de tipo oceánico, mientras que las de Corredoiras, con relaciones  $Zr/Y > 4$  se corresponderían con un margen continental.

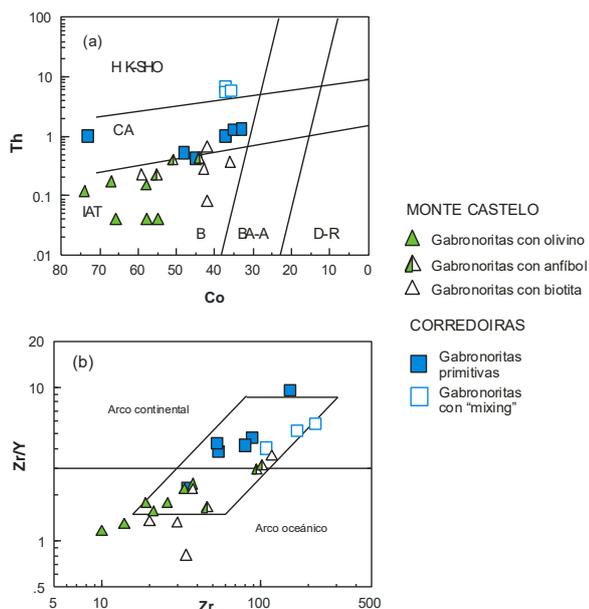


FIGURA 2. (a) Diagrama Th-Co (Hastie et al., 2007) IAT: toleitas de arco isla, CA: calco-alcalino, HK-SHO: alto potasio y shoshonitas. B: basaltos, BA-A: andesitas basálticas y andesitas, D-R: dacitas y riolitas. (b) Diagrama Zr-Zr/Y (Pearce, 1983).

## EVALUACIÓN DE LA MEZCLA ISOTÓPICA

Hay una serie de elementos traza que permiten evaluar si rocas generadas en un arco mágnico, que proceden de magmas del manto, han sufrido algún tipo de mezcla isotópica con materiales corticales. En el diagrama Th/Nb vs. La/Nb (Plank, 2005) (Fig. 3 a) las gabronoritas de Monte Castelo tienen relaciones Th/Nb bajas (<3) y moderadas en La/Nb (1-4), proyectándose en los campos que ocupan los basaltos MORB y OIB, además con muy bajas relaciones Th/La (<0.1) características de rocas generadas por fusión del manto. Por el contrario las meta-gabronoritas de Corredoiras tienen relaciones Th/Nb algo más altas (primitivas 0.1-0.5, o reflejando "mixing"  $\approx 1$ ), con relaciones La/Nb moderadas (primitivas 1-2, con "mixing"  $\approx 3$ ), pero sus relaciones Th/La son altas, con valores próximos a los que presenta la corteza continental (corteza continental superior Th/La = 0.33, corteza continental indiferenciada Th/La = 0.27).

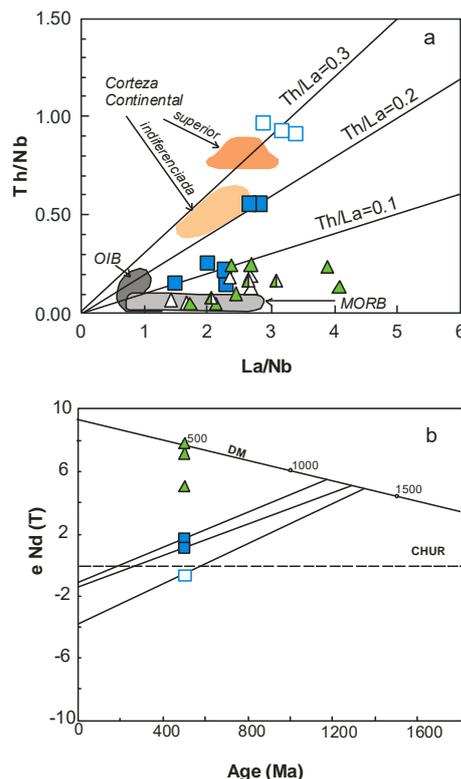


FIGURA 3. (a) Diagrama Th/Nb vs. La/Nb (Plank, 2008) MORB: basaltos de dorsal oceánica, OIB: basaltos de islas oceánicas. (b) Diagrama  $\epsilon Nd$  vs. edad.

Estos datos, unidos a que las rocas de Monte Castelo presentan contenidos en Th bajos, relaciones Th/Ce y U/Th bajas, y relaciones Ba/Th altas (Andonaegui et al., 2016), indican que se habrían generado por fusión del manto superior en una zona de subducción. Por el contrario las rocas máficas de Corredoiras tienen altos contenidos en Th, relaciones Th/Ce altas y relaciones U/Th y Ba/Th bajas, que manifiestan una mezcla con materiales corticales de los magmas mantélicos.

Considerando los valores de los isótopos de Sr y Sm-Nd (Andonaegui et al. 2016), las rocas de Monte Castelo presentan relaciones  $^{143}Nd/^{144}Nd$  altas (0.5143119–0.513019), y relaciones de  $^{87}Sr/^{86}Sr_{inicial}$  (0.702562–0.703174) bajas; mientras que las rocas máficas de Corredoiras tienen relaciones  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (0.512575–0.512436) bajas y relaciones  $^{87}Sr/^{86}Sr_{inicial}$  (0.705082–0.706684) altas. Si además consideramos los valores de  $\epsilon Nd_i$  calculados para  $t = 492$  Ma., las rocas de Monte Castelo presentan valores positivos (+7.8, +7.4, +5.4). En las de Corredoiras los valores positivos corresponden con los tipos primitivos (+1.8, +1.1), mientras que la que refleja mezcla tiene un valor negativo (-0.6). En el diagrama  $\epsilon Nd$  vs. edad (Fig. 3b), dos de las muestras de Monte Castelo quedan sobre la línea de la composición del manto empobrecido (De Paolo, 1981), lo cual significa que la cristalización de estas rocas tuvo lugar inmediatamente después de su extracción de un manto empobrecido, por tanto son rocas juveniles que no presentan interacción con

materiales corticales más antiguos. No ocurre lo mismo con las rocas de Corredoiras, ya que en este mismo diagrama se obtienen unas edades modelo que varían entre 1165 y 1291 Ma., lo cual indica "mixing" de los magmas originales con materiales de procedencia cortical.

## DISCUSIÓN

La composición química de las metagabronoritas de Monte Castelo es toleítica con empobrecimiento en HFSE, particularmente con anomalía negativa en Nb característica de zonas de subducción. Por otro lado las relaciones Th/Nb, Th/Ce, U/Th son similares a las de los basaltos MORB, sugiriendo una fuente mántelica sin interacción con materiales corticales. El contenido relativamente bajo en Zr, relaciones bajas en Zr/Y y la composición juvenil de estas rocas indicarían que estas rocas se habrían generado en una zona de subducción próxima a la trinchera (Fig. 4).

Por el contrario las rocas máficas de Corredoiras tienen una composición química (tanto de elementos traza como isotópica) calcoalcalina que indica una contribución de materiales de la corteza en la fuente magmática. Estas características son compatibles con la generación de estas rocas en un arco magmático maduro en el que se habría desarrollado una corteza y además ocuparían una posición distal con respecto a la trinchera (Fig. 4).

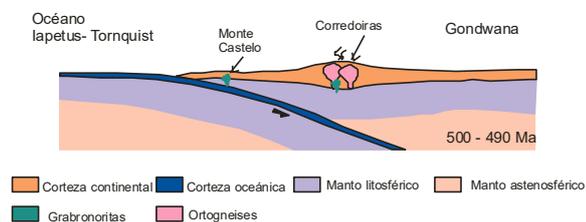


FIGURA 4. Interpretación del ambiente de generación de los macizos de Monte Castelo y Corredoiras.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL 2012-34618 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

Abati, J., Dunning, G.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J.R. y Andonaegui, P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Órdenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*: 165, 213-228.

Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., González Cuadra, P., López Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J.M. y Rubio

Pascual, F.J., (en prensa): Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution. *Earth-Science Reviews*.

- Andonaegui, P., del Tánago, J.G., Arenas, R., Abati, J., Martínez-Catalán, J.R., Peinado, M. y Díaz-García, F. (2002): Tectonic setting of the Monte Castelo gabbro (Órdenes Complex, northwestern Iberian Massif). Evidence for an arc-related terrane in the hanging wall to the Variscan suture. En: Martínez-Catalán, J.R., Hatcher, R.D. Jr, Arenas, R. y Díaz-García, F. (eds) *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Paleozoic basement*. Boulder Colorado, Geological Society of America Special Paper: 364: 37-56.
- Andonaegui, P., Castiñeiras, P., González-Cuadra, P., Arenas, R., Sánchez-Martínez, S., Díaz-García, F. y Martínez-Catalán, J.R. (2012): The Corredoiras orthogneiss (NW Iberian Massif): geochemistry and geochronology of the Paleozoic magmatic suite developed in a peri-Gondwanan arc. *Lithos*, 128-131: 84-99.
- Andonaegui, P., Sánchez-Martínez, S., Castiñeiras, P., Abati, J. y Arenas, R. (2016): Reconstructing subduction polarity through the geochemistry of mafic rocks in a Cambrian magmatic arc along the Gondwana margin (Órdenes Complex, NW Iberian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 105-3: 713-725.
- De Paolo, D.J (1981): Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. y Mitchell, S.F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48-12: 2341-2357.
- Pearce, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich: 230-249.
- Plank, T. (2005) Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46: 921-944.

## The Galicia - Ossa-Morena Zone: a new zone of the Iberian Massif

### *La Zona de Galicia – Ossa-Morena: una nueva zona del Macizo Ibérico*

R. Arenas<sup>1</sup>, R. Díez Fernández<sup>1</sup>, F.J. Rubio Pascual<sup>2</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>1</sup>, L.M. Martín Parra<sup>2</sup>, J. Matas<sup>2</sup>, J. González del Tánago<sup>1</sup>, A. Jiménez-Díaz<sup>3</sup>, J.M. Fuenlabrada<sup>4</sup>, P. Andonaegui<sup>1</sup> and A. Garcia-Casco<sup>5,6</sup>

1 Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain. [rarenas@ucm.es](mailto:rarenas@ucm.es)

2 Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid, Spain.

3 Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain.

4 CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica, Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain.

5 Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada. 18071 Granada, Spain.

6 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC, UGR). E-18100 Armilla, Granada, Spain

**Abstract:** Correlation of a group of allochthonous terranes (referred to as basal, ophiolitic and upper units) exposed in the NW and SW of the Iberian Massif, is used to propose a new geotectonic zone in the southern branch of the Variscan Orogen: the Galicia - Ossa-Morena Zone. Recent advances in SW Iberia identify most of the former Ossa-Morena Zone as another allochthonous complex of the Iberian Massif, the Ossa-Morena Complex, equivalent to the Cabo Ortegal, Órdenes, Malpica-Tui, Bragança and Morais complexes described in NW Iberia. The new geotectonic zone and its counterparts along the rest of the Variscan Orogen constitute an Internal Variscan Zone with ophiolites and units affected by high-P metamorphism. The Galicia - Ossa-Morena Zone includes a Variscan suture and pieces of continental crust bearing the imprint of Ediacaran-Cambrian events related to the activity of peri-Gondwanan magmatic arcs (Cadomian orogenesis). In the Iberian Massif, the general structure of this geotectonic zone represents a duplication of the Gondwanan platform, the outboard sections being juxtaposed on top of domains located closer to the mainland before amalgamation.

**Key words:** Galicia - Ossa-Morena Zone, New geotectonic zone, Iberian Massif, Variscan Orogen.

**Resumen:** La correlación de un grupo de terrenos alóctonos (denominados unidades basales, ofiolíticas y superiores), representados en el NW y SW del Macizo Ibérico, es utilizada para proponer una nueva zona geotectónica en el sector meridional del Orógeno Varisco: la Zona de Galicia – Ossa-Morena. Algunos avances recientes en el SW de Iberia han permitido reconocer que la mayor parte de la anterior Zona de Ossa-Morena representa en realidad otro complejo alóctono del Macizo Ibérico, el Complejo de Ossa-Morena, equivalente a los complejos de Cabo Ortegal, Órdenes, Malpica-Tui, Bragança y Morais, descritos en el NW de Iberia. La nueva zona geotectónica y sus equivalentes a lo largo del Orógeno Varisco constituyen una Zona Varisca Interna con ofiolitas y unidades afectadas por metamorfismo de alta-P. La Zona de Galicia – Ossa-Morena incluye una sutura Varisca y secciones de corteza continental afectadas por eventos Ediacarenses-Cámbricos, relacionados con la actividad de arcos magmáticos peri-Gondwánicos (Orogenia Cadomiense). En el Macizo Ibérico, la estructuración general de esta zona geotectónica representa una duplicación de la plataforma de Gondwana, con los dominios más externos superpuestos en la actualidad sobre otros dominios situados más cerca del continente emergido antes del ensamblado.

**Palabras clave:** Zona de Galicia – Ossa-Morena, Nueva zona geotectónica, Macizo Ibérico, Orógeno Varisco.

### INTRODUCTION

The Iberian Massif, like other sectors of the Variscan Orogen, has been classically divided in geotectonic/paleogeographic zones. In collisional orogens, geotectonic zones can be used to separate different sectors of the colliding continental platforms and tectonic blocks affected by variable intensity of deformation. If well-preserved ophiolites are present, geotectonic zones can also provide information on the oceanic domains closed before collision.

Lotze (1945) and Julivert et al. (1972) made the first geotectonic division of the Iberian Massif, which

prevailed for a long time. From northeast to southwest, the Cantabrian, West Asturian-Leonese, Central Iberian, Ossa-Morena and South-Portuguese zones were distinguished. The Cantabrian and South-Portuguese zones represent foreland (external) domains located at the Gondwanan and Laurussian flanks of the orogen, respectively. The rest of the zones show variable intensity of metamorphism and magmatism and thus make the hinterland (internal zone) of the orogen. More recently, Farias et al. (1987) defined a new geotectonic zone within the hinterland of the Iberian Massif, the Galicia - Trás-os-Montes Zone, with far-travelled character and constituted by a gigantic thrust-sheet overriding the Central Iberian Zone. This zone includes several allochthonous

complexes which contain ophiolites and terranes recording high-P metamorphism, and are emplaced on top of a parautochthonous domain also termed Schistose Domain or Parautochthon. The Galicia - Trás-os-Montes Zone shows limited continuity, as it can only be followed in Galicia and along the Portuguese region of Trás-os-Montes. Importantly, this zone contains a Variscan suture, as suggested by the chronology of its ophiolites (Arenas and Sánchez Martínez, 2015) and the high-P metamorphism experienced by some of its units (Abati et al., 2010). That suture zone is apparently rootless, as its trace lies above bedrock geology of Galicia towards the Atlantic Ocean to the West of the Malpica-Tui Complex.

The aforementioned geotectonic division of the Iberian Massif is built on contrasted differentiation criteria from one region to the other, and so it suffers from significant divergences and inconsistencies. It is hence timely a revision of the subdivision that takes into account new advances in the geology of the Iberian Massif and that is based on uniform criteria. In this regard, perhaps the most important problems faced when subdividing the Iberian Massif concern the interpretation of the geology of its NW and SW sections. The SW Iberian Massif, specifically the Ossa-Morena Zone, is characterized by lithological, structural and metamorphic features that are also representative of the Galicia - Trás-os-Montes Zone (Castro, 1987). For instance, the Ossa-Morena Zone contains ophiolites, and units affected by high-P metamorphism of Variscan age. These high-P units of SW Iberia have been recently correlated with equivalent units located in the NW of the Iberian Massif, allowing the proposal for a continuation of the rootless Variscan suture of NW Iberia and the allochthonous complexes of the same region to the W and SW (Díez Fernández and Arenas, 2015). Another consequence of the new correlations across the orogen is a better understanding of the location of the true Rheic suture, which can be clearly distinguished now from other secondary sutures involved in the orogen (Díez Fernández and Arenas, 2015).

#### EQUIVALENCE BETWEEN THE NW AND SW OF THE IBERIAN MASSIF

The affinity between the continental crusts of NW and SW Iberia was first suggested by Castro (1987). The Ossa-Morena Zone was considered a microcontinent accreted to the Gondwanan margin, represented by the Central Iberian Zone, during a collision in Cadomian times (Ediacaran–Early Cambrian). The allochthonous complexes of NW Iberia would represent transitional parts between the Central Iberian and Ossa-Morena zones, but the Malpica-Tui Complex of NW Iberia and the Central Unit (“Badajoz-Cordoba Corridor”) were considered parts of a same lithological unit. In relation to previous correlations, see also Simancas et al. (2009).

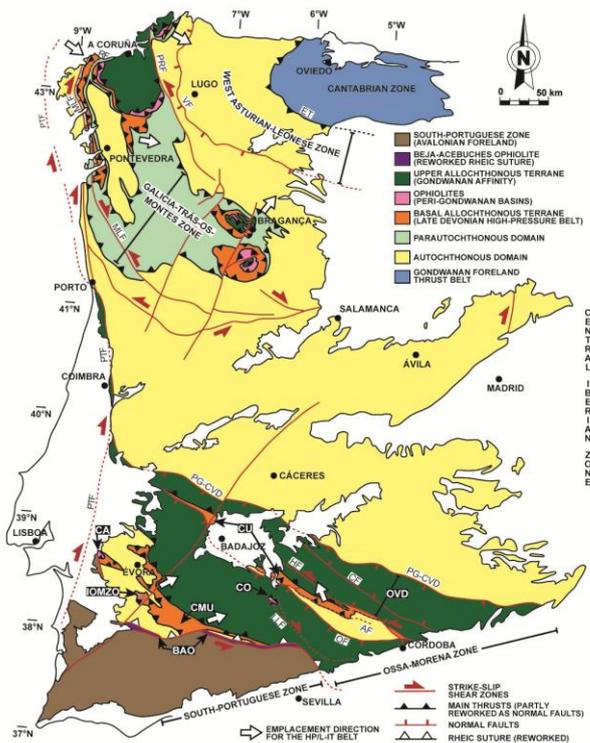


FIGURE 1. Geological map of the Iberian Massif and correlation of equivalent allochthonous terranes in NW and SW Iberia. Abbreviations: AF, Azuaga Fault; BAO, Beja-Acebuches Ophiolite; CA, Carvalhal Amphibolites; CF, Canaleja Fault; CMU, Cubito-Moura Unit; CO, Calzadilla Ophiolite; CU, Central Unit; ET, Espina Thrust; HF, Hornachos Fault; IOMZO, Internal Ossa-Morena Zone Ophiolites; LLF, Llanos Fault; MLF, Malpica-Lamego Fault; OF, Onza Fault; OVD, Obejo-Valsequillo Domain; PG-CVD, Puente Génave-Castelo de Vide Detachment; PRF, Palas de Rei Fault; PTF, Porto-Tomar Fault; RF, Riás Fault; VF, Viveiro Fault. (Díez Fernández and Arenas, 2015).

More recently, according to the presence of two high-P belts defining its northern and southern limits, the Ossa-Morena Zone has been interpreted as part of an individual peri-Gondwanan continental microplate, drifted to some extent from the main continent. Such plate was identified as Armorica, a microcontinent that includes sectors of Iberia and Brittany (Azor et al., 2008). The two high-P units would represent rooted sutures related to the dynamics of Armorica and its Variscan accretion, but the real significance of the high-P units remain unclear because an integrated model for their subduction and exhumation has not been presented so far.

However, the lithologies and structural evolution as well as the age and type (HP-LIT) of metamorphism are similar in the basal allochthonous units of NW Iberian Massif and in the high-P units of the SW (Central Unit and Cubito-Moura Unit). Hence, these units can be correlated defining a basal allochthonous terrane with continental affinity and structural continuity from NW to SW Iberia. Considering the high-P record of this terrane, the age of metamorphism (c. 370 Ma) and its structural position below ophiolitic units, this basal terrane has been identified as a

subducted section of the Gondwanan margin and a marker of a long suture zone of Late Devonian age (Fig. 1; Díez Fernández and Arenas, 2015). The ophiolitic units of the Ossa-Morena Zone are still poorly described although, regardless of their age, their structural position suggests a correlation with their structural equivalents in NW Iberia.

One of the corollaries of the proposed correlation of both groups of allochthonous terranes in NW and SW Iberia is that the largest area of the Ossa-Morena Zone, the thick pile of metasedimentary and metaigneous rocks with Ediacaran-Devonian depositional/crystallization ages, rests on top of a group of units with clear allochthonous nature. The correlations established for the high-P units and the ophiolites, the general synformal structure of the Ossa-Morena Zone and the activity of some significant faults, lead to an important conclusion: most of the central sector of the Ossa-Morena Zone is equivalent to the upper units of NW Iberia, thus representing a large allochthonous unit (Fig. 1; Díez Fernández and Arenas, 2015). Accordingly, most of the Ossa-Morena Zone represents an allochthonous complex of the Iberian Massif, the Ossa-Morena Complex, which should be added to the Cabo Ortegal, Órdenes, Malpica-Tui, Bragança and Morais complexes. The rootless suture of NW Iberia can be therefore followed c. 1000 km south until the limit with the South Portuguese Zone, where the age of the Beja-Acebuches Ophiolite (340-332 Ma) clearly indicates that this is a much younger tectonic limit that transects all the previous nappes (Fig. 1). This interpretation also allows to correlate pre-Variscan events in the upper units of NW Iberia and in the central part of the Ossa-Morena Zone (described as Cadomian), where its remarkable bearing has been widely accepted. Moreover, our proposal implies that some sectors usually included in the Ossa-Morena Zone represent the autochthonous domain of the new allochthonous complex. This is the case of the Sierra Albarrana Unit and the entire structural domain resting below the Cubito-Moura Unit (Fig. 1).

### THE GALICIA – OSSA-MORENA ZONE

The geology of NW and SW Iberian Massif can be described in terms of the presence of three different groups of allochthonous terranes, the basal, ophiolitic and upper units (Fig. 1). These terranes maintain the same structural arrangement in both sectors of the Massif, and have comparable lithological constitution and tectonothermal evolution. If this correlation holds correct, it should be accepted that the regions of the Iberian Massif where they appear must be interpreted similarly. However this is not the case so far because the structure of the Galicia - Trás-os-Montes Zone and the Ossa-Morena Zone has been interpreted in rather contrasted ways. Based on the structural and tectonostratigraphic correlation of both zones we propose their merging into a single geotectonic zone of

the Iberian Massif: the Galicia - Ossa-Morena Zone (Fig. 2). This new zone would be constituted by the allochthonous complexes of the Iberian Massif, from NE to SW, the Cabo Ortegal, Órdenes, Bragança, Morais, Malpica-Tui and Ossa-Morena complexes.

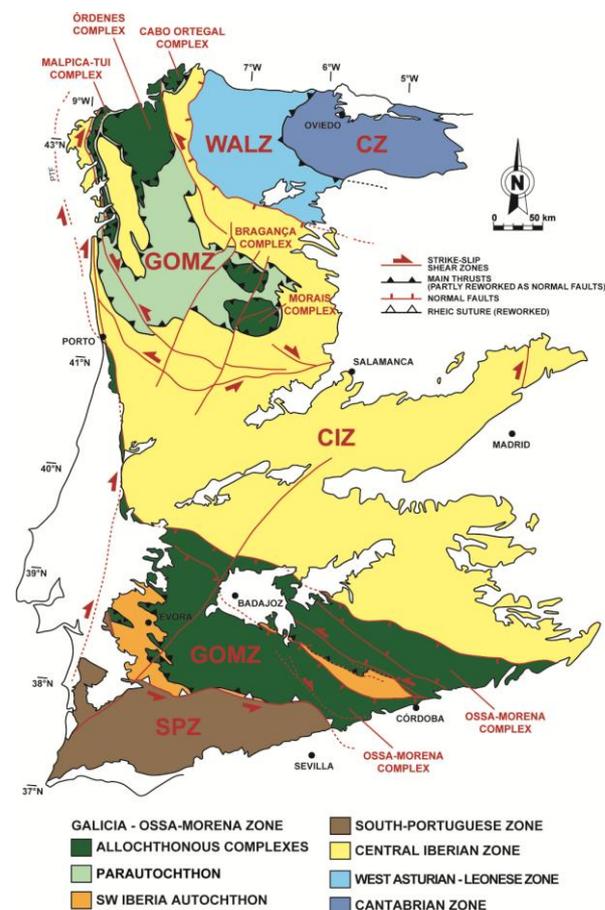


FIGURE 2. Geological map of the Iberian Massif showing the distribution of the geotectonic zones in which is divided and the new proposed Galicia - Ossa-Morena Zone. Abbreviations: CZ, Cantabrian Zone; WALZ, West Asturian-Leonese Zone; CIZ, Central Iberian Zone; GOMZ, Galicia - Ossa-Morena Zone; SPZ, South Portuguese Zone.

The allochthonous complexes of the Galicia - Ossa-Morena Zone are emplaced on top of a substrate that apparently shows some different characteristics in NW and SW Iberia. The Parautochthon of the NW section (Fig. 2) does not seem to be represented in the SW, as comparable series have not been described so far. Moreover, sedimentary successions such as the Serie Negra have not been found in the autochthonous sections of Central and NW Iberia, whereas it occurs in the autochthonous domains resting under the Ossa-Morena Complex defined by Díez Fernández and Arenas (2015). On the contrary, some of the metasedimentary rock series represented in the SW show great lithological similarities with the autochthonous sections of the Central Iberian Zone. Therefore, a preliminary distinction could be made between the autochthons of the Galicia - Ossa-Morena Zone, and thence the denomination of SW Iberia

Autochthon is proposed for the domains underlying the Ossa-Morena Complex (Fig. 2). The stratigraphic characteristics of this autochthonous domain are not well known at present, but it likely occupied an outboard position across the margin of Gondwana compared to the autochthon of the Central Iberian Zone (Fig. 2).

The general structure of the Galicia - Ossa-Morena Zone is characterized by the presence of a large allochthonous sheet, thrust onto different domains of the continental platform of Gondwana (Fig. 3). This allochthonous sheet includes the most external domains of the margin of Gondwana. Therefore, the geology of

the most internal part of the Iberian Massif accounts for a virtual duplication of the Gondwana margin (Fig. 3). The most external domains of this margin were transported during Variscan convergence above other domains of the Gondwana continental platform closer to the mainland, juxtaposing fairly distant regions with different stratigraphic and paleontological features. The stratigraphic and faunal contrast between the Central Iberian Zone and the Obejo-Valsequillo Domain pointed out by Gutiérrez-Marco et al. (2014) highlights these differences.

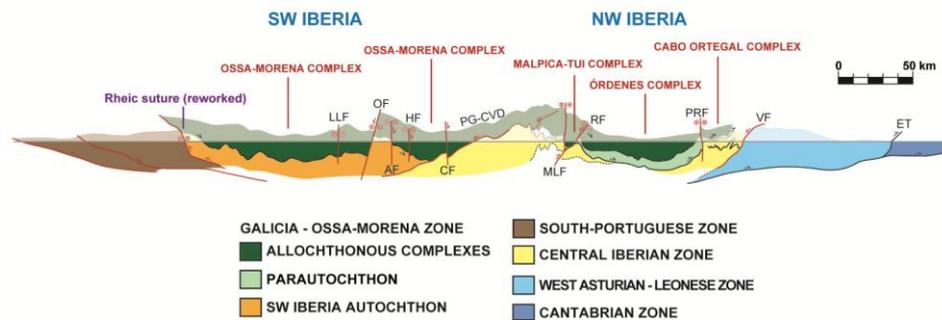


FIGURE 3. Composite cross-section showing the general structure of the Galicia - Ossa-Morena Zone and its relationships with the other geotectonic zones of the Iberian Massif. Based on the more detailed sections presented by Díez Fernández and Arenas (2015).

## ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support has been provided by the Spanish project CGL2012-34618 (Ministerio de Economía y Competitividad).

## REFERENCES

- Abati, J., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J. y Díez Fernández, R. (2010): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 219-235.
- Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L.M. y Matas, J. (2008): Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27: TC5006.
- Arenas, R. y Sánchez Martínez, S. (2015): Variscan ophiolites in NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes*, 38: 315-333.
- Castro, A. (1987): Implicaciones de la Zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercínica Europea. *Estudios Geológicos*, 43: 249-260.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, 1: 411-431.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G. y Rábano, I. (2014): Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico Inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte II: Bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27: 27-45.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-92.
- Simancas, F.J., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., González-Lodeiro, F., Pérez Estaún, A. y Carbonell, R. (2009): Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthonous of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *C.R. Geosciences*, 341: 103-113.

## A two-stage collision at the origin of Pangea: the allochthonous Variscan terranes

### *Dos episodios de colisión en el origen de Pangea: los terrenos alóctonos Variscos*

R. Arenas<sup>1</sup>, R. Díez Fernández<sup>1</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>1</sup>, A. Gerdes<sup>2</sup>, J. Fernández-Suárez<sup>1</sup>, R. Albert<sup>1</sup> and J.M. Fuenlabrada<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain. [rarenas@ucm.es](mailto:rarenas@ucm.es)

<sup>2</sup> Institut für Geowissenschaften, Goethe University, 60438 Frankfurt, Germany.

<sup>3</sup> CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica, Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain.

**Abstract:** The Variscan suture exposed in NW Iberia contains two allochthonous terranes with Gondwanan provenance (upper and basal units), separated by ophiolites with protolith ages at c. 395 Ma. The tectonothermal evolution of the continental terranes records two consecutive events of deep subduction. The upper units record an initial high-P/ultra-high-P metamorphic event that occurred before 400-390 Ma, while the basal units were affected by a second high-P/low-to-intermediate-T metamorphic event at c. 370 Ma. Repeated continental subduction affecting the most external margin of Gondwana occurred in a setting of dextral convergence with Laurussia. The two high-P events alternated with the opening of an ephemeral oceanic basin, probably of pull-apart type, in Early Devonian times. This ephemeral oceanic domain is suggested as the setting for the protoliths of the most common ophiolites involved in the Variscan Orogen. Current ideas for the assembly of Pangea advocate a single collisional event in Carboniferous times. However, the new evidence from the allochthonous terranes of the Variscan Orogen suggest a more complex scenario for the assembly of the supercontinent, with an interaction between the colliding continental margins that started earlier and lasted longer than previously considered.

**Key words:** Assembly of Pangea, Allochthonous Variscan terranes, NW Iberian Massif.

**Resumen:** La sutura Varisca del NW de Iberia contiene dos terrenos alóctonos con procedencia Gondwánica (unidades superiores y basales), separadas por ofiolitas con protolitos datados en c. 395 Ma. La evolución tectonotermal de los terrenos continentales registra dos eventos consecutivos de subducción profunda. Las unidades superiores registran un evento inicial de metamorfismo de alta/ultra- alta-P que tuvo lugar antes de 400-390 Ma, mientras que las unidades basales muestran un segundo metamorfismo de alta-P y baja-intermedia-T datado en c. 370 Ma. La subducción continental repetida del margen externo de Gondwana tuvo lugar durante convergencia dextra con Laurussia. Los eventos de alta-P alternaron con la apertura de una cuenca efímera, probablemente de tipo pull-apart, durante el Devónico Inferior. Se interpreta que en este dominio oceánico efímero se generaron los protolitos de las ofiolitas más comunes del Orógeno Varisco. Las ideas más habituales sobre el ensamblado de Pangea consideran una colisión simple durante el Carbonífero. Sin embargo, las nuevas evidencias obtenidas en los terrenos alóctonos del Orógeno Varisco sugieren un escenario más complejo para el ensamblado del supercontinente, con una interacción entre los márgenes continentales colisionantes que comenzó antes y duró más de lo inicialmente considerado.

**Palabras clave:** Ensamblado de Pangea, Terrenos alóctonos Variscos, NW del Macizo Ibérico.

## INTRODUCTION

It is broadly accepted that the assembly of Pangea occurred in Carboniferous and Early Permian times, after a long stage of continental convergence that ended with the closure of the Rheic Ocean and the collision of Gondwana and Laurussia (e.g. Nance et al., 2010). In the Variscan Orogen, the oldest tectonothermal events are preserved in a complex suture zone that can be traced from the Iberian Peninsula to the Bohemian Massif. The suture zone is made up of a stack of allochthonous terranes with ophiolites and high-P (HP) and ultra-high-P (UHP) metamorphic rocks. One of the

most distinctive features of the Variscan Orogen is the presence of two different events of HP metamorphism that appear to have occurred relatively close in time, but were separated by the development of oceanic basins. This evolution is unusual in large collisional belts, whose tectonothermal evolution is commonly interpreted as reflecting a single HP or UHP metamorphic event associated with subduction of one of the colliding continental margins. In the Variscan Orogen, both HP events and the development of some of the oceanic domains occurred after the earliest Devonian and are thus broadly coeval with the initial stages of the assembly of Pangea.

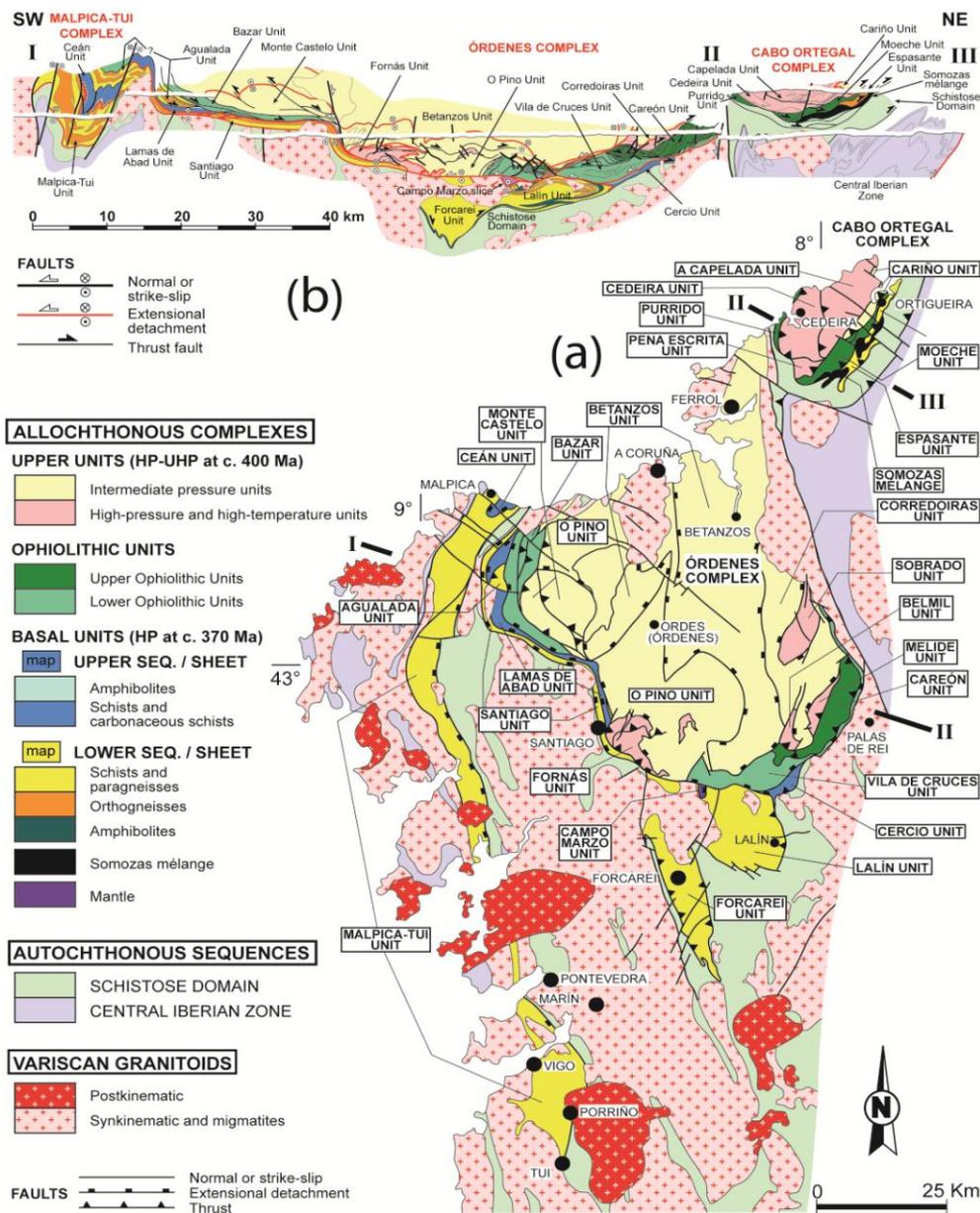


FIGURE 1. (a) Geological map of the allochthonous complexes of the NW Iberian Massif (Galicia region); (b) Composite cross section, showing the distribution and general structure of the terranes involved in the Variscan suture.

### TERRANES IN THE VARISCAN SUTURE

The NW Iberian section of the Variscan Orogen contains different terranes with contrasting origins and tectonothermal evolution. The Central Iberian Zone represents the lowest sequence and together with a parautochthonous domain (or Schistose Domain) defines the main section of the Gondwanan margin involved in the Variscan Orogen (Fig. 1). On top, a set of allochthonous terranes of alleged exotic nature forms a nappe stack representative of the suture zone (Fig. 1). Three main groups of terranes have been identified, two of which show continental crustal affinities (basal and upper units). These are separated

by ophiolites representing the suture itself (ophiolitic units, Fig. 1).

Located immediately below the suture, the basal units contain metasedimentary rocks (Ediacaran to Early Ordovician), calc-alkaline to alkaline-peralkaline metagranitoids, and some mafic rocks. The basal units are considered to represent a section of the most external margin of Gondwana located somewhere between the West African and Saharan cratons (Díez Fernández et al., 2010). The first tectonothermal event recorded in these units is a HP and low- to intermediate-T (LIT) event dated at c. 370 Ma (Abati et al., 2010). A variety of HP mica schists and orthogneisses, C-type eclogites and some blueschists were formed at this time.

Resting on top of the suture zone, the upper units consist of a pile, 10–12 km thick, of metasedimentary rocks (mainly Cambrian metagreywackes), large massifs of calc-alkaline orthogneisses, and gabbros with compositions of island-arc tholeiites, together with medium to high grade mafic rocks, including B-type eclogites and HP granulites, and some ultramafic massifs. These units were part of a Cambrian peri-Gondwanan magmatic arc, and were located west of the external margin section represented by the basal units (Díez Fernández et al., 2010; Albert et al., 2015). The upper units may be divided into two groups according to metamorphic criteria: an uppermost section with intermediate-P metamorphism ranging from the chlorite zone to the granulite facies, and a lower section showing HP-UHP and high-T (HT) metamorphism dated at c. 400–390 Ma (Fernández-Suárez et al., 2007). The main tectonothermal events recorded in the uppermost section are Cambrian in age and were probably developed in response to the accretionary dynamics of the peri-Gondwanan arc system (Abati et al., 1999).

Two groups of ophiolitic units have been distinguished (Fig. 1): an older group (lower ophiolitic units) containing metaigneous rocks of Late Cambrian age (c. 497–495 Ma), and a younger group (upper ophiolitic units) including gabbroic rocks of Devonian age (Emsian-Eifelian; c. 395 Ma) (e.g. Arenas and Sánchez Martínez, 2015). The lower ophiolitic units are interpreted to represent a series of mafic complexes linked to the dynamics affecting the most external margin of Gondwana in Cambrian–Early Ordovician times. The Middle Devonian ophiolites are the most abundant group found in the Variscan suture. A combined isotopic (Lu-Hf in zircon and Sm-Nd in whole rock) study of these ophiolites shows that a suite of Devonian gabbros with juvenile isotopic compositions and mantle provenance (the mafic protoliths of the ophiolites) interacted with old continental crust and were affected by limited mixing (e.g. Arenas and Sánchez Martínez, 2015). The involvement of a continental component is revealed by Paleoproterozoic Hf model ages in some of the zircons, which is inconsistent with the generation of the igneous protoliths in an intra-oceanic setting located far away from continents.

#### A TWO-STAGE COLLISION MODEL FOR THE EARLY HISTORY OF PANGEA

The new data from the allochthonous terranes of NW Iberia seem to be consistent with the development of two successive collision events between Gondwana and Laurussia, each taking place in a context of oblique convergence and separated in time by the opening of a rather wide oceanic basin, probably of pull-apart type.

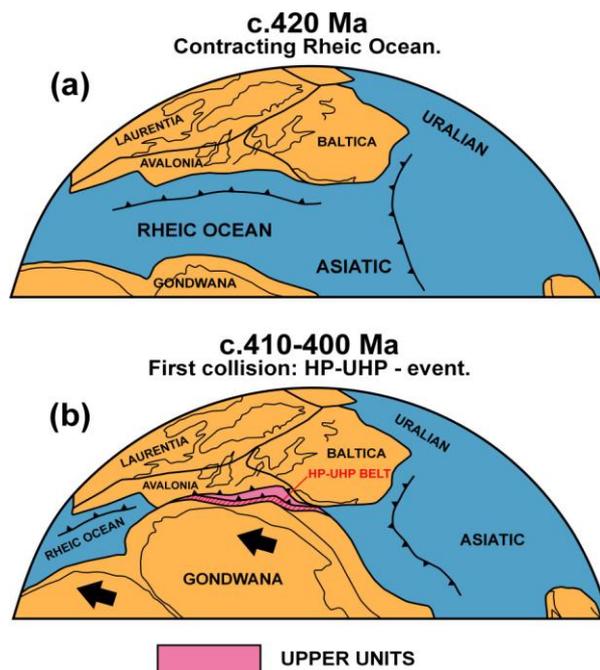


FIGURE 2. Reconstructions of: (a) The Rheic Ocean realm at the Silurian–Devonian boundary; (b) The initial collision between Gondwana and Laurussia at c. 410–400 Ma, following the complete closure of the Rheic Ocean.

The allochthonous upper units are interpreted as the most external part of the Gondwanan margin, a rather wide continental shelf containing thick turbidite series intruded by large massifs of gabbros and granitoids. This lithological succession was formed during the activity of a volcanic arc in Cambrian times. This continental shelf did not witness significant new igneous activity or deformation until the onset of the HP–UHP metamorphic event, and hence it shows the characteristics of a typical passive margin for most of the Ordovician and Silurian. In the geological record covering this time interval there is no evidence suggesting any significant separation of this continental shelf from the Gondwanan mainland. Convergence between Gondwana and Laurussia led to a first continental collision before 400–390 Ma, including the dextral subduction of the most external and thinned part of the Gondwanan margin to the north accompanied by the first HP–UHP metamorphism. The southern margin of Laurussia acted as the upper plate in the subduction complex and the most important collision probably affected the eastern part of Avalonia and the Baltic margin (Fig. 2).

Renewed dextral motion between Gondwana and Laurussia favored the rapid generation of a rather wide pull-apart basin in Early Devonian times, which we interpret as the tectonic setting for the generation of the c. 395 Ma mafic rocks forming the most typical ophiolites involved in the Variscan suture (Fig. 3). The continued dextral convergence finally caused the closure of the pull-apart basin and the accretion of

buoyant oceanic lithosphere beneath the northern continent starting at c. 380 Ma (Careón and Purrido ophiolites). The accreted oceanic lithosphere is mostly metamorphosed to the amphibolite facies. Later accretion of new Devonian mafic slices took place under greenschist facies conditions (Moeche Ophiolite), and was followed by the accretion of mafic complexes rimming the continental margin that was formed within the Cambrian peri-Gondwanan volcanic arc (Vila de Cruces Ophiolite). The final outcome was the generation of a complex suture zone that records protracted dextral convergence and is characterized by the presence of a double ophiolitic belt of contrasting origin and ages: the upper ophiolitic units of Devonian age and the lower ophiolitic units of Cambrian age.

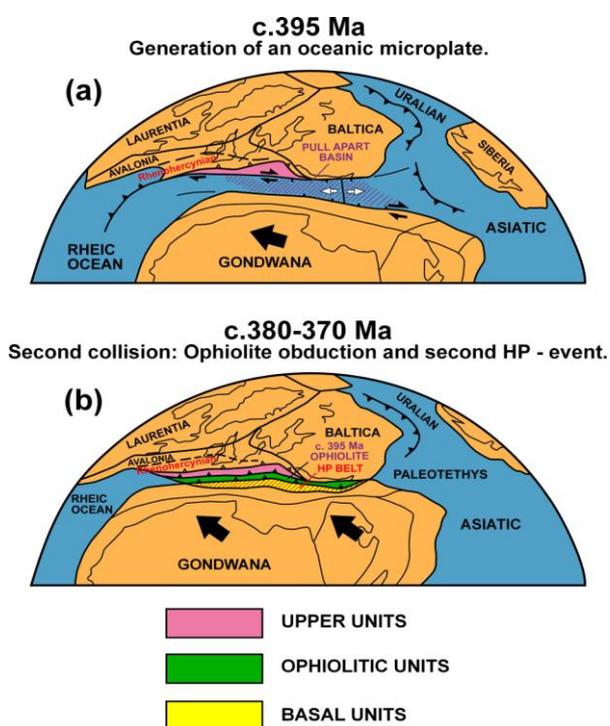


FIGURE. 3. Reconstructions showing: (a) Dextral motion between Gondwana and Laurussia, which favored the opening of a rather ephemeral pull-apart basin at c. 395 Ma; (b) The second and final collision at c. 380-370 Ma, developing a second HP-LIT metamorphic belt.

The final collision between Gondwana and Laurussia started at c. 370 Ma as a consequence of continued oblique dextral convergence. It caused renewed north-directed subduction affecting a new section of the external Gondwanan margin with a more easterly provenance (basal units; Díez Fernández et al., 2010; Díez Fernández and Arenas, 2015). This is the suggested setting for the development of the second HP metamorphic event, formed under LIT conditions and generating C-type eclogites, blueschists and HP metapelites (Fig. 3). Convergence continued for about 70 m.y. as intracontinental deformation progressed

southward, reaching inner sections of Gondwana while building a foreland fold and thrust belt in the external parts of the orogen.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support has been provided by the Spanish project CGL2012-34618 (Ministerio de Economía y Competitividad).

## REFERENCIAS

- Abati, J., Dunning, G.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J.R. y Andonaegui, P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 213-228.
- Abati, J., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J. y Díez Fernández, R. (2010): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 219-235.
- Albert, R., Arenas, R., Gerdes, A., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J. y Fuenlabrada, J.M. (2015): Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). *Gondwana Research*, 28: 1434-1448.
- Arenas, R. y Sánchez Martínez, S. (2015): Variscan ophiolites in NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes*, 38: 315-333.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. y Fernández-Suárez, J. (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385-399.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Whitehouse, M.J. y Jeffries, T.E. (2007). U-Pb chronometry of polymetamorphic high-pressure granulites: An example from the allochthonous terranes of the NW Iberian Variscan belt. In: *4-D Framework of Continental Crust* (R.D. Hatcher Jr., M.P. Carlson, J.H. McBride and J.R. Martínez Catalán, eds.). *Geological Society of America Memoir*, 200: 469-488.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppi, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A. y Woodcock, N.H. (2010): Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17: 194-222.

# Petrologic and geochemical characterization of Ediacaran volcanic acid rocks of El Jadida (coastal Meseta), Morocco

## *Caracterización petrológica y geoquímica de las rocas volcánicas ácidas de El Jadida (Meseta costera), Marruecos*

H. El Haibi<sup>1</sup>, H. El Hadi<sup>1</sup>, A. Tahiri<sup>2</sup> and O. Ait Malek<sup>1</sup>

<sup>1</sup> University Hassan II of Casablanca, Laboratory of Applied Geology, Geomatics and Environment, Faculty of Sciences Ben M'Sik Av Driss El Harti B.P.7955, Sidi Othmane, Casablanca, Morocco. Elhaibi.hind@gmail.com / elhadihas@gmail.com

<sup>2</sup> University Mohammed V of Rabat, Laboratory of Geology and Remote Sensing, Scientific Institute, Rabat, Morocco

**Abstract:** The Ediacaran volcanic acid rocks outcrop in the Moroccan Variscan Meseta, especially in the coastal border of El Jadida city, overlain by tuffs, breccias and Lower Cambrian dolomites. Petrographic and geochemical studies carried out on the volcanic substratum of El Jadida allow concluding that these rocks are acid, of rhyolitic, rhyodacitic and rhyolitic ignimbritic nature, with a calc-alkaline magmatic affinity, and similar to rocks found in subduction zones.

**Key words:** *Ediacaran, Acidic volcanic rocks, El Jadida, Meseta, Morocco.*

**Resumen:** *Las rocas volcánicas ácidas Ediacarenses que afloran en la Meseta Varisca de Marruecos, especialmente en la costa de El Jadida, están cubiertas por tobas, brechas y dolomías de edad Cámbrico Inferior. Estudios petrográficos y geoquímicos realizados en el substrato volcánico de El Jadida permiten concluir que dicho basamento está constituido por riolitas, riodacitas e ignimbritas riolíticas, todas ellas con una afinidad magmática calcoalcalina similar a la de rocas que se encuentran en zonas de subducción.*

**Palabras clave:** *Ediacarenses, Rocas volcánicas ácidas, El Jadida, Meseta, Marruecos.*

## INTRODUCTION

The volcanic Ediacaran rocks are generally known in the Anti-Atlas domain as well as in a portion of the high Atlas Mountain (Sidi Chamharouch and Tircht Massif; Fig. 1). In the Anti Atlas region, they form (with clastic rocks) the cover of Precambrian terranes. They are composed essentially by volcanic lava flows (basalt, andesite, dacite, rhyolite and ignimbritic rocks) derived from calc-alkaline magma (Karaoui et al., 2015 and references inside). In the Western High Atlas, they crop out in the axial area located in the middle of Paleozoic and Mesozoic cover. They are primarily composed of: granodiorites (Oukeimeden massif), granites, lavas and rhyodacitic ignimbrites of calc-alkaline affinity (Tircht and Sidi-Chamharouch massifs); basalts (Tircht and Sidi-Chamharouch

massifs) of continental tholeiitic affinity; rhyolitic ignimbrites (dated at  $585 \pm 15$  Ma; Clauer, 1976) and dolerite rocks with alkaline affinity, located in Sidi Chamharouch massif.

In the Moroccan Variscan domain, a number of Ediacaran cores outcrop in some anticlines, including that of El Jadida (coastal Meseta), containing essentially the acid volcanic rocks (Fig.2). Gigout (1951) describes a series that begins with rhyolitic facies covered to great extent by tuffs, breccias and dolomite. Subsequently Cornée et al. (1984) clarified the lithostratigraphic approach for this outcrop (Fig. 2).

This work is focused on the presentation of new petrographic and geochemical data of El Jadida Ediacaran volcanic complex in order to precise its geodynamic context.

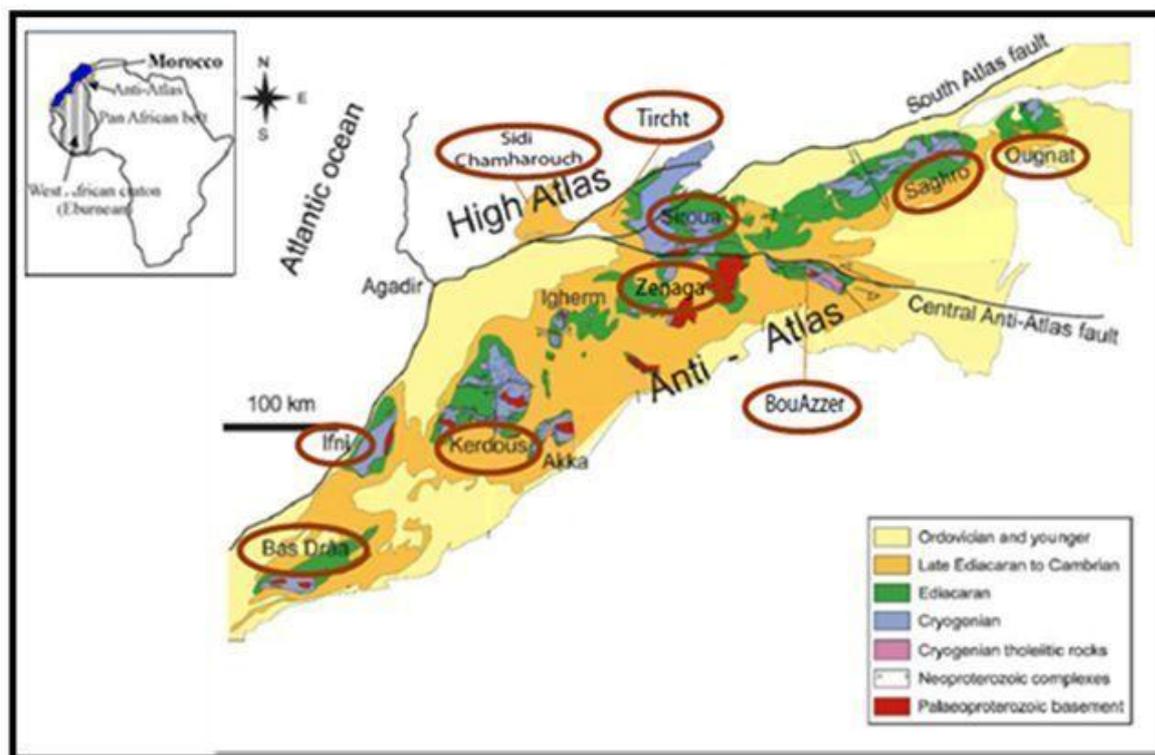


FIGURE 1. Geological map of the Anti-Atlas and High Atlas inliers; Modified from Dallmeyer and Lecorché (1991)

## STRATIGRAPHIC SUCCESSION AND FACIES

Two formations are distinguished:

- ✓ A first formation represented by the Ediacaran volcanic substratum, primarily composed by rhyolitic and ignimbrite rhyolitic rocks, whose thickness is unknown since only the top crops out. Those facies have variable color (green, red to yellowish). They are affected by two populations of fractures: the first one is sub-meridian to sub equatorial and the second is N130 to N140.
- ✓ A second formation composed basically by little evolved breccia (and/or conglomerates) included the rhyolite and ignimbrite, overlain by a thick Lower Cambrian dolomitic series.

## PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY

The microscopic observation of the studied volcanic substratum led to identify two facies groups:

- 1- The rhyolitic and rhyodacitic group displaying vitreous texture locally, cryptocrystalline. The primary paragenesis of these rocks is composed by plagioclase, orthoclase, quartz and ancient ferromagnesians. These components are included in a groundmass locally devitrified in a secondary quartz feldspar microcrystalline assemblage.
- 2- The rhyolitic ignimbritic group composed of plagioclase, quartz, which is primary in some samples and secondary in others, orthoclase, ancient ferromagnesian, zircon grains, opaque and xenoliths. All of them are distributed throughout the groundmass. Based on texture, this facies group is divided into 3 categories: porphyritic glassy facies locally cryptocrystalline, eutaxitic to fiamme fluidal facies, cryptocrystalline facies locally fluidal.

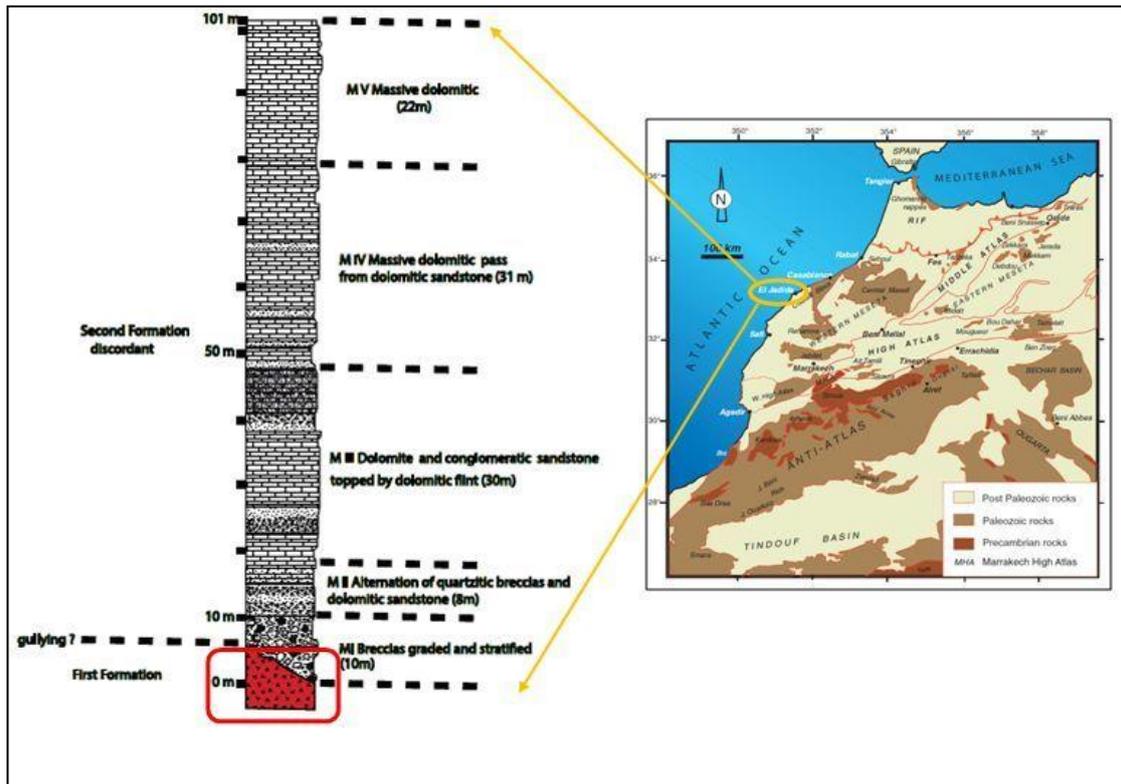


FIGURE 2. Position of the Ediacaran Outcrop of El Jadida, A: structural map of Morocco Northern Province. B Synthetic log of litoral formation of El Jadida region (Cornée et al., 1984)

Twelve fresh samples of the investigated volcanic complex were chemically analyzed for major and trace elements at the University of Granada (Spain). Chemical classification using total alkaline versus silica (Lebas et al., 1984) and that of (Nb/Y) Vs (Zr/ TiO<sub>2</sub>) (Winchester and Floyd, 1977) show that the studied volcanic samples (SiO<sub>2</sub> ≈71.01 % - 70.5 %) are predominantly rhyolites and rhyodacites (Fig. 3). All the analyzed rock samples display fractionated light REE (LREE) and flat heavy REE (HREE) (8.26 < La/Yb < 13.08), patterns are similar to those from calc-alkaline series in the Anti-Atlas; e.g. Bas Draa inlier (Karaoui et al., 2014), Siroua (Mifdal and Peucat, 1985) and Bouazzar el Graara (Azizi, 1990). All samples show a negative Eu anomaly, which may suggest plagioclase fractionation (Fig. 4).

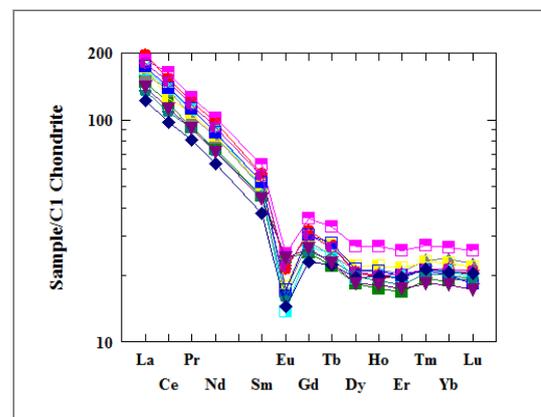


FIGURE 4. Chondrite normalized REE for El Jadida volcanic rocks (Watika et al., 1971)

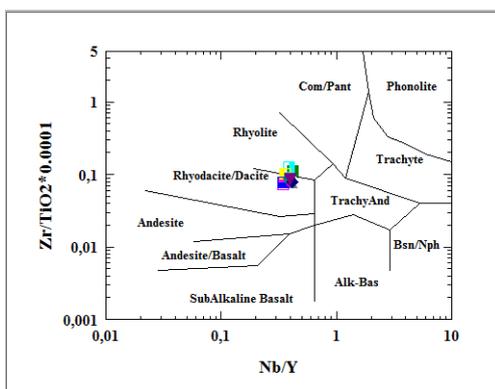


FIGURE 3. (Nb/Y) Vs (Zr/TiO<sub>2</sub>) diagram of Winchester and Floyd (1977) for EL Jadida volcanic rocks

## CONCLUSION

Petrographic and geochemical studies carried out on the volcanic substratum of El Jadida allow concluding that these rocks are acid, of rhyolitic nature, and with calc-alkaline magmatic affinity, similar to rocks found in subduction zones.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We are very grateful to Laboratory of Applied Geology, Geomatics and Environment and to the University Hassan II of Casablanca for their supports.

## REFERENCES

- Azizi Samir, M.R. (1990): Géologie du Précambrien Terminal (III) et traitement statistique de données géochimiques de prospection, dans la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Thèse de doctorat. Univ. Joseph Fourier Grenoble I; 65-68 p.
- Clauer, N. (1976): Géochimie isotopique du stontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton Ouest Africain. *Mém. Sci. Géol.; Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 45.
- Cornée, J.J., Costagliola, C., y Leglise, H. (1984): Lithostratigraphie et tectonique des terrains anté-cénomaniens d'El Jadida, Meseta marocaine hercynien, *Bull. Fac. Sci. Marrakech*, 2: 23-42.
- Dallmeyer, R. D. y Lecorch'e, J.P. (1991): The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. *Springer Verlag*, 405 p.
- Gigout, M. (1951): Etudes géologiques sur la Meseta Marocaine occidentale (arrière pays de casablanca, Mazagan et safi). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.*, 86 (tomes I et II): 506p.
- Karaoui, B., Breitzkreuz, C., Mahmoudi, A., Youbi, N., Hofmann, M., Gartnere, A. y Linnemann, U. (2015): U-Pb Zircon ages from volcanic and sedimentary rocks of the Ediacarien Bas Draa inlier (Anti-Atlas Morocco): Chronostratigraphic and provenance implication. *Precambrian Research*, 263: 43-53.
- Le Bas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Mifdal, A. y Peucat, J. (1985): Datation U/Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas Marocain et du socle sous-jacent dans la région d'Ouarzazate. Apport au problème de la limite Précambrien Cambrien. *Sci. Géol. Bull.*, 38 (2): 185-200.
- Watika, H., Rey, P. y Schmitt, R.A. (1971): Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils, Proc. 2<sup>nd</sup> Lunar Sci. Conf., pp. 1319-29.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

# Paleogeografía geoquímica de las series metasedimentarias del Macizo Ibérico

## *Geochemical paleogeography of the metasedimentary series of the Iberian Massif*

J.M. Fuenlabrada<sup>1</sup>, R. Arenas<sup>2</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>2</sup>, R. Díez Fernández<sup>2</sup> y A. P. Pieren<sup>3</sup>

<sup>1</sup> CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica. Universidad Complutense, 28040 Madrid, España. jmfuenla@ucm.es

<sup>2</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain.

<sup>3</sup> Dpto. de Estratigrafía, Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain.

**Resumen:** Las características geoquímicas e isotópicas de las series turbidíticas del Macizo Ibérico reflejan distintos escenarios tectónicos en la periferia de Gondwana. Estos cambios se observan en el registro sedimentario de la transición Ediacareense-Cámbrico, que tuvo lugar en el contexto general de un margen continental activo.  $T_{DM}$  jóvenes y  $\epsilon Nd$  menos negativos resultan característicos de cuencas sedimentarias más exteriores, con una importante contribución de material juvenil derivado del sector más activo del arco volcánico (metagrauvas culminantes de las Unidades Superiores del Complejo de Órdenes). Las cuencas sedimentarias más próximas al continente se caracterizan por mayores aportes desde dominios alejados del arco activo que dan lugar a valores de  $T_{DM}$  más antiguos y  $\epsilon Nd$  muy negativos (metagrauvas de las Unidades Basales del Complejo de Malpica-Tui). Una evolución desde contextos activos hasta otros más propios de márgenes pasivos se detecta con claridad en la transición Ediacareense-Cámbrico, y debe relacionarse con una disminución de la actividad del arco volcánico y la transición hacia un margen pasivo. El diagrama de  $f^{Sm/Nd}$  vs  $\epsilon Nd$  confirma esta variación de los escenarios tectónicos asociados al margen de Gondwana, perfectamente registrados en los metasedimentos de diferentes sectores y unidades del Macizo Ibérico.

**Palabras clave:** Turbiditas, Geoquímica Isotópica Sm-Nd, Transición Ediacareense-Cámbrico, Macizo Ibérico.

**Abstract:** *Geochemical and isotopic features of the turbiditic series from the Iberian Massif reflect different tectonic scenarios in the periphery of Gondwana. These changes can be observed in the sedimentary record of the Ediacaran-Cambrian transition, which took place in the realm of an active continental margin. Young  $T_{DM}$  and less negative  $\epsilon Nd$  values are characteristic of more external sedimentary basins, with an important input of juvenile material from the most active sector of the volcanic arc (topmost metagreywackes of the Upper Units - Órdenes Complex). Sedimentary basins closer to the continent are distinguished by major contributions from domains away from the active arc, leading to older  $T_{DM}$  and very negative  $\epsilon Nd$  values (metagreywackes of the Basal Units - Malpica-Tui Complex). An evolution from active settings to others more related to passive margins is clearly identified in the Ediacaran-Cambrian transition, and it can be connected with a decrease of the volcanic arc activity and the transition towards a passive margin. The  $f^{Sm/Nd}$  vs  $\epsilon Nd$  diagram confirms the change in the tectonic scenarios linked to the Gondwana margin, perfectly recorded in metasediments from different sectors and units of the Iberian Massif.*

**Key words:** Turbidites, Sm-Nd Isotope Geochemistry, Ediacaran-Cambrian transition, Iberian Massif.

## INTRODUCCIÓN

El estudio petrográfico y la geoquímica de elementos mayores han dado paso a un tratamiento centrado en elementos químicos concretos, que por su comportamiento inmóvil en procesos metamórficos, permiten evaluar de una manera eficaz la procedencia del material detrítico. De este modo, las rocas detríticas pueden aportar una información valiosa sobre el contexto tectónico donde se desarrolló la sedimentación. La trazabilidad de estos elementos inmóviles, desde las áreas fuentes hasta su sedimentación en márgenes continentales, activos o pasivos (Bhatia and Crook, 1986), posibilita una modelización geoquímica de la evolución cortical. La sistemática isotópica Sm-Nd resulta un complemento

imprescindible para conocer las fuentes isotópicas de los sedimentos detríticos, y la mayor o menor participación de material de naturaleza juvenil.

El estudio geoquímico e isotópico de determinadas series de rocas metasedimentarias del Macizo Ibérico (Fig. 1) permite conocer, con mayor detalle, la evolución geodinámica del margen de Gondwana entre el Ediacareense y el Cámbrico. Este margen fue de tipo activo durante este periodo y su actividad ha condicionado en gran medida el registro sedimentario y magmático de los terrenos que configuran el Orógeno Varisco, formado durante la colisión entre Gondwana y Laurussia. La sección de este orógeno preservada en el NW del Macizo Ibérico contiene terrenos con orígenes y evoluciones tectonotermales diferentes, que delimitan una zona de sutura desarrollada en el interior de Gondwana (Díez Fernández y Arenas, 2015). En esta

zona de sutura, se diferencian un dominio autóctono, que junto con otro paraúctono definen la sección principal del margen de Gondwana implicada en el Orógeno Varisco. El dominio alóctono está constituido por un apilamiento tectónico de terrenos exóticos. Estos complejos alóctonos ocupan una posición estructuralmente superior, cabalgantes sobre los dominios autóctono y paraúctono. Constan de dos terrenos con historias tectonotermales diferentes y afinidad de corteza continental (Unidades Basales y Superiores), separados por un conjunto de Unidades Ofiolíticas que representan una zona de sutura del orógeno (Arenas y Sánchez Martínez, 2015).

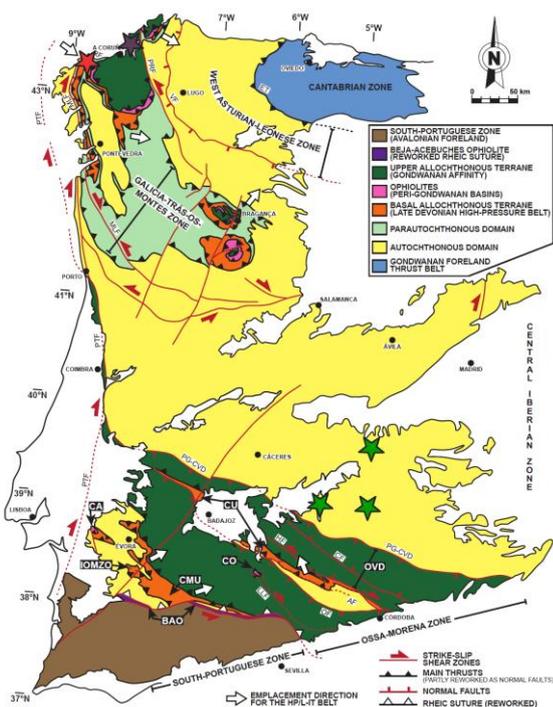


FIGURA 1. Mapa geológico del Macizo Ibérico y la correlación de los terrenos alóctonos del NO y SO de Iberia (Diez Fernández y Arenas, 2015). Consultar abreviaturas en Diez Fernández y Arenas (2015). Se incluye la localización de las zonas de muestreo. Las zonas de muestreo se muestran con estrellas, cuyos colores se corresponden con los de la figura 2.

## MARCO GEOLÓGICO

Con el fin de conocer más detalladamente la evolución geodinámica del margen norte de Gondwana durante el tránsito entre el Neoproterozoico y el Paleozoico inferior, se han estudiado secuencias de rocas sedimentarias deformadas y metamorfizadas del Macizo Ibérico (Fig. 1). Las Unidades Alóctonas Superiores del NO del Macizo Ibérico representan en conjunto diferentes secciones de un arco magmático peri-Gondwánico (Fig. 1). Estas unidades presentan potentes series de metagrauvas que ocupan los niveles estructurales culminantes del Complejo de Órdenes. Estas series muestran facies típicas de abanicos submarinos profundos (Fuenlabrada et al.,

2010 y las referencias en él incluidas). Las Unidades Alóctonas Basales del NO del Macizo Ibérico definen un sistema de subducción continental Varisco y sus protolitos representan una sección del margen externo de Gondwana. En el Complejo de Malpica-Tui, estas unidades constan de dos secuencias de rocas metasedimentarias yuxtapuestas. Una secuencia inferior, que constituye un depósito predominantemente grauváquico, relativamente próximo a su fuente y una secuencia superior de carácter mayoritariamente pelítico, depositada en un contexto de sedimentación más alejado de las áreas fuente (Diez Fernández et al., 2010). El Complejo Esquisto Grauváquico, en la Zona Centro Ibérica (ZCI) (Fig. 1), se compone de una secuencia de lutitas y areniscas pre-Ordovícicas. En la zona sur de este dominio encontramos una transición gradual y completa entre turbiditas Ediacarenses (Unidad Inferior) y secuencias pelíticas Cámbricas (Unidad Superior, Pizarras del Pusa), depositadas en ambientes menos energéticos.

## RESULTADOS

Las metagrauvas que afloran en la secuencia superior del Complejo de Órdenes, con una edad máxima de sedimentación de c. 530-510 Ma, presentan un carácter inmaduro, con índices de alteración química (CIA) bajos y baja alteración post-deposicional. Los diagramas de Bhatia y Crook (1986) para estas series sugieren una procedencia ligada a un margen activo evolucionado (Fuenlabrada et al., 2010). Los valores de  $\epsilon Nd_i$  positivos (0.3-4.8) apuntan a una importante contribución juvenil, y situarían la cuenca próxima a un arco construido sobre corteza continental adelgazada. Las  $T_{DM}$  de las metagrauvas oscilan entre 720 y 1215 Ma, que junto con la ausencia de poblaciones de zircones de edad Mesoproterozoica, sitúan a este terreno en la periferia del Cratón del Oeste de África (Fuenlabrada et al., 2010 y referencias en él incluidas) (Fig. 2).

Las metagrauvas y esquistos con albita de la secuencia inferior de las Unidades Basales presentan una edad máxima de sedimentación de c. 560 Ma (Diez Fernández et al., 2010). Estas series muestran fuentes predominantemente félsicas, con CIAs muy bajos y una baja alteración post-deposicional. Sus características geoquímicas sugieren una sedimentación ligada a un sistema de arco desarrollado en un margen continental adelgazado. Los mica-esquistos de la secuencia superior (c. 510 Ma; Diez Fernández et al., 2010) muestran contribuciones de fuentes máficas y patrones geoquímicos afines a un contexto de margen pasivo. Las  $T_{DM}$  se consideran una única población y muestran valores muy antiguos, que varían entre 1743 y 2223 Ma y valores de  $\epsilon Nd_i$  muy negativos (-13.1 a -8.1) (Fuenlabrada et al., 2012).

En el S de la ZCI, las series turbidíticas del Ediacarensis tardío (Unidad Inferior) presentan un

marcado carácter inmaduro, con CIAs bajos y se descarta una fuerte alteración post-deposicional. Por otra parte, la Formación Pusa (Cámbrico Inferior), localizada por encima del Nivel conglomerático de Fuentes, presenta sedimentos con carácter pelítico, y CIAs propios de alteración baja a moderada. Sus composiciones geoquímicas sugieren una localización de las cuencas sedimentarias, durante el Ediacareense Superior, relacionada con un margen activo evolucionado, mientras que las pizarras del Cámbrico Inferior parecen más afines con un contexto de margen pasivo. En el caso de las metagrauvas Ediacarenses, los valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  menos negativos (-3.0 a -1.5) y  $T_{\text{DM}}$  más juveniles (1256-1334 Ma) sugieren una mayor contribución de una fuente mantélica empobrecida; mientras que durante el Cámbrico Inferior ( $\epsilon\text{Nd}_i$ : -5.2 a -4.1;  $T_{\text{DM}}$ : 1444-1657) el material siliciclástico depositado procedería del reciclado de fuentes predominantemente corticales, probablemente del Cratón del Oeste de África (Fuenlabrada et al., en prensa) (Fig. 2).

## DISCUSIÓN

Los datos expuestos indican una relación directa entre las características geoquímicas e isotópicas de las secuencias de rocas metasedimentarias analizadas y los ambientes geodinámicos en los que se depositaron. La sedimentación se produjo en el contexto de un margen convergente, en la cercanía de un arco volcánico continental evolucionado, quedando descartada cualquier afinidad con sistemas de arcos de islas oceánicos. Las fuentes isotópicas de Nd confirman modelos previos acerca de la procedencia y posición relativa de los terrenos implicados posteriormente en la orogenia Varisca (Fig. 2).

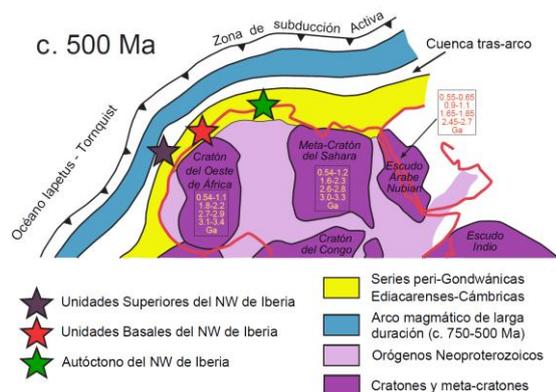


FIGURA. 2. Modelo de la posición relativa de las cuencas sedimentarias con respecto al arco peri-Gondwánico y los cratones del N de África (Albert et al., 2015).

La contribución de la actividad volcánica ligada al arco es evidente en las secuencias culminantes de las Unidades Superiores del Complejo de Órdenes. Tanto sus características geoquímicas como isotópicas sitúan a estas cuencas sedimentarias cerca del foco de

actividad principal del arco durante el Cámbrico Medio (Fig. 2). Los valores de  $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  para estas unidades se representan sobre el campo de rocas típicas de arco (Fig. 3). Este hecho, junto con la sincronización entre edad de sedimentación y magmatismo de las Unidades Superiores, sugiere la sedimentación de una cuenca intra-arco, coincidiendo con la fase principal de actividad del arco peri-Gondwánico, recibiendo un aporte continuo de material juvenil (Fuenlabrada et al. 2010).

Por el contrario, la secuencia inferior de las Unidades Basales muestra características geoquímicas coherentes con un contexto de sedimentación en una cuenca tras-arco o retro-arco. Durante su rellenado, en el Ediacareense tardío, la cuenca se localizaría cercana a la plataforma externa de Gondwana, y relativamente alejada de actividad ígnea importante, aunque es clara la influencia de un arco Cadomiense (Díez Fernández et al., 2010; Fuenlabrada et al., 2012). La disminución de la actividad del arco o el alejamiento del mismo hacia posiciones más distales continuaría durante el Cámbrico, como queda patente en la tendencia geoquímica hacia un contexto de margen pasivo que muestra la secuencia superior de las Unidades Basales. En ese escenario, la cuenca tras-arco recibiría una mayor contribución desde fuentes más cercanas al dominio continental, lo que se refleja en sus características geoquímicas e isotópicas (Fuenlabrada et al., 2012). Valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  muy negativos y  $T_{\text{DM}}$  muy antiguas confirman esta afinidad continental de las Unidades Basales. Afinidad que también se observa en el diagrama de  $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$  vs  $\epsilon\text{Nd}_i$  (Fig. 3), con valores muy alejados de las Unidades Superiores y en una posición claramente en transición entre los campos relativos a márgenes activos y pasivos. Las  $T_{\text{DM}}$  de ambas secuencias son compatibles con fuentes predominantemente Paleoproterozoicas y Arcaicas, todas ellas presentes en el margen Norteafricano de Gondwana, lo que sitúa a las cuencas en la cercanía del Cratón del Oeste de África, con posibles contribuciones del Meta-Cratón del Sahara (Díez Fernández et al., 2010) (Fig. 2).

Por último, las características geoquímicas que presentan las metagrauvas Ediacarenses y las pizarras del Cámbrico Inferior en la sección sur de la ZCI (Fig. 1) confirman una evolución estratigráfica coherente con un cambio progresivo en el contexto tectónico de sedimentación. Las composiciones isotópicas de Nd, diferentes en ambas secuencias, confirman esta transición. Valores menos negativos del  $\epsilon\text{Nd}_i$  y  $T_{\text{DM}}$  más juveniles, en el caso de las metagrauvas Ediacarenses, sugieren un contexto ligado a un margen activo, probablemente una gran cuenca tras-arco, que ocuparía una posición más cercana a un foco de actividad magmática del arco. Durante el Cámbrico Inferior, los aportes sedimentarios procedentes del continente Gondwana aumentarían en proporción, confirmando una transición entre un

escenario convergente y otro divergente (Fuenlabrada et al., en prensa y las referencias en él incluidas). Esta evolución es claramente visible en el diagrama presentado en la Fig. 3, donde se observa un claro agrupamiento de los valores de ambas secuencias, con valores más radiogénicos para las rocas más jóvenes (pizarras Cámbricas), lo que sugiere un posible cambio en el marco geodinámico de sedimentación y en la posición relativa de las cuencas con respecto al eje magmático principal del arco.

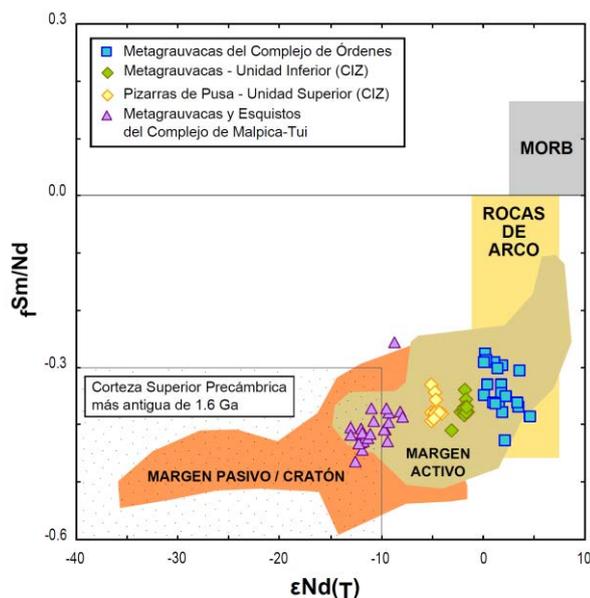


FIGURA 3. Diagrama  $f^{Sm/Nd}$  vs  $\epsilon Nd_i$  para las rocas metasedimentarias estudiadas. Campos como en McLennan y Hemming (1992).

Por tanto, es posible sugerir una paleogeografía geoquímica de las cuencas sedimentarias del Macizo Ibérico para el periodo comprendido entre el Neoproterozoico tardío y el Cámbrico Medio. Las paleocuenas situadas a lo largo del margen N de Gondwana (Fig. 2) estarían asociadas a la actividad magmática de un sistema de arcos evolucionado. Material juvenil, responsable de las bajas  $T_{DM}$  suministrado desde el sector más activo del arco, sitúa las cuencas de las Unidades Superiores en una posición más externa, durante el Cámbrico Medio (Fuenlabrada et al., 2010; Albert et al., 2015). En las Unidades Basales y de manera más aparente en la sección de la ZCI es evidente el cambio geodinámico registrado en los aportes detríticos entre el Ediacarensis y el Cámbrico Inferior y Medio. Este aporte es de carácter más juvenil durante el Ediacarensis tardío, y más antiguo a partir del Cámbrico Inferior, en respuesta a una posible disminución de la actividad magmática del arco, o a un alejamiento del arco a posiciones más distales, con el ensanchamiento de la cuenca y el aumento en la proporción de aportes más antiguos desde el continente.

## AGRADECIMIENTOS

El apoyo financiero para el presente trabajo ha sido proporcionado por el proyecto de investigación CGL2012-34618 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

- Albert, R., Arenas, R., Gerdes, A., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J. y Fuenlabrada, J.M., (2015): Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). *Gondwana Research*, 28: 1434–1448.
- Arenas, R. y Sánchez Martínez, S. (2015): Variscan ophiolites in NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes*, 38: 315–333.
- Bhatia, M.R. y Crook, K.A.W., (1986): Trace elements characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 181–193.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. y Fernández-Suárez, J., (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385–399.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96–100.
- Fuenlabrada, J.M., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F. y Castiñeiras, P., (2010): A peri-Gondwanan arc in NW Iberia. I: isotopic and geochemical constraints on the origin of the arc—a sedimentary approach. *Gondwana Research*, 17: 338–351.
- Fuenlabrada, J.M., Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Abati, J. y López Carmona, A. (2012): Sm–Nd isotope geochemistry and tectonic setting of the metasedimentary rocks from the basal allochthonous units of NW Iberia (Variscan suture, Galicia). *Lithos*, 148: 196–208.
- Fuenlabrada, J.M., Pieren, A.P., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Arenas, R. (en prensa). Geochemistry of the Ediacaran–Early Cambrian transition in Central Iberia: Tectonic setting and isotopic sources. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2015.11.013.
- McLennan, S.M. y Hemming, S., (1992): Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 887–898.

## Assessment of the Variscan collisional transpression in SW Iberia

### *Estimación de la transpresión colisional Varisca en el SO de Iberia*

D. Martínez Poyatos<sup>1</sup>, I. Pérez-Caceres<sup>1</sup>, J.F. Simancas<sup>1</sup> and A. Azor<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada 18071 Granada. djmp@ugr.es, perezcaceres@ugr.es, simancas@ugr.es, azor@ugr.es

**Abstract:** The Variscan orogeny in SW Iberia is characterized by a number of successive left-lateral transpressional structures that resulted from the oblique convergence between three continental terranes (Central Iberian, Ossa-Morena and South Portuguese zones) at Devonian to Carboniferous times. Their amalgamation gave way to both intense simple shearing and strike-slip faulting at the suture-like contacts and transpressional deformation of the continental pieces in-between, thus showing strain partitioning in space and time. We have quantified the kinematics of the collisional convergence by using the available data (folding, shearing and faulting patterns, tectonic fabrics, finite strain measurements) on a suitable transpressional scenario for each domain. Given the uncertainties regarding input data and boundary conditions modeled, our results must be considered as semi-quantitative, though very significant regionally. The total collisional convergence surpasses 1000 km, most of them corresponding to left-lateral displacement parallel to terrane boundaries. The average vector of convergence is oriented E-W (present-day coordinates), thus reasserting the left-lateral oblique collision in SW Iberia, in contrast with the dextral component that prevailed elsewhere in the Variscan orogen. This particular kinematics of SW Iberia is understood in the context of an Avalonian plate promontory currently represented by the South Portuguese Zone.

**Key words:** Oblique collision, Transpressional deformation, Variscan kinematics, SW Iberia.

**Resumen:** La orogenia Varisca en el SO de Iberia se caracteriza por estructuras transpresivas izquierdas como resultado de la convergencia oblicua entre tres terrenos continentales (zonas Centroibérica, Ossa-Morena y Sudportuguesa) durante el Devónico y Carbonífero. Su amalgamación muestra partición espacio-temporal de la deformación: cizallamiento simple intenso y fallas de salto en dirección se concentraron en los bordes de sutura, mientras que la deformación fue más frontal en el interior de los terrenos. Para cada deformación se aplica un modelo transpresivo adecuado usando los datos disponibles (patrones de pliegues, zonas de cizalla y fallas, fábricas tectónicas, medidas de deformación finita). Los resultados, aunque significativos a escala regional, deben considerarse como aproximados, dados los requerimientos de cada modelo y las incertidumbres de los datos. La convergencia colisional sobrepasó 1000 km, la mayoría de los cuales corresponde a desplazamientos izquierdos paralelos a los bordes de los terrenos. La dirección de convergencia fue E-O (coordenadas actuales), lo que reafirma la colisión oblicua izquierda en el SO de Iberia, frente a la componente dextra que dominó en la mayor parte del orógeno Varisco. La cinemática particular del SO de Iberia se explica por la existencia de un promontorio Avaloniano actualmente representado por la Zona Sudportuguesa.

**Palabras clave:** Colisión oblicua, Deformación transpresiva, Cinemática Varisca, SO de Iberia.

## INTRODUCTION

SW Iberia (Fig. 1) resulted from a complex Variscan collision at Devonian to Carboniferous times (e.g. Pérez-Cáceres et al., 2015). This evolution involved the oblique convergence between three continental terranes, namely, from north to south, the Central Iberian Zone (CIZ), the Ossa-Morena Zone (OMZ), and the South Portuguese Zone (SPZ). This portion of the orogen was deformed by Devonian and Carboniferous transpressional events, separated by a Mississippian transtensional event that temporarily interrupted the convergence and created, among others, a very narrow aisle of oceanic-like crust (actually

represented by the Beja-Acebuches unit) just at the OMZ-SPZ boundary.

This work aims to describe and approximately quantify the Variscan transpressional deformation in SW Iberia, in order to achieve an approximate image of the relative position of the terranes involved in this oblique collision. We use simple monoclinic-flow models and other approximate tools, instead of sophisticated transpressional models that demand constrained boundary conditions and stringent geological data hardly available for a large-scale tectonic analysis.

## DEFORMATION PARTITIONING IN SW IBERIA

### Ductile shearing at the CIZ-OMZ boundary

The CIZ-OMZ boundary, marked by the Badajoz-Córdoba Shear Zone (middle- to low-temperature highly deformed schists, gneisses, migmatites and amphibolites), shows a prominent mylonitic S-L fabric parallel to the shear zone, with subhorizontal stretching lineation and left-lateral kinematics, developed at latest Devonian to Mississippian time (transtensional stage). A previous collisional stage is attested by eclogite relics (1.6-1.7 GPa), exhumed during the left-lateral shearing. The kinematics is studied in two different ways:

#### *Simple shear*

The prominent and consistent stretching lineation suggests monoclinic strain that can be analyzed with a strike-slip simple shear model. Considering the very elongated shape of some orthogneissic bodies ( $X/Z \approx 11$ ,  $\gamma = 4$ ) and a shear zone thickness of 25 km, a tentative left-lateral displacement of 100 km results. If a transpression model of inclined walls is used (based on the seismically imaged NE dip of the shear zone), a convergence angle  $< 10^\circ$  yields a similar result.

#### *Two simple shears (subduction-exhumation path)*

Besides left-lateral displacement, the movement between the CIZ and the OMZ must have included some dip-slip component of shearing, enabling first the burial and then the exhumation of the high-pressure rocks. Then, a double strike-slip and dip-slip shear model can be used. Considering a dip of  $45^\circ$ , burial to  $\approx 55$  km and a convergence/divergence angle of  $25^\circ$ , the whole subduction/exhumation path would amount to  $\approx 230$  km of left-lateral displacement.

From the above estimations, an intermediate rather conservative value of  $\approx 150$  km will be considered.

### Deformation inside the OMZ

The OMZ records Devonian and Carboniferous folds and thrusts trending NW-SE, obliquely to the OMZ boundaries and suggesting a transpressional setting. The Carboniferous folds are upright with an associated S-type weak tectonic fabric. Considering the current width of the central OMZ ( $\approx 150$  km, perpendicular to the folds) and a conservative shortening of  $\approx 35\%$  (just enough to generate the weak axial-plane foliation), a shortening of  $\approx 80$  km is obtained (i.e.  $\approx 230$  km of pre-folding width), of which  $\approx 56$  km correspond to a left-lateral displacement parallel to the CIZ-OMZ boundary. In addition, the trend of these folds is smoothly Z-shaped (as depicted by the Terena syncline), evidencing heterogeneous rotation by left-lateral transpression that increased towards the OMZ borders. Calculations of the sinistral rotation, assuming a modest vertical stretch (Sanderson

and Marchini, 1984), result in 227 km of left-lateral displacement.

The Devonian transpression developed a main S or S-L fabric related to SW-vergent recumbent folds and thrusts that run subparallel to the Carboniferous ones. Considering an OMZ-width of  $\approx 230$  km, perpendicular to the folds, the available finite strain data (average  $X/Z \approx 5$ , with X oriented at high angles to the fold axes), a shortening of  $\approx 290$  km is obtained, of which  $\approx 185$  km correspond to left-lateral displacement parallel to the OMZ boundaries. An alike shortening is obtained if a palinspastic restoration of the Devonian structures is performed.

### Ductile deformation at the OMZ-SPZ boundary

#### *Subduction/exhumation at the southern OMZ continental margin*

In Devonian time, following Rheic Ocean consumption, the southern OMZ cover partially subducted (as attested by high-pressure rocks: 1.4 GPa). Some of the subducted rocks were later scrapped off along with Rheic Ocean rocks and emplaced (the allochthonous Cubito-Moura unit) onto the southern OMZ (Fig. 2a). The kinematics of emplacement, recorded in an early stretching lineation, is top-to-the-ENE, which corresponds to a tectonic regime of oblique left-lateral convergence. A simple subduction-exhumation channel with opposite senses of burial and exhumation is applied by considering a convergence angle of  $35^\circ$ , dip of  $45^\circ$  for the subduction zone and  $\approx 50$  km of burial, resulting in  $\approx 140$  km of left-lateral displacement of the OMZ with respect to the SPZ during this Devonian event.

#### *Folding and ductile shearing at the OMZ-SPZ boundary*

Following the Mississippian intrusion of the Beja-Acebuches unit and its hot northwards obduction (kinematics indicators are lacking), the convergent evolution became characterized by the interplay between S-vergent large-scale folding and left-lateral ductile shearing developed at high- to low-temperature conditions (Southern Iberian shear zone) on the Beja-Acebuches unit (Pérez-Cáceres et al., 2015). The Southern Iberian shear zone shows compositional layering and a prominent S-L tectonic fabric (foliation is steeply dipping to the north), with stretching lineation displaying mostly moderate or low pitch angles towards the east and left-lateral shear sense. The left-lateral displacement due to this shear zone cannot be accurately calculated. Assuming that the mafic layering corresponds to dykes intruded in gabbro and taking into account the parallelism between this layering and foliation, a  $\gamma \geq 4$  can be proposed (simple shear). Considering  $\approx 2$  km as the maximum thickness of the Beja-Acebuches unit and a plausible shear strain  $\gamma = 5$ , the left-lateral displacement would correspond to only 10 km, which is a rather modest value. Higher

values of  $\gamma$  would not result in greater regionally significant lateral displacement.

### Deformation inside the SPZ

The SPZ is a Carboniferous, south-vergent, low-grade, fold-and-thrust belt rooted in a middle crust detachment level. Deformation propagated southwards from late Viséan to Moscovian time. Fold traces are slightly oblique clockwise with respect to the northern boundary of the terrane, thus suggesting left-lateral transpressional deformation. Rocks are usually S-tectonites with faint development of stretching lineation at high pitch angles. The strain ellipsoids are oblate with the X axis oriented upright. Folds axes display a remarkably variable plunging, with smooth curved hinges observed at outcrop.

The deformation of the SPZ, considered as a whole, can be approximated to a bulk homogeneous deformation that can be analyzed with a suitable transpressional model: the bulk strain symmetry may be considered approximately monoclinic, and the boundary conditions of the SPZ fit reasonably well with those in the model of Sanderson and Marchini (1984), who factorized bulk strain into finite pure shearing followed by simple shearing. Strain data of the SPZ ( $X/Y \approx 1.5$ ,  $Y/Z \approx 2.5$ ) suggest a bulk transversal shortening of  $\approx 40\%$  and a shear strain of  $\gamma \approx 1$ . Taking an  $\approx 90$  km width for the SPZ (excluding the less-deformed SW sector), that shear strain yields a left-lateral relative displacement of the OMZ with respect to the SPZ of  $\approx 90$  km. Modeling our data of the SPZ in terms of simultaneous superposition of the strain components with constant simple shear/pure shear ratio (Fossen and Tikoff, 1993), besides being less realistic, does not yield significantly different results.

### Late Carboniferous strike-slip faulting

Left-lateral strike-slip faults characterize the late Variscan evolution of SW Iberia. These brittle structures concentrated at the northern and southern boundaries of the OMZ. The system of strike-slip faults at the CIZ-OMZ boundary was analyzed by Jackson and Sanderson (1992) based on a power-law distribution of fault displacements from outcrop to map scale. As a result, they evaluated 87 km of along strike brittle displacement.

Two faulting stages can be differentiated at the OMZ/SPZ boundary. First, two smoothly curved east-west oriented major faults divided the southernmost OMZ into three lens-shaped blocks, their summed slip accounting for 75% (55-60 km) of the total slip of the left-lateral brittle faulting. These two faults concentrated the strike-slip component of the transpression, while simultaneous frontal shortening occurred at the southwesternmost SPZ (as attested by the Moscovian syn-orogenic flysch), thus suggesting renewed deformation partitioning. The second faulting

stage is characterized by a set of en-échelon NE-SW shorter faults summing  $\approx 20$  km of slip. Thus, the total strike-slip of all the faults amounts to 80 km. This brittle shearing just preceded the stuck of the OMZ-SPZ convergence.

### CONCLUSIONS

The Devonian to Carboniferous oblique convergence between the CIZ, OMZ and SPZ terranes resulted in strain partitioning of the bulk regional deformation, with the boundaries between the terranes accumulating preferentially the left-lateral component (ductile and brittle sinistral strike-slip shear bands), and the interior of them exhibiting a significant component of frontal shortening (oblique folds and thrusts). Deformation partitioning such as the one displayed in SW Iberia is believed to be favored by low angles of plate convergence, and our kinematic analysis confirms this.

We are aware of the approximate nature of our calculations, given the uncertainties in the kinematic analysis performed, but we contend that the big numbers thus obtained have strong regional significance. As a synthesis, the quantification of the Variscan deformations in SW Iberia described above is summarized in Figure 2. The total collisional convergence recorded in SW Iberia is east-west oriented and surpasses 1000 km. The left-lateral component parallel to terrane boundaries is estimated to be  $\approx 1000$  km, of which  $\approx 465$  km accumulated as strike-slip shearing at the two suture boundaries. This main conclusion brings up an image of the paleoposition of SW Iberian continental terranes just before the Variscan collision.

The remarkable left-lateral oblique kinematics in SW Iberia is opposite to the dominant right-lateral kinematics of the Variscan orogen in central Europe. We interpret the singular kinematics of SW Iberia as due to the existence of an Avalonian promontory, currently represented by the SPZ. It is important to emphasize that in-between these regions with opposite kinematics, an intermediate one with rather frontal convergence must have existed, which would had to accommodate the  $> 1000$  km of collisional convergence evaluated above. The NW Iberia allochthonous complexes may properly represent this intermediate region with frontal collision.

Finally, the left-lateral Variscan kinematics displayed in SW Iberia and the dominant westwards vergence are strong evidences against the recent proposal of Díez Fernández and Arenas (2015) considering a big part of SW Iberia, together with the NW Iberia allochthon, as a large unrooted nappe that must had been emplaced eastwards.

### ACKNOWLEDGMENTS

Financial support by grants CGL2011-24101, CGL2015-71692-P, RNM-148 and BES-2012-055754.

**REFERENCES**

Díez Fernández, R. and Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.

Fossen, H. and Tikoff, B. (1993): The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to

transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15: 413-422.

Jackson, P. and Sanderson, D.J. (1992): Scaling of fault displacements from the Badajoz-Cordoba shear zone, SW Spain. *Tectonophysics*, 210: 179-190.

Pérez-Cáceres, I., Martínez Poyatos, D., Simancas, J.F. and Azor, A. (2015): The elusive nature of the Rheic Ocean suture in SW Iberia. *Tectonics*, 34: 2429-2450.

Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.

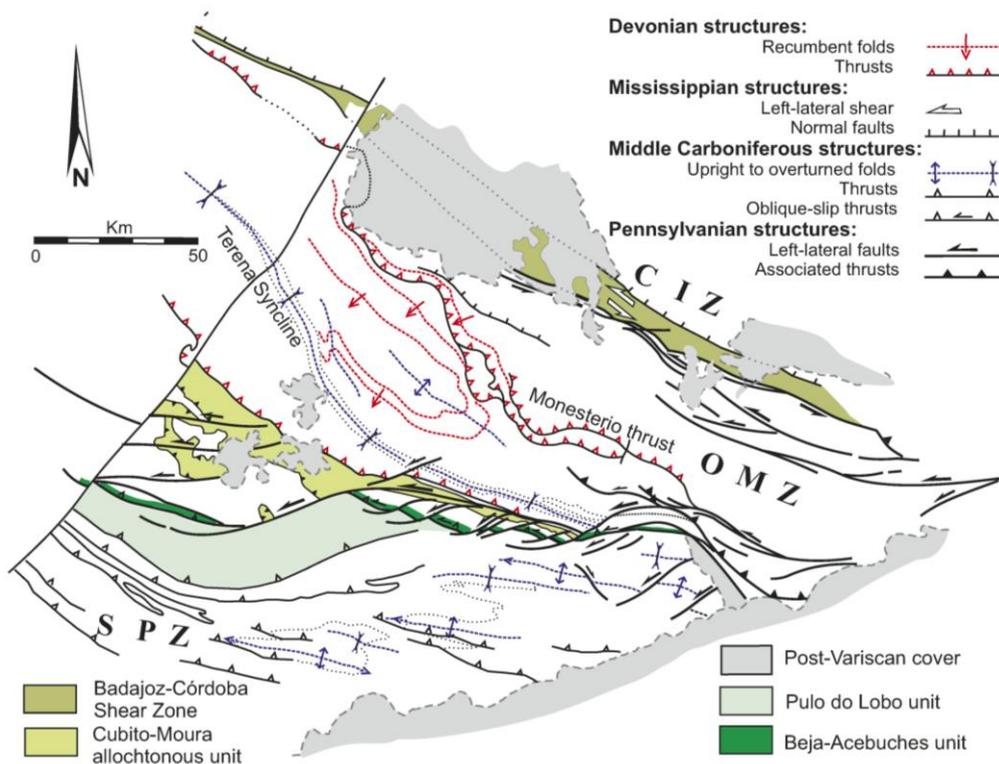


FIGURE 1. Structural map of SW Iberia showing the main units and the different Devonian and Carboniferous structures.

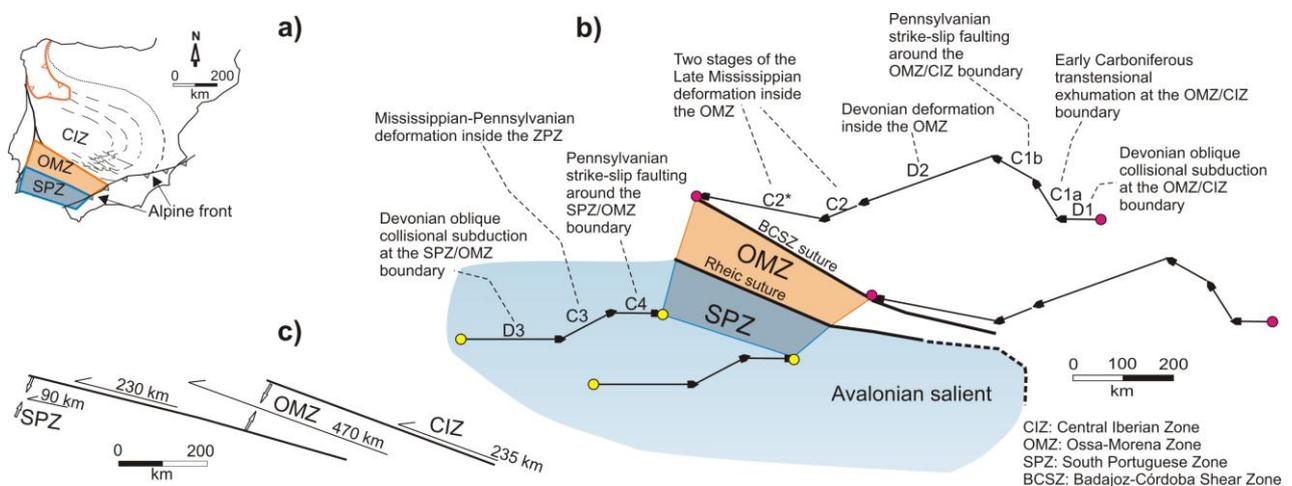


FIGURE 2. (a) Sketch of the Iberian Massif with location of the CIZ, OMZ, SPZ and the NW Iberia allochthon. (b) Vectors showing the relative displacements between the southern Iberia terranes, according to our calculations. D and C refer to Devonian and Carboniferous deformations, respectively. (c) Sketch emphasizing the left-lateral displacements parallel to terrane boundaries.

## Early Carboniferous synorogenic basins evolution of the Ossa-Morena and Galicia-Trás-os-Montes zones (Iberia): a tectonic model

### *Evolución de las cuencas sinorogénicas del Carbonífero inferior de las zonas de Ossa-Morena y de Galicia-Trás-os-Montes: un modelo tectónico*

M.F. Pereira<sup>1</sup>, I.F. Dias da Silva<sup>2</sup>, C. Gama<sup>3</sup>, A. Castro<sup>4</sup> and C. Fernández<sup>5</sup>

1 IDL, Departamento de Geociências, ECT, Universidade de Évora, Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal, [mpereira@uevora.pt](mailto:mpereira@uevora.pt)

2 IDL, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. [ipicaparopo@gmail.com](mailto:ipicaparopo@gmail.com)

3 IDL, Departamento de Geociências, ECT, Universidade de Évora, Apt.94, 7002-554 Évora, Portugal. [cgama@uevora.pt](mailto:cgama@uevora.pt)

4 Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva, Spain . [dorado@uhu.es](mailto:dorado@uhu.es)

5 Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva, Spain . [fcarlos@uhu.es](mailto:fcarlos@uhu.es)

**Abstract:** The stratigraphic record of the Early Carboniferous in Iberia reveals that synorogenic deposition was important and occurred simultaneously in basins influenced by extension and contraction with gravitational instability. In NW Iberia (Galicia – Trás-os-Montes Zone) contraction was dominant and the deposition took place in a forebulge outwards from the nappe stacking front. Here, synorogenic deposits were strongly affected by folding and thrusting as they were imbricated and incorporated in the allochthonous pile. In a different way, in SW Iberia (Ossa-Morena Zone) synorogenic deposition was influenced by extension and happened simultaneously with the onset of significant magmatism.

**Key words:** Synorogenic deposition, Magmatism, Contraction and extension, Early Carboniferous, Variscan orogeny,

**Resumen:** El registro estratigráfico del Carbonífero inferior en Iberia muestra que la sedimentación sin-orogénica fue importante y se produjo simultáneamente en cuencas condicionadas por extensión y contracción bajo inestabilidad gravitacional. En el NO de Iberia (Zona de Galicia-Trás-os-Montes) dominó la contracción y la sedimentación tuvo lugar en relación con una flexura generada por delante del frente de apilamiento de los cabalgamientos. En este contexto, los depósitos sin-orogénicos fueron fuertemente afectados por la deformación (plegamiento y cabalgamiento) a medida que resultaban imbricados. En contraste, en el SO de Iberia (Zona de Ossa-Morena), la sedimentación sin-orogénica se desarrolló en una situación extensional y coincidió con el comienzo de un importante evento magmático.

**Palabras clave:** Sedimentación sin-orogénica, Magmatismo, Contracción y extensión, Carbonífero Inferior, Orogenia Varisca.

## INTRODUCTION

A full understanding of the long-term evolution of mountain building, denudation and related development of synorogenic basins requires an integrated tectonic model based on the combination of the impacts of crustal thickening, uplift, relief rejuvenation, renewed sediment supply, magmatism and response of lithosphere to changes in the load.

This study describes the stratigraphy of Early Carboniferous synorogenic basins of the Ossa-Morena Zone (OMZ, SW Iberia), related magmatism and tectonic setting in order to make a comparison with the same age synorogenic basins of the Galicia-Trás-os-Montes Zone (GTMZ, NW Iberia).

The Early Carboniferous deposition in synorogenic basins of Iberia is a consequence of denudation of Variscan reliefs edified during the oblique convergence between Laurussia and Gondwana (Variscan orogeny; Martínez Catalán et al., 2016), in the wake of the

Pangea's amalgamation. This synorogenic stage is related to a collisional setting during which contractional and extensional basins, more or less controlled by transcurrent movements, evolved synchronously.

The complex tectonic system described herein explains several structural features of the Variscan orogen, the strain-partitioning, and the different evolution of synorogenic basins and the spatial and temporal distribution of magmatism during the time interval of ca. 359-331 Ma (Tournaisian-Viséan).

The approach presented here is critical to test stratigraphic correlations between NW and SW Iberia and to integrate the spatial distribution of synorogenic sedimentation and magmatism in the tectonic framework of the Variscan orogen.

## EARLY CARBONIFEROUS SYNOROGENIC BASINS

### Ossa-Morena Zone

The Early Carboniferous synorogenic deposits in SW Iberia (Portugal) are distributed by the Toca da Moura Complex and the Cabrela Formation.

Synorogenic sedimentation in this basin was dominated by extension and occurred in deep-marine environment including a significant volume of volcanic rocks and siliciclastic deposits (Gonçalves, 1985). Palynological studies indicate an Upper Tournaisian–Visean age (Pereira et al., 2006). Youngest detrital zircons found in the Cabrela greywackes indicate a ca. 352 Ma maximum depositional age (Pereira et al., 2012). Massive mafic volcanic rocks are common and felsic tuffs also occur (Oliveira et al., 1991). Carboniferous slates, siltstones and greywackes include olistoliths of mafic volcanic rocks and Middle-Upper Devonian limestones and calciturbidites. This basin is weakly deformed and metamorphosed by Variscan events.

### Galicia-Trás-os-Montes Zone

Synorogenic sedimentation represented by the Lower Parautochthon occurred in a contractional setting in NW Iberia (Portugal and Spain) during the Upper Devonian – Early Carboniferous.

The youngest detrital zircons indicate a maximum depositional age of ca. 340 Ma (Visean) for the Gimonde/Rábano and San Vitero formations and ca. 335–330 Ma (Visean) for the Almendra Formation (Martínez Catalán et al., 2016). The sequence of slates, siltstones and greywackes of the Travanca Formation includes sedimentary mélanges with variable sized olistoliths of Silurian lydites and Early Devonian limestones. The Travanca formation is attributed to the Early Carboniferous based on similarities to comparable Gimonde Formation (Dias da Silva et al., 2014, González Clavijo et al., 2016).

Early Carboniferous volcanism was not recognized in NW Iberia. These sedimentary rocks are strongly deformed and metamorphosed under greenschist facies, forming part of the parautochthonous units of a Variscan tectonic nappe pile.

## DISCUSSION

This study aims to highlight the main differences in the synorogenic deposition of the NW and SW Iberia Early Carboniferous basins whose evolution was influenced by the differences in the tectonic settings.

Synorogenic deposition occurred simultaneously to contraction in the GTMZ (Lower Parautochthon of NW Iberia) and evolved in a flexure bulge in front of the advancing accretionary wedge responsible for a significant load on the lithosphere (Dias da Silva et al., 2014, Martínez Catalán et al., 2016). The result of denudation of allochthonous units during the process of collision between Gondwana and Laurussia is well preserved in the Early Carboniferous synorogenic deposits of the GTMZ (Dias da Silva et al., 2014).

The populations of detrital zircons from Tournaisian–Visean flysch deposits of NW and SW Iberia differ significantly if compared with each other, indicating distinct provenances.

In NW Iberia the synorogenic deposits are associated with a wide variety of sources: the older continental basement rocks and ophiolitic rocks of the stacked tectonic nappes, and also, the relative autochthon composed of the Central Iberian Zone older continental basement rocks (Dias da Silva et al., 2014; Martínez Catalán et al., 2016). These synorogenic deposits include olistoliths with Paleozoic rocks of different ages and populations of detrital zircon with a wide range of Precambrian and Paleozoic ages (Dias da Silva et al., 2014; Martínez Catalán et al., 2016).

While in NW Iberia crustal thickening with the stacking of tectonic nappes and the rejuvenation of the mountainous reliefs progressed, in SW Iberia there was intra-orogenic crustal extension, magmatism and significant subsidence.

Following the collision between Laurussia and Gondwana, there was the emplacement of voluminous calc-alkaline felsic and mafic magmatism in SW Iberia (ca. 353–335 Ma; Pereira et al., 2015 and references therein). The upwelling of the asthenosphere was probably responsible for the decompressional melting of the lithospheric mantle, which had already been metasomatized by subducted slab-derived melts, leading to the generation of the mafic parental magmas of the calc-alkaline suites. The underplating of mantle-derived magmas and the intra-orogenic extension created conditions for the anatexis of crustal materials (Pereira et al., 2009; 2015).

Given the limited number of pre-Devonian, detrital zircons in the SW Iberia syn-orogenic basins, the source terrane had to be characterized by a simple geological history devoid of multiple zircon-producing events, and must have had little contribution of an older continental basement (Pereira et al., 2012). The Ossa-Morena Zone old continental basement rocks were relatively less exposed. The OMZ synorogenic basins include olistoliths consisting mainly of Middle-Late Devonian limestones and associated mafic volcanic rocks, indicating gravity-induced instability during sedimentation and dismantling of a Devonian carbonate platform with mafic calc-alkaline volcanism (part of a magmatic arc?).

The observed style of deformation in both Early Carboniferous contractional (NW Iberia) and extensional (SW Iberia) basins is quite distinct. Whereas, the GTMZ synorogenic deposits were strongly affected by folding and thrusting as they were imbricated, in the OMZ synorogenic deposits are weakly deformed and show syn-sedimentary soft deformation related to oblique-normal faulting (Chichorro, 2006).

In conclusion, the extensional and contractional deformation events that took place simultaneously during the Laurussia-Gondwana collision in Early Carboniferous times (Variscan Orogeny) are

responsible for the differences found in the evolution of deposition and magmatism of the Ossa-Morena and Galicia-Tras-os-Montes zones (Fig.1).

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a contribution to IGCP 648, IDL RG4, CGL2013-48408-C3-1-P projects. IFDS acknowledges the financial support of grants: SFRH/BPD/99550/2014 and Incentivo/ CTE/LA0019/2014.

#### REFERENCES

- Chichorro, M. (2006): *Estrutura do Sudoeste da Zona de Ossa-Morena: Área de Santiago de Escoural-Cabrela (Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo, Maciço de Évora)*, Tesis doctoral, Univ. of Évora, 569 p.
- Dias da Silva, Í., Linnemann, U., Hofmann, M., Gonzalez Clavijo, E., Díez-Montes, A., Martínez Catalán, J.R. (2014): Detrital zircon and tectonostratigraphy of the Parautochthon under the Morais Complex (NE Portugal): implications for the Variscan accretionary history of the Iberian Massif. *Journal of the Geological Society, London*, 172: 45–61.
- Gonçalves, F., (1985): Contribuição para o conhecimento geológico do Complexo Vulcano-sedimentar da Toca da Moura. *Memórias Academia de Ciências de Lisboa*, 26: 263–267.
- González Clavijo, E., Dias da Silva, Í., Gutiérrez-Alonso, G., Díez Montes, A. (2016): U/Pb age of a large dacitic block locked in an early carboniferous synorogenic mélange in the parautochthon of NW Iberia: New insights on the structure/sedimentation variscan interplay. *Tectonophysics*, first online, (TECTO-126895), 1-11.
- Martínez Catalán, J.R., González Clavijo, E., Meireles, C., Díez Fernández, R., Bevis, J. (2016): Relationships between syn-orogenic sedimentation and nappe emplacement in the hinterland of the Variscan belt in NW Iberia deduced from detrital zircons. *Geological Magazine*, 153 (1): 38-60.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, (1991): Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 77: 3–26.
- Pereira, Z., Oliveira, V., Oliveira, J.T., (2006): Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa-Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 139: 227–240.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Apraiz, A., Castro, A. (2009): Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publication*, 327: 215–237.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Johnston, S.T., Gutiérrez-Alonso, G., Silva, J.B., Linnemann, U., Hofmann, M., Drost, K. (2012): The missing Rheic Ocean magmatic arcs: provenance analysis of Late Paleozoic sedimentary clastic rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, 22(3–4): 882–891.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J.F., Solá, A.M.R., Williams, I.S., Silva, J.B., Armstrong, R.A. (2015): The multistage crystallization of zircon in calc-alkaline granitoids: U–Pb age constraints on the timing of Variscan tectonic activity in SW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 104 (5): 1167-1183.

## Early Carboniferous (Tournaisian-Visean)

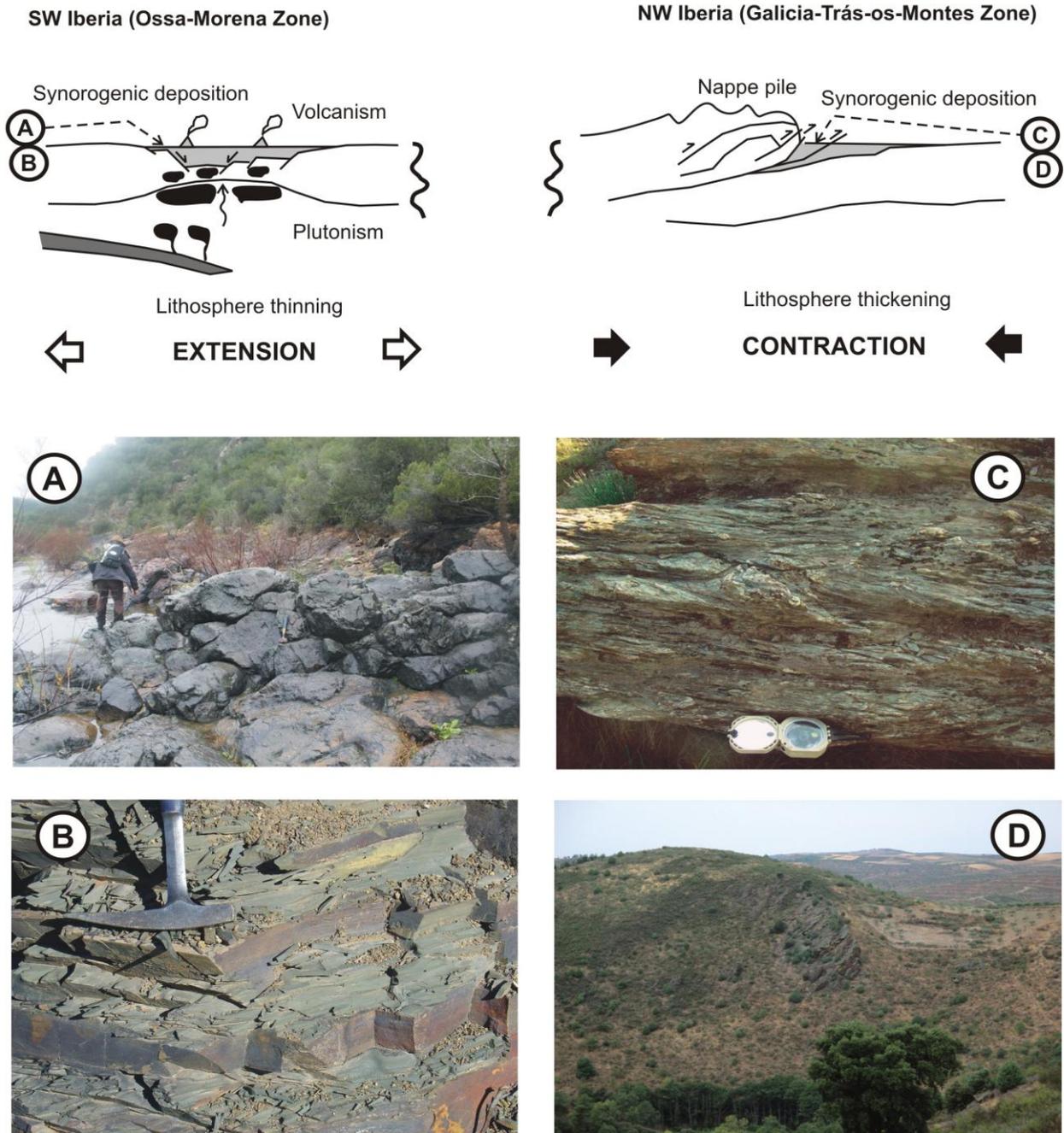


FIGURE 1. Tectonic model of the Early Carboniferous synorogenic basins evolution of the Ossa-Morena and Galicia-Trás-os-Montes zones (Iberia; Variscan Orogeny). Field aspects of lithologies of Early Carboniferous synorogenic basins from Iberia: Ossa-Morena Zone (SW Iberia), A- Undeformed mafic pillow-lavas of the Toca da Moura Complex; B- Undeformed synorogenic deposits of the Cabrela Formation; Galicia-Trás-os-Montes Zone (NW Iberia), C- Strongly deformed synorogenic deposits of the Travanca Formation; D- Olistolith of Silurian lydite in the Travanca Formation.

# Correlación de cinturones de alta presión en el NO y SO de Iberia: la zona de sutura Devónica Superior del Macizo Ibérico y la definición del Complejo Alóctono de Ossa-Morena

## *Correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia: the Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif and the definition of the Ossa-Morena Allochthonous Complex*

R. Díez Fernández<sup>1</sup> y R. Arenas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain. georuben@usal.es (R. Díez Fernández), arenas@geo.ucm.es (R. Arenas)

**Resumen:** La correlación de tres cinturones de alta-P y baja a media-T del NO y SO de Iberia basada en la edad de dicho metamorfismo, su litostratigrafía y tectonostratigrafía regional, y apoyada por la geometría de estructuras regionales mayores, permite el reconocimiento de un único terreno afectado por un proceso de subducción continental de edad Devónico Superior durante la orogenia Varisca. Este terreno se localiza por encima de dominios caracterizados en su mayoría por una evolución metamórfica Varisca inicial Barroviense, normalmente seguida de un metamorfismo de alta-T y media a baja-P. Este terreno de alta-P se encuentra bajo un conjunto de unidades ofiolíticas desmembradas, variables en edad y composición. Este terreno de alta-P es un trazador inequívoco de la base cabalgante de los complejos alóctonos del NO de Iberia, y también aparece hacia la base de la mayoría de la denominada Zona de Ossa-Morena que, en consecuencia, resulta ser un complejo alóctono más del Macizo Ibérico. El Complejo de Ossa-Morena junto con los complejos alóctonos del NO de Iberia conforman un manto alóctono desenraizado que fue transportado hacia el interior de Gondwana durante la colisión de este último con Laurussia para formar Pangea.

**Palabras clave:** Macizo Ibérico; Terrenos Alóctonos; Metamorfismo de Alta-P; Subducción Continental.

**Abstract:** A correlation of three high-P and low to intermediate-T belts from NW and SW Iberia based on the age of high-P metamorphism, lithostratigraphy, and regional tectonostratigraphy, and supported by the geometry of major regional structures, allows the recognition of a single terrane affected by Late Devonian continental subduction during the Variscan orogeny. This terrane is located on top of sections of the Variscan orogen mostly characterized by Barrovian metamorphism, usually followed by high-T and medium/low-P metamorphism. This high-P terrane occurs below a set of dismembered ophiolitic units, variable in age and composition. This high-P terrane is located in the lower part of the allochthonous complexes of NW Iberia, and in a lower position in most of the Ossa Morena Zone that, therefore, emerges as another allochthonous complex of the Iberian Massif. The Ossa Morena Complex together with the allochthonous complexes of NW Iberia form a huge rootless nappe that was transported towards mainland Gondwana during its collision with Laurussia to form Pangea.

**Key words:** Iberian Massif; Allochthonous terranes; High-P metamorphism; Continental Subduction.

## INTRODUCCIÓN

En la sección Ibérica del orógeno Varisco se han propuesto varias zonas de sutura definidas por ofiolitas y cinturones de alta-P. Se cree que estas zonas de sutura se formaron durante el cierre del océano Reico y otros dominios oceánicos menores localizados en dominios perigondwánicos (Martínez Catalán et al., 2009; Simancas et al., 2009). Actualmente se acepta que la sutura principal del Reico separa la Zona Renohercínica (Avalonia) del resto del orógeno Varisco (Fig. 1). Sin embargo, el significado tectónico de las suturas que limitan bloques continentales de derivación gondwánica no está claro, incluyéndose aquí los cinturones metamórficos de alta-P y baja a media-T (AP/B-MT) que aparecen en el Macizo

Ibérico y a lo largo de todo el orógeno. Comprender las equivalencias entre estos cinturones metamórficos es clave para las reconstrucciones paleogeográficas del Paleozoico. En esta contribución proponemos una correlación entre los tres principales cinturones de AP/B-MT que afloran en el Macizo Ibérico junto con las implicaciones deducibles para el resto del orógeno.

## CINTURONES DE ALTA-P EQUIVALENTES

Los complejos alóctonos del NO de Iberia representan los restos de una lámina cabalgante en los que unidades de naturaleza ofiolítica dan cuenta de una zona de sutura desenraizada y transportada dentro de una pila de mantos de cabalgamiento en la que pueden diferenciarse dos terrenos de afinidad continental, uno por encima y otro por debajo de las ofiolitas (Martínez

Catalán et al., 2009). Estos complejos se sitúan por encima de un dominio parautoctono y ambos cabalgan sobre un dominio autóctono (Figs. 2a y 2b).

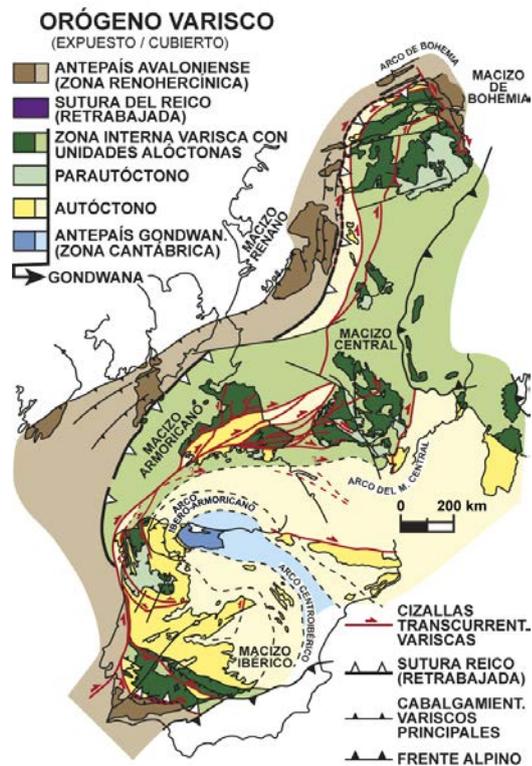


FIGURA 1. Zonación del orógeno Varisco

Por debajo de las ofiolitas, uno de los terrenos continentales que incluye eclogitas y rocas deformadas en facies de los esquistos azules representa uno de los cinturones de AP/B-MT (Díez Fernández et al., 2011). La edad del metamorfismo de AP es ~370 Ma, mientras que la edad de exhumación hasta condiciones de media presión es ~350-340 Ma (Rodríguez et al., 2003; Abati et al., 2010). Este terreno contiene dos secuencias litológicas yuxtapuestas: una secuencia inferior consistente en paragneises con albita y ortogneises e intercalaciones menores de metabasitas, cuarcitas y rocas de silicatos cálcicos, y una secuencia superior con mica-esquistos con albita y granate alternando con algunas metabasitas. La edad máxima de depósito para estas secuencias oscila entre Ediacarenses y Cámbrico Medio, y su procedencia es del margen Norte de Gondwana. Los protolitos de los ortogneises definen una asociación calcoalcalina más antigua y una asociación alcalina más moderna (Díez Fernández et al., 2010).

En el SO de Iberia, la Unidad Central (UC, Fig. 2a) es un relicto de una sutura Varisca. Esta unidad muestra una tectonoestratigrafía y evolución equivalente al cinturón de AP/BM-T del NO de Iberia, como queda patente en primer lugar por el amplio desarrollo de un metamorfismo de AP (Azor, 1994). La edad de este metamorfismo está pobremente constreñida. Edades U-Pb en bordes de circón metamórfico presente en eclogitas (380-350 Ma,

Ordóñez Casado, 1998) coinciden con la edad obtenida en el NO de Iberia. Dos secuencias litológicas han sido descritas para la Unidad Central (Azor, 1994). La secuencia inferior incluye paragneises con albita y algunas intercalaciones de cuarcitas y mármoles que alternan con ortogneises calcoalcalinos y alcalinos y metabasitas, mientras que una serie consistente en mica-esquistos y mica-esquistos con granate forma la secuencia superior de esta unidad. Las edades de los protolitos de los ortogneises abarcan el mismo rango temporal que aquellos presentes en el cinturón de AP del NO de Iberia descrito anteriormente y muestran una tendencia química similar (Ordóñez Casado, 1998).

La Unidad de Cubito-Moura (UCM, Fig. 2a) representa un cinturón de AP/B-MT que aflora cerca del límite meridional de la Zona de Ossa-Morena y al Oeste, en el Macizo de Évora. El metamorfismo de AP está datado en 371 Ma y su litoestratigrafía se divide en dos secuencias yuxtapuestas (Ribeiro et al., 2010). La secuencia inferior incluye paragneises con albita que alternan con ortogneises, algunos mármoles, metabasitas y cuarcitas, mientras que la secuencia superior contiene mica-esquistos con albita y granate e intercalaciones de metabasitas. Las edades de sedimentación de los protolitos sedimentarios abarcan desde el Ediacarenses hasta el Cámbrico y las similitudes estratigráficas con sucesiones litoestratigráficas adyacentes apoyan una procedencia del margen Norte de Gondwana. Por encima de este cinturón de AP hay un conjunto ofiolítico desmembrado, comúnmente denominado Ofiolitas Internas de la Zona de Ossa-Morena (Ribeiro et al., 2010) (OIZOM, Fig. 2).

Las similitudes metamórficas, geocronológicas y tectonoestratigráficas de estos tres cinturones de AP/B-MT ofrecen dos posibilidades: (i) los cinturones representan diferentes suturas continentales menores formadas a la vez en distintas secciones del margen de Gondwana con una casi idéntica litoestratigrafía prerogénica o, (ii) los cinturones dan cuenta de un único, ahora desmembrado, cinturón de AP que se extiende durante varios cientos de kilómetros y afectó a un dominio notablemente homogéneo del margen.

## POSICIÓN DE LOS CINTURONES DE ALTA-P

La independencia o equivalencia de los tres cinturones de AP descritos con anterioridad depende de su correlación estructural. Las rocas de AP/B-MT que afloran en el NO de Iberia definen la base de una pila de mantos alóctonos desenraizados que cabalgan sobre dominios parautoctonos y autóctonos. Estas rocas a su vez descansan bajo una serie de secuencias ofiolíticas y estas a su vez bajo un terreno poliorogénico de afinidad continental (Sección E, Fig. 2b).

El límite Sur de la Zona Centroibérica es una falla normal inclinada al SO, el despegue de Puente Génave-

Castelo de Vide (DPG-CV; Martín Parra et al., 2006). Un terreno continental (Dominio Obejo-Valsequillo) ocupa su bloque de techo y se preserva en un sinforme regional erguido (Sección D, Fig. 2). Este terreno está limitado hacia el SO por un cinturón de AP inclinado hacia el NE, la Unidad Central. De acuerdo con su localización y geometría, proponemos que el DPG-CV cortó a los mantos alóctonos expuestos en el NO de Iberia y transportó una sección del alóctono continental superior al nivel de exposición actual de su bloque de techo. El carácter sinformal de este dominio junto con la inclinación regional NE de la Unidad Central indica que esta última y las unidades alóctonas basales del NO de Iberia son estructuralmente correlacionables.

Al SO de la Unidad Central, el cinturón de AP que ésta representa es desplazado hacia abajo por la falla de Onza, favoreciendo así una amplia exposición de los terrenos suprayacentes. La estructura de este dominio tiene un carácter sinformal amplio (Secciones A, B y C, Fig. 2b; Ribeiro et al., 2010). En el flanco SO de esta estructura sinformal mayor aflora la Unidad de Cubito-Moura, inclinada hacia el NE. Dado que esta unidad de AP ocupa una misma posición estructural por debajo de un terreno poliorogénico continental no afectado por un proceso de subducción continental de edad Devónico Superior, la consideramos como la continuación del mismo cinturón de AP/B-MT que constituye la Unidad Central y el alóctono basal del NO de Iberia. Es más, klippen tectónicos como las Anfibolitas de Carvalhal y las OIZOM, combinados con las ventanas tectónicas en las que afloran unidades como la ofiolita de Calzadilla, ofrecen ejemplos de secuencias ofiolíticas que ocupan una posición inmediatamente por debajo del terreno continental poliorogénico expuesto en el SO de Iberia, dando cuenta de su carácter alóctono (Fig. 2).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Figura 2 muestra la correlación de los tres cinturones de AP/B-MT del Macizo Ibérico y los identifica como partes fragmentadas de un único cinturón mayor formado a partir de la subducción continental de un terreno continental de derivación gondwánica. Este terreno se localiza en la parte inferior de los complejos alóctonos del NO de Iberia, pero también ocupa una posición estructuralmente inferior a lo largo de la mayoría de la Zona de Ossa-Morena que, en consecuencia, surge como otro complejo alóctono del Macizo Ibérico: Complejo de Ossa-Morena. Los límites de este complejo son el DPG-CV por el Norte y el cabalgamiento basal de la Unidad de Cubito-Moura por el Sur, habiendo una ventana tectónica a su autóctono relativo al S y SE de la Unidad Central (Fig. 2). El Complejo de Ossa-Morena consiste en un conjunto de unidades afectadas por metamorfismo de AP/B-MT de edad Devónico Superior localizadas en la base, una serie de unidades ofiolíticas discontinuas que ocupan una posición intermedia, y un gran terreno

poliorogénico de afinidad continental. Como en el NO de Iberia, todos estos terrenos representan secciones del margen perigondwánico, siendo la sutura que definen de tipo intra-Gondwana.

La sutura intra-gondwánica contenida en los complejos alóctonos del Macizo Ibérico es cortada por el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa (Fig. 2), considerada como la localización primaria de la sutura del océano Reico en Iberia. El emplazamiento de los complejos alóctonos debe ser anterior al desarrollo del límite actual entre las citadas zonas, estando la sutura del Reico en esta parte del orógeno Varisco fuertemente retrabajada.

## AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado mediante el proyecto CGL2012-34618 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

- Abati, J., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J. y Díez Fernández, R. (2010): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *GSA Bulletin*, 122: 219-235.
- Azor, A. (1994): *Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 312 p.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. y Fernández-Suárez, J. (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoexposure on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385-399.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R. y Abati, J. (2011): Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. *Tectonics*, 30: TC3009.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Castineiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R. y López Carmona, A. (2009): A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 114-126.
- Martín Parra, L.M., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. y Matas, J. (2006): The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177: 191-202.

Ordóñez Casado, B. (1998): *Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone*. Tesis Doctoral, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, 235 p.

Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G. y Jesus, A. (2010): Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research*, 17: 408-421.

Rodríguez, J., Cosca, M.A., Gil Ibarra, J.I. y Dallmeyer, R.D. (2003): Strain partitioning and

preservation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica-Tui complex, NW Spain). *Lithos*, 70: 111-139.

Simancas, J.F., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., González-Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A. y Carbonell, R. (2009): Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 103-113.

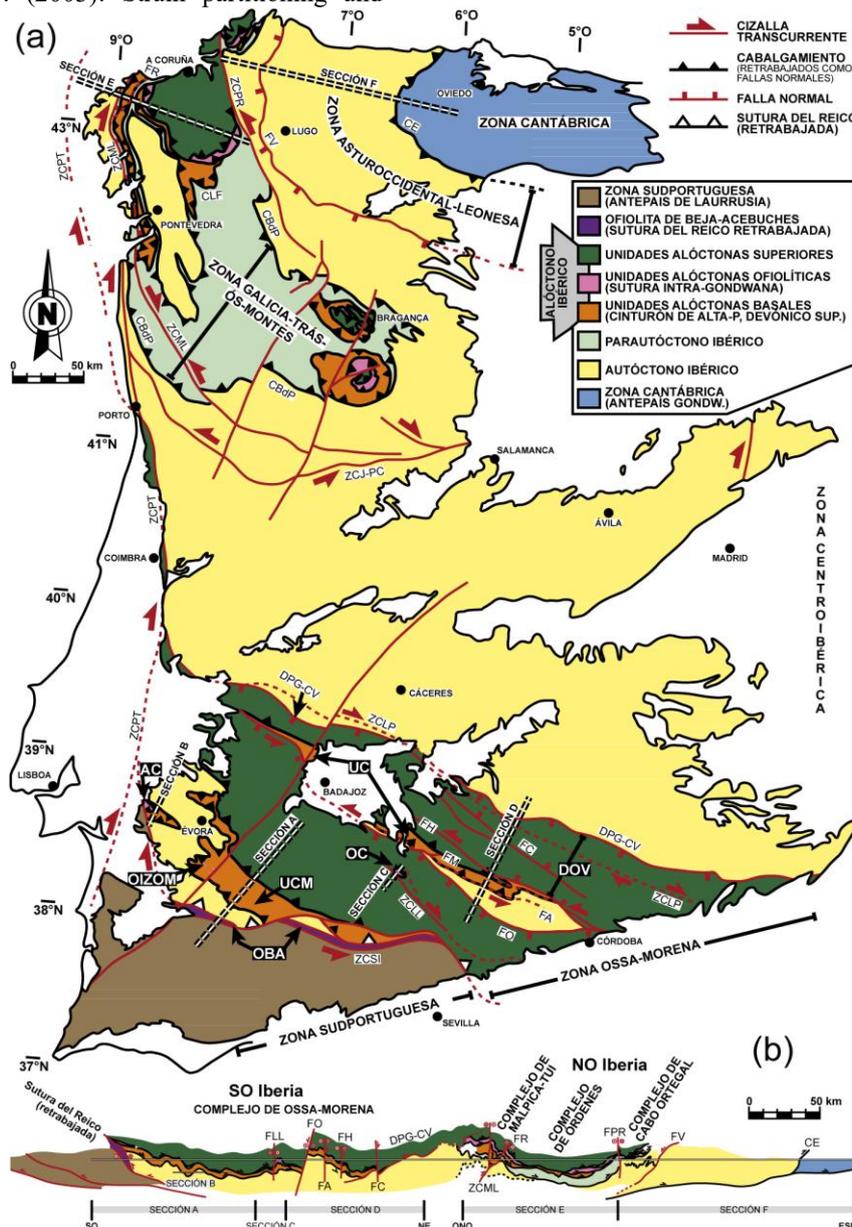


FIGURA 2. Mapa Geológico del Macizo Ibérico. Abreviaturas: AC — Anfibolitas de Carvalhal; CBdPI — Cabalgamiento Basal del Parautóctono Ibérico; CE — Cabalgamiento de Espina; CLF — Cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPG-CV — Despegue Puente Génave-Castelo de Vide; DOV — Dominio Obejo-Valsequillo; FA — Falla de Azuaga; FC — Falla de Canaleja; FH — Falla de Hornachos; FM — Falla de Matachel; FO — Falla de Onza; FR — Falla de Riás; FV — Falla de Viveiro; OBA — Ofiolita de Beja-Acebuches; OC — Ofiolita de Calzadilla; OIZOM — Ofiolitas Internas de la Zona Ossa-Morena; UC — Unidad Central; UCM — Unidad Cubito-Moura; ZCJ-PC — Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo; ZCLL — Zona de Cizalla Los Llanos; ZCLP — Zona de Cizalla Los Llanos; ZCML — Zona de Cizalla Malpica-Lamego; ZCPR — Zona de Cizalla Palas de Rei; ZCSPT — Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI — Zona de Cizalla Sur Ibérica.

# Ophiolites in the Variscan suture of NW Iberia I: Distribution and types

## *Ofiolitas en la sutura Varisca del NW de Iberia I: Distribución y tipos*

S. Sánchez Martínez<sup>1</sup> and R. Arenas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain.  
s.sanchez@geo.ucm.es

**Abstract:** In the NW Iberian Massif, in the Galicia region, several allochthonous complexes (Cabo Ortegal, Órdenes and Malpica-Tui) contain a rootless Variscan suture that can be followed along the belt. The allochthonous complexes include two different continental terranes and several ophiolitic units sandwiched in between them. Two different ophiolitic belts exist, with different structural position and chronology. The lower ophiolitic units consist of the Bazar and Vila de Cruces ophiolites and are characterized by c. 500 Ma protolith ages. The upper ophiolitic units are composed of the Careón, Purrido and Moeche ophiolites, and contain mafic-ultramafic sequences dated at c. 395 Ma. This younger group represents the most common ophiolites in the Variscan Orogen. Moreover, a thick serpentinite mélangé (Somozas Mélangé) can also be included among the ophiolitic sequences of the Variscan suture.

**Key words:** Ophiolites, Distribution and types, Variscan suture, NW Iberian Massif.

**Resumen:** En el NW del Macizo Ibérico, en Galicia, diferentes complejos alóctonos (Cabo Ortegal, Órdenes y Malpica-Tui) contienen una sutura Varisca desenraizada que puede seguirse a lo largo del orógeno. Los complejos alóctonos incluyen dos terrenos distintos de origen continental y diferentes unidades ofiolíticas que ocupan en general una posición intermedia entre ambos. Existen dos cinturones ofiolíticos distintos, con diferentes posiciones estructurales y cronología. Las unidades ofiolíticas inferiores están constituidas por las ofiolitas de Bazar y Vila de Cruces, y se caracterizan por unos protolitos datados en c. 500 Ma. Las unidades ofiolíticas superiores están constituidas por las ofiolitas de Careón, Purrido y Moeche, y contienen secuencias máficas-ultramáficas datadas en c. 395 Ma. Este grupo más joven representa las ofiolitas más comunes en el Orógeno Varisco. Además, entre las secuencias ofiolíticas incluidas en la sutura Varisca del NW de Iberia también puede incluirse una potente mélangé de serpentinitas (Somozas Mélangé).

**Palabras clave:** Ofiolitas, Distribución y tipos, Sutura Varisca, NW del Macizo Ibérico.

## INTRODUCTION

In the Variscan Belt, a long suture zone is outlined by thick sequences of mafic and ultramafic rocks, interpreted as ophiolites generated during the closure of at least one oceanic domain during the main stage of the Pangea assembly. They are included in allochthonous complexes formed by several exotic terranes, in some cases affected by high pressure metamorphic events (Fig. 1). It is accepted that the Rheic Ocean was the main oceanic domain closed during the collision of Gondwana and Laurussia in Late Devonian and Carboniferous times (Stampfli and Borel, 2002), but other minor oceanic domains also participated in the amalgamation of Pangea (Arenas et al., 2014a; Díez Fernández and Arenas, 2015).

The long Variscan-Appalachian-Alleghenian Orogen, which extends from Europe to eastern North America, contains key information for reconstructing the amalgamation history of the Pangea supercontinent. In the Variscan Belt, the oldest tectonothermal events are preserved in the complex suture zone that can be

traced from the Iberian Peninsula to the Bohemian Massif. Two different events of high pressure metamorphism appear to have occurred relatively close in time, but were separated by the development of oceanic basins (Arenas et al., 2014a). This evolution is unusual in large collisional belts, whose tectonothermal evolution is commonly interpreted as reflecting a single high-P (HP) or ultra-high-P (UHP) metamorphic event associated with subduction of one of the colliding continental margins. In the Variscan Belt, both HP events and the development of some of the oceanic domains occurred after the earliest Devonian and are thus broadly coeval with the initial stages of the assembly of Pangea.

## OPHIOLITIC UNITS

Several recent papers have described the lithologies, chemical compositions and isotopic geochronology of the ophiolites of NW Iberia (see Arenas and Sánchez Martínez, 2015 and references therein). It is presently well-known that their igneous protoliths correspond to two age groups, which prevents linking their generation with a single stage in

the evolution of a single oceanic domain. These ophiolites provide information about the oceanic domains located along the periphery of Gondwana in pre-Ordovician times, and about the oceanic domains involved in the final assembly of Pangea. The ophiolites of NW Iberia consist of a varied group of mafic-ultramafic sequences. Five different ophiolites and a serpentinite mélangé have been described in Galicia, in the northwesternmost part of the Iberian Massif (Figs. 1 and 2). Two groups of ophiolitic units have been distinguished (Figs. 1 and 2): an older group (lower ophiolitic units) containing metaigneous rocks of Late Cambrian age (c. 497-495 Ma; Arenas et al., 2007; Sánchez Martínez et al., 2012), and a younger

group (upper ophiolitic units) including gabbroic rocks of Devonian age (Emsian-Eifelian; c. 395 Ma; Díaz García et al., 1999; Sánchez Martínez et al., 2011; Arenas et al., 2014b). The lower ophiolitic units are interpreted to represent a series of mafic complexes linked to the dynamics affecting the most external margin of Gondwana in Cambrian-Early Ordovician times. The Middle Devonian ophiolites are the most abundant group found in the Variscan suture. The origin and meaning of this group of ophiolites has been the object of different interpretations.

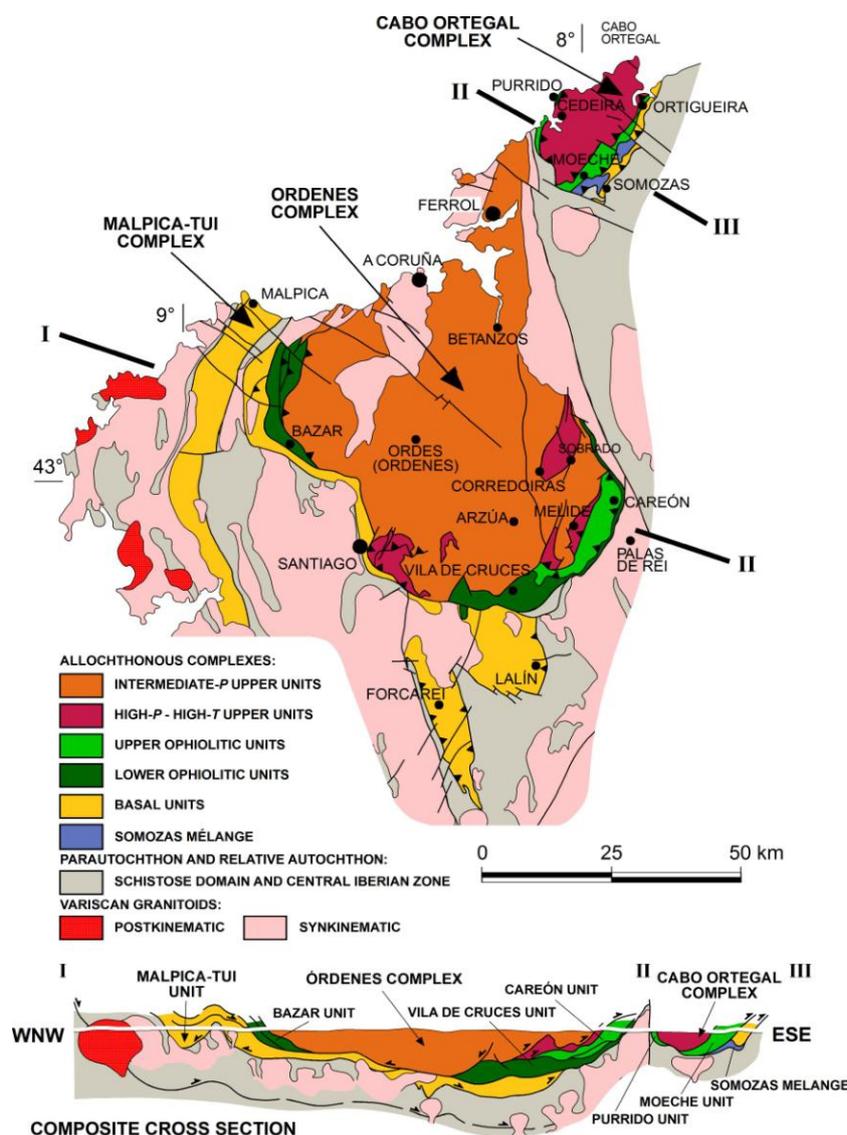


FIGURE 1. Geological map and cross section of the allochthonous complexes of the NW Iberian Massif (Galicia region). They show the distribution and general structure of the terranes involved in the Variscan suture and the location and names of the ophiolitic units.

## LOWER OPHIOLITIC UNITS

The Bazar Ophiolite, located in the westernmost part of the Ordenes Complex (Fig. 1), consists of an

imbricate of tectonic slices, c. 5000 m thick, containing metagabbroic rocks and a minor proportion of ultramafic rocks at the base of the ophiolite. The main tectonic slice (Carballo-Bazar, Fig. 2) is c. 4000 m thick and is composed of amphibolites and foliated

metagabbros with a HT foliation, which evolved from an initial granulite-facies tectonothermal event. Scarce metric-sized boudins of mafic granoblastic granulites are preserved within the metagabbros. They are wrapped by the HT foliation and their mineral association is transitional between low and intermediate-P conditions (plagioclase – clinopyroxene – orthopyroxene – hornblende – ilmenite ± garnet ± olivine). The lower part of the main slice consists of relatively well-preserved gabbros and ultramafic rocks, with minor leucogabbros and tonalites (Fig. 2). Located SE of the Órdenes Complex (Fig. 1), the Vila de

Cruces Ophiolite has a complex structure characterized by the presence of at least two overlaid tectonic slices with a total thickness of c. 4000 m (Fig. 2). The main lithologies are greenschist rocks of possible metavolcanic origin, alternating with abundant layers of phyllites, micaschists and schists with albite and garnet porphyroblasts, and scarce metacherts bands. Lenticular intercalations of metagabbros and two bodies of tonalitic orthogneisses transitional to metagabbroic types can also be identified. Thin serpentinite bands occur along the contact between the main slices.

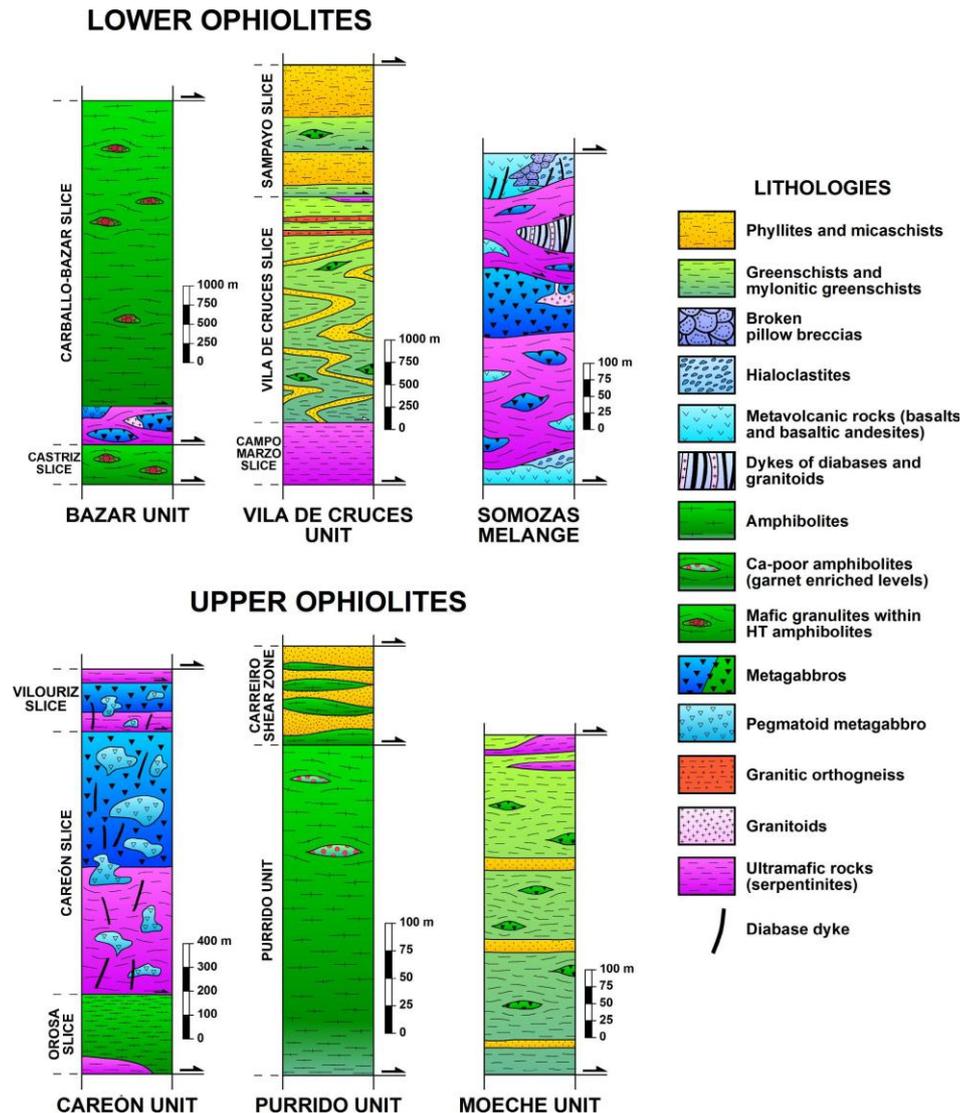


FIGURE 2. Schematic columns showing the lithological constitution of the ophiolites from Galicia.

## UPPER OPHIOLITIC UNITS

The Careón Ophiolite contains the best preserved metaigneous succession in NW Iberian Massif (Figs. 1 and 2). It consists of three imbricated sheets that repeat the mantle-crust transition with a total thickness of c. 1500 m. The thickest slice is the c. 1000 m thick

Careón Sheet, which consists mainly of serpentized ultramafic rocks and isotropic metagabbros, with abundant stocks of pegmatoid metagabbros emplaced at all levels as well as scarce wehrlite sills. Diabase and late diabase dykes cut all exposed levels, from the deepest mantle section to the most superficial crustal sections. The lithological constitution of the Careón Ophiolite strongly differs from the classical MOR

ophiolitic types. Therefore, it was interpreted as an ophiolite generated in a supra-subduction zone setting by Díaz García et al. (1999). The intrusion of abundant diabase dikes at all levels of the Careón Sheet suggests the development of this ophiolite in a context of extension and thinning, above a subduction zone. Located at the westernmost limit of the Cabo Ortegal Complex (Fig. 1), the Purrido Ophiolite consists of c. 300 m of monotonous amphibolites and garnet-bearing amphibolites of metagabbroic origin (Fig. 2). Unlike the Careón Ophiolite, well preserved igneous features do not occur but the amphibolite types that appear on both units are very similar from a mineralogical and compositional point of view, so that both ophiolites have been traditionally correlated. The Moeche Ophiolite crops out widely in the eastern part of Cabo Ortegal Complex (Fig. 1). The Moeche and Purrido ophiolites are in contact in a small coastal section to the West of Cedeira village, where the Moeche Ophiolite occupies the lower structural position. This ophiolitic unit consists of c. 500 m of greenschists with abundant intercalations of phyllites and micaschist, and scarce metagabbros and serpentinites (Fig. 2).

The lowest part of Cabo Ortegal Complex includes a thick tectonic mélange, only represented in this place in the allochthonous complexes of NW Iberian Massif (Fig. 1). The Somozas Mélange comprises a c. 1800 m thick unit composed of two contrasting members (Arenas et al., 2009). The upper member is c. 500 m thick and consists of a typical serpentinite mélange. The sheared serpentinitic matrix surrounds tectonic blocks ranging from metric-hectometric to kilometric in size. The tectonic blocks consist of gabbro, diabase, granitoid, metabasalt, andesitic basalt, pillow breccia, pillow lava, hyaloclastite, marble, phyllite, sandstone and conglomerate, together with HT metamorphic rocks including orthogneisses, common amphibolite and zoisite-rutile rich metabasites. The lower member is c. 1000 m thick and it is composed of a mélange with a matrix of ocher-colored phyllites or blue-colored phyllonites surrounding tectonic blocks of the lithologies involved in the serpentinite mélange.

## CONCLUSIONS

In the NW Iberian Massif, two main groups of ophiolites are preserved in the Variscan suture: Cambrian (c. 500 Ma; lower ophiolitic units) and Devonian (c. 395 Ma; upper ophiolitic units). A thick serpentinitic mélange of uncertain age and origin also occurs. These ophiolites are composed of mafic sequences and minor ultramafic rocks, deformed and metamorphosed from greenschist to low-P granulites facies. Although the primary mineralogy is not preserved, the plutonic, intrusive and volcanic textures and structures are frequently observed. Sedimentary rocks are rather scarce and it is unclear whether their presence in the ophiolite has tectonic significance.

## REFERENCES

- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce, J.A. y Corfu, F. (2007): The Vila de Cruces Ophiolite: A remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*, 115: 129-148.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R. y Andonaegui, P. (2009): The basal tectonic mélange of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35: 85-125.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. y Albert, R. (2014a): Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25: 756-763.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Albert, R., Díez Fernández, R. y Andonaegui, P. (2014b): Re-interpreting the Devonian ophiolites involved in the Variscan suture: U-Pb and Lu-Hf zircon data of the Moeche Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberia). *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1385-1402.
- Arenas, R. y Sánchez Martínez, S. (2015): Variscan ophiolites in NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes*, 38: 315-333.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J. y Dunning, G.R. (1999): Tectonic evolution of the Careón Ophiolite (northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan Belt. *Journal of Geology*, 107: 587-605.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Gerdes, A., Castiñeiras, P., Potrel, A. y Fernández-Suárez, J. (2011): Isotope geochemistry and revised geochronology of the Purrido Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif): Devonian magmatism with mixed sources and involved Mesoproterozoic basement. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 733-750.
- Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Arenas, R. y Abati, J. (2012): The Bazar Ophiolite of NW Iberia: a relic of the Iapetus-Tornquist Ocean in the Variscan suture. *Terra Nova*, 24: 283-294.
- Stampfli, G.M. y Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.

# Ophiolites in the Variscan suture of NW Iberia II: Geochemistry and classification

## *Ofiolitas en la sutura Varisca del NW de Iberia II: Geoquímica y clasificación*

S. Sánchez Martínez<sup>1</sup> and R. Arenas<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, Spain.  
s.sanchez@geo.ucm.es

**Abstract:** The lithological and geochemical features of most of the NW Iberia ophiolites show they are not common MOR types. They instead formed in SSZ setting or during the opening of pull-apart type ephemeral basins. Perhaps the only exception is the Bazar Ophiolite, which has a more representative oceanic composition that seems to reflect a Cambrian accretion zone of peri-Gondwanan oceanic material below a magmatic arc system. Together with the Vila de Cruces Ophiolite, also generated during Cambrian times in relation to the opening of a back-arc basin, both reflect somewhat the earliest stages of the opening of the Rheic Ocean, the largest Paleozoic ocean generated in the peri-Gondwanan setting. The Devonian ophiolites (Careón, Purrido and Moeche ophiolites) represent the remnants of an oceanic lithosphere generated in an ephemeral basin, probably a pull-apart type, developed during dextral convergence. This basin probably opened at c. 400-390 Ma, apparently after a first interaction between the continental margins of Gondwana and Laurussia. The two ophiolitic belts in Galicia preserve evidence for the complex tectonothermal events that occurred during the assembly of Pangea. This collision was not simple, but occurred in at least two distinct events separated by the opening of pull-apart basins.

**Key words:** Ophiolites, Geochemistry and classification, Variscan suture, NW Iberian Massif.

**Resumen:** Las características litológicas y geoquímicas de las ofiolitas del NW de Iberia indican que no representan tipos MOR comunes. Por el contrario, se formaron en contextos de tipo SSZ o durante la apertura de cuencas efímeras de tipo pull-apart. Quizás la única excepción es la Ofiolita de Bazar, que tiene una composición oceánica más típica y su evolución parece reflejar la acreción Cámbrica de litosfera oceánica peri-Gondwánica bajo un arco magmático. Junto con la ofiolita de Vila de Cruces, también generada durante el Cámbrico en relación con la apertura de una cuenca de back-arc, ambas reflejan de alguna manera los estadios iniciales de la apertura del Océano Rheico. Las ofiolitas del Devónico (ofiolitas de Careón, Purrido y Moeche) representan los restos de litosfera oceánica generada en una cuenca efímera, probablemente de tipo pull-apart, desarrollada durante convergencia dextra. Esta cuenca se formó a c. 490-390 Ma, después de un primer episodio de interacción entre los márgenes continentales de Gondwana y Laurussia. Los dos cinturones de ofiolitas de Galicia preservan evidencias de los eventos tectonotermales iniciales del ensamblado de Pangea. La colisión no fue simple y tuvo lugar al menos durante dos episodios diferenciados, separados por la apertura de cuencas de pull-apart.

**Palabras clave:** Ofiolitas, Geoquímica y clasificación, Sutura Varisca, NW del Macizo Ibérico.

## INTRODUCTION

The distribution and types of the ophiolitic units involved in the Variscan suture of NW Iberia (Galicia region) have been described in a first manuscript included in this volume. In this second work, the composition of the ophiolitic units is described. The most significant characteristics of the ophiolites in relation to their regional distribution, lithology, composition and chronology are used to propose a general classification and to discuss their tectonic setting.

## GEOCHEMISTRY OF THE OPHIOLITES

### Lower ophiolitic units

The geochemical features of the most representative lithologies of the Bazar Ophiolite are variable. The common amphibolites, which represent the most abundant lithological type, and the metagabbros, show compositions equivalent to island-arc tholeiites or N-MORB (Fig. 1a). However, the mafic granulites seem to be transitional between MOR (mid-ocean ridge) and WP (within-plate) basalts, with normalized trace element patterns similar to those of T-MORB generated by plume-ridge interactions (Pearce, 1996) (Fig. 1a). The compositional features, age and tectothermal evolution of the Bazar Ophiolite, indicate it may represent a lithospheric section of the Cambrian peri-Gondwanan ocean. The presence of metagabbros with N-MORB composition suggests that it involved the participation of a mid-ocean ridge. The oceanic lithosphere represented by the Bazar Ophiolite should

have been buoyant, given the short time span (c. 20 Ma) between the ages of protoliths and the HT metamorphism, and was accreted under the peri-Gondwanan magmatic arcs system. The development of a low-medium-P granulitic metamorphism is compatible with the overheating associated with the base of the magmatic arc, but it could also be caused by the subduction of a section of a mid-ocean ridge and the opening of an ephemeral asthenospheric window (Sánchez Martínez et al., 2012). In the Vila de Cruces

Ophiolite, immobile trace element abundances of both the mafic types and the tonalitic orthogneisses are typical of magmas generated at destructive plate margins (Fig. 1b). Greenschists and metagabbros have compositions characteristic of island-arc tholeiites. The presence of a strong negative Nb anomaly compared to N-MORB (Fig. 1b) is also compatible with the supra-subduction zone setting (SSZ) proposed for this ophiolite (Arenas et al., 2007).

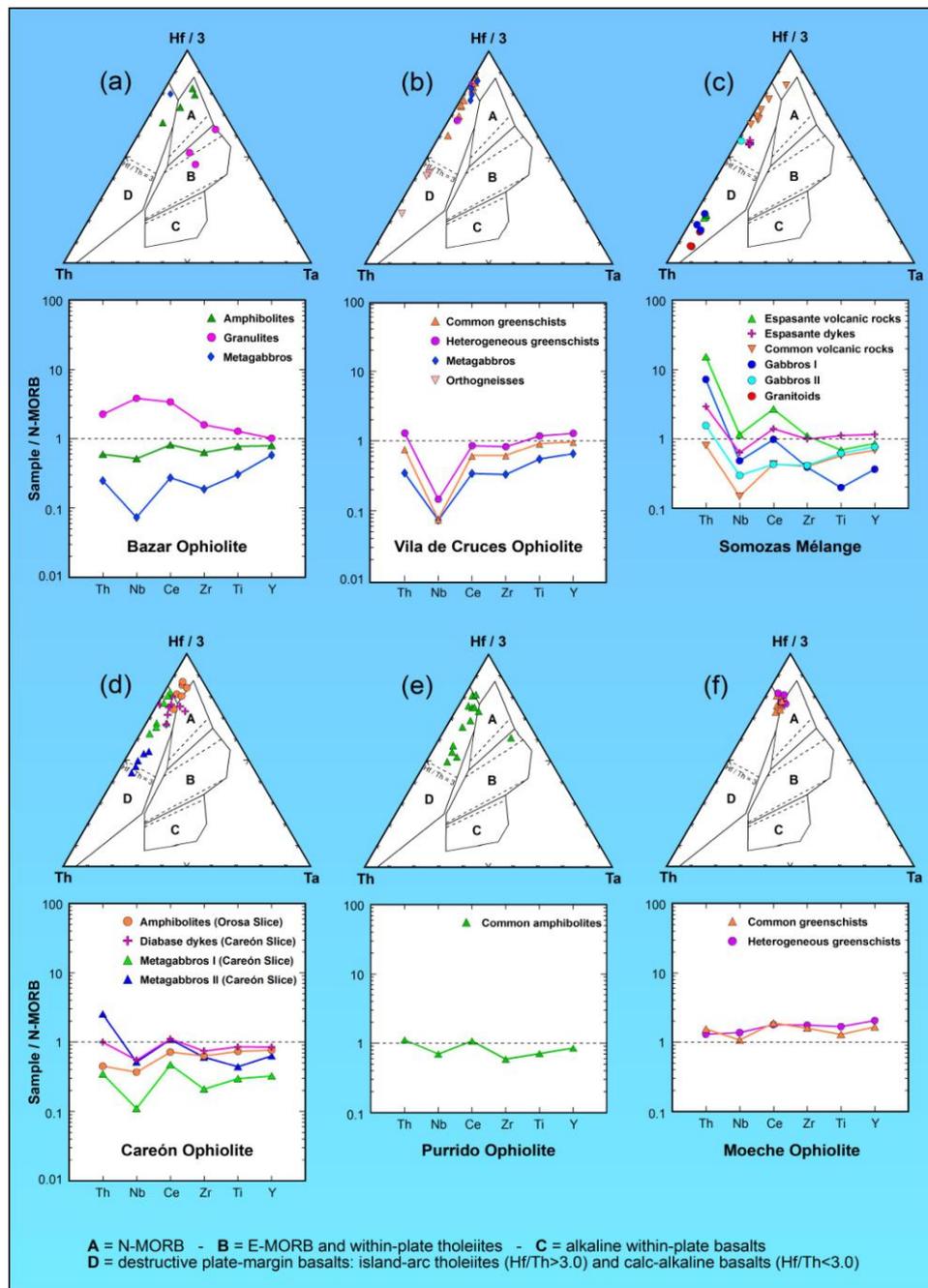


FIGURE 1. *Th-Hf-Ta* diagrams (Wood, 1980) and *N-MORB*-normalized trace-element patterns (selected elements and normalizing values according to the criteria of Pearce, 1996) for the most representative lithologies of the ophiolites included in the allochthonous complexes of Galicia. (a) Bazar Ophiolite. (b) Vila de Cruces Ophiolite. (c) Somozas Mélange. (d) Careón Ophiolite. (e) Purrido Ophiolite. (f) Moeche Ophiolite.

### Upper ophiolitic units and Somozas Mélange

In the Careón Ophiolite, immobile trace element abundances are typical of island-arc tholeiites (Fig. 1d; Wood, 1980), and the youngest diabase dykes have compositions transitional to N-MORB. All lithologies present in the Careón Ophiolite display a negative Nb anomaly compared to N-MORB, which is compatible with their generation in an active supra-subduction zone setting (Fig. 1d; Sánchez Martínez et al., 2007). The mafic rocks of the Purrido Ophiolite also have compositions typical of island-arc tholeiites, with slight negative Nb anomalies (Fig. 1e). The geochemical and geochronological data provided by the Purrido Ophiolite are interpreted to reflect interaction between Devonian gabbroic magmas and a continental crust (Fig. 2; Sánchez Martínez et al., 2011). This interpretation calls into question the origin initially proposed for the upper ophiolitic units in the context of an intra-Rheic subduction zone, and seems to indicate

generation in relation to the opening of an ephemeral pull-apart basin in Devonian times, during continued dextral convergence between Gondwana and Laurussia (Arenas et al., 2014a). Th-Hf-Ta plots for the metabasites of the Moeche Ophiolite indicate chemical compositions transitional between N-MORB and island-arc tholeiites. They show a slight enrichment of trace element abundances relative to N-MORB (Fig. 1f). Lu-Hf isotope signatures of zircons extracted from the mafic rocks of this unit clearly indicate contributions from a continental source.  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values in the analysed zircons are negative (generally below  $\epsilon_{\text{Hf}} = -5$ ), and hence they are not compatible with crystallization from a juvenile mantle source (Fig. 2; Arenas et al., 2014b). Isotopic Hf data from the zircons of the Moeche Ophiolite are similar to those from the Purrido Ophiolite. These data are incompatible with generation in an oceanic setting far from continental domains.

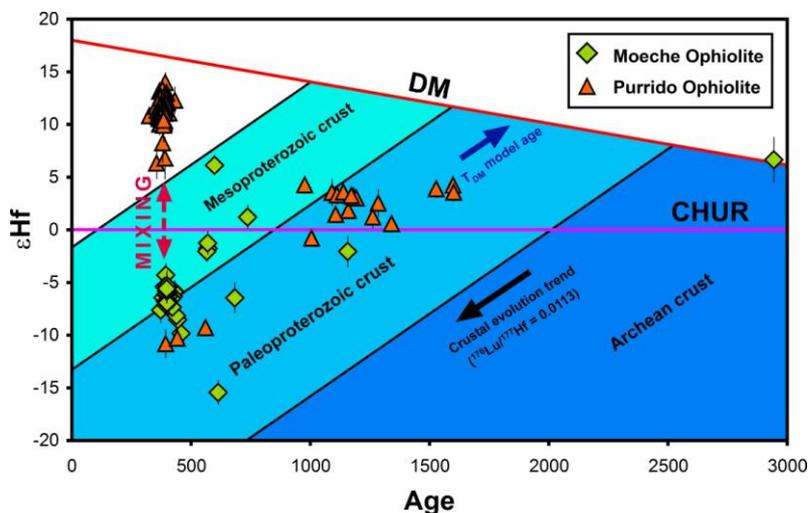


FIGURE 2.  $\epsilon_{\text{Hf}}$  versus age diagram combining the U-Pb and Lu-Hf isotope data of zircons from the Purrido and Moeche ophiolites. Crustal evolution trends (considering a  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  ratio of 0.0113) for the Archean, Paleoproterozoic and Mesoproterozoic crusts are also shown. Based in Sánchez Martínez et al. (2011) and Arenas et al. (2014b).

In the Somozas Mélange, U-Pb zircon dating was performed on a tonalitic orthogneiss from a large high-T tectonic block and on two slightly deformed granitoids affected by low-grade recrystallization (Arenas et al., 2009). The HT orthogneiss yield an age of c. 485 Ma, and the two granitoids yield ages of c. 499 Ma and c. 527 Ma. Whole rock geochemistry of all the igneous rocks in the mélangé, whether volcanic and plutonic or dykes, points to a volcanic arc setting (Fig. 1c). A negative Nb anomaly is exhibited by all lithologies, a feature considered an indication of a SSZ setting (Fig. 1c). U-Pb geochronology and whole rock geochemistry data indicate that the Somozas Mélange contains abundant materials that originated in a peri-Gondwanan magmatic arc. This suggests that the margin of Gondwana itself finally participated in the formation of the mélangé, although the exact time of its generation is unknown.

### CLASSIFICATION OF THE OPHIOLITES

Dilek and Furnes (2014) presented a new classification of ophiolites according to their geochemical signature and internal structure. They distinguish two first order groups: subduction-unrelated and subduction-related ophiolites. In the case of the NW Iberia ophiolites, the Bazar Ophiolite is the only one which does not record a clear influence of a subduction zone in the generation of its igneous protoliths (Fig. 1). Consequently it can be classified as subduction-unrelated ophiolite, most probably of the MOR type. As discussed before, it probably represents Cambrian (c. 495 Ma) peri-Gondwanan oceanic lithosphere, accreted during Early Ordovician times (c. 475 Ma), shortly after its generation at the ridge. The igneous lithologies of the Vila de Cruces ophiolite (c. 500 Ma) show geochemical features clearly indicative of an origin related with the activity of a subduction zone (Fig. 1). It can be classified as a subduction-

related SSZ type of ophiolite generated in a back-arc basin. The significant negative Nb anomalies would point to a trench proximal position of the basin, and given the important amount of sediment contained in the ophiolite it would be probably a continental back-arc basin.

The classification of the Devonian (c. 395 Ma) ophiolites (Careón, Purrido and Moeche) becomes more complicated, as we have interpreted that the tectonic setting where the oceanic lithosphere formed was a pull-apart basin formed after a first collision between Gondwana and Laurussia (Arenas et al., 2014a). Nevertheless, it is clear that a subduction zone influence does exist as it is recorded by the geochemistry of their mafic rocks (Fig. 1). What is also noticeable is that such subduction component varies from one ophiolite to other, being more significant in Careón and progressively attenuating in Purrido and even more in Moeche. The most plausible interpretation of this fact is that this pull-apart basin opened within a back-arc basin which still existed after the first collision. In this context, variation of the influence of the subduction zone depended on the proximity of the spreading ridge of the pull-apart basin to the original trench. Thus applying the new ophiolite classification it is clear that the Devonian ophiolites are in general terms of subduction-related SSZ type.

Finally, to apply the new ophiolite classification to the Somozas Mélange we should first address the problem of the origin of the unit. The development of the mélangé itself is separate to the origin of the igneous lithologies forming part of the tectonic blocks. They should represent at least in part sections of an oceanic sequence, as the development of a low viscosity channel in the lithospheric mantle implies dehydration of its mafic components during subduction. The compositions of the igneous lithologies (c. 527-485 Ma) involved in the mélangé show a clear participation of a subduction component (Fig. 1). Thence, the ophiolitic components included in this serpentinitic mélangé are of SSZ type, and were developed in relation to a Cambrian subduction zone active in the peri-Gondwanan realm.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support has been provided by the Spanish project CGL2012-34618 (Ministerio de Economía y Competitividad).

## REFERENCES

Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce, J.A. y Corfu, F. (2007): The Vila de Cruces Ophiolite: A remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*, 115: 129-148.

- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R. y Andonaegui, P. (2009): The basal tectonic mélangé of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35: 85-125.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. y Albert, R. (2014a): Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25: 756-763.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Albert, R., Díez Fernández, R. y Andonaegui, P. (2014b): Re-interpreting the Devonian ophiolites involved in the Variscan suture: U-Pb and Lu-Hf zircon data of the Moeche Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberia). *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1385-1402.
- Dilek, Y. y Furnes, H. (2014): Ophiolites and their origins. *Elements*, 10: 93-100.
- Pearce, J.A. (1996): A users guide to basalt discrimination diagrams. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Application for Massive Sulphide Exploration* (D.A. Wyman, ed.). Short Course Notes, *Geological Association of Canada*, 12: 79-113.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., Gómez Barreiro, J. y Pearce, J. (2007): The Careón Ophiolite, NW Spain: supra-subduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor. *Geology*, 35: 53-56.
- Sánchez Martínez, S., Arenas, R., Gerdes, A., Castiñeiras, P., Potrel, A. y Fernández-Suárez, J. (2011): Isotope geochemistry and revised geochronology of the Purrido Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif): Devonian magmatism with mixed sources and involved Mesoproterozoic basement. *Journal of the Geological Society, London*, 168: 733-750.
- Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Arenas, R. y Abati, J. (2012): The Bazar Ophiolite of NW Iberia: a relic of the Iapetus-Tornquist Ocean in the Variscan suture. *Terra Nova*, 24: 283-294.
- Wood, D.A. (1980): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.

# Geochemistry of the Upper Ordovician alkaline basalts of the Castro Fm. (Cantabrian Zone): break-up along the Ibero-Armorican margin of the Rheic Ocean?

## *Geoquímica de los basaltos alcalinos del Ordovícico Superior de la Fm. Castro (Zona Cantábrica): ruptura del margen Ibero-Armoricano del océano Réico?*

P. Valverde-Vaquero<sup>1</sup>, C.J. Hepburn<sup>2</sup> and E. Martínez García<sup>3,†</sup>

<sup>1</sup> IGME, c/ La Calera, 1, Tres Cantos, 28760, p.valverde@igme.es

<sup>2</sup> Boston College, Dept. of Geology & Geophysics, john.hepburn.1@bc.edu

<sup>3</sup> Universidad de Oviedo, Facultad de Geología

† Deceased Sept. 2015

**Abstract:** The Castro Formation is a volcanosedimentary unit of Upper Ordovician-Lower Silurian age that crops out along the coast of Cabo Peñas in the Cantabrian Zone of the Iberian Massif. It contains a basaltic level with Cpx phenocryst and a groundmass with Cpx+Pl+Kfs+opacues. New major and trace element data (XRF and INAA) indicate that they are evolved (Mg# 37-48), high-Ti (3.04-3.76%), alkaline basalts (SiO<sub>2</sub> 47-49%; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O > 5.4). They show LREE, HFSE and LILE enrichment typical of within plate alkaline basalts, pointing to derivation from an enriched mantle source (subcontinental lithosphere?). This magmatic event coincides with the volcanic episode that signals the end of the matching Ordovician lithostratigraphy between Central Armorica and Central Iberia and with a significant Late Ordovician felsic magmatic event along the Pyrennes and Catalonia, suggesting a complex tectonic scenario with rifting along the Rheic side of the Variscan orogen while the Paleo-Tethyan realm had a separate evolution.

**Key words:** Upper Ordovician, Geochemistry, Basalt, Rifting, Iberian Massif.

**Resumen:** La Formación Castro es una unidad volcanosedimentaria de edad Ordovícico Superior-Silúrico Inferior que aflora en la costa de Cabo de Peñas en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico. Esta unidad contiene un nivel de basaltos con fenocristales de Cpx y una mesostasis de Cpx+Pl+Kfs+opacos. Nuevos datos de elementos mayores y trazas (XRF y INAA) confirman que se trata de basaltos alcalinos (SiO<sub>2</sub> 47-49%; Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O > 5.4) evolucionados (Mg# 37-48). Así mismo muestran un enriquecimiento en LREE, HFSE y LILE típico de basaltos alcalinos de intraplaca indicando derivación de una fuente mantélica enriquecida (litosfera subcontinental?). Este evento magmático coincide con el episodio volcánico que marca el final de la correlación de la litoestratigrafía Ordovícica entre Centro Armórica y Centro Iberia y con un importante magmatismo félsico en los Pirineos y Cataluña, sugiriendo un escenario tectónico complejo con un rifting en el margen Réico del orógeno Varisco mientras el dominio del Paleo-Tetys tenía una evolución distinta.

**Palabras clave:** Ordovícico Superior, Geoquímica, Basalto, Rifting, Macizo Ibérico.

## INTRODUCTION

While Cambro-Ordovician magmatic activity is extensive in certain parts of the Iberian Autochthon terrane, Late Ordovician magmatism is discrete and has not received the same degree of attention. This magmatism often produced basic magmas, so it can provide interesting clues on the nature of the mantle and potential tectonic settings at the time.

In this case we provide new data on the basaltic member of the Castro Fm. This basaltic horizon was previously studied by Fernández Secades (1975), whose data was compiled in Gallastegui et al. (1992). Initially, considered a tholeiitic basalt, however its mineralogy with one clinopyroxene mineral phase and the absence of quartz pointed to a possible alkaline

affinity. This was confirmed by the work of Suarez et al. (1993), which is complemented by this geochemical study.

## GEOLOGICAL SETTING AND PREVIOUS WORK

The Cantabrian Zone (CZ) constitutes the northern foreland of the Variscan orogen in the Iberian Massif. The CZ with the nearby West Asturian-Leonese and the Central Iberian zones, they define the so-called Iberian Autochthon terrane (Quesada, 1990). The Cabo Peñas area holds the northernmost Paleozoic stratigraphic sequence of the Cantabrian Zone and a well-exposed volcano-sedimentary complex between the Middle Ordovician Luarca slates and the Silurian Formigoso slates. This complex, approximately 500 meters thick, defines the Castro Fm., which is

considered Upper Llandeilo / Caradoc to Lower Silurian in age (Gallastegui et al., 1992 and refs. within). A basaltic level, 75 to 100 meters thick, crops out in the cliffs north of the Viodo beach, in the central section of the Castro Fm. These basalts show columnar joints and epidote veins, and are the subject of this study.

Previous work by Fernández Secades (1975) reported altered samples with partially serpentinized clinopyroxene phenocrysts and a plagioclase rich groundmass. He also presented major element analyses, with which he carried a CIPW norm and concluded the tholeiitic affinity for these basalts. His major element analyses were also used by Gallastegui et al. (1992) to plot these rocks in the TAS discrimination diagram. Suárez et al. (1993) provided a detailed mineralogical study and new trace and major elements analyses by XRF, as well as two ICP-MS REE analyses, confirming the alkaline character of the suite.

### SAMPLES AND PETROGRAPHY

A total of seven samples were collected for study. They are all fine grained with phenocrysts (<20%) of 1mm of diameter. The phenocrysts are partially serpentinized and chloritized. Fresh phenocrysts are clinopyroxene. Some altered phenocrysts resemble olivine, but its presence cannot be confirmed. The groundmass has an intergranular to trachytic texture, and is formed by plagioclase laths (An<sub>30</sub>), Cpx, KFs, and opaques (magnetite?). Apatite occurs as an accessory mineral, and epidote, calcite, serpentinite, and chlorite form as secondary minerals (see Suárez et al., 1993).

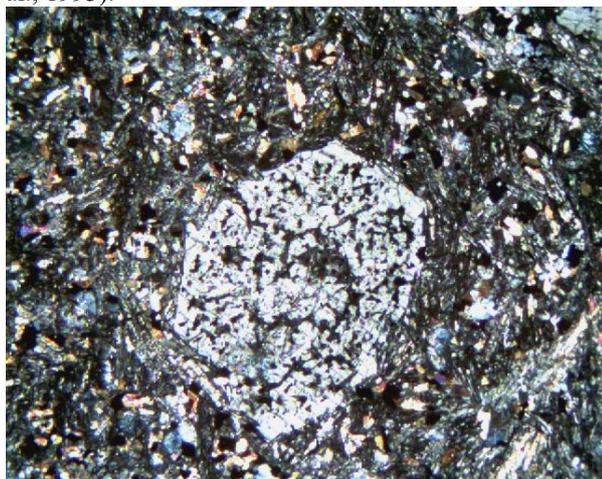


FIGURE 1. Clinopyroxene phenocrystal with an intergranular groundmass of Cpx, Pl and opaques. Crossed polars x2.

### ANALYTICAL TECHNIQUES

The samples were prepared at the Boston College rock crushing facilities. The XRF major element analyses were done at the University of Massachusetts (Amherst) and trace elements at St. Mary's University

(Nova Scotia, Canada). Neutron activation (INAA) trace element analyses were carried out at Boston College using REGE and LEPS detectors. Precision is between 5 and 11% for Nd, Tb and Ta reported by INAA, and better than 5% for the rest of the trace elements (XRF and INAA).

### GEOCHEMISTRY

Major and trace element plotting has been done with GCDkit4.1 (Janousek et al., 2006). The data is reported in table 1 for use by future workers. The major element data is similar to that reported by Fernández Secades (1975) and these samples also plot in the trachy basalt/ basaltic trachyandesite fields matching the samples in Gallastegui et al. (1992) and Suarez et al. (1993).

	A3	A3A	A3B	A3C	A3D	A3E	A3F
WT XRF (%)							
SiO <sub>2</sub>	49	47.5	47	47.2	48.2	47	46.9
TiO <sub>2</sub>	3.49	3.08	3.1	3.1	3.76	3.12	3.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.1	14.9	14.9	14.9	16.5	15	14.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10.7	12.6	12.8	12.6	11.3	12.9	12.6
MnO	0.1	0.19	0.18	0.19	0.1	0.19	0.17
MgO	3.3	5.49	5.89	5.71	3.31	5.83	5.38
CaO	4.64	5.77	6.45	6.2	4.58	7.01	8.11
Na <sub>2</sub> O	2.95	3.19	2.96	2.93	2.73	3.16	2.86
K <sub>2</sub> O	3.94	3.35	2.87	3.16	3.38	2.27	2.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.53	0.54	0.54	0.66	0.54	0.54
L.O.I	5.6	2.8	2.7	2.9	5.8	2.3	2.9
Total	100	99.4	99.5	99.4	100	99.4	99.5
XRF(ppm)							
Ba	1422	1238	1066	1391	1104	925	773
Rb	71	81	62	66	62	55	66
Sr	606	742	870	680	604	608	747
Y	28	24	26	27	32	27	30
Zr	297	272	282	267	319	268	275
Nb	45	39	38	38	50	38	39
Zn	119	128	132	126	119	128	129
Cu	47	43	45	42	41	43	43
Ni	45	50	43	44	29	50	49
V	313	245	242	256	304	241	246
Cr	101	86	92	92	46	91	91
INAA (ppm)							
Sc	24.1	22.3	22.7	22.7	22.5	22.7	22.7
Co	35.8	40.5	41.1	40.7	35.4	41.5	41.6
Cs	2.87	1.09	2.45	1.29	2.85	1.43	1.19
La	44.3	39.8	40.4	40.3	45.4	40.3	40.6
Ce	92.7	83.8	84.2	83.4	95.1	84	84.4
Nd	47.1	40.6	40.8	41.5	48	39.8	42.1
Sm	9.04	7.9	8.08	8.01	9.18	8.03	8.07
Eu	2.95	2.54	2.56	2.51	2.83	2.52	2.58
Tb	1.06	0.89	0.83	0.86	1.07	0.89	0.91
Ho	1.43	0.94	1.46	1.06	1.43	0.92	0.94
Yb	2.45	2.06	2.19	2.15	2.48	2.27	2.19
Lu	0.36	0.31	0.31	0.33	0.41	0.33	0.31
Hf	7.11	6.4	6.4	6.34	7.41	6.38	6.34
Ta	3.66	3.35	3.29	3.35	3.86	3.26	3.33
Th	5.49	4.85	4.88	5.02	5.75	4.94	4.99
U	1.14	0.72	0.91	0.9	0.72	1.01	1.13

TABLE 1. Major and trace elements analyses for the basalts of the Castro Formation. \*Total Fe.

These basalts (47-49% SiO<sub>2</sub>) have Mg# of 37 to 48 suggesting that they are relatively evolved. High Ti and Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O values >5.4 indicate that these are alkaline basalts, as confirmed by the Zr/Ti-Nb/Y diagram (Fig.2).

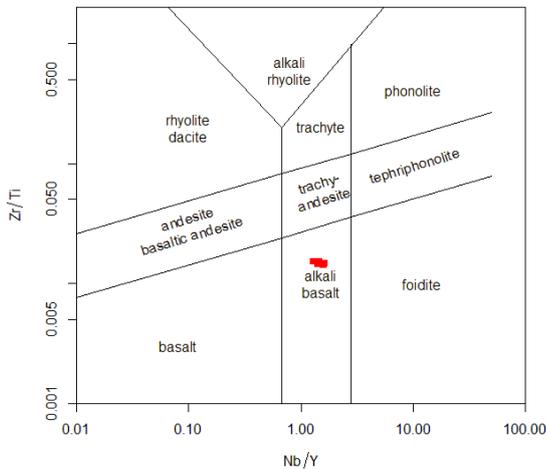


FIGURE 2. Zr/Ti-Nb/Y basalt discrimination diagram (Pearce, 1996; ref. in Janousek et al., 2006)

The chondrite-normalized multielement patterns show a LREE enriched pattern with  $La_n > 100$  and  $Lu_n > 10$ , suggesting derivation from an enriched source. The MORB-normalized pattern displays an enrichment in LILE and HFSE characteristic of within-plate alkaline basalts (Fig.3). Tectonic discrimination diagrams also confirm the within-plate alkaline (WPA) character of the basalts (Fig.4; Suarez et al., 1993).

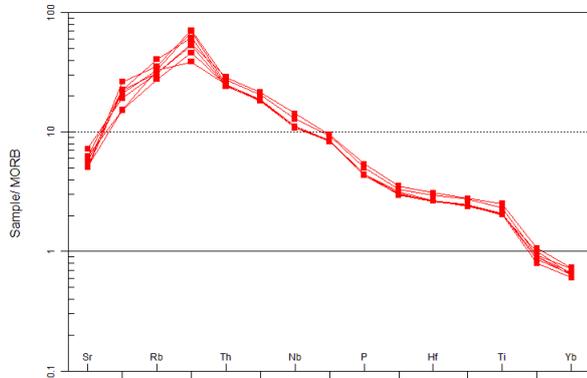


FIGURE 3. MORB-normalized spidergram (Pearce, 1983; ref. in Janousek et al., 2006).

The samples plot in alkali basalt (OIB) field of the Th-TiO<sub>2</sub>-Nb-Yb basalt discrimination scheme of Pearce (2008) pointing to derivation from an enriched mantle source (Fig.5). The average Zr/Hf ratio (43) has a suprachondritic value, while the Nb/Ta (12) is subchondritic suggesting subcontinental lithosphere as their source. Other ratios such as Zr/Nb (6.9), Nb/Th (8), Nb/Y (1.5) and Zr/Y (10.2) also point to an EM2-type enriched mantle source (Condic, 2005).

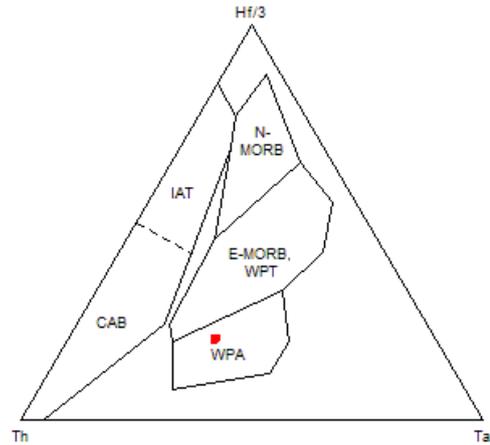


FIGURE 4. Th-Hf-Ta basalt tectonic discrimination diagram (Wood, 1980; ref. in Janousek et al., 2006).

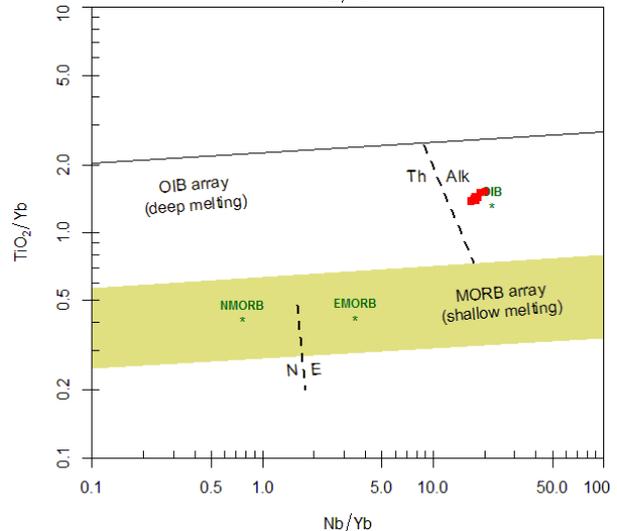
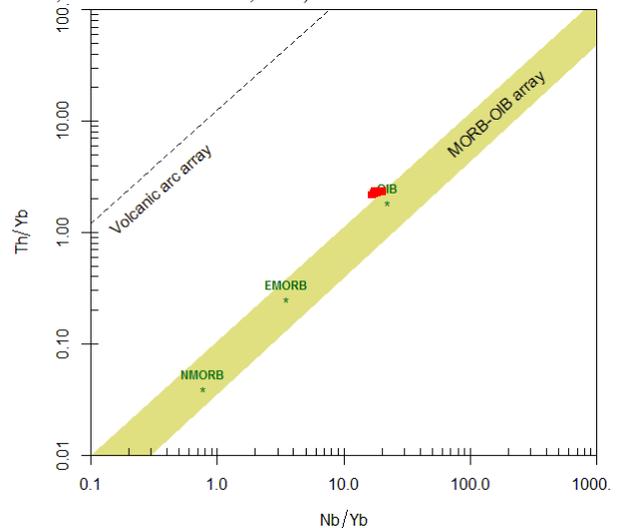


FIGURE 5. Th-TiO<sub>2</sub>-Nb-Yb basalt discrimination scheme of Pearce (2008).

## DISCUSSION

The presence of within-plate alkaline basalts is not exclusive of the Cabo Peñas area, similar basalts, attributed to a rifting event, occur in the southern branch of the Cantabrian Zone (Gallastegui et al.,

1992) and have been recently dated (451 Ma) in the Narcea antiform (Farandón trachyte; Rubio-Ordóñez et al., 2011). Discrete, manifestations of basic Upper Ordovician/ Silurian magmatism also occur in the Central Iberian Zone with tholeiitic and alkaline affinities, including the Buçao area in Portugal (Ribeiro et al., 1992). Young (1985) provided compelling evidence for matching Ordovician faunas and stratigraphy between Buçao and the Crozon area in Central Armorica (Fig.6), which he stated “precluded separation” of the two areas before the Ordovician. However, their current position on opposite sides of the South Armorican suture indicates that they became separated. These observations can be reconciled if the Caradoc/Asghill magmatism marks an incipient rifting and breaking of the Ibero-Armorican margin of the Rheic Ocean, separating both areas, and leading to formation of a South Armorican-Galician ocean.

The Upper Ordovician magmatism of the Cabo Peñas area is coeval with a major felsic magmatic event in the Pyrennes and Catalonia (Fig. 6; Casas et al., 2010). Reconstruction of the Iberian Autochthon terrane based on the pre-Alpine configuration shows that this terrane was bounded to the east by the Variscan elements of Alkapeca facing the Paleo-Tethys (Fig.6; Stampfli et al., 2002). Casas et al. (2010) indicate that Mid-Late Ordovician evolution of these areas did not match those of the classic zones of the Iberian Massif. This would suggest that during the Mid Paleozoic, the Iberian Autochthon terrane might have become a microplate, analogous to the present-day Iberian plate, with margins facing two separate, Rheic and Paleo-Tethys, oceanic realms.

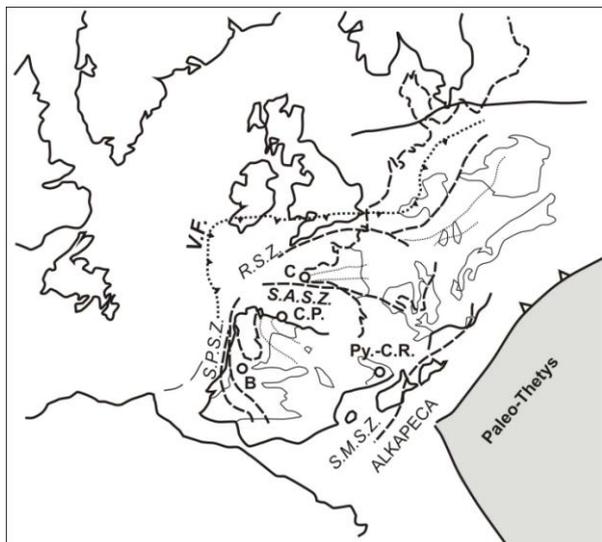


FIGURE 6. Pre-Alpine configuration of the Variscan orogen. V.F., Variscan front; R.S.Z. Rhenish Suture Zone; S.P.S.Z. South Portuguese suture zone; S.M.S.Z., Maures-Sardinia suture zone; S.A.S.Z. South Armorican suture zone; C.P. Cabo Peñas, B Buçao; C., Crozon; Py-C.R., Pyrenees –Catalonian Coastal Ranges.

## ACKNOWLEDGEMENTS:

We would like to dedicate this work to the memory of our friend and colleague E. Martínez García. C.J.H collected the samples while on sabbatical at Univ.Oviedo hosted by E.M.G.. P.V.V. did the INAA analysis while he was a M.Sc. student at Boston College under a FPI-Fulbright scholarship (grant PG90 09381342).

## REFERENCIAS:

- Condie, K.C. (2005): High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79: 491-504.
- Fernandez Secades, M.L. (1975): Petrología y geoquímica de las manifestaciones efusivas de la región de Cabo de Peñas (N. de Asturias). *Brev. Geol.Ast.*, 19: 9-16
- Gallastegui, G., Aramburu, C., Barba, P., Fernández, L.P. y Cuesta, A. (1992). Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO de España). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. and Rábano, I. Madrid: 360-378
- Janousek, V., Farrow, C.M. y Erban, V. (2006): Interpretation of whole rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data toolkit (GCDkit). *Journal Petrology*, 47: 1255-1259
- Pearce, J.A. (2008): Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48.
- Quesada, C. (1991): Geological constraints on the Paleo-zoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225–245.
- Ribeiro ML, Mata, J. y Munhá, J. (1992): Magmatismo do Paleozóico inferior em Portugal. *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. Madrid: 378-394.
- Rubio Ordoñez, A., Cuesta, A., Gallastegui, G. y Suárez, O. (2011): Diques lamprofídicos Ordovícicos en el Antiforme del Narcea (NO España). *VI Congreso Ibérico de Geoquímica*: 97-100.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F. y Borel, G.D., (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *GSA Spec. Pub*, 364: 263-280.
- Suárez, O., Gallastegui, G., Cuesta, A., Corretgé, L.G. y Tarrío, L. (1993): Geoquímica de las rocas basálticas del Cabo de Peñas (Zona Cantábrica, NO de España). *V Congreso de Geoquímica de España*: 42-47.
- Young, T.P. (1985): *The stratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal*, Ph.D. thesis, University Sheffield.

## Fósiles ordovícicos del Dominio de Obejo-Valsequillo (Complejo de Ossa Morena, Zona Galicia-Ossa Morena), suroeste de España

### *Ordovician fossils from the Obejo-Valsequillo Domain (Ossa-Morena Complex, Galicia–Ossa-Morena Zone), southwestern Spain*

J.C. Gutiérrez-Marco<sup>1,4</sup>, S. Lorenzo<sup>2</sup>, I. Rábano<sup>3</sup>, G.N. Sarmiento<sup>4</sup> y J. Carlorosi<sup>5</sup>

1 Instituto de Geociencias (CSIC-UCM), José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. jegrpto@ucm.es

2 Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén, Universidad de Castilla-La Mancha, Plaza Manuel Meca s/n, 13400 Almadén, Ciudad Real. saturnino.lorenzo@uclm.es

3 Museo Geominero, IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

4 Departamento de Paleontología, Facultad CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. gsarmien@ucm.es

5 Instituto Superior de Correlación Geológica – CONICET, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina. josefnacarlorosi77@gmail.com

**Resumen:** Se actualiza el registro paleontológico del Ordovícico (trilobites, graptolitos, braquiópodos, equinodermos, moluscos, conodontos) en el Dominio de Obejo-Valsequillo representado en cinco localidades fosilíferas. Dos de ellas (sur de Alcaracejos y noreste de Belmez) corresponden a la llamada “Unidad Parautoctona” y las tres restantes (Campillo de Llerena, Villaharta y oeste de Adamuz) a las “Unidades Alóctonas”. Las asociaciones paleontológicas guardan ciertas semejanzas con las de la Zona Centroibérica pero representan retazos de una plataforma marina de gradiente opuesto a la surcentroibérica (profundización hacia el sur y suroeste vs. profundización hacia el norte y noreste). Ello implica grandes desplazamientos, congruentes con el modelo alóctono de la nueva Zona Galicia-Ossa Morena, tal vez en continuidad paleogeográfica hacia el noroeste con el Autoctono del suroeste de Iberia.

**Palabras clave:** Ordovícico, Yacimientos paleontológicos, Andalucía, Extremadura, Zona Galicia-Ossa Morena.

**Abstract:** The palaeontological record from the Ordovician of the Obejo-Valsequillo Domain is here updated and it includes trilobites, graptolites, brachiopods, echinoderms, mollusks and conodonts, coming from five fossil localities. Two of them (south of Alcaracejos and northeast of Belmez) correspond to the so-called “Parautochthonous Unit” and the remaining three (Campillo de Llerena, Villaharta and west of Adamuz) to the “Allochthonous Units”. These assemblages show some relationships with those from the Central Iberian Zone, but possibly represent the remains of a marine shelf under a gradient opposite to that of the south Central-Iberian one: i.e., deepening to the south and southwest instead of towards the north and northeast, respectively. This implies Variscan megadisplacements, congruent with the general allochthonous model of the new Galicia–Ossa-Morena Zone, and perhaps palaeogeographic continuity to the northwest with the Southwestern Iberian Autochthon during the Lower Palaeozoic.

**Key words:** Ordovician, Fossil localities, Andalusia, Extremadura, Galicia–Ossa-Morena Zone.

## INTRODUCCIÓN

El Dominio de Obejo-Valsequillo, considerado como “transicional” entre las zonas Centroibérica y Ossa Morena, pero comúnmente adscrito a la primera de ellas, fue propuesto incluso como una división independiente del Macizo Ibérico (la Zona Lusitano-Mariánica de San José et al., 2004), basándose en las singularidades sedimentarias que presenta la secuencia paleozoica, así como al gran contraste estructural varisco. Últimamente el dominio en su conjunto ha sido descrito como un sinforme tardío, perteneciente a un gran complejo alóctono varisco (Díez Fernández y Arenas, 2015), a su vez integrado en la nueva Zona Galicia-Ossa Morena (Arenas et al., 2016).

En la presente nota se revisan y aportan datos paleontológicos nuevos para el Ordovícico, por si los

rasgos paleobiogeográficos pudieran aportar informaciones para la ubicación pre-varisca del área.

## ANTECEDENTES

Los primeros fósiles ordovícicos del Dominio Obejo-Valsequillo (el trilobites “*Calymene tristani*”) ya fueron mencionados a mediados del XIX en la región del Puerto Calatraveño, situado al sur del término municipal de Alcaracejos (Córdoba), y hacia finales de siglo en un sector al norte de Belmez (Córdoba). Las investigaciones del siglo XX añadieron nuevas citas de trilobites y moluscos ordovícicos al noroeste de Adamuz (Córdoba), así como más trilobites en el entorno del Puerto Calatraveño (Pérez Lorente, 1979, con referencias previas).

En el siglo XXI, se revisó en detalle el afloramiento de Adamuz (Gutiérrez-Marco et al., 2014) y se citaron

los primeros fósiles ordovícicos cerca de la localidad cordobesa de Villaharta (Matas et al., 2014).

## LOCALIDADES FOSILÍFERAS

Además de los icnofósiles presentes en la Cuarcita Armoricana, en el sector hasta ahora conocido como “Unidad Parautóctona”, el registro paleontológico del Ordovícico Medio y Superior es muy exiguo para el conjunto del Dominio de Obejo-Valsequillo. Ello contrasta extraordinariamente con los abundantes fósiles reconocidos en materiales comparables al norte de la banda de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide. Este accidente se ubica al norte del Batolito de Los Pedroches y constituye el límite entre las zonas Centrobérica (*sensu stricto*) y Galicia-Ossa Morena (Arenas et al., 2016).

Los escasos hallazgos de fósiles ordovícicos, que se presentan a continuación, siguen un orden geográfico de Este a Oeste, discutiéndose más adelante sus implicaciones geológicas.

### Adamuz (Córdoba)

Las asociaciones paleontológicas del Ordovícico encontradas en el pequeño sinclinal de la loma de Kilva, a unos 9 km al noroeste de la población, han sido recientemente revisadas (y en parte ilustradas) por Gutiérrez-Marco et al. (2014). El registro comprende al menos tres asociaciones de conodontos, trilobites, ostrácodos y moluscos del Ordovícico Inferior; otras tres del Ordovícico Medio dominadas por trilobites, graptolitos, equinodermos, moluscos, braquiópodos, macaeridios, conuláridos e icnofósiles; y finalmente dos asociaciones del Ordovícico Superior, una con trilobites y equinodermos y otra, en calizas, con conodontos y bioclastos de otros grupos de invertebrados.

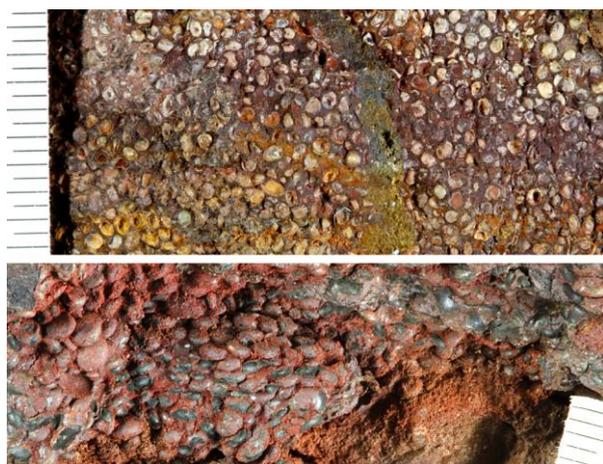


FIGURA 1. Textura oolítica del nivel de hierro sedimentario de Villaharta (Córdoba). En la imagen de arriba, algunos oolitos están seccionados según su plano ecuatorial y han perdido parte de la corteza mineral por alteración. En la imagen de debajo se aprecia la compactación plástica de muchos oolitos. Las divisiones menores de la escala gráfica equivalen a 0,5 mm.

### Villaharta (Córdoba)

Esta sección fosilífera fue descubierta en el transcurso de la revisión cartográfica a escala 1:200.000 de Andalucía, y los primeros resultados estratigráficos y paleontológicos fueron avanzados por Matas et al. (2014). Los fósiles más antiguos son de probable edad Oretaniense y se ubican en las areniscas que suceden a un conspicuo nivel de hierro oolítico (Fig. 1), sobre el que se han hallado equinodermos diplopóridos (Fig. 2A). Entre 70-80 m por encima de este nivel se reconoce una alternancia de predominio arenoso con icnofósiles, equinodermos (Fig. 2B-C), trilobites (*Isabelinia* cf. *glabrata*) y restos de ostrácodos, que asignamos tentativamente al Dobrotiviense inferior. Más arriba la sucesión no contiene fósiles hasta llegar a un banco de caliza bioclástica, que contiene abundantes gasterópodos y restos más raros de braquiópodos, briozoos y trilobites del Kralodvoriense (Fig. 2D-F). En el muestreo micropaleontológico se obtuvieron algunos conodontos, como *Scabbardella altipes*, *Sagittodontina robusta* y *Amorphognathus* sp. (Sarmiento en Matas et al., 2014, p. 18), a los que aquí añadimos *Amorphognathus ordovicicus*, *A. superbus*, *Hamarodus europaeus*, *Istorinus erectus*, *Walliserodus amplissimus?* y *Drepanoistodus* sp.

### Alcaracejos (Córdoba)

Corresponde a la localidad del Puerto Calatraveño, donde algunos autores clásicos (Édouard de Verneuil, Antonio Carbonell y Trillo-Figueroa) habían mencionado el hallazgo de trilobites calimenáceos. Los mismos fueron reencontrados por nosotros justo al oeste de la Mina Guillermin, correspondiendo a nódulos con *Neseuretus tristani* (Fig. 2I-J), bivalvos (*Cardiolaria* sp.), cefalópodos (sifúnculos de grandes endocerátidos) y restos de conuláridos (*Exoconularia?* sp.). La asociación es de edad imprecisa, Oretaniense superior ó Dobrotiviense.

Es de destacar que algunos cantos y nódulos fosilíferos, conteniendo diversos invertebrados ordovícico-devónicos, se encontraron también en un conglomerado carbonífero ubicado en el km 383 de la carretera N-502, inmediatamente al sur del Puerto Calatraveño, pero ya dentro del término municipal de Espiel (Córdoba). Uno de estos nódulos, incorporado como un canto rodado al conglomerado, brindó restos del trilobites *Neseuretus tristani* (Fig. 2L).

### Belmez (Córdoba)

Mallada (1880) señaló la presencia de diversos nódulos con fósiles silurianos (bivalvos y cefalópodos) unos 2 km al norte de esta localidad. Uno de ellos se conserva en la Escuela de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid y contiene *Redonia deshaysi*, del Oretaniense-Dobrotiviense. Por nuestra parte, hemos encontrado diversos trilobites, braquiópodos y moluscos en el camino del que se separa el acceso a la casa de Peñaladrones, unos 7,6 km al noreste de

Belmez. Los fósiles se preservan tanto en pizarras oscuras como en intercalaciones de areniscas finas lumaquéticas, habiéndose identificado: *Neseuretus tristani* (Fig. 2K), *Iberocoryphe verneuili* (Fig. 2G-H), *Eodalmanitina?* sp., *Heterorthis morgatensis* (Fig. 2M-N), *Sinuities* sp. y bivalvos indeterminables. La asociación corresponde al Dobrotiviense inferior.

### Campillo de Llerena (Badajoz)

En agosto de 2003, la realización de las obras de remodelación de la carretera autonómica EX-211, entre la rotonda de empalme con la EX-103 y el acceso desde el noroeste a esta localidad extremeña, favoreció el hallazgo de trilobites en unos bloques de pizarra, apartados en la cuneta situada al sur de la segunda rotonda. Uno de ellos corresponde a un ejemplar enrollado de *Ectillaenus* cf. *giganteus* (Fig. 2O), con aspecto de haber sido abrasionado antes del enterramiento final, y otro es un nódulo conteniendo un resto torácico de caliménaceo (Fig. 2P). La primera especie se halla restringida a materiales del Ordovícico Medio (Oretaniense-Dobrotiviense).

Como colofón a estos cinco yacimientos, cabe mencionar otras citas de fósiles en la tesis de Pérez

Lorente (1977, publicada en 1979), dentro de un marco estratigráfico y cartográfico bastante confuso, en parte heredado por Apalategui Isasa et al. (1985). El primer autor cita "*Calymenella (Eohomalonotus) cf. brongniarti* (Desl.)" en una localidad imprecisa, dentro de facies supuestamente turbidíticas, apuntando a la posibilidad de que resulte un fósil heredado de materiales más antiguos. En la unidad suprayacente a la anterior, o "Cuarcitas de Cámaras Altas" cita también raros lechos arenosos con braquiópodos (en su facies IV), más lumaquelas de braquiópodos craniáceos y *Cruziana* (idem., facies VI). Aunque no hay datos concretos sobre la situación de los yacimientos, se mencionan datos estratigráficos para los afloramientos de Peñaladrones, Puerto Calatraveño y Mina Guillermín, por lo que los fósiles podrían provenir de alguno de estos puntos, igualmente estudiados por nosotros. El auténtico *Eohomalonotus brongniarti* es un trilobites muy raro en España, donde únicamente han sido citados dos ejemplares, uno del Ordovícico Medio de Valencia de Alcántara (Cáceres) y otro del sur de Aldeaquemada (Jaén): Hammann y Henry (1978).

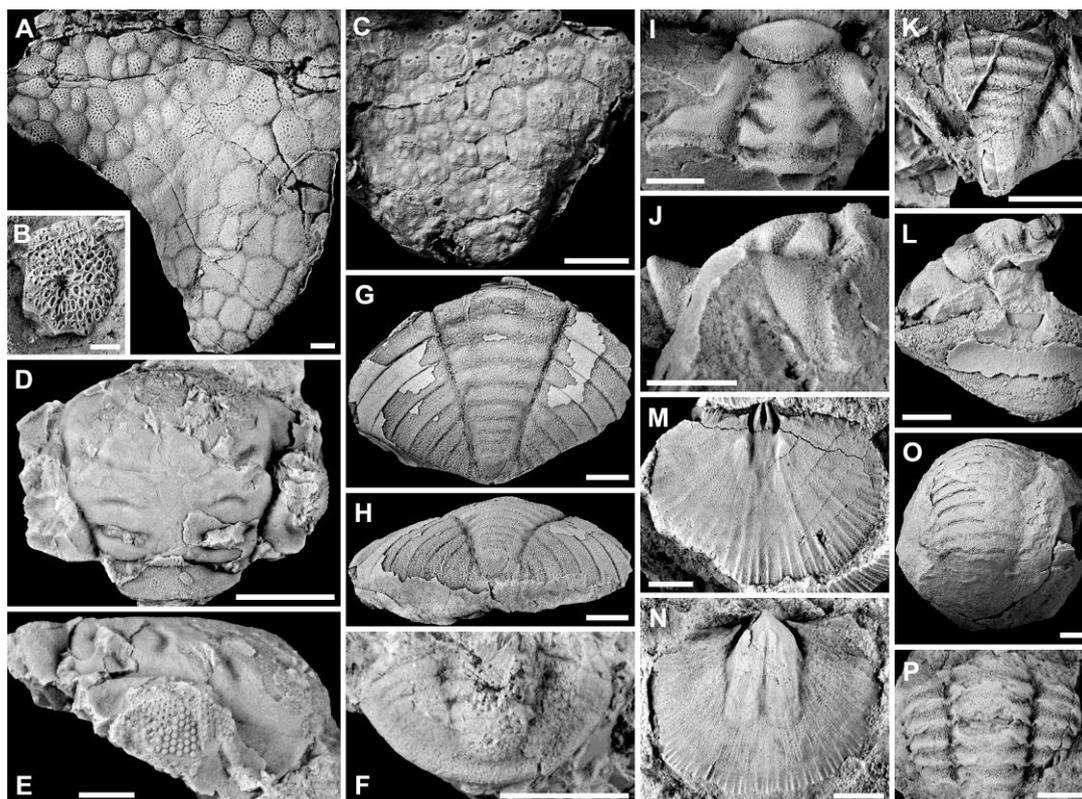


FIGURA 2. Algunos fósiles ordovícicos del Dominio de Obejo-Valsequillo. A-C, equinodermos; M-N, braquiópodos; resto, trilobites. A, *Phlyctocystis* cf. *granulata* Chauvel; B, placa de diploporito indeterminado, con detalle de las fosetas diplopóricas; C, *Phlyctocystis gigas* (Termier y Termier), extremo aboral de la teca; D-E, cefalón de *Klouceikia* gr. *pachypa* Přibyl y Vaněk, en vista dorsal (D) y lateral derecha (E), preservado en caliza; F, pigidio tal vez relacionado con la forma precedente; G-H, *Iberocoryphe verneuili* Hammann, pigidio en vista dorsal (G) y posterior oblicua (H); I-L, *Neseuretus tristani* (Brongniart in Desmarest), cranidio en vista dorsal y lateral izquierda (I-J, respectivamente), pigidio incompleto en vista dorsal (K) y asociación de cranidio y librigena de dos ejemplares diferentes (L); M-N, *Heterorthis morgatensis* Mélou, molde interno de valva dorsal (M) y ventral (N); O, *Ectillaenus* cf. *giganteus* (Burmeister), ejemplar enrollado; P, tórax de caliménaceo (*Neseuretus* o *Colpocoryphe* sp.). Localidades: A-F, Villaharta (Badajoz: A, Oretaniense; B-C, Dobrotiviense inferior; D-F, Kralodvoriense); G-H, K, M-N, Belmez (Córdoba: Dobrotiviense inferior); I-J, Alcaracejos (Córdoba: Oretaniense superior o Dobrotiviense); L, Espiel (Córdoba: Oretaniense superior o Dobrotiviense); O-P, Campillo de Llerena (Badajoz). Todos los ejemplares han sido blanqueados con vapores de MgO; A-C son vaciados en látex de los moldes externos. Escalas gráficas, 5 mm, excepto figs. B, E, M, N y F (= 2 mm). Originales en el Museo Geominero (Madrid).

En este contexto, resulta probable que la cita cordobesa corresponda a alguna otra especie de *Eohomalonotus* de amplia distribución, o incluso al género *Iberocoryphe*, que se halla representado en Adamuz y Belmez y comparte algunos aspectos morfológicos bastante similares.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De los yacimientos examinados, tan sólo las localidades del sur de Alcaracejos y noreste de Belmez se sitúan en la llamada “Unidad Parautoctona” del Dominio de Obejo-Valsequillo, perteneciendo las restantes a las “Unidades Alóctonas” del mismo, tanto a formaciones tectonizadas (Villaharta), como completamente resedimentadas (Adamuz, Campillo de Llerena) en el seno de un Carbonífero sinorogénico (Gutiérrez-Marco et al., 2014; Matas et al., 2014) aflorante al norte de la llamada “Unidad Central” (= Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba).

Las afinidades paleobiogeográficas que nos indican los fósiles del Ordovícico Medio guardan bastantes semejanzas con los afloramientos ubicados al norte de la banda de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide, donde se localizan los ambientes más someros de la plataforma centroibérica propiamente dicha. Ésta profundizaría muy paulatinamente hacia el norte y noreste actual, según nos indica la distribución de biofacies (Hamman y Henry, 1978), corroborado por un estudio sedimentológico de gran fiabilidad (Brenchley et al., 1986). La presencia de trilobites homalonótidos (*Iberocoryphe*) en los yacimientos cordobeses se asocia claramente con ambientes de escasa profundidad, lo que plantearía una polaridad opuesta para la plataforma perigondwánica dentro del Complejo Ossa Morena, pues los datos procedentes del norte de Huelva y norte de Sevilla revelan biofacies todavía más profundas y externas a la plataforma que las típicamente centroibéricas.

Por otro lado, las facies calcáreas del Ordovícico Superior serían intermedias entre la Caliza Urbana y la Caliza de Cistoideos sevillana, con presencia de trilobites facópidos desconocidos en ambas unidades. Finalmente, los materiales del Ordovícico Inferior varían lateralmente dentro del Dominio, desde potentes unidades pre-Cuarcita Armoricana al oeste, hasta una C. Americana más masiva y feldespática en el sector central, al no depósito de la Cuarcita Armoricana hacia el área de Adamuz, reemplazada por litologías lutíticas.

Los datos son congruentes con un desgajamiento y transcurrencia importante y compleja, en tiempos variscos, del dominio estudiado desde sectores situados mucho más al noroeste de su posición actual, tal vez en parte continuos con el “Autóctono del suroeste de Iberia” (Arenas et al., 2016).

## AGRADECIMIENTOS

A Carlos Alonso (Univ. Complutense) por las fotografías, y al Dr. Juan V. Fernández de la Gala (Puerto de Santa María, Cádiz), quien descubrió y nos transmitió el material de la localidad fosilífera de Campillo de Llerena. Este trabajo es una contribución al proyecto CGL2012-39471 del MINECO.

## REFERENCIAS

- Apalategui Isasa, O., Pérez Lorente, F., Roldán García, F.J. e Higuera Higuera, P. (1985): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 880 (Espiel)*. IGME, Madrid.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Rubio Pascual, F.J., Sánchez Martínez, S., Martín Parra, L.M., Matas, J., González del Tánago, J., Jiménez-Díaz, A., Fuenlabrada, J.M., Andonaegui, P. y García-Casco, A. (2016): The Galicia-Ossa-Morena Zone: Proposal for a new zone of the Iberian Massif. Varisca implications. *Tectonophysics*, doi 10.1016/j.tecto.2016.02.030 (online first).
- Brenchley, P.J., Romano, M. y Gutiérrez-Marco, J.C. 1986. Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia. En: *Shelf Sands and Sandstones* (R.J. Knight y J.R. McLean, eds.). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Memoir*, 11: 241-255.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N. y Rábano, I. (2014): Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico Inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte II: Bioestratigrafía y afinidades paleogeográficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27: 27-45.
- Hamman, W. y Henry, J.-L. (1978): Quelques espèces de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfonella* (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovician du Massif Armoricain et de la Péninsule Ibérique. *Senckenbergiana Lethaea*, 59: 401-429.
- Mallada, L. (1880): Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 7: 1-55.
- Matas, J., Martín Parra, L.M. y Montes Santiago, M. (2014): Un olistostroma con cantos y bloques del Paleozoico Inferior en la cuenca carbonífera del Guadalmellato (Córdoba). Parte I: Estratigrafía y marco geodinámico varisco. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27: 11-25.
- Pérez Lorente, F. (1979): *Geología de la Zona de Ossa Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctorales Univ. Granada, 345 p.
- San José, M.A. de, Herranz, P. y Pieren, A.P. (2004): A review of the Ossa-Morena Zone and its limits. Implications for the definition of the Lusitanian Zone. *Journal of Iberian Geology*, 30: 7-22.

# Evolución tectónica del Macizo Ibérico durante la orogenia Varisca: colisión Gondwana - Laurussia

## *Tectonic evolution of the Iberian Massif during the Variscan orogeny: Gondwana – Laurussia collision*

R. Díez Fernández<sup>1</sup>, R. Arenas<sup>1</sup>, M. F. Pereira<sup>2</sup>, S. Sánchez Martínez<sup>1</sup>, R. Albert<sup>1</sup>, L. M. Martín Parra<sup>3</sup>, F. J. Rubio Pascual<sup>3</sup> y J. Matas<sup>3</sup>

1 Dpto. de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), Universidad Complutense. 28040 Madrid, España. georuben@usal.es (R. Díez Fernández)

2 Instituto Dom Luiz, Departamento de Geociências, Escola de Ciência e Tecnologia, Universidade de Évora, Apartado 94, 7001-554 Évora, Portugal

3 Instituto Geológico y Minero de España, 28760 Tres Cantos, Madrid, España

**Resumen:** La revisión de la evolución tectonometamórfica y magmática del Macizo Ibérico revela periodos de extensión y convergencia alternantes dentro de un proceso global de convergencia entre Gondwana y Laurussia durante la formación de Pangea en el Paleozoico Superior. Fases dominadas por compresión a escala litosférica se caracterizan por el desarrollo de subducción oceánica y continental, generación de arcos magmáticos, cabalgamientos y procesos de acreción de litosfera continental y plegamiento. Eventualmente, la convergencia Varisca durante el Carbonífero produjo la transferencia de un conjunto de terrenos alóctonos peri-Gondwánicos, el denominado Alóctono Ibérico, sobre Gondwana. El Alóctono Ibérico muestra una impronta tectonometamórfica previa a ese proceso de transferencia fruto de la yuxtaposición temprana de Gondwana y Laurussia tras el cierre del océano Reico en el Devónico Inferior. Las fases dominadas por fenómenos extensionales están representadas por la apertura de dos cuencas oceánicas efímeras a expensas de la corteza orogénica formada hasta el momento, primero en el Devónico Inferior-Medio, tras el cierre del Reico, y luego durante el Carbonífero Inferior, tras el emplazamiento del alóctono peri-Gondwánico. Seguidamente, un evento de extensión intra-orogénica durante el Carbonífero Inferior-Medio desmembró al Alóctono Ibérico en apilamientos individuales de unidades exóticas separados por fallas extensionales y domos. La tectónica transcurrente jugó un papel fundamental durante toda la orogenia Varisca, especialmente durante la creación de nuevos bloques tectónicos separados por zonas de cizalla transcurrentes intra-continetales en las últimas etapas de convergencia continental.

**Palabras clave:** Macizo Ibérico; Terrenos Alóctonos; Metamorfismo de Alta-P; Subducción Continental.

**Abstract:** A review of the tectonometamorphic and magmatic evolution of the Iberian Massif reveals backs and forths in the overall convergence between Gondwana and Laurussia during the amalgamation of Pangea in Upper Paleozoic times. Stages dominated by lithosphere compression are characterized by subduction, both oceanic and continental, development of magmatic arcs, (over- and under-) thrusting of continental lithosphere, and folding. Variscan convergence resulted in the eventual transference of a large allochthonous set of peri-Gondwanan terranes, the Iberian Allochthon, onto the Gondwana mainland. The Iberian Allochthon bears the imprint of previous interaction between Gondwana and Laurussia, including their juxtaposition after the closure of the Rheic Ocean in Early Devonian times. Stages governed by lithosphere extension are featured by the opening of two short-lived oceanic basins that dissected previous Variscan orogenic crust, first in the Early-Middle Devonian, following the closure of the Rheic Ocean, and then in the Early Carboniferous, following the emplacement of the peri-Gondwanan allochthon. An additional, major intra-orogenic extensional event in the Early-Middle Carboniferous dismembered the Iberian Allochthon into individual thrust stacks separated by extensional faults and domes. Lateral tectonics played an important role through the Variscan orogenesis, especially during the creation of new tectonic blocks separated by intracontinental strike-slip shear zones in the late stages of continental convergence.

**Key words:** Variscan Sutures; Allochthonous Complexes; Iberian Massif; Paleozoic Tectonics; Pangea Amalgamation.

## INTRODUCCIÓN

El Macizo Ibérico (Fig. 1a) combina pliegues y cabalgamientos formados durante etapas de compresión Varisca con domos y cubetas, procesos de granitización, y fallas normales producto del posterior

colapso gravitacional y desarrollo de extensión intra-orogénica (Simancas et al., 2001; Martínez Catalán et al., 2009; Pereira et al., 2009). La Figura 1b muestra un corte compuesto simplificado del Macizo Ibérico en el que aparecen reflejados ocho grandes elementos tectonostratigráficos del orógeno Varisco (Díez Fernández and Arenas, 2015): (1) Antepaís de la Zona

Cantábrica, (2) Autóctono Ibérico, (3) Parautóctono Ibérico, (4) Unidades Alóctonas Basales, (5) Unidades Ofiolíticas Alóctonas, (6) Unidades Alóctonas Superiores, (7) Ofiolita de Beja-Acebuches, y (8) Zona Sud-Portuguesa. La combinación de 4, 5, y 6 puede ser referida también como Autóctono Ibérico.

Una restauración simple de la sección presentada en la Figura 1 revela dos zonas de sutura mayores marcadas por sendas unidades ofiolíticas compuestas por protolitos de edades diferentes. La sutura marcada por la Ofiolita de Beja-Acebuches corta a la sutura marcada por las Unidades Ofiolíticas Alóctonas y divide al Macizo Ibérico en dos grandes bloques. El bloque septentrional incluye a 1, 2, 3, 4, 5 y 6, todos ellos con derivación Gondwánica (Díez Fernández et al., 2010; Albert et al., 2015; Pereira, 2015), mientras que en el bloque meridional la Zona Sud-Portuguesa se considera un terreno compuesto ubicado a lo largo del margen sur de Laurrusia durante el Devónico Medio (Lefort et al., 1988), pero próximo o yuxtapuesto a Gondwana desde al menos el Devónico Superior (Pereira et al., 2006). La sutura actual deducible para la Ofiolita de Beja-Acebuches es por lo tanto una sutura del océano Reico retrabajada (Díez Fernández and Arenas, 2015).

#### MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA PARA EL MACIZO IBÉRICO

La deformación de tipo transcurrente experimentada por el Macizo Ibérico durante el Carbonífero Superior (Moscoviense) segmentó el hinterland del orógeno Varisco en nuevos bloques tectónicos, parcialmente diferentes de aquellos que operaron durante las etapas previas de convergencia y extensión entre Gondwana y Laurrusia. Darse cuenta de este cambio fundamental en la tectónica del Macizo Ibérico, incluso si éste fue de carácter transicional, resulta esencial para comprender la historia estructural y metamórfica común que une a los terrenos y unidades a ambos lados de la Zona de Cizalla de Coimbra-Córdoba. Comprender este hecho permite establecer correlaciones geológicas precisas entre los sectores NO y SO del Macizo Ibérico y por tanto avanzar en un modelo de evolución tectónica común en el que pueden trazarse grandes zonas de cizalla responsables del transporte de terrenos de tipo continental y oceánico ubicados en la periferia de Gondwana sobre zonas más internas de dicho continente (Díez Fernández and Arenas, 2015). Este tipo de zonas de cizalla controlan el ensamblado inicial de Pangea, pero no fusionan a Gondwana con Laurrusia de una vez por todas ya que el desarrollo de sucesivas cuencas oceánicas en el curso de la orogenia Varisca (Azor et al., 2008; Arenas et al., 2014) dan cuenta de un complejo proceso de amalgamamiento de supercontinentes, difícilmente explicable mediante una colisión simple.

Basándonos en una integración de datos de tipo estructural, geocronológico, estratigráfico, metamórfico, ígneo, geoquímico y paleontológico, imposibles de citar en esta breve contribución, la evolución tectónica Varisca del Macizo Ibérico puede resumirse de la siguiente manera (coordinadas geográficas Paleozoicas):

1. Tras el cierre del Reico, Gondwana y Laurrusia colisionaron en el Devónico Inferior. La cinemática de las estructuras mayores desarrolladas en este periodo apoyan que Laurrusia fue la placa inferior.

2. La contracción del margen de Gondwana en respuesta a este proceso propició un evento de subducción intra-Gondwana dirigido hacia el Norte. Este hecho se manifiesta en el metamorfismo de alta-P de las Unidades Alóctonas Superiores.

3. Un periodo transitorio de extensión favoreció la apertura de una cuenca intra-Gondwana en el Devónico Inferior-Medio, simultánea con la exhumación de rocas de alta-P formadas previamente. Este hecho queda reflejado en los protolitos Devónicos de las Unidades Ofiolíticas Alóctonas.

4. El cierre de dicha cuenca intra-Gondwana en el Devónico Superior produjo la acreción hacia el Norte de corteza oceánica Devónica, luego Cámbrica-Ordovícica, y finalmente la subducción de secciones contiguas más internas del margen de Gondwana. Dicha subducción queda representada por el segundo evento de alta-P que experimenta el margen de Gondwana, visible en las Unidades Alóctonas Basales.

5. La convergencia continuada entre Gondwana y Laurrusia durante el Carbonífero Inferior fue acomodada por el underthrusting de litosfera Gondwánica hacia el Norte, bajo los dominios peri-Gondwánicos previamente involucrados en la colisión. Eventualmente este proceso bloqueó la subducción continental desarrollada anteriormente en las Unidades Alóctonas Basales y forzó la horizontalización de la placa subducente así como su acoplamiento mecánico respecto a la lámina superior. El cizallamiento simultáneo a lo largo de ambas láminas generó grandes pliegues vergentes al Sur y fallas extensionales en la lámina superior (Unidades Alóctonas Superiores). El arrastre dúctil ejercido por la lámina inferior sobre el complejo de subducción continental de edad Devónico Superior (Unidades Alóctonas Basales) propició su estiramiento, junto con el de las unidades ofiolíticas suprayacentes a lo largo de la base de los terrenos peri-Gondwánicos suprayacentes (Unidades Alóctonas Superiores), así como el desmembramiento parcial de algunas de sus unidades. Este proceso modeló la base del Alóctono Ibérico, dotándole de su carácter exótico actual.

6. Una convergencia sostenida acabó por nuclear un sistema de cabalgamientos fuera de secuencia, retrabajando la sutura intra-Gondwana previamente configurada.

7. El rifting de la corteza sobre-engrosada resultante resultó en la apertura de una cuenca efímera Carbonífera (Beja-Acebuches) cerca de la sutura Gondwana-Laursia formada en el Devónico Inferior (antiguo límite Ossa-Morena – Zona Sud-Portuguesa).

8. Dicha extensión intra-continental fue seguida (y probablemente asistida) por el colapso gravitacional y reequilibrio termal del orógeno, los cuales permanecieron activos hasta el Carbonífero Superior (desarrollo de domos extensionales a lo largo del orógeno). La convergencia continental ganó vigor a continuación, forzando el cierre de las cuencas recientemente abiertas. La deformación se propagó mediante cabalgamientos y pliegues hacia el interior de ambos continentes, produciendo la reactivación de cabalgamientos previos.

9. La extensión litosférica en las zonas internas fue progresivamente reemplazada por deformación de tipo transcurrente. El desarrollo de los oroclinales del Macizo Ibérico comenzó en este periodo. La tectónica lateral en este momento se manifestó en zonas de cizalla strike-slip discretas y en el desarrollo de pliegues erguidos a lo largo de casi toda la cadena. La propagación de la deformación hacia las zonas de antepaís continuó, tanto hacia el interior de Gondwana (Zona Cantábrica) como hacia Laursia (Zona Sud-Portuguesa) concluyendo con el desarrollo final de los oroclinales que pliegan a todas las estructuras anteriores.

## AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado mediante el proyecto CGL2012-34618 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

Albert, R., Arenas, R., Gerdes, A., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J. y Fuenlabrada, J.M. (2015): Provenance of the Variscan Upper Allochthon (Cabo Ortegal Complex, NW Iberian Massif). *Gondwana Research*, 28: 1434-1448.

Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J. y Albert, R. (2014): Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25: 756-763.

Azor, A., Rubatto, D., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Martín Parra, L.M. y Matas, J. (2008): Rhenish Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites. *Tectonics*, 27: TC5006.

Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.

Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R. y Fernández-Suárez, J. (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385-399.

Lefort, J.P., Max, M.D. y Roussel, J. (1988): Geophysical evidence for the location of the NW boundary of Gondwanaland and its relationship with two older satellite sutures. *Geological Society, London, Special Publications*, 38: 49-60.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Castineiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R. y López Carmona, A. (2009): A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 114-126.

Pereira, M.F. (2015): Potential sources of Ediacaran strata of Iberia: a review. *Geodinamica Acta*, 27: 1-14.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Apraiz, A. y Castro, A. (2009): Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 327: 215-237.

Pereira, Z., Oliveira, V. y Oliveira, J.T. (2006): Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 139: 227-240.

Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A. y González Lodeiro, F. (2001): The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332: 295-308.

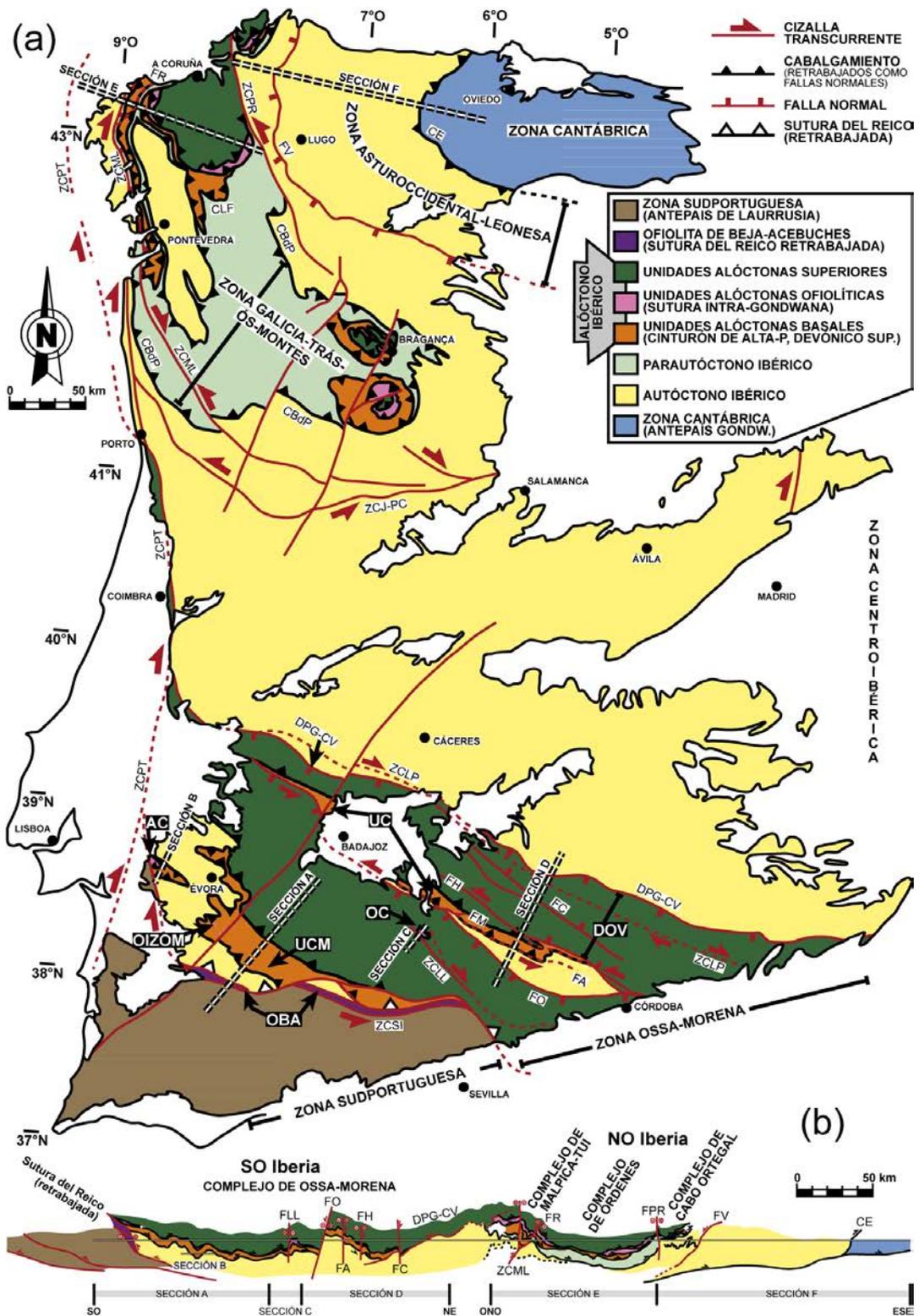


FIGURA 1. Mapa Geológico del Macizo Ibérico. Abreviaturas: AC — Anfibolitas de Carvalhal; CBdPI — Cabalgamiento Basal del Parautoctono Ibérico; CE — Cabalgamiento de Espina; CLF — Cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPG-CV — Despegue Puente Génave-Castelo de Vide; DOV — Dominio Obejo-Valsequillo; FA — Falla de Azuaga; FC — Falla de Canaleja; FH — Falla de Hornachos; FM — Falla de Matachel; FO — Falla de Onza; FR — Falla de Riás; FV — Falla de Viveiro; OBA — Ofiolita de Beja-Acebuches; OC — Ofiolita de Calzadilla; OIZOM — Ofiolitas Internas de la Zona Ossa-Morena; UC — Unidad Central; UCM — Unidad Cubito-Moura; ZCJ-PC — Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo; ZCLL — Zona de Cizalla Los Llanos; ZCLP — Zona de Cizalla Los Pedroches; ZCML — Zona de Cizalla Malpica-Lamego; ZCPR — Zona de Cizalla Palas de Rei; ZCPT — Zona de Cizalla Porto-Tomar; ZCSI — Zona de Cizalla Sur Ibérica.

# Metamorfismo de alta-P en las rocas volcánicas submarinas de Espasante (Complejo de Cabo Ortegal) I: Petrografía y mineralogía

## *High-P metamorphism in submarine volcanic rocks of Espasante (Cabo Ortegal Complex) I: Petrography and mineralogy*

I. Novo-Fernández<sup>1</sup>, R. Arenas<sup>2</sup>, A. García-Casco<sup>3,4</sup> y R. Díez Fernández<sup>5</sup>

1 Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM), Universidad Complutense. 28040 Madrid. [inovo@ucm.es](mailto:inovo@ucm.es)

2 Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM), Universidad Complutense. 28040 Madrid. [rarenas@ucm.es](mailto:rarenas@ucm.es)

3 Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada. 18071 Granada. [agcasco@ugr.es](mailto:agcasco@ugr.es)

4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC, UGR). E-18100 Armilla, Granada.

5 Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM), Universidad Complutense. 28040 Madrid. [georuben@usal.es](mailto:georuben@usal.es)

**Resumen:** En la base del Complejo de Cabo Ortegal, en una posición estructural inferior, aparece una mélange serpentinitica, la Mélange de Somozas. Próximo a la localidad de Espasante se encuentra un bloque tectónico de metavulcanitas constituido por rocas volcánicas submarinas masivas, brechas de pillow lavas fragmentadas, pillow-lavas empaquetadas y una matriz hialoclastítica. El estudio detallado de la petrografía y mineralogía de las hialoclastitas revela unas rocas que se caracterizan por una gran complejidad textural y mineralógica. La asociación mineral del pico metamórfico está constituida por moscovita+paragonita+cuarzo+hematites+distena+granate+clorita+epidota, con rutilo, apatito y turmalina como minerales accesorios. La margarita se presenta como mineral retrógrado reemplazando a la distena desde los bordes hacia el interior. La composición de todas estas fases minerales junto con su posición textural sugiere condiciones de metamorfismo de alta-P para el pico metamórfico.

**Palabras clave:** Mélange serpentinitica, Metavulcanitas, Petrografía, Mineralogía, Alta-P.

**Abstract:** *The Somozas Mélange is a serpentinite mélange located in the lowest structural position of the Cabo Ortegal Complex. In the surrounding area of the Espasante village, an outstanding tectonic block of submarine metavolcanic rocks appears formed by broken pillow breccias, close-packed pillow lavas, hyaloclastites, basaltic andesites and doleritic dykes. A detailed petrographical and mineralogical study of the metahyaloclastitic rocks shows complex textural and mineralogical relationships. The mineral assemblage developed during metamorphic peak conditions is formed by muscovite+paragonite+quartz+garnet+kyanite+chlorite+epidote+hematite, with rutile, apatite and tourmaline as accessories. Margarite appears as a retrograde mineral formed after kyanite. The compositional characteristics of all these minerals are presented and it is suggested that they were developed during a high-P metamorphism event affecting the submarine volcanic rocks.*

**Key words:** *Serpentinite mélange, Metavolcanic rocks, Petrography, Mineral composition, High-P metamorphism.*

## INTRODUCCIÓN

La Cadena Varisca es un orógeno desarrollado durante el Devónico-Carbonífero como resultado de la colisión progresiva entre Gondwana y Laurasia que culminó con el ensamblado de Pangea (Matte, 1991). La zona más interna del orógeno se caracteriza por la presencia de terrenos alóctonos que definen la sutura de Pangea. En el NO de la Península Ibérica, en Galicia, se encuentran tres complejos alóctonos, de Este a Oeste, los Complejos de Cabo Ortegal, Órdenes y Malpica-Tui, constituidos por tres terrenos diferentes: las unidades superiores, las unidades ofiolíticas y las unidades basales. Además existe una mélange tectónica frontal limitada a la base del Complejo de Cabo

Ortegal: la Mélange de Somozas (Arenas *et al.*, 1986; Arenas *et al.*, en prensa).

En este trabajo se realiza el estudio de un único bloque tectónico de la Mélange de Somozas constituido por rocas volcánicas submarinas, próximo a la localidad de Espasante. Para ello se hace un análisis detallado de la petrografía y mineralogía de la matriz hialoclastítica que envuelve a las pillow lavas, que contribuirá a determinar un evento metamórfico de alta-P.

## LA MÉLANGE DE SOMOZAS

La Mélange de Somozas se encuentra en la base del Complejo de Cabo Ortegal, en una posición que

representa el frente de avance de los complejos alóctonos de Galicia (Arenas *et al.*, 2009). Esta unidad de mezcla tiene una disposición estructural general que buza suavemente hacia el oeste, bajo las otras unidades del Complejo de Cabo Ortegal, y aflora en los núcleos de antiformas verticales tardías. Estructuralmente cabalga sobre el parautoctono y su límite superior corta el contacto entre las unidades basales y ofiolíticas (Arenas *et al.*, 2009). La Mélange de Somozas está formada por dos miembros claramente distinguibles entre sí (Arenas *et al.*, 2009). El miembro inferior está constituido por una matriz de filitas ocreas que rodean a bloques tectónicos variados. El miembro superior,

objeto de este estudio, constituye una mélangé ofiolítica típica, con una matriz serpentinitica fuertemente cizallada que envuelve bloques de tamaño métrico a kilométrico. El bloque de metavulcanitas incluido en la mélangé de serpentinitas se halla en las proximidades de la localidad de Espasante (Fig. 1). Tiene una longitud de aproximadamente 200 metros y está constituido por rocas volcánicas submarinas masivas, brechas de pillow lavas fragmentadas, pillow-lavas empaquetadas y hialoclastitas, todo ello intruido por una red de diques diabásicos (Arenas y Peinado, 1981).

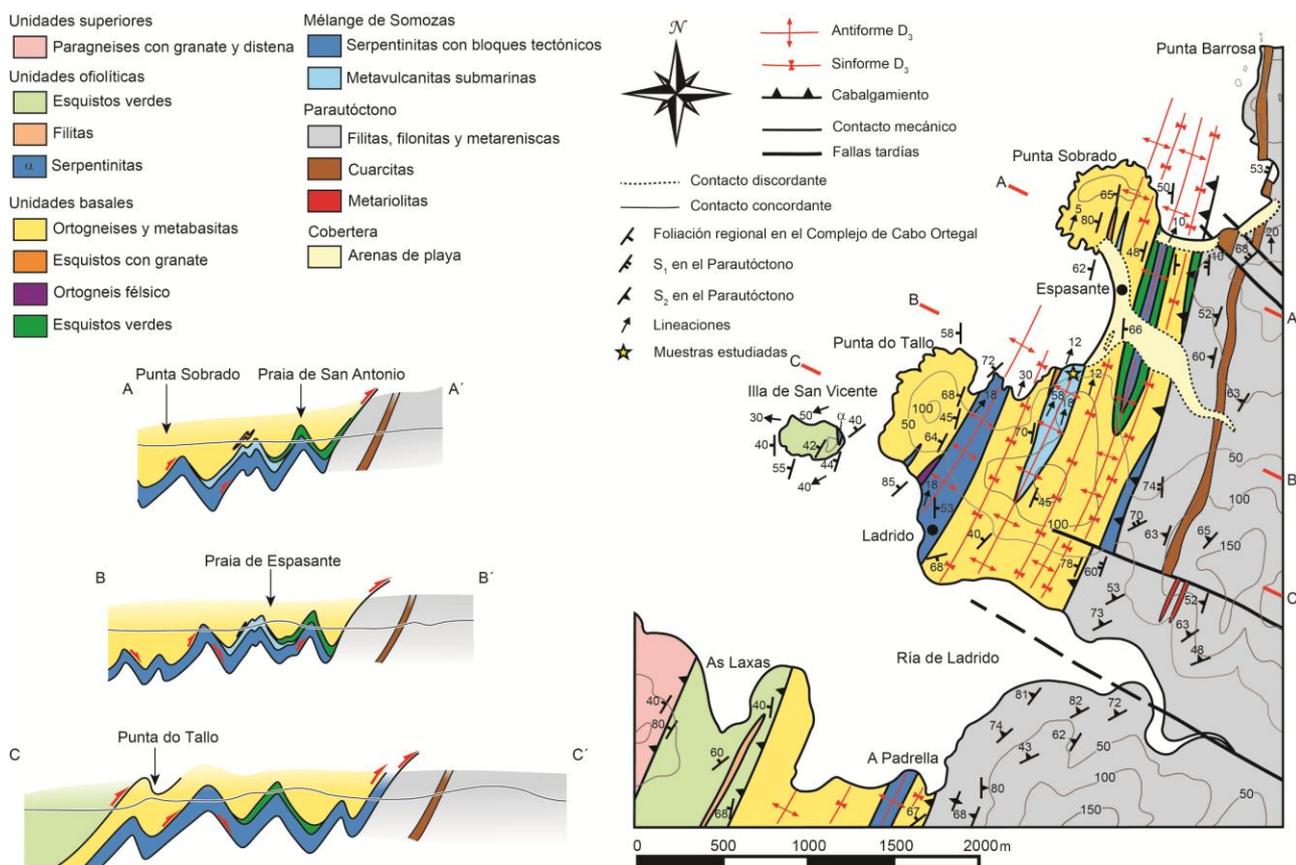


FIGURA 1. Mapa y cortes geológicos del sector oriental del Complejo de Cabo Ortegal en los alrededores de la localidad de Espasante.

## PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

Para la determinación de la composición mineralógica de la matriz hialoclastítica que rodea a las pillow lavas se ha realizado un estudio petrográfico sobre 15 láminas delgadas. Posteriormente se ha obtenido la composición química mineral y mapas de Rayos-X de dos de los ejemplares estudiados. Se ha utilizado la Microsonda Cameca SX100 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Las condiciones de operación de la microsonda fueron 300 nÅ y 20 kV, barriendo un área de 6.27x6.27 mm, realizando un microanálisis cada 8 µm con un tiempo de integración (contaje) de 20 ms. Con posterioridad a la preparación de estos mapas, se han realizado nuevos análisis de microsonda de mayor

calidad sobre puntos seleccionados en los mapas de Rayos-X. Las imágenes obtenidas han sido tratadas con el software Imager (Torres-Roldán y García-Casco, 2003).

La roca presenta una textura pórfido-granolepidoblástica, con un tamaño de grano muy fino, donde la mica blanca, los opacos y el cuarzo definen la foliación principal, y la distena, el granate y la clorita aparecen como porfidoblastos. La asociación mineral del pico metamórfico de las metahialoclastitas está formada por mica blanca+cuarzo+opacos+distena+granate+clorita+epidota, con rutilo, apatito y turmalina como minerales accesorios.

### Mica blanca

La mica blanca se presenta sobre todo en la matriz y es el mineral más abundante en la roca. Está constituida por finos lepidoblastos de moscovita, paragonita y margarita, con un tamaño de grano que varía de escasas micras hasta 0.2 mm. Forman cristales idiomorfos a subidiomorfos y en la mayoría de las ocasiones se presentan marcando la foliación junto con el cuarzo y los opacos.

Tanto la moscovita como la paragonita tienen una considerable variación composicional. Se diferencian dos tipos de moscovita, una más fengítica que constituye los núcleos con mayor contenido en Mg y cuyo origen está relacionado con el evento de mayor presión que sufrió la roca, y otra menos fengítica que rodea a los núcleos magnésicos y que se originó posteriormente durante la descompresión.

La paragonita se distribuye, al contrario que la moscovita, en dos dominios claramente diferenciados entre sí. Por un lado se encuentra formando parte de la matriz en menor proporción que la moscovita, y tiene un crecimiento difuso. Por otro lado aparece rodeando a los granos de distena, formando finas coronas, en ocasiones discontinuas, donde el contenido en Na disminuye hasta alcanzar su mínimo en el contacto con la distena (Fig. 3). Se trata por tanto de bordes de reacción que se forman durante estadios posteriores al pico metamórfico.

La margarita aparece exclusivamente asociada a los granos de distena y los reemplaza desde sus bordes hacia el interior (Fig. 4). Por tanto, se puede considerar a la margarita como un mineral retrógrado.

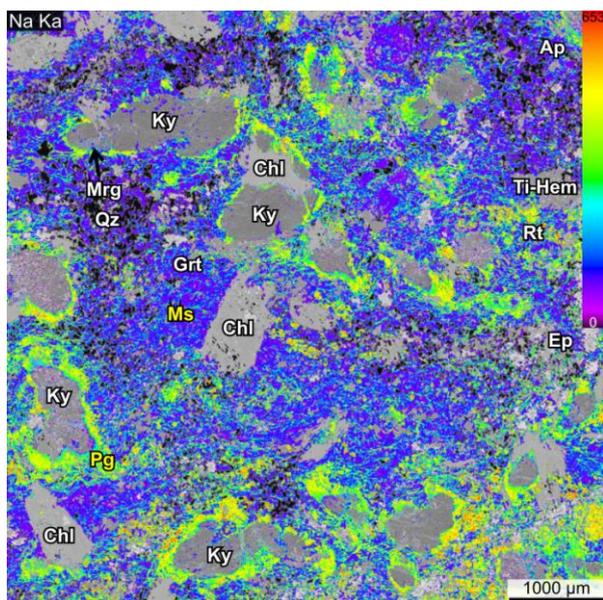


FIGURA 3. Mapa de Rayos-X que muestra la distribución del Na en la mica blanca. En tonalidades morado-azul oscuro la moscovita. En tonos de azul claro a amarillo la paragonita. En gris, imagen que contiene la información textural básica. Nótese la distribución de la paragonita alrededor de la distena y en la matriz.

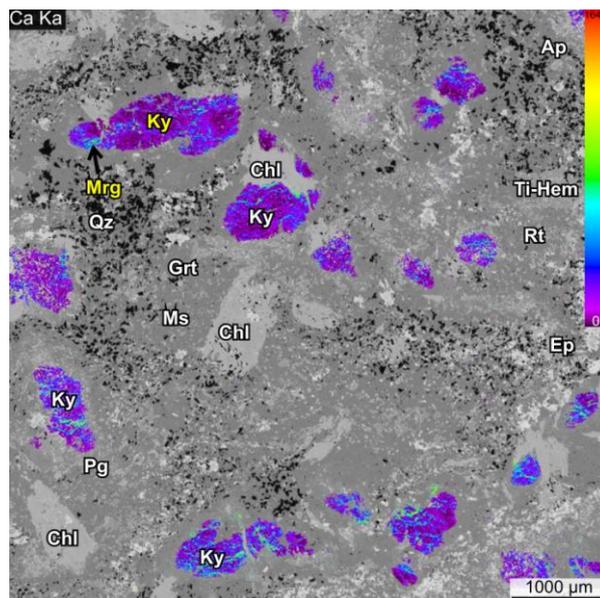


FIGURA 4. Mapa de Rayos-X que muestra la distribución del Ca en el interior de la distena. La distena no contiene Ca en su estructura (tonalidades moradas). En tonalidades azul-verdosas la margarita.

### Opacos

Una característica destacable de las hialoclastitas es la gran cantidad de opacos que componen parte de la matriz. Se trata de hematites y hematites titanada que varían su tamaño desde escasas micras hasta 1 mm. En ocasiones se presentan formando agregados, pero generalmente aparecen como minerales tabulares o alotriomorfos que marcan la foliación.

### Distena

La distena es el silicato aluminico presente en las hialoclastitas, pudiendo alcanzar aproximadamente el 30% del total. Se trata del mineral que más destaca en las muestras, ya que sus texturas son poco comunes, caracterizándose por formar agregados circulares donde la distena se dispone de forma radial, o agregados tabulares, con tamaños que van desde 0.5 a 2 mm. La birrefringencia suele ser baja, aunque en ocasiones muestra una birrefringencia alta anómala, cuyo origen puede estar asociado a la presencia de margarita en su interior.

### Clorita

La clorita es un mineral relativamente frecuente en la roca. Puede ser clasificada en dos tipos texturales. El primer tipo de clorita constituye lepidoblastos subidiomorfos a alotriomorfos orientados según la foliación. En ocasiones también crece junto a los agregados de distena orientados. Suelen contener pocas inclusiones de minerales opacos. El segundo tipo forma tanto lepidoblastos como porfidoblastos, de subidiomorfos a alotriomorfos, que crecen oblicuos a la foliación principal. Contienen gran cantidad de inclusiones de opacos, cuarzo y en mucha menor cantidad granate y epidota.

La clorita se presenta fuertemente zonada. Los núcleos tienen una relación  $Mg/(Mg+Fe)$  alta, mientras

que los bordes son ricos en Fe. Además, en ocasiones pueden aparecer parches difusivos más ricos en Fe en el interior de la clorita. Se pueden diferenciar dos tipos de clorita según el mineral al que se encuentre asociada. La clorita en contacto directo con distena tiene un contenido en Al y Fe elevado, mientras que la que aparece rodeada por la matriz tiene menor cantidad de estos dos elementos.

### Granate

El granate se presenta como pequeños cristales con un tamaño máximo de 150  $\mu\text{m}$ , idiomorfos a subidiomorfos, generalmente con abundantes inclusiones de minerales opacos en el núcleo y fracturado. La abundancia de este mineral tiene una relación inversa con la distena.

El granate aparece tanto en la matriz como incluido en blastos de clorita. El granate presente en la matriz tiene relaciones  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  bajas. El granate incluido en la clorita, a diferencia del anterior, tiene un menor contenido en Fe. La correlación con otros elementos es menos perceptible. El granate incluido en clorita es ligeramente menos cálcico y con menor contenido en Mn que el de la matriz. No es posible diferenciar núcleo y borde en los cristales de granate, bien por su pequeño tamaño, bien porque no se han desarrollado bordes de distinta composición.

### Minerales del grupo de la epidota

La epidota está contenida en la matriz en forma de cristales alotriomorfos y ocasionalmente como granos prismáticos alargados. Tiene tamaños máximos de hasta 0.5 mm, pero su media está alrededor de las 100  $\mu\text{m}$ .

Los minerales del grupo de la epidota que aparecen en la matriz pertenecen a la serie epidota-clinozoisita. Los granos se presentan con núcleos más pobres en Al (epidota) y se enriquecen hacia los bordes en este elemento (clinozoisita).

### Otros minerales

El cuarzo compone el fondo microgranoblástico de la matriz. Son granos finos, con un tamaño máximo de 0.2 mm, alotriomorfos y con extinción ondulante.

El rutilo se presenta como cristales de tamaño muy pequeño, que se diferencian en los mapas de Rayos-X al generar picos de Ti muy altos que no llevan aparejado picos de otros elementos.

El apatito forma cristales subidiomorfos a alotriomorfos de tamaño máximos de 0.1 mm y no muestra variación composicional.

La turmalina es un mineral que ha aparecido en una única lámina de las 15 estudiadas. Se presenta como un agregado alargado fibroso, alotriomorfo y de 0.3 mm de tamaño.

## CONCLUSIONES

Las rocas metavolcánicas estudiadas muestran una petrografía compleja, caracterizada por una variedad de micas blancas y la presencia de minerales estables a una presión significativa (distena, granate, rutilo). La ausencia de biotita parece indicar que esta mineralogía se ha formado bajo unas condiciones de alta-P, imposibles de estimar en detalle en base a las características mineralógicas. La evolución tectonotermal detallada de estas metavulcanitas se presenta en un segundo trabajo incluido en este mismo volumen.

## AGRADECIMIENTOS

Al proyecto de investigación "Ensamblado de Pangea: Eventos críticos en el basamento de Europa Occidental" (CGL2012-34618) por financiar este trabajo.

## REFERENCIAS

- Arenas, R. y Peinado, M. (1981): Presencia de pillow-lavas en las metavulcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. *Cuadernos Geología Ibérica*, 7: 105-119.
- Arenas, R., Gil Iburguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. de y Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, 2: 87-110.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R. y Andonaegui, P. (2009): The basal tectonic mélange of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35: 85-125.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., González Cuadra, P., López Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J.M. y Rubio Pascual, F.J. (en prensa): Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution.
- Matte, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Torres-Roldán, R. y García-Casco, A. (2003): DWImager: Una Implementación para el Procesamiento de Matrices de Intensidades de Rayos X. Artículo no publicado, Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada. Disponible en: <http://www.ugr.es/~agcasco/personal/>Imágenes de RX>DWImager>.

## Metamorfismo de alta-P en las rocas volcánicas submarinas de Espasante (II): Condiciones P-T y evolución reaccional

### *High-P metamorphism in submarine volcanic rocks of Espasante (II): P-T conditions and reaction evolution*

I. Novo-Fernández<sup>1</sup>, A. García-Casco<sup>2,3</sup>, R. Arenas<sup>4</sup> y R. Díez Fernández<sup>5</sup>

1 Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM), Universidad Complutense. 28040 Madrid. [inovo@ucm.es](mailto:inovo@ucm.es)

2 Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada. 18071 Granada. [agcasco@ugr.es](mailto:agcasco@ugr.es)

3 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC, UGR). E-18100 Armilla, Granada.

4 Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM), Universidad Complutense. 28040 Madrid. [rarenas@ucm.es](mailto:rarenas@ucm.es)

5 Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM), Universidad Complutense. 28040 Madrid. [georuben@usal.es](mailto:georuben@usal.es)

**Resumen:** El bloque tectónico de metavulcanitas de la Mélange de Somozas se caracteriza por registrar un evento de alta-P ocurrido durante su subducción. Este evento se refleja únicamente en la matriz hialoclastítica, que desarrolló una mineralogía compleja favorecida por la alteración hidrotermal de fondo oceánico previa que modificó su composición primaria y favoreció el desarrollo de fases minerales de alta-P durante la subducción. La modelización termodinámica de las metahialoclastitas ha permitido determinar las condiciones P-T de la asociación mineral del pico metamórfico, constituida por moscovita+paragonita+granate+clorita+distena+hematites+epidota+ cuarzo+rutilo. Las pseudosecciones, calculadas en el sistema KNCFMnMASHTO, indican unas condiciones para el pico metamórfico de aproximadamente 17.5-18 kbar de presión y 550°C de temperatura. La margarita aparece como mineral retrógrado en las muestras, y se forma por debajo de los 11 kbar de presión. La trayectoria P-T propuesta para estas rocas indica una drástica descompresión y un rápido ascenso del bloque de metavulcanitas a través del canal de baja viscosidad en el cual se desarrolló la mélange en sí.

**Palabras clave:** Mélange, Serpentinitas, Metavulcanitas, Pseudosecciones, Alta Presión.

**Abstract:** The studied tectonic block of submarine metavolcanic rocks in the Somozas Mélange records a high-P metamorphic event developed during subduction. This metamorphic event is only clearly recorded in the hyaloclastitic matrix of the pillow-breccias. It is suggested that the first hydrothermal metamorphism affecting the hyaloclastic rocks, that strongly modified its chemical composition, favored the development of high-P mineral phases during subduction. Pseudosection modeling of the metahyaloclastites has allowed establishing the P-T conditions of the metamorphic peak mineral assemblage (muscovite+paragonite+garnet+chlorite+kyanite+hematite+epidote+quartz+rutile). Several pseudosections calculated in the KNCFMnMASHTO system indicate P-T peak conditions of 17.5-18 kbar and ca. 550°C. Margarite appears as a retrograde mineral formed at pressure conditions below 11 kbar. The P-T path evolution shows a drastic exhumation of the metavolcanic block developed after a subduction event. The exhumation was driven by return flow in the low-viscosity subduction channel in which the mélange developed.

**Key words:** Serpentine mélange, Metavolcanic rocks, Pseudosection modeling, High-P metamorphism.

## INTRODUCCIÓN

Debido a sus características la Mélange de Somozas ha sido interpretada como una zona de subducción en el orógeno Varisco. Sin embargo, hasta ahora no se ha descrito la presencia de rocas con paragénesis de alta presión originadas durante la subducción que dio lugar a la formación de la mélange.

En este trabajo se han calculado pseudosecciones que muestran las condiciones P-T del pico metamórfico y la evolución reaccional de las hialoclastitas presentes

en el bloque tectónico de metavulcanitas de Espasante que aparece dentro de dicha mélange.

## GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

Para la obtención de la composición de roca total de las metahialoclastitas de Espasante se ha analizado la composición de roca total de la pastilla correspondiente a cada lámina en los laboratorios ACTLABS (Ontario, Canadá). Para la cuantificación de los elementos mayores se ha utilizado la técnica de Fusión-ICP, mientras que los elementos traza se han establecido mediante Fusión-ICP-MS. Además, se ha determinado

el contenido en agua por gravimetría y el FeO mediante complexometría.

Arenas *et al.* (2009) clasifican las metavulcanitas submarinas de Espasante como andesitas basálticas. Sin embargo, la geoquímica de elementos mayores de las metahialoclastitas es compleja y poco común debido a la gran alteración hidrotermal que modificó su composición primaria. La Figura 1 compara las rocas sin alterar con las metahialoclastitas, en las que se pueden observar diferencias significativas. Se trata de rocas con valores ligeramente inferiores en SiO<sub>2</sub> con respecto a las andesitas basálticas, contenidos variablemente superiores en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MnO, un fuerte enriquecimiento en K<sub>2</sub>O, un empobrecimiento en Na<sub>2</sub>O, y un acusado empobrecimiento en CaO y MgO. Estas pautas de metasomatismo son anteriores al metamorfismo de alta-P y se produjeron durante el proceso de fragmentación extrema de las rocas volcánicas submarinas (formación de las hialoclastitas) y de su interacción a elevada temperatura con agua marina.

Esta alteración hidrotermal afectó a la composición primaria de las hialoclastitas favoreciendo el desarrollo de paragénesis de alta presión en estas rocas.

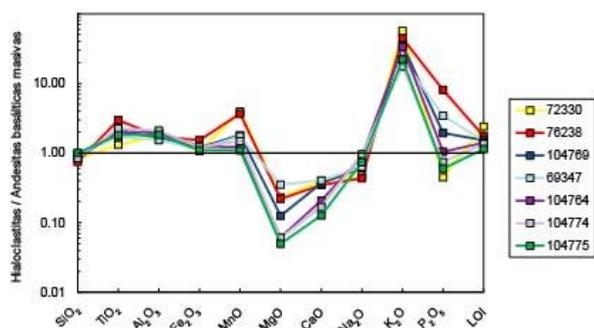


FIGURA 1. Diagrama mostrando la relación de los elementos mayores de las metahialoclastitas con las andesitas basálticas masivas sin alterar.

## CONDICIONES P-T

Con el objetivo de determinar la trayectoria P-T que han seguido las metahialoclastitas de Espasante se han calculado diagramas de fases para las composiciones específicas de las muestras estudiadas (o pseudosecciones). En este trabajo se presentan los resultados para la muestra con una composición y mineralogía más apropiada, ofreciendo los diferentes campos P-T de estabilidad de las asociaciones de fases y también la distribución de isopletras de Si en fengita (Figura 2). Se ha trabajado con el software de modelización termodinámica Theriak-Domino (de Capitani y Brown, 1987; de Capitani y Petrakakis, 2010), utilizando la base de datos internamente consistente 5.5 de Holland y Powell (1998) ("tcd55c2d"). Para el cálculo de pseudosecciones, las rocas hialoclastíticas se han modelizado en el sistema

químico KNCFMnMASHTO, considerando al H<sub>2</sub>O en exceso. El diagrama de fases se ha calculado en un rango de presión de 5 a 20 kbar, mientras que la temperatura se ha establecido en un rango de 400 a 700°C.

La Figura 2 presenta el diagrama de fases calculado para la muestra 76238. Los campos de estabilidad aparecen coloreados en función del grado de libertad de sus asociaciones de fases respectivas. Así, los colores más claros indican menos grados de libertad, mientras que las tonalidades más oscuras mayor varianza.

La moscovita, el granate, la hematites, el cuarzo y el rutilo son estables en todos los campos de la pseudosección. Algunos minerales, sin embargo, restringen su estabilidad solamente a ciertas áreas del diagrama. Así, la distena se forma a temperaturas superiores a 450 °C y a partir de 10 kbar. El máximo de presión en que puede formarse la clorita se encuentra aproximadamente a 19 kbar, y a partir de los 575 °C no es estable. Por último, la margarita se forma a presiones inferiores a 11 kbar y en un rango de temperatura de 400 a 600 °C aproximadamente. Todo ello resulta en el acotamiento de las condiciones P-T de la asociación mineral que constituye el pico metamórfico de la muestra 76238 entre los 16.5-18.5 kbar y 525 y 575 °C.

Durante el pico metamórfico se forman la mayoría de las fases minerales que se preservan en las metahialoclastitas. A partir de las isopletras de Si en fengita se puede determinar la presión a la que estuvieron sometidas las rocas durante el pico metamórfico. Las moscovitas formadas durante este estadio son ricas en fengita, y los valores de Si son de 3.15 apfu (normalizado a 11 oxígenos). De acuerdo con los resultados obtenidos para las isopletras, la presión a la que estuvieron sometidas las rocas se encuentra en un rango de 17.5 a 18 kbar, lo que corresponde a aproximadamente 66 km de profundidad. La temperatura está acotada por dicho campo de estabilidad en 525 a 575 °C.

La roca sufrió una retrogradación que se manifiesta principalmente por la aparición de margarita en el interior de la distena, granos de clorita que cortan la foliación principal, paragonita dispuesta en forma de corona alrededor de la distena, y moscovita de composición menos fengítica alrededor de núcleos más fengíticos.

La trayectoria P-T deducida para las metahialoclastitas de Espasante se puede dividir en dos sectores. Al comienzo la trayectoria es muy vertical, casi isotérmica, hasta alcanzar los 10 kbar de presión, mientras que la segunda parte implica un enfriamiento moderado. Esto indica la drástica descompresión de unas litologías que comenzaron a exhumarse inmediatamente después de alcanzar su pico bórico.

Considerando las presiones alcanzadas y las características de la trayectoria descompresiva, las metavulcanitas de Espasante fueron subducidas y luego experimentaron una exhumación que es consistente con

la existencia de un flujo de retorno en un canal de subducción.

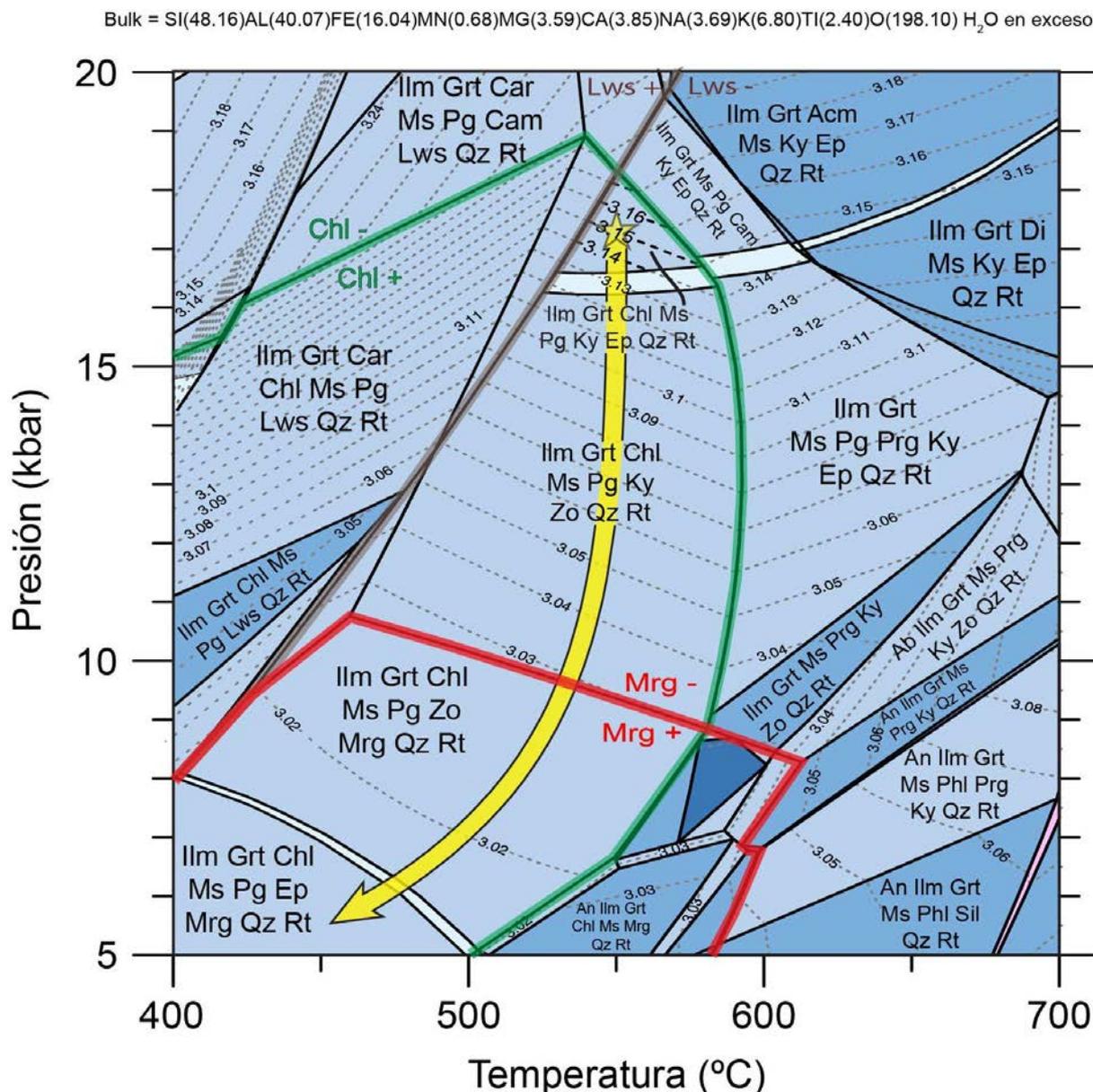


FIGURA 2. Pseudosección calculada para la muestra 76238. Las líneas discontinuas muestran las isopleteras para Si en fengita.

## CONCLUSIONES

Las hialoclastitas del bloque tectónico de metavulcanitas de Espasante, a diferencia del resto de las litologías presentes en este bloque, manifiestan un evento de metamorfismo de alta presión. Esto es debido a la gran alteración hidrotermal de fondo oceánico que hidrató considerablemente a las hialoclastitas, afectando a su composición química y favoreciendo el desarrollo de paragénesis de alta presión.

La alta presión calculada para este bloque, así como la drástica y rápida exhumación deducida, pone de manifiesto que la Mélange de Somozas representa una zona de subducción. El metamorfismo de alta presión registrado por las metahialoclastitas ocurrió durante la subducción. El bloque tectónico de metavulcanitas fue subducido hasta 60 km de profundidad y posteriormente incorporado al canal de baja viscosidad en el cual se produjo su rápida exhumación.

## AGRADECIMIENTOS

Al proyecto de investigación “Ensamblado de Pangea: Eventos críticos en el basamento de Europa Occidental” (CGL2012-34618) por financiar este trabajo.

## REFERENCIAS

- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R. y Andonaegui, P. (2009): The basal tectonic mélange of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. *Journal of Iberian Geology*, 35: 85-125.
- De Capitani, C. y Brown, T.H. (1987): The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2639-2652.
- De Capitani, C. y Petrakakis, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95: 1006-1016.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 309-343.

## Multiple episodes of thrusting and sedimentation in the NW Iberia Parautochthon (SW Europe Variscides)

### *Múltiples episodios de cabalgamiento y sedimentación en el Parautóctono del NO de Iberia (SO del Varisco Europeo)*

A. Ribeiro<sup>1</sup>, R. Dias<sup>2</sup>, E. Pereira<sup>3</sup>, J. Rodrigues<sup>4</sup>, N. Moreira<sup>5</sup> and C. Coke<sup>6</sup>

1 Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (UL), Dep. Geologia da Faculdade de Ciências da UL, Museu Nacional de História Natural e da Ciência (UL), Edifício C6, Piso 4, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. aribeiro@fc.ul.pt

2 ICT, Pole of the University of Évora; Dep. Geociências da ECTUE; LIRIO-ECTUE. rdias@uevora.pt

3 UGCG, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Rua da Amieira, Apartado 1089, 4466-901 S. Mamede de Infesta, Portugal; euricosousap@gmail.com

3 UGCG, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Rua da Amieira, Apartado 1089, 4466-901 S. Mamede de Infesta, Portugal; jose.feliciano@lneg.pt

5 Earth Sciences Institute (ICT), Pole of the University of Évora, Rua Romão Ramalho, nº 59, 7000-671 Évora, Portugal; LIRIO- Escola de Ciências e Tecnologia da Universidade de Évora (ECTUE). nmoreira@estremoz.cienciaviva.pt

6 ICT, Pole of the University of Évora; Largo dos Colegiais, 2-Apartado 94, 7002-554 Évora, Portugal. ccoke@sapo.pt

**Abstract:** In NW Iberia a nappe pile of four major thrust complexes with a rather similar internal organization have a regional distribution. Strongly deformed by the Variscan orogeny, the uppermost unit, of continental origin, still preserve rare remnants of a Cadomian deformation. The convergence related to the emplacement of these complexes was active from the Silurian/Devonian boundary until the Upper Carboniferous and led to the closure of Rheic and Paleotethys oceans. This continuous convergence process could be interpreted in two main tectonic peak episodes ( $D_1$  and  $D_2$ ), with the peak metamorphism being attained during late  $D_2$  stages; the thrusting processes continued after the  $D_2$  metamorphism. Synchronous with both tectonic events an important syntectonic sedimentation develops, that spans from the early  $D_1$  until after the development of the  $D_2$  structures.

**Key words:** NW Iberian, Allochthon and Parautochthon Complexes, Variscan orogeny, Main Trás-os-Montes Thrust

**Resumen:** En el NO de Iberia una pila de cuatro grandes complejos de cabalgamiento con una organización interna bastante similar se distribuyen a escala regional. Fuertemente deformada por la orogenia Varisca, la unidad superior, de origen continental, aún conserva escasos restos de una deformación Cadomiense. La convergencia en relación con el emplazamiento de estos complejos fue activa desde el límite Silúrico/Devónico hasta el Carbonífero superior y condujo al cierre de los océanos Rheico y Paleotethys. Este proceso de convergencia continua puede ser interpretado en dos episodios tectónicos principales ( $D_1$  y  $D_2$ ), alcanzándose el pico de metamorfismo durante las etapas finales de  $D_2$ ; los procesos de cabalgamiento continuaron después del metamorfismo  $D_2$ . Sincrónica con los dos eventos tectónicos se desarrolla una importante sedimentación sintectónica, que se extiende desde el inicio de la  $D_1$  hasta después del desarrollo de las estructuras  $D_2$ .

**Palabras clave:** Complejos Alóctonos y Parautóctono del NO de Iberia, Orogenia Varisca, Cabalgamiento principal de Trás-os-Montes

## INTRODUCTION

Despite the rather similar internal organisation of NW Iberia allochthonous massifs strongly different models still persist. The discussion of the Variscan geodynamics of this region is the main purpose of the present contribution.

## MAIN ALLOCHTHONOUS UNITS

The allochthonous complexes of NW Iberian Variscides must be synthesized, from top to bottom, as follows (Ribeiro *et al.*, 2007):

- A **Continental Allochthonous Terrane (CAT)** of monometamorphic cover of flyschoid slates and schists of probable Cambrian age (micaschists of Ordenes and Lagoa), above a polycyclic basement of augengneisses with isotopic ages of *circa* 600 Ma (either for Lagoa; Mateus *et al.*, 2016, or the Corredoiras augengneisses; Andonaegui *et al.*, 2012). These older rocks have been deformed during the Cadomian orogeny and the Lower Palaeozoic

extensional episodes are imprinted in their fabric of top to W shear sense. Below the upper crustal gneisses, duplexes of lower crustal high pressure granulites and metaperidotites are found, which suffered a strong reset with the overlying gneisses at *circa* 500 Ma, almost erasing their previous Cadomian isotopic signature. The 500 Ma tectonometamorphic event is coeval with the intrusion of metagabbros and metaperidotites in infracrustal levels and mafic dikes of continental tholeiites in the supracrustal levels. Such intrusions only records the Variscan tectonometamorphism at 420-390 Ma. The CAT represents a continent collision process where Armorica thrust Iberia from NNW to SSE (in present geographic coordinates). The mesostructures related with this major emplacement are imprinted on a previous transport lineation developed under amphibolitic facies indicating a displacement from W to the E. This older transport is well expressed in the underlying ophiolitic Terrane.

- A **Northern Ophiolite Terrane (NOT)** whose dismembered outcrops could be ascribed not only to the Paleotethys ocean between Armorica and Iberia (for the remnants in the southern margins of Morais, Cabo Ortegal and Bragança massifs), but also presumably to the Rheic ocean between Armorica and Avalonia (for the western margin of Órdenes massif). These two ophiolite groups have distinct ages, with *circa* 420-400 Ma for the Paleotethys related and around 500 Ma for the Rheic ophiolites (see Arenas and Sánchez Martínez, 2015 and references therein for a discussion). The Paleotethys ophiolites suffered hot obduction around 390 Ma on the next unit, with generation of an inverted tectonometamorphic grade sole that can attain the kyanite grade of medium pressure Variscan tectonometamorphic regime near the contact with the overlying CAT.
- A monometamorphic **Lower Allochthonous Thrust Complex (LATC)** of metasediments, metavolcanics and orthogneisses, sometimes with peralkaline composition. This complex, with a probable Cambrian to Silurian/Devonian age, is related to an extensional bimodal magmatic regime induced by the thinning of the Iberian plate passive margin during the opening of the Paleotethys (and Rheic?) ocean(s). The peak metamorphism, dated at 390 to 370 Ma, is of eclogite facies in the West (Malpica-Tuy) and blueschist /greenschist facies in the E (around Morais). The movement of this nappe complex is directed from W to E and was preceded by intraoceanic thrusting; these early movements, with top to the N sense of movement, are very rarely preserved by duplication of the gabbro and peridotite layers at the base of the ophiolite sequence (Morais Massif). The LATC is paleogeographically similar to the autochthonous Ossa-Morena sequences where it is rooted in a possible ribbon continent. This continent were located, between Armorica-Iberia at

E and Finisterra at W in the Iberian geotraverse, and between Armorica and the Rheic suture to the north of it (that separates Armorica from Léon Terrane).

- A **Parautochthonous Thrust Complex (PATC)** of Lower Devonian flysch to Cambrian volcanics and sedimentary sequences with Central-Iberian Zone affinities. This complex is monometamorphic, more deformed than the underlying Autochthon and corresponds to the cover of the thinned Iberian passive margin dragged by the allochthonous complexes as the thrust sheets advanced from W to E and from NNW to SSE.
- An **Autochthon** of Lower Devonian flysch and carbonate platform shoals above a thick sequence of metavolcanics and metasediments of Cambrian to uppermost Silurian age where the most conspicuous level is the Lower Ordovician Armorican Quartzites. The distribution of this widespread formation, indicates a stable siliciclastic platform on the margin of a promontory of Gondwana, responsible for the generation of the Ibero-Armorican Arc (Dias and Ribeiro, 1995; Dias et al., 2016). Such promontory is also suggested by the presence of detrital and oolitic levels of ironstone, of probable near tropical origin that occurred in the hinge of the Arc (Brittany, Galicia and Northern Portugal). The autochthon of NW Iberia is part of the Iberian plate and is separated from the Autochthon of Armorican plate by the Paleotethys Ocean.

#### DEFORMATION SEQUENCE / METAMORPHISM

The emplacement succession of the thrust complexes in the nappe pile is easily grasped from their geometric position and original nature, being only locally blurred by minor out-of-sequence thrusting that causes anomalies in the succession. It must be stressed that near the base of the sequence, there is a continuous transition from overlying far-travelled nappes to slightly transported allochthonous units that grade into the *in situ* autochthon. So different researchers can eventually put the main thrust contacts at different levels. This is particularly the case of LATC and PATC and their internal units on top of the fixed autochthon, mainly when this is also affected by thrusts. Nevertheless, the differences of interpretation can be considered of minor relevance to the general interpretation, if:

- the different units separated by major thrusts are placed in their correct position on the nappe pile;
- for each unit is proposed an estimation of the amount of low angle tangential movement distinct from the overlying and underlying units.

In these cases the correlation between different sectors is easy even if small discrepancies can subsist.

We conclude that thrusting of the different allochthons is a long lasting process that proceeds from intraoceanic thrusting inside ophiolitic members, hot obduction, collision of continental plates initially

separated by wide or narrow oceanic realms and finally progression of the autochthon deformation from root zones towards the foreland (Dallmeyer *et al.*, 1997). Different data indicate that the convergence process initiated near the Silurian/Devonian boundary until the Upper Carboniferous (*i.e.* from *circa* 420 to 300 Ma). Restricting our analysis to the allochthonous units of NW Iberia we can characterize that the continuous convergence process operated in two main peak episodes that produced specific structures synthesized below:

- During D<sub>1</sub> event, recumbent folds and fold-nappe thrusts are produced in the nappe pile. The related plano-linear structures differ in metamorphic grade, usually ranging from medium pressure greenschist to amphibolite facies, but locally grading into high pressure metamorphic regime. Below fold-nappe thrusts there is a general decollement level of Lower Silurian ampelites that plays a role in the Variscan tangential process similar to the evaporite complex (gypsum and salt) of the Triassic age in the alpine process.
- During D<sub>2</sub> recumbent to upright structures have been produced that deformed previous D<sub>1</sub> structures. Near the main thrust planes and in the more far-travelled nappes the D<sub>2</sub> structures can transpose the D<sub>1</sub> or produce a D<sub>1-2</sub> composite fabric frequently of mylonitic nature. Sometimes the earlier ductile D<sub>1</sub> thrust planes are folded by D<sub>2</sub> structures grading into tectosedimentary mélanges and in most cases there is a reactivation of localized shear zones along previous D<sub>1</sub> thrust planes.

The regional metamorphism of thrust complexes covers the deformation episodes of D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> and the peak is attained during late D<sub>2</sub> stages (Luisa Duarte in Ribeiro, 1974). The D<sub>2</sub> thrusting continues after D<sub>2</sub> metamorphism. Indeed, these thrusts are underlined by fault gauge and other cataclastic structures (breccias), where late D<sub>2</sub> faults characteristic of high anisotropic material developed mainly near the thrust plane with both synthetic and antithetic kinematics. Some of these D<sub>2</sub> structures have been attributed to an extensional episode that affects the nappe pile. However, in a continuous convergence process we disagree of this interpretation and propose an alternative model. Indeed, high anisotropic materials developed during D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> deformation events, can react to the D<sub>2</sub> decreasing strain rate process by generating D<sub>2</sub> discontinuous structures, antithetic and synthetic to main thrusts, under a constant gravitational field.

### SYNTECTONIC SEDIMENTATION

Synchronous with the development of D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> structures it should be referred the dynamic process accompanying the tectonic thrust events, like the syntectonic sedimentation. The temporal relation between these sediments and the main deformation

events, led to the individualization of the following situations:

- Eovariscan Flysch - affected by D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> episodes
- Mesovariscan Flysch - affected only by D<sub>2</sub> episodes above a relative autochthon affected by D<sub>1</sub>
- Tardivariscan Flysch grading into a postorogenic Molasse type sediments not affected by D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> and resting on an angular unconformity of D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> affected autochthon.

### THE MAIN TRÁS-OS-MONTES THRUST

The term **Main Trás-os-Montes Thrust (MTMT)** should be redefined clearly because it has been used with different meanings by different geologists. It designed for the first time the basal contact of allochthonous units in Trás-os-Montes oriental, as it is exposed in Rio Sabor traverse in Meirinhos - Cerejais area. It is a continuous mappable tectonic contact with a hanging wall of more deformed and metamorphosed allochthon and a footwall of less deformed and metamorphosed autochthonous sequences. It is marked by a variable tectonometamorphic jump that was recognized since the early 1/500 000 scale map of Delgado and Choffat (1899), even if then was not considered a major thrust plane. He considered the hanging wall as a crystallophylic complex of Precambrian age above a continuous sequence of Cambrian to Silurian metasediments with many fossil localities, which contrasts with the azoic allochthon. The contact between both units is also marked by cataclastic rock (*e.g.* has fault gauge) and characteristic chevron to round folds of D<sub>2</sub> age, affecting previous quartz segregation bands along the previous deformed S<sub>1</sub> schistosity. The metamorphic character of thrusting is well marked by the change in metamorphic grade and associated rock deformation style. Subsequent works showed that the allochthon include polymetamorphic (Variscan and Cadomian) thrust complexes, ophiolites of Lower Devonian age and various allochthonous and parautochthonous units with monometamorphic character (Variscan only) and fossils of Lower Palaeozoic age (Ribeiro, 1974; Ribeiro *et al.*, 2007). Later detailed works showed that the formerly considered autochthon (Ribeiro, 1974) also contains thrust complexes of Parautochthon character. Thus, the contact of Delgado and Choffat (1899) although of thrust nature (Ribeiro, 1974), was not the base of the parautochthon or allochthon units, leading some authors to propose different locations for the "MTMT" as the basal thrust above the autochthon. In fact there are two main periods of thrusting (D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>), generating D<sub>1</sub> fold- thrusts and imbricated thrusts of ductile character, cut by out-of-sequence long lasting thrusts (D<sub>2</sub>). The last event started with the D<sub>2</sub> deformation by thrusting and associated folding, but ended by cataclastic fault gauge delineating clear cross-cutting brittle thrusts after the metamorphic peak (*i.e.* syn to late D<sub>2</sub>). We maintain that the **MTMT** should be reserved to clear cross-cutting relationship marked by

the out-of-sequence thrust mapped by Delgado and Choffat (1899) and that the progress of geological mapping will eventually recognize the top of the autochthon below the basal thrust of the allochthon and parautochthon and subautochthon units. So detailed map work will eventually change the location of this main basal thrust based in the evidence of progress on lithostratigraphy and detailed tectonic studies. In fact we know that sometimes thrust planes with considerable movement along them can be as subtle as a continuous stratigraphic contact and corresponding to a very thin clear contact. This type of thrust could be eventually delineated by a millimetric phylonite band, which may concentrate large overthrust displacement but can only be recognized in continuous exposures where even thin segments of millimetric thrusts planes can be recognized in thin sections.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge the funding provided by ICT, under contract with FCT. Noel Moreira acknowledges Calouste Gulbenkian Foundation for the financial support and FCT PhD grant (SFRH/BD/80580/2011).

#### REFERENCES

- Andonaegui, P., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Abati, J., Díaz García, F. y Martínez Catalán, J. (2012): The Corredoiras orthogneiss (NW Iberian Massif): Geochemistry and geochronology of the Paleozoic magmatic suite developed in a peri-Gondwanan arc. *Lithos*, 128-131: 84-99.
- Arenas R. y Sánchez Martínez, S. (2015): Variscan ophiolites in NW Iberia: Tracking lost Paleozoic oceans and the assembly of Pangea. *Episodes*, 38 (4): 315-333.
- Dallmeyer, D., Martínez Catalán, J., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J., Gutiérrez Alonzo, G., Farias, P., Bastida, F. y Aller, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- Delgado, J.F.N. y Choffat, P. (1899): *Geological Map of Portugal (1:500 000)*. Chez L. Whurer, Paris.
- Dias, R. y Ribeiro, A. (1995): The Ibero-Armorican arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246 (1-3): 113-128.
- Dias, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C. y Moreira, N. (2016): Reviewing the Arcuate Structures in the Iberian Variscides; Constraints and Genetical Models. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2016.04.011
- Mateus, A., Munhá, J., Ribeiro, A., Tassinari, C., Sato, K., Pereira, E. y Santos, J. (2016): U-Pb SHRIMP zircon dating of high-grade rocks from the Upper Allochthonous Terrane of Bragança and Morais Massifs (NE Portugal); geodynamic consequences. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2016.02.048
- Ribeiro, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24: 168 p.
- Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C. y Pedro, J., (2007): Geodynamic evolution of SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26: 1-24.

## Rutile chemistry and thermometry in eo-Variscan eclogites/granulites from the Cabo Ortegal and the Malpica-Tui complexes

### *Química y termometría de rutilo en eclogitas/granulitas eo-Variscas de los complejos de Cabo Ortegal y Malpica-Tui*

P. Valverde-Vaquero<sup>1</sup>, M. Fernández González<sup>2</sup>, A. Beranoaguirre<sup>1,3</sup> and J.I. Gil-Ibarguchi<sup>3</sup>

1 IGME, c/ La Calera, 1, Tres Cantos, 28760, p.valverde@igme.es

2 Servicio de Microsonda electrónica, Univ. de Oviedo, msonda@geol.uniovi.es

3 Dpto. Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, aratz.beranoaguirre@ehu.eus

**Abstract:** A set of rutiles from eclogites and granulites within the Cabo Ortegal and Malpica-Tui complexes has been analyzed by EMPA for Ti, Cr, Al, Fe, Nb, Zr, Si and V, in order to test the application of the Zr-in-rutile thermometry and characterize their protoliths. These are zircon-bearing high-pressure rocks with well-constrained P-T conditions from previous studies. Rutiles from Fe-Ti eclogite and pyrigarnite at Cabo Ortegal are Cr-rich (>2000 ppm) and have Cr/Nb ratios >1, while Ky-eclogites have rutile with different Cr, Nb and V compositions indicating derivation from diverse protoliths. Despite their chemical variation, the rutiles from Cabo Ortegal rocks show remarkable homogeneity in Zr contents (470±42 ppm), being richer in Zr than the rutiles from Malpica-Tui (ca. 303±30 ppm). The Zr-in-rutile thermometry shows that temperatures can be significantly over- and underestimated depending on the thermometer applied, and caution needs to be exercised in their use. In the case of the HP/HT rocks of Cabo Ortegal the thermometers of Zack et al. (2004) and Tomkins et al. (2007) provide more reasonable temperatures (777±11 °C); while in the Malpica-Tui HP/IT-eclogite, it is the thermometer of Watson et al. (2006) that appears to work better (644±9 °C).

**Key words:** Rutile, EMPA, Thermometry, Eclogite, HP granulite.

**Resumen:** Se han determinado mediante microsonda electrónica los contenidos de Ti, Cr, Al, Fe, Nb, Zr, Si y V en rutilos de eclogitas y granulitas de los complejos de Cabo Ortegal y Malpica-Tui a fin de evaluar la termometría de circonio en rutilo y caracterizar los protolitos. Son rocas de alta presión con condiciones P-T bien establecidas en estudios previos. Los rutilos de las eclogitas ferro-titaníferas y las pirigarnitas de Cabo Ortegal son ricos en Cr (>2000 ppm) y tienen ratios Cr/Nb >1, mientras que los de las eclogitas con distena muestran contenidos diferentes de Cr, Nb y V indicando distintos protolitos. A pesar de esta variabilidad, los rutilos de Cabo Ortegal tienen un contenido en Zr muy homogéneo (470±42 ppm) y superior a los de Malpica-Tui (303±30 ppm). La termometría de Zr en rutilo muestra que las temperaturas pueden sub- y sobrestimarse significativamente dependiendo del termómetro aplicado. En el caso de las rocas de AP/AT de Cabo Ortegal los termómetros de Zack et al. (2004) y Tomkins et al. (2007) proporcionan unas temperaturas coherentes (777±11 °C), mientras que para la eclogita AP/IT de Malpica-Tui es el termómetro de Watson et al. (2006) el que parece funcionar mejor (644±9 °C).

**Palabras clave:** Rutilo, Microsonda electrónica, Termometría, Eclogita, Granulita AP.

## INTRODUCTION

Advances over the last decade in rutile geochemistry have proved that this mineral can be used as a thermometer, as well as a tool to characterize the protoliths of metamorphic rocks (e.g. Meinhold, 2010). Rutile has also proven to be a useful U-Pb thermochronometer. The possibility of linking mineral formation temperatures with absolute age dating, and the characterization of different protoliths has prompted our interest in setting up a proof-of-concept study using rutile-bearing IT and HT eclogites and granulites from the Allochthonous Complexes of NW Iberia. In order to carry out this study we have had to set up new protocols for chemical analyses by electron microprobe (EMPA), which will be described below.

The rocks selected for this study are quartz and zircon-bearing eclogites and HP granulites. The presence of these two minerals is essential to buffer the zirconium content of rutile in the SiO<sub>2</sub>-ZrO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> system (see Zack et al., 2004). Furthermore, the occurrence of quartz assures that the activity of SiO<sub>2</sub> equals 1. Therefore the rocks fulfill the requirements for the application of the Zr-in-rutile thermometers of Zack et al. (2004) and Watson et al. (2006).

## GEOLOGICAL SETTING

The samples come from the allochthonous complexes of NW Iberia. These rocks belong to the Galicia-Trás-os-Montes Zone of the Iberian Massif, mark relict suture zones and are the product of Devonian s.l. subduction/collision systems (e.g.

Martínez Catalán et al., 1997 and refs. within). Eclogite rocks occur along the Malpica-Tui band, in the so-called Lower Allochthon, and in the Cabo Ortegal area of the Upper Allochthon (Fig.1a). The Lower Allochthon contains evidence of a HP metamorphic event at ca. 370 Ma with relicts of blueschist and IT eclogitic rocks. In the Upper Allochthon the eclogites are of high-temperature and are associated with a slightly older HP event (ca. 390-400 Ma). These HT eclogites are particularly well-exposed in the Cabo Ortegal Complex (Fig.1b), where they are associated with various types of HP granulites and ultramafic mantle rocks (Spl-peridotites and Grt-bearing pyroxenites).

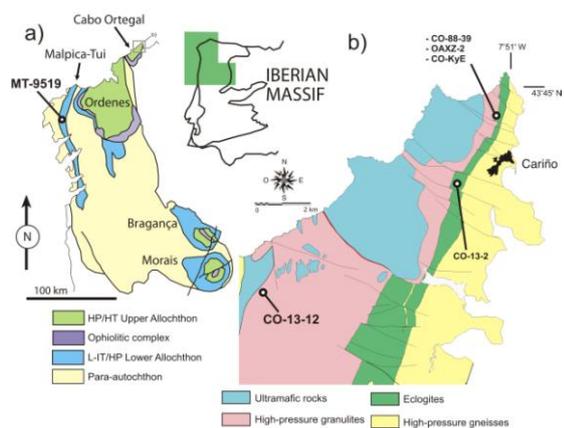


FIGURE 1. a) Geological map of NW Iberia showing the sample locations. b) Detailed geological map of the northern portion of the Cabo Ortegal Complex (ref. in text).

## SAMPLES

For this study, five samples were taken from the Cabo Ortegal complex (Fig.1b) and one sample was taken from the Malpica-Tui band (Fig.1a). The sample from the Malpica-Tui band is an IT eclogite, while the samples from Cabo Ortegal are four HT eclogites and one HP granulite.

**Malpica-Tui band (sample MT-9619):** This sample was collected in the vicinity of the Fervenza reservoir. It is composed by Cpx (Omph) + Grt + (Qtz) + Rt + (Zrn) + white mica + Zo + Ky. Maximum P-T conditions in these eclogites are estimated at 26 kbar and 610 °C (Rodríguez Aller, 2005).

**Cabo Ortegal Complex:** Four eclogites have been collected from the MORB-derived eclogitic band, where maximum P-T conditions have been estimated at 25-28 kbar and 780-800 °C (Mendia, 2000). Sample CO-13-2 is a ferro-titaniferous eclogite from the center of the eclogite unit with the following paragenesis: Cpx + Grt + Rt + Qtz + Amph + (Zrn) ± (Ap) ± white mica ± Zo. Samples CO-88-39, OAXZ-2 and CO-KyE are kyanite-eclogites from the borders of the eclogitic band. Sample CO-88-39 is a mylonitic eclogite, which is interpreted to be derived from nearby granulitic ky-eclogite (samples OAXZ-2 and CO-KyE). Their

mineralogy is formed by Grt + Cpx + Amph + Ky ± Zo ± Qtz + Rt + Zrn + Ap + white mica.

Sample CO-13-12 is an ultramafic granulite, a so-called pyrigarnite, from the HP granulite unit of the Cabo Ortegal Complex. The sample is adjacent to the Uzal peridotite massif (Fig.1b). The mineral composition consists of Grt + Cpx ± Ph ± Amph + Rt + Ilm ± Qtz ± Czo + (Zrn) and provides maximum P-T conditions of ca. 17 kbar and 790 °C (Puelles et al., 2005).

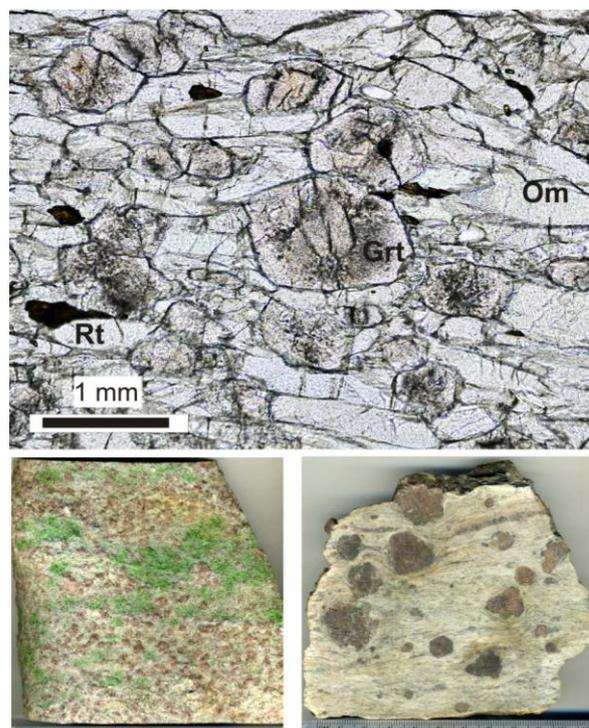


FIGURE 2. Top: Intermediate-T eclogite (sample MT-9619) from the Malpica-Tuy band with Rt, Grt and Omph. Bottom left: granoblastic Ky-eclogite Cabo Ortegal Complex (sample OAXZ-2). Bottom right: Mylonitic Ky-eclogite Cabo Ortegal Complex (sample CO-88-39).

## ANALYTICAL TECHNIQUE

In this case rutile crystals have been individually hand-picked under a microscope after rock crushing, pulverization and concentration using a Wilfley mineral separation table, and an isodynamic Frantz magnetic separator. This process was done following the protocols of mineral separation used at the geochronology laboratory of the IGME. The rutile crystals were mounted with an epoxy resin and polished for electron microprobe analysis (EMPA).

The analyses were performed at the electron microprobe facility of Oviedo University with a Cameca SX 100 instrument. The EMPA analytical protocols follow those in Zack et al. (2002) with separate beam conditions for Al, Si, Ti, Ca, Cr, V and Fe from those for Zr, Nb and W. A beam of 5 microns of diameter was used for data acquisition. Analytical conditions are resumed in the Table I.

Elt. Line	Spec	Xtal	Peak	Pk Time (s)	Bg Off1	Bg Off2	Slope/IBg	Bg Time (s)	Calibration	Intensity (cps/nA)
Analytical condition 1:										
Al K $\alpha$ 1	Sp4	LTAP	32464	100	-850	850		50	Cro_AlSp4_001	368,8
Si K $\alpha$ 1	Sp4	LTAP	27737	100	-800	800		50	Jade_SiSp4_006	1658,7
Ti K $\beta$ 1	Sp3	LPET	28735	10	-600	600		5	Esfe_TiSp3_002	136,1
Ca K $\alpha$ 1	Sp3	LPET	38387	100	-800	800		50	Esfe_CaSp3_001	737,3
Cr K $\alpha$ 1	Sp2	LLIF	56868	120	-1730	1270		60	Cro_CrSp2_003	365,1
V K $\alpha$ 1	Sp2	LLIF	62179	120	-800	1100		60	v_V Sp2_010	881,4
Fe K $\alpha$ 1	Sp2	LLIF	48084	100	-900	1000		50	Mag_FeSp2_027	1081,7
Analytical condition 2:										
Zr L $\alpha$ 1	Sp4	LTAP	23631	120		600	1	60	Zir_ZrSp4_014	1238,6
Nb L $\alpha$ 1	Sp3	LPET	65431	240	-1400	1450		120	Nb_NbSp3_015	238,0
W L $\alpha$ 1	Sp2	LLIF	36668	120	-1600	1450		60	MnWO4_W Sp2_010	723,0
<b>Beam conditions:</b>										
Analytical condition 1.: HV 20 KV; I 120 nA; Analytical condition 2: HV 25KV; I 120 nA										

TABLE I. Electron microprobe analytical conditions, Cameca SX 100 (Oviedo University)

## RUTILE CHEMISTRY

We have analyzed a total of 71 individual rutile crystals, on average of 12 crystals per sample. The analyses show that despite some intrasample variation, there are significant differences among the rutiles from separate samples (Fig.3).

One of the characteristics of rutile, that has been used to discriminate among metamorphic protoliths, is the uptake of Cr and Nb (see review in Meinhold, 2010). The samples analyzed plot in the field of rutile from metamafic sources. In the case of the rutiles from the eclogite of the Malpica-Tui band, they show a Cr content of ca. 1500 ppm and Nb < 500 ppm which is typical of mafic protoliths. The rutiles from the samples of Cabo Ortegal show an interesting distribution. The rutiles from the ultramafic granulite and the Fe-Ti eclogite are very similar with high Cr > 2000 ppm and a Cr/Nb > 1, as expected of rutile from ultramafic protoliths. The mylonitic Ky-eclogite (sample CO-88-39) has Cr and V values that are similar to those of the Fe-Ti eclogite suggesting that it might be derived from a similar protolith although there is a higher dispersion of Nb (up to 1700 ppm). However, the rutiles from the granoblastic ky-eclogites are very distinctive with low Cr < 1000 ppm, high V (> 2500 ppm), indicating a different protolith from that of the nearby mylonitic eclogite, likely an evolved Cr-poor and V-rich source.

Despite the range of chemical compositions, the rutiles from the HP rocks of Cabo Ortegal have similar zirconium contents (av. 470 ppm Zr). The rutiles from the intermediate-temperature eclogite of the Malpica-Tui band have distinctive lower Zr content (av. 303 ppm). This is consistent with the fact that in quartz and zircon-bearing rocks the Zr concentration in rutile is controlled by pressure and temperature, although fundamentally by temperature (see below).

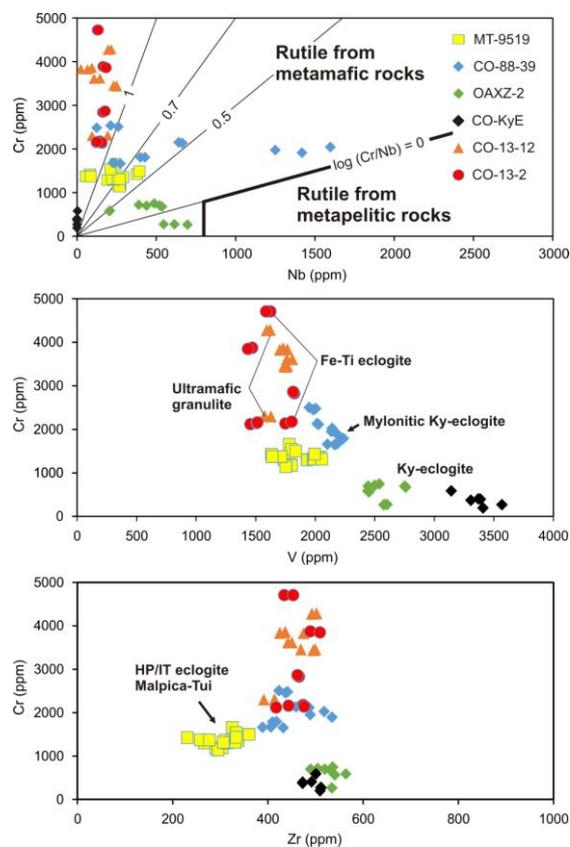


FIGURE 3. Rutile chemistry. Cr-Nb (top), Cr-V (middle) and Cr-Zr (bottom) diagrams. Explanation in text.

## Zr IN RUTILE THERMOMETRY

We have applied the Zr-in-rutile thermometers of Zack et al. (2004), Watson et al. (2006) and Tomkins et al. (2007). The results for our samples are summarized in Table II. The thermometer of Zack et al. (2004) is based on natural assemblages and the one of Watson et al. (2006) on experimental data. The thermometer of Watson et al. (2006) was modified by Tomkins et al. (2007) to take into account the effects of pressure. For the thermometer of Tomkins we have applied the maximum pressure conditions that have been reported for these rocks from previous thermobarometric studies

(Mendia, 2000; Puelles et al., 2005; Rodríguez Aller, 2005).

Sample	Zr	T <sub>Zack</sub>	T <sub>Watson</sub>	T <sub>Tomkins</sub>
MT-9519 (n=17)	303±33	712±14	644±9	715±10 (26 kb)
CO-88-39 (n=13)	446±45	770±13	676±9	750±9 (26 kb)
OAXZ-2 (n=10)	525±21	790±5	690±4	778±4 (28kb)
CO-KyE (n=6)	493±17	782±5	685±3	772±3 (28kb)
CO-13-12 (n=12)	456±37	773±10	678±7	729±7 (20kb)
CO-13-2 (n=13)	460±24	774±7	679±5	766±5 (28kb)

TABLE II. Zr-in-rutile thermometry. Average values and standard deviation. Concentration of Zr in ppm (cursive), temperatures in °C. The pressures for the thermometer of Tomkins in parenthesis.

As pointed out by Meinhold (2010), for temperatures above 570 °C, there is a significant departure between the thermometer of Zack (2004) and that of Watson et al. (2006). In the case of the Malpica-Tui eclogite (MT9519), the thermometer of Zack and the thermometer of Tomkins et al. (2007) give temperatures of 712-715 °C, which are an overestimation from the peak temperature of ca. 620 °C reported by Rodríguez Aller (2005). The thermometer of Watson gives a temperature of ca. 644 °C which is a closer approximation.

For the rocks of Cabo Ortegal the results of the thermometer of Zack et al. (2004) and Tomkins et al. (2007) are in good agreement with the peak temperature conditions of ca. 750-800 °C recorded by the previous thermobarometric studies. Given the fact that rutile is in equilibrium with the main mineral assemblages, and that there is growth of eo-Variscan metamorphic zircon in these rocks (e.g. Ordóñez-Casado et al., 2001); it is reasonable to consider that rutile was in equilibrium in the ZrO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> system during the peak metamorphic conditions. Therefore, the temperatures of 675-690 °C from the thermometer of Watson et al. (2006) do appear to underestimate the temperature of rutile formation.

## CONCLUSIONS

This study reveals that the geochemical composition of rutile can be used to discriminate different metamorphic protoliths. In this case it suggests derivation of the samples from metamafic sources. In the case of the HT eclogites and granulites of the Cabo Ortegal complex there is a wide variety of rutile compositions among samples, indicating derivation from ultramafic and more evolved Cr-poor, V-rich protoliths. The concentration of Zr in these rutiles, however, is quite homogeneous.

Application of the different Zr-in-rutile thermometers available can result in an over- or underestimation of rutile formation temperature. Therefore caution needs to be kept in their application. In the case of the sample from the Malpica-Tui band

the thermometer of Watson et al. (2006) with a temperature of ca. 644 °C provides the most sensible approximation, while for the rocks of Cabo Ortegal the thermometers of Zack et al. (2004) and Tomkins et al. (2007) seem to work better.

## ACKNOWLEDGEMENTS

P.V.-V. thanks financial support from grant CGL 2012-38786. A.B. and J.I.G-I. thank financial support from grants CGL 2015-63530-P and GIU15/05.

## REFERENCES

- Meinhold, G. (2010): Rutile and its application in earth sciences. *Earth-Science Reviews*, 102: 1-28.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz-García, F. y Abati, J. (1997): The Variscan accretionary complex of NW Iberia: involved terranes and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25: 1103-1106.
- Mendia, M. (2000): *Petrología de la Unidad Eclogítica del Complejo de Cabo Ortegal*. Nova Terra, 16, La Coruña, 424 p.
- Ordóñez-Casado, B., Gebauer, D., Schäfer, H.J., Gil Ibarguchi, J.I. y Peucat, J.J. (2001): A single Devonian subduction event for the HP/HT metamorphism of the Cabo Ortegal Complex within the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 332: 359-385.
- Puelles, P., Ábalos, B. y Gil-Ibarguchi, I. (2005): Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84: 125-149.
- Rodríguez Aller, J. (2005): *Recristalización y deformación de litologías supracorticales sometidas a metamorfismo de alta presión (Complejo de Malpica-Tui, NO Macizo Ibérico)*. Nova Terra, 29, La Coruña, 572 p.
- Tomkins, H.S., Powell, R. y Ellis, D.J. (2007): The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. *Journal Metamorphic Geology*, 25: 703-713.
- Watson, E.B., Wark, D.A. y Thomas, J.B. (2006): Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions Mineralogy & Petrology*, 151: 413-433.
- Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F. y Rivers, T. (2002): Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology*, 184: 97-122.
- Zack, T., Moraes, R. y Kronz, A. (2004): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions Mineralogy & Petrology*, 148: 471-488.

# Recuperación de la Colección Histórica “Bargalló” de la Universidad de Alcalá

## *Recovering the “Bargalló” Historical Collection of the University of Alcalá*

J. Audije-Gil<sup>1</sup>, F. Barroso-Barcenilla<sup>1,2</sup> y M. Segura<sup>1</sup>

1 Dpto. de Geología y Geografía (Grupo de Investigación IberCreta), Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28771 Alcalá de Henares, España. julia.audije@uah.es

2 Dpto. de Paleontología (Grupo de Investigación Procesos Bióticos Mesozoicos), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

**Resumen:** Los trabajos de catalogación y gestión de las colecciones geológicas para docencia e investigación del Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente de la Universidad de Alcalá (España), que actualmente se están realizando, han permitido recuperar, reunir y restaurar diverso material de la colección histórica “Bargalló”, hasta ahora disperso en varias facultades. Esta colección docente se encuentra compuesta por muestras de rocas, minerales y fósiles, además de distinto material original asociado, como etiquetas y cajas de diferentes tamaños. Fue elaborada a principios del siglo XX por el profesor Modesto Bargalló para sus clases de Ciencias Naturales en la Escuela de Magisterio de Guadalajara. En la actualidad, esta colección se encuentra incompleta pero se ha logrado recuperar en total más de medio centenar de muestras litológicas, mineralógicas y paleontológicas. La colección Bargalló posee un alto valor histórico puesto que los elementos que la componen, junto a los textos publicados por el profesor, representan el testimonio material del planteamiento teórico y la puesta en práctica de su innovadora metodología didáctica.

**Palabras clave:** Bargalló, geología, didáctica, Universidad de Alcalá, España.

**Abstract:** *The work of cataloguing and the management of geological collections for teaching and research which are being carried at the Department of Geology, Geography and Environment of the University of Alcalá (Spain), has resulted in the recovery, reunion and restoration of certain material of the historical “Bargalló” collection which had been lost and scattered across different faculties. This educational collection consists of rocks, minerals and fossils, as well as part of the original annexed labelling and some boxes of various sizes. This collection was prepared in the early 20<sup>th</sup> century by the Professor Modesto Bargalló, for use in his classes of Natural Sciences at the “Escuela de Magisterio de Guadalajara” (Teacher Training College of Guadalajara). At present, this collection is incomplete, but more than fifty lithological, mineralogical and palaeontological samples have been recovered. This material, together with the works published by Bargalló, is of a high historical value as it represents the tangible proof of the theoretical approach and the implementation of the innovative teaching methods of this professor.*

**Key words:** Bargalló, geology, teaching, University of Alcalá, Spain.

## INTRODUCCIÓN

En la actualidad, se está procediendo a restaurar y catalogar las colecciones de rocas, minerales y fósiles que hay en la Universidad de Alcalá para docencia e investigación. Este material se encuentra en la Facultad de Ciencias (Alcalá de Henares) y en la Facultad de Educación y la Escuela de Arquitectura (Guadalajara). Entre el material revisado, se ha recuperado una serie de muestras que pueden ser asignadas a la colección que el profesor Bargalló elaboró para la Escuela de Magisterio de Guadalajara, durante los años veinte y treinta del pasado siglo. La colección permaneció en el mismo centro educativo tras la Guerra Civil y el exilio de Bargalló, siendo utilizada como material de prácticas. Con el tiempo, parte de este material fue incorporado a otras colecciones docentes o se perdió, y su procedencia cayó en el olvido.

A finales del siglo XX, se comenzó a tomar conciencia de que parte de este material educativo aún

se conservaba entre las colecciones de los centros docentes del Campus de Guadalajara de la Universidad de Alcalá. Tras una primera revisión, se presentaron algunos resultados preliminares (Segura et al., 2009), y se realizó una exposición-homenaje sobre la figura de Bargalló (Sánchez et al., 2007), en la que se preparó una vitrina con algunos elementos de la colección que se habían localizado hasta entonces.

En la actualidad, tras una exhaustiva búsqueda, se han recuperado hasta 55 ejemplares de rocas, minerales y fósiles de la colección, y distintos elementos originales asociados, como cajas de diversos tamaños y etiquetas. En el presente trabajo, se realiza una primera valoración del conjunto del material recuperado, que ha sido identificado, catalogado y separado del resto de las colecciones que se emplean para la docencia de la Geología en la Universidad de Alcalá, con el fin de proteger su valor histórico. El principal interés patrimonial de la colección “Bargalló” radica en que se

trata de una colección didáctica de principios del siglo XX, que permite, junto a los textos publicados por el profesor, reconstruir su innovadora metodología docente.

## CONTEXTO HISTÓRICO

### La Escuela de Magisterio

La Escuela de Magisterio de Guadalajara se creó en 1841 como “Escuela Normal de Maestros” (Pozo et al., 1986). Las clases comenzaron a impartirse en 1842 en el antiguo convento de San Juan de Dios, sede en la que se ubicó la escuela hasta 1962, cuando fue construido el edificio actual. En 1857, la escuela creció ampliándose su actividad a la formación de maestras. Sin embargo, a lo largo de la segunda mitad del siglo XIX, entró en una etapa de progresiva postergación y abandono, llegando a ser transferidos los estudios de magisterio masculino al Instituto General y Técnico de Guadalajara.

En el año 1914, una Real Orden impulsó una reorganización de las escuelas de formación del profesorado, recuperando su autonomía la Escuela de Magisterio de Guadalajara, e iniciando una de las mejores etapas de su historia. Se constituyó un nuevo claustro con un significativo número de profesores jóvenes, entre los que figuraba Modesto Bargalló, los cuales desarrollaron una importante labor de renovación pedagógica. (Díez et al., 1984; Pozo et al., 1986).

En 1931 se fusionaron los centros masculino y femenino, y se implantó un plan profesional que potenció la enseñanza de las metodologías aplicadas. La Escuela de Magisterio de Guadalajara adquirió un gran prestigio y fue un centro de referencia para la renovación de la enseñanza en España (Pozo et al., 1986). En 1977 se refundó la Universidad de Alcalá, tal y como es conocida en la actualidad, con dos campus ubicados en las ciudades de Alcalá de Henares y de Guadalajara, incorporándose a ella la Escuela de Magisterio de Guadalajara.

### El Profesor Bargalló

Modesto Bargalló Ardévol nació en Sabadell (España) el 4 de enero de 1894. Obtuvo el título de Maestro Elemental y Superior en la Escuela de Magisterio de Huesca en 1912. Desde ese momento hasta 1915 cursó estudios de Ciencias en la Escuela de Estudios Superiores del Magisterio de Madrid. Ese mismo año fue nombrado Profesor en la renovada Escuela de Magisterio de Guadalajara, donde impartió diversas materias de Ciencias (Díez et al., 1984; Segura et al., 2011). Durante los años 20 y 30 realizó una innovadora actividad docente, y publicó numerosos trabajos sobre didáctica y metodología de las Ciencias. Muchos de estos textos fueron difundidos en la Revista de Escuelas Normales (Díez et al., 1988). En 1928

fundó Faraday, la primera revista española dedicada a la didáctica de la Física y la Química.

Fue miembro de la Real Sociedad Española de Historia Natural desde 1922, y entre 1926 y 1930 compaginó su labor como docente en la Escuela con sus estudios de Licenciatura en Ciencias. Entre 1928 y 1933 descubrió y notificó la presencia de varios yacimientos paleontológicos en la provincia de Guadalajara (Díez et al., 1984; Segura et al., 2011).

A comienzos de 1939, se exilió a México, donde continuó su intensa labor docente y científica. Desde 1942 hasta su jubilación en 1979 fue Profesor de Química Inorgánica en la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas de México D.F. Murió en México D.F. (México) el 1 de julio de 1981.

## LA COLECCIÓN BARGALLÓ

### Aspectos generales

Se trata de una colección de rocas, minerales y fósiles que fue preparada por Modesto Bargalló durante las primeras décadas del siglo XX, para ser utilizada en sus clases de Ciencias Naturales y Metodología de las Ciencias. Se encuentra incompleta, desconociéndose el número de ejemplares que la componían, y habiéndose recuperado también varios elementos originales asociados, como diferentes tipos de cajas y etiquetas para ordenar e identificar las muestras (Fig. 1a-c).



FIGURA 1. a) Ejemplar de roca caliza pisolítica, con etiqueta adherida manuscrita por Bargalló, procedente de Horche (Guadalajara). b) Ejemplar de mineral pirargirita, con etiqueta adherida con el número 32 manuscrito, posiblemente añadida durante una reordenación posterior, procedente de Hiedelaencina (Guadalajara). c) Caja de madera para minerales, con el nombre “Modesto Bargalló Ardévol” inscrito en su parte frontal. Las escalas de a-b) representan 1 cm, y la de c) 10 cm.

En total, se conservan más de medio centenar de muestras en buen estado de conservación. La tipificación de las etiquetas adheridas a las muestras y a las cajas que las contenían, ha permitido reconocer el

material recogido y catalogado por el profesor, así como algunas de las posteriores reordenaciones realizadas por otros docentes. De las 55 muestras totales que se han rescatado y determinado como pertenecientes a la colección o contemporáneas a ella, se conservan 29 ejemplares con diferentes tipos de etiquetas adheridas a su superficie (Fig. 1a-b). De éstas, 19 pertenecen indudablemente a la colección original de Bargalló, puesto que conservan las etiquetas manuscritas por él. La caligrafía del profesor ha sido reconocida gracias al testimonio de su hijo (*comunicación personal*) y a su comparación con la reflejada en otros documentos por él manuscritos. Las etiquetas poseen información referente al nombre del ejemplar, la localidad (generalmente subrayada) y la provincia en la que éste fue recogido. El resto del etiquetado antiguo ha sido considerado posterior al original, puesto que la letra es diferente a la del profesor, y el contenido corrige y/o complementa la información escrita por él.

Bargalló describió con gran detalle en sus libros y artículos los viajes escolares que realizó con fines docentes y para la obtención de rocas, minerales y fósiles (Bargalló, 1932, 1934), lo cual ha permitido conocer dónde y cuándo obtuvo las muestras geológicas que componen su colección. Esta valiosa información también ha permitido atribuir a la misma, por su procedencia, semejanza y antigüedad, 26 muestras adicionales en las que el etiquetado está ausente o tan sólo se conservan trazas de él. Además, existe constancia de la presencia de todas estas muestras en la Escuela de Magisterio antes de 1977.

En un artículo publicado en la Revista de Escuelas Normales (Bargalló, 1925), Bargalló también describió en detalle cómo eran los laboratorios en los que impartía sus clases prácticas en la Escuela de Magisterio de Guadalajara. En dicho texto, aparecen tres dibujos realizados a plumilla que muestran cuál fue la apariencia de los laboratorios de ciencias de la Escuela, permitiendo conocer con precisión el mobiliario y la disposición del material en los mismos, incluyendo las estanterías con los ejemplares, y los soportes en los que éstos se depositaban. Las muestras de rocas, minerales y fósiles se encontraban en su mayor parte en cajas y pedestales, elaboradas por el propio profesor siguiendo el procedimiento que deja explicado y dibujado en Bargalló (1925).

En la actualidad se conservan 10 cajas para rocas y minerales en las que se depositaban las muestras de tamaño mediano de esta colección. Además, se conserva una caja más grande de madera, con el nombre “Modesto Bargalló Ardévol” en el frente, y que posee el espacio suficiente para albergar 48 cajas más pequeñas (Fig. 1c). Por el etiquetado de las mismas se deduce que éstas contuvieron muestras pequeñas de minerales.

*Uso Docente*

Este profesor desarrolló una renovadora actividad docente cuyo fundamento didáctico principal eran las “lecciones-modelo” (Díez et al., 1984). En ellas promovía la participación activa de los alumnos en su formación cultural y profesional, enseñando al “alumno-docente” a “descubrir” por sí mismo la naturaleza a través de salidas escolares en el campo y actividades prácticas en el aula. Estas salidas incluían la recogida de muestras, y la preparación y estudio de colecciones.

Del estudio de los diferentes elementos que componen la colección y de la documentación asociada a la misma, se infiere que Bargalló recogía las muestras durante las excursiones que realizaba con sus alumnos de la Escuela de Magisterio. La mayor parte de sus muestras procede de Cataluña (Olot, Palamós), tierra natal del profesor, y de Guadalajara (Hiendelaencina, Horche), región en la que trabajaba y realizaba la mayor parte de sus excursiones docentes.

Tras ser recogido, el material era clasificado, etiquetado y empleado en sus clases. Las imágenes mostradas en algunos de sus trabajos ratifican este hecho (e.g., Bargalló y Martín, 1935). De este modo, queda demostrado que, junto a las salidas de campo docentes, la actividad en el laboratorio con las muestras obtenidas era una de las partes más importantes de su innovador modelo pedagógico. En definitiva, era el lugar en el que se estudiaban los ejemplares que se habían tomado en la naturaleza y que serían la base del trabajo diario posterior con sus alumnos en la Escuela de Magisterio.

## CONCLUSIONES

El conjunto formado por las muestras recuperadas de la colección Bargalló y los textos que se conservan de este profesor, son la evidencia de la elaboración y puesta en práctica de sus “lecciones-modelo”. En la actualidad, el material obtenido ha sido retirado de su uso docente debido a su valor histórico. Se trata de muestras de rocas, minerales y fósiles, y materiales asociados, de utilidad para el estudio de la Historia de las Ciencias Naturales y de su Didáctica a principios del siglo XX. Con ellas, se ha podido reconstruir tanto la metodología de conformación de la colección como el uso docente que se le dio. Por ello, esta colección constituye la prueba material de la metodología didáctica de Bargalló, muy innovadora en aquel momento histórico, y demuestra la importancia de la recuperación del patrimonio histórico y geológico de la Universidad de Alcalá (España), así como de la mejora de su gestión, estudio y conservación.

## AGRADECIMIENTOS

La recuperación del material objeto de esta publicación se ha realizado gracias a la aportación de

los Proyectos de Investigación PEJ2014-A13668, CGL2015-66604 y CGL2015-68363 del Ministerio de Economía y Competitividad (España).

## REFERENCIAS

- Bargalló, M. (1925): Nuestra clase de Ciencias Físicas. *Revista de Escuelas Normales*, 30: 337-338.
- Bargalló, M. (1932): *Metodología de las Ciencias Naturales y de la Agricultura*. Ediciones Sardá, Reus, 364 p.
- Bargalló, M. (1934): *Paseos y excursiones escolares: Estudio de la Naturaleza*. Ediciones Sardá, Guadalajara, 83 p.
- Bargalló, M. y Martín, M. (1935): *Manual de Química*. Ediciones Sardá, Reus, 381 p.
- Díez, A., Pozo, M.M. del y Segura, M. (1984): Aportaciones a la didáctica de las Ciencias Naturales de Modesto Bargalló, durante su etapa de docencia en la Escuela Normal de Guadalajara (1914-1936). *Actas del III Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias*, 3: 215-236.
- Díez, A., Pozo, M.M. del y Segura, M. (1988): La Revista de Escuelas Normales: una publicación de regeneración normalista nacida en Guadalajara (1923-1936). *Revista Interuniversitaria de Formación del Profesorado*, 1: 9-30.
- Pozo, M.M. del, Segura, M. y Díez, A. (1986): *Guadalajara en la historia del magisterio español: Cien años de formación del profesorado*. Colección Aula Abierta, 1, Universidad de Alcalá, 339 p.
- Sánchez, J.M., Gomis, A. y Segura, M. (2007): *Catálogo. Enseñanza de las Ciencias de la Naturaleza. Exposición-Homenaje al Profesor Modesto Bargalló Ardévol*. Simposio Innovación en la Enseñanza de las Ciencias hasta 1936, Universidad de Alcalá, 24 p. (con facsímil y CD)
- Segura, M., Barroso-Barcenilla, F., García-Hidalgo, J. F. y Gil, J. (2009): The “Modesto Bargalló” geological educational collection. *Journal of Paleontological Techniques, Special Volume*, 6: 50.
- Segura, M., Gomis, A. y Sánchez Jiménez, J.M. (2011) Modesto Bargalló Ardévol (1894-1981), maestro de maestros e historiador de la Ciencia. *Llull*, 34: 419-442.

## Colecciones paleontológicas históricas de la provincia de Huelva conservadas en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid)

### *Historical paleontological collections of the Huelva province housed in the Geominero Museum (Geological Survey of Spain, Madrid)*

S. Menéndez<sup>1</sup>, I. Rábano<sup>1</sup> y B. Corrales<sup>2</sup>

1 Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. s.menendez@igme.es, i.rabano@igme.es  
2 c/ Azcoitia 17, 28044 Madrid. barbaracorrales@live.com

**Resumen:** El Museo Geominero del Instituto Geológico y Minero de España custodia importantes colecciones históricas de minerales, rocas y fósiles generadas durante el siglo XIX por la Comisión del Mapa Geológico de España. Pero estas colecciones no han llegado completas hasta nuestros días, ni se ha conservado de forma adecuada la documentación correspondiente para poder establecer actualmente su autoría. El presente trabajo se enmarca en el proyecto de investigación y documentación de las colecciones históricas de la Comisión, especialmente las pertenecientes a los mapas geológicos provinciales a escala 1:400.000. En este sentido, se ha podido confirmar la presencia de 203 fósiles onubenses, carboníferos y pliocenos, que forman parte de las colecciones recogidas por Joaquín Gonzalo y Tarín (1838-1910) entre 1865 y 1885 para su descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva.

**Palabras clave:** Fósiles, Huelva, Patrimonio mueble, Comisión del Mapa Geológico, Historia de la Geología.

**Abstract:** *The Geominero Museum of the Geological Survey of Spain houses important historical collections of minerals, rocks and fossils, created during the XIX century by the Commission of the Geological Map of Spain. But these collections did not reach completed to present days, nor has the corresponding documentation been preserved adequately in order to establish its authorship. This paper is framed in the project of research and documentation of the historical collections of the Commission, particularly those belonging to the provincial geological maps at scale 1:400.000. We have been able to confirm 203 Carboniferous and Pliocene fossils from Huelva, which are part of the collections gathered between 1865 and 1885 by Joaquín Gonzalo y Tarín (1838-1910), for his physical, geological and mining description of the Huelva province.*

**Key words:** *Fossils, Huelva, Movable heritage, Commission of the Geological Map, History of Geology.*

## INTRODUCCIÓN

Hasta mediados del siglo XIX no tuvo lugar la institucionalización de las investigaciones geológicas en España. Fue con la creación en 1849 de la Comisión del Mapa Geológico de España, que debía comenzar por la formación del mapa geológico de la provincia de Madrid, y cuyos trabajos debían culminar en la construcción del mapa geológico nacional. Pero no sólo debía encargarse de la cartografía geológica, sino que tuvo también entre sus objetivos el levantamiento del mapa geográfico y los catálogos de los recursos botánicos y faunísticos. Tras la desaparición de la Comisión en 1859 estos objetivos se perdieron, y los trabajos del mapa geológico continuaron en la Junta General de Estadística. El proyecto volvió a recuperarse en 1870, con una reorganización de la Comisión (reestructurada nuevamente en 1873), que vio cumplidos sus objetivos en 1889 con la edición del primer mapa geológico nacional. El cambio de paradigma producido por la pérdida de las colonias y la

necesidad de conocer nuevas fuentes de riqueza y de aprovechamiento de los recursos del subsuelo, fue el motivo por el que a comienzos del siglo XX se introdujeran innovaciones en los fines de la Comisión, lo que propició su remodelación en 1910 como Instituto Geológico de España, que en enero de 1927 pasó a denominarse Instituto Geológico y Minero de España (Rábano, 2015).

En el Museo Geominero del Instituto Geológico y Minero de España se conservan importantes colecciones paleontológicas, muchas de ellas con una gran relevancia histórica por haber sido generadas durante los tiempos de la Comisión del Mapa Geológico y de la Junta General de Estadística. Los diferentes traslados que sufrieron los fondos entre 1849 y 1926 produjeron unas importantes pérdidas de ejemplares. Estas circunstancias, junto con la ausencia de un inventario original, han motivado que se vengán desarrollando investigaciones sistemáticas de las colecciones históricas para determinar las circunstancias de su ingreso en el museo (Lozano et al.,

2008), como es el caso de las colecciones paleontológicas onubenses que aquí presentamos.

### FÓSILES DE LA PROVINCIA DE HUELVA EN LOS FONDOS DEL MUSEO GEOMINERO

De las cerca de 58.000 muestras que componen las colecciones paleontológicas del Museo Geominero, únicamente 213 proceden de la provincia de Huelva. De ellos 210 son invertebrados y 3 son restos de vertebrados (figurados en Bauzá et al., 1963). Y de los primeros, 10 fueron incorporados a las colecciones en tiempos recientes. A pesar de la ausencia de un inventario histórico que avale el momento de ingreso de los 203 fósiles restantes, y de la práctica inexistencia de etiquetas originales, podemos afirmar que estos fósiles fueron recogidos por Joaquín Gonzalo y Tarín (1838-1910) (Fig. 1) durante sus investigaciones geológico-mineras en la provincia de Huelva.

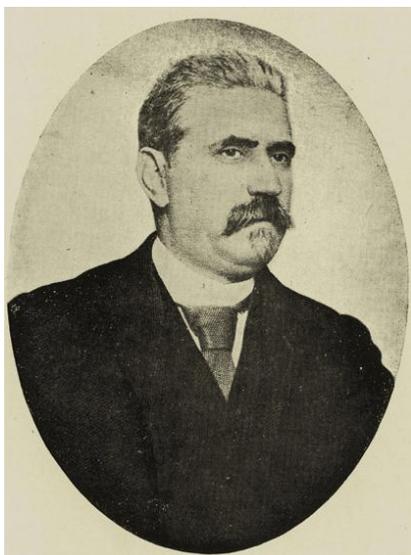


FIGURA 1. Joaquín Gonzalo y Tarín (1838-1910) (tomado de Romero, 2013).

Las colecciones antiguas del Museo Geominero tuvieron su origen en los trabajos de los ingenieros de minas destinados en la Comisión del Mapa Geológico o en los distritos mineros, que reunieron los datos y colecciones de rocas, minerales y fósiles para la formación de los mapas geológicos provinciales que debían de servir de base para la construcción del mapa geológico nacional (Rábano, 2015). En el caso de la provincia de Huelva fue el joven ingeniero de minas Joaquín Gonzalo y Tarín quien, tras finalizar sus estudios en la Escuela de Minas en 1865, en 1866 se incorporó al distrito minero de Huelva. Allí desempeñó su labor hasta su incorporación en 1878 a la Comisión del Mapa Geológico de España, entonces bajo la dirección de Manuel Fernández de Castro (1825-1895). Muy pronto, en 1865, Gonzalo y Tarín advirtió la presencia de sedimentos carboníferos en la provincia a través de fósiles de bivalvos recogidos en las cercanías

de Alosno. Tras remitirlos a Madrid, Casiano de Prado (1797-1866) le confirmó la presencia de “*Posidonomya becheri*” (Gonzalo y Tarín, 1885: 610). Después de muchos años de intensas investigaciones, los dio a conocer a lo largo de tres extensos volúmenes, que acompañó de planos mineros y varios mapas geológicos (Gonzalo y Tarín, 1886-1887, 1888). Entre estos últimos se encuentra el de la provincia de Huelva a escala 1:400.000, que lleva fecha de 1887, del cual había presentado un primer bosquejo a escala 1:600.000 unos años antes (Gonzalo y Tarín, 1878). Para ello, había enviado en 1875 a la Comisión del Mapa Geológico una pequeña colección de fósiles carboníferos y pliocenos, que fueron estudiados por Lucas Mallada (1841-1921) y Daniel de Cortázar (1844-1927) (Fig. 2), como consta en un libro parcial de inventario de colecciones paleontológicas provinciales del siglo XIX que se conserva en el archivo del Museo Geominero.

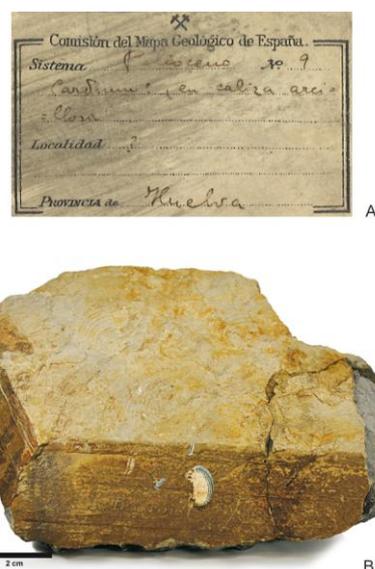


FIGURA 2. Elementos de la colección paleontológica de Joaquín Gonzalo y Tarín conservados en el Museo Geominero. A, Etiqueta original de un bivalvo plioceno (n° inventario: MGM-1232M). B, “*Posidonomya barroisi*”, ejemplar MGM-329H, del Carbonífero de Alosno.

Las listas de fósiles devónicos, carboníferos, miocenos y pliocenos onubenses fueron ampliadas posteriormente por Gonzalo y Tarín en el volumen de la memoria geológica de Huelva dedicado a la estratigrafía (Gonzalo y Tarín, 1887), en el que publicó el mapa geológico provincial (Fig. 3), y acompañó de un estudio paleontológico de los fósiles del “Culm”, realizado por Lucas Mallada.

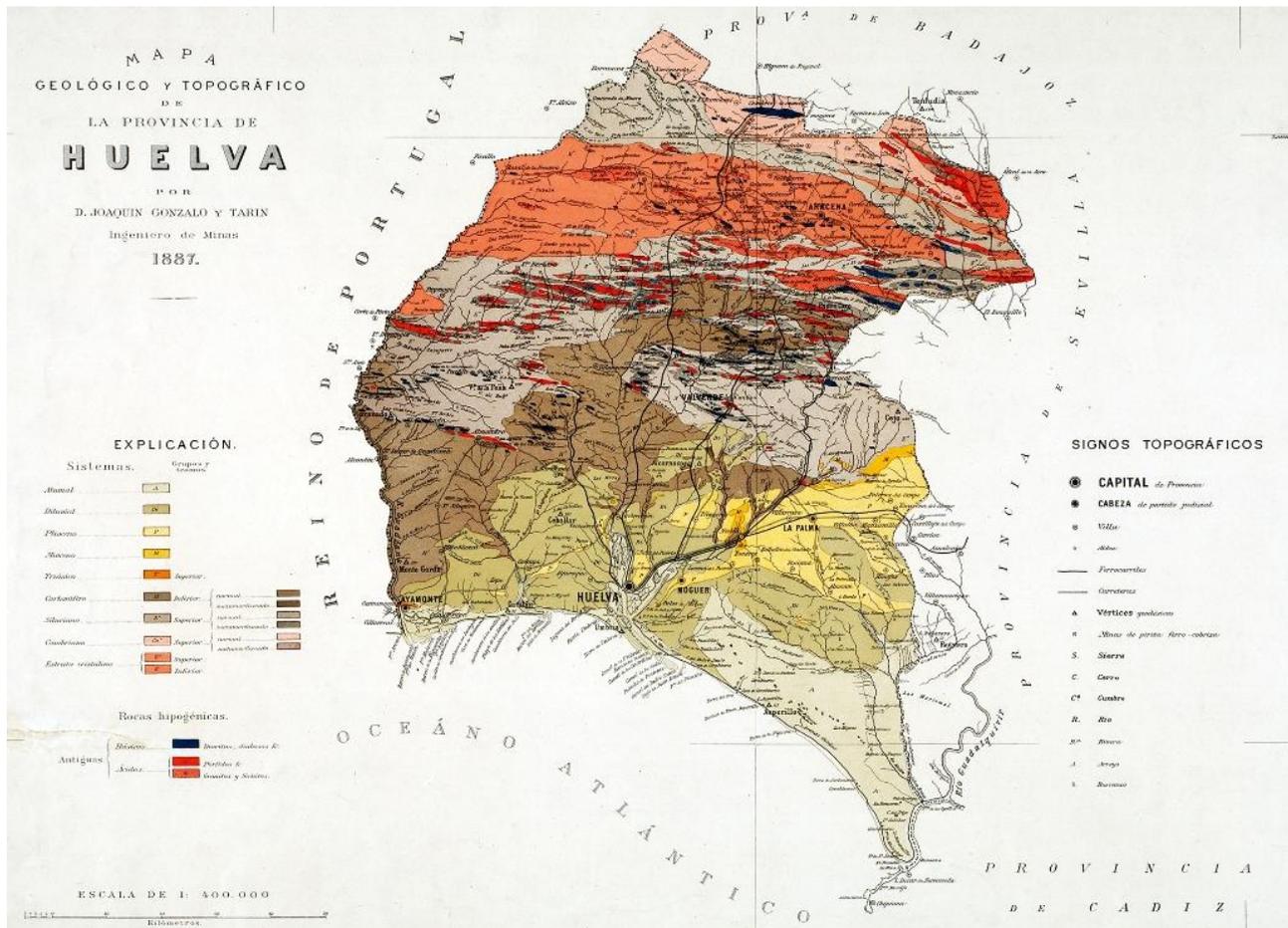


FIGURA 3. Mapa geológico y topográfico de la provincia de Huelva, a escala 1:400.000, de Joaquín Gonzalo y Tarín (1887). Biblioteca del Instituto Geológico y Minero de España.

## CONCLUSIONES

Los fósiles recogidos por Joaquín Gonzalo y Tarín en la provincia de Huelva se depositaron en los locales de la Comisión del Mapa Geológico de la calle Isabel la Católica de Madrid, desde donde fueron trasladados en 1926 a la nueva sede de la institución en la calle Ríos Rosas. Como hemos comentado anteriormente, las colecciones históricas de la Comisión que se custodian actualmente en el Museo Geominero no están completas, pero sí se ha podido constatar que se han conservado 203 ejemplares onubenses de la colección Gonzalo y Tarín, que se encuentran pendientes de una revisión y actualización taxonómica.

## BIBLIOGRAFÍA

- Bauzá, J., Quintero, I. y de la Revilla, J. (1963): Contribución al conocimiento de la fauna ictiológica fósil de España. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 70: 217-273.
- Gonzalo y Tarín, J. (1878): Reseña geológica de la provincia de Huelva. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 5: 1-138.
- Gonzalo y Tarín, J. (1885): Dos palabras acerca de la geología de Huelva. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 12: 609-616.
- Gonzalo y Tarín, J. (1886-1887): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 14, parte I (1886: Descripción física): 1-274; parte II (1887: Descripción geológica: estratigrafía): 1-671.
- Gonzalo y Tarín, J. (1888): Descripción física, geológica y minera de la provincia de Huelva. Parte III: Descripción minera. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 15: 1-660.
- Lozano, R., Menéndez, S. y Rábano, I. (2008): Estado de la catalogación de las colecciones históricas en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España). *Geo-Temas*, 10: 1315-1318.
- Rábano, I. (2015): *Los Cimientos de la Geología. La Comisión del Mapa Geológico de España (1849-1910)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 329 p.
- Romero, E. (2013): Escuela de Minas. 11/3/2016, [huelvabuenasnoticias.com/2013/04/30/escuela-de-minas/](http://huelvabuenasnoticias.com/2013/04/30/escuela-de-minas/)



## 50 años de historia en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera

### *50 years of history at the Institute of Earth Sciences Jaume Almera*

P. Anadón, M. Torné, J. L. Fernández Turiel y J. Díaz

Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. jlfernandez@ictja.csic.es

**Resumen:** El Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (ICTJA) es un centro de investigación especializado en el estudio del Sistema Tierra, así como en la formación de personal y asesoramiento de entidades públicas y privadas. El Instituto forma parte del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). En 2015, el ICTJA-CSIC celebró su 50 aniversario. Desde su fundación en 1965 como un instituto de Geología del CSIC en Barcelona, el ICTJA ha evolucionado hasta llegar a ser un centro innovador y dinámico, con relevancia internacional en el campo de las Ciencias de la Tierra. En estos 50 años, el ICTJA ha servido de vivero de varios grupos de investigación que se han establecido posteriormente de forma independiente. Los tres grandes ejes sobre los que pivota el trabajo de los investigadores, técnicos y todo el personal de apoyo del ICTJA son: la potenciación de la investigación de frontera en Ciencias de la Tierra, la transferencia de conocimiento al sector privado y a la sociedad en general y la formación de nuevos investigadores y técnicos.

**Palabras clave:** Historia de la Geología, instituciones, España, CSIC, Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera.

**Abstract:** *The Institute of Earth Sciences Jaume Almera (ICTJA) is a geosciences research center whose mission is to advance the understanding of the Earth System science. The Institute belongs to the Spanish Scientific Research Council (CSIC), a state agency dedicated to the promotion, coordination, development and dissemination of scientific and technological research, as well as staff training and advice to public and private entities. In 2015, the ICTJA-CSIC celebrated its 50th anniversary. Since its founding in 1965 as an Institute of Geology of the CSIC in Barcelona, the ICTJA has evolved to become an innovative and dynamic center, with international relevance in the field of Earth Sciences. In these 50 years, the ICTJA was an incubator for several research groups that have subsequently established independently forming part of other institutes. ICTJA's flagships are: the enhancement of frontier research on Earth Sciences, knowledge transfer to industrial and societal needs and training of early career researchers and technicians.*

**Key words:** *History of Geology, institutions, Spain, CSIC, Institute of Earth Sciences Jaume Almera.*

## INTRODUCCIÓN

El Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (ICTJA) es un centro de investigación especializado en el estudio del Sistema Tierra, así como en la formación de personal y asesoramiento de entidades públicas y privadas. El Instituto forma parte del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

El 25 de noviembre de 2015 el ICTJA celebró su 50 aniversario. Su nombre recuerda los primeros tiempos de la investigación en Geología a finales del siglo XIX y principios del XX, y es un homenaje a Jaume Almera, prohombre de la geología de Cataluña de proyección internacional (Anadón, 2015a). Desde su fundación en 1965 como instituto de Geología del CSIC en Barcelona, el ICTJA ha evolucionado hasta llegar a ser un centro innovador y dinámico, con relevancia internacional en el campo de las Ciencias de la Tierra (Anadón et al., 2015).

En este trabajo se recopilan los acontecimientos, los logros y los retos que han enriquecido el medio siglo

de existencia de este instituto desde que Lluís Solé Sabarís y colegas abordaron su fundación en 1965. Nuestra historia es parte integrante de la memoria de todos aquellos que participaron con entusiasmo y perseverancia en la realización del Instituto, contribuyendo así a la labor investigadora del CSIC en su conjunto, durante un período de tiempo de grandes transformaciones en la política, la economía, la tecnología y el conocimiento científico de España.

## ANTECEDENTES

La investigación en Geología en Cataluña, inmediatamente después de la Guerra Civil (1936-1939), quedó reducida a las actividades de las cátedras universitarias y, con mucho menos relevancia, del Museo del Seminario y del Museo de Geología (Museo Martorell) (Anadón, 2015b). En cuanto a la Universidad de Barcelona (UB), después de la pertinente depuración (1939-1940) se ponen de nuevo en marcha las cátedras de Geografía y Geología y de Cristalografía y Mineralogía, a las que en 1949 y 1951 se añaden las de Paleontología y de Petrología. En 1940, en torno a la cátedra de Geografía y Geología

Dinámica, se reorganiza el Laboratorio de Geología ya operativo antes de la Guerra Civil, y se pone en marcha el Instituto Geológico y Topográfico de la Diputación Provincial de Barcelona (IGDB). Es decir se vuelve a una situación similar a la de 1927-1930.

En noviembre de 1939 se funda el CSIC, que en 1940 se organiza en patronatos para la coordinación y gestión de sus centros, institutos y secciones, creándose la Sección de Petrografía del Instituto José de Acosta del CSIC, adscrita al Patronato Ramón y Cajal, constituida en el Laboratorio de Geología de la UB. En cuanto a la Geofísica, en 1941 se funda el Instituto Nacional de Geofísica del CSIC. Como órgano de gestión de los diversos grupos de investigación del CSIC en Cataluña, en 1942 se establece formalmente la Delegación del CSIC en Barcelona.

En 1943 se crea el Centro de Investigaciones Lucas Mallada (posteriormente Instituto Lucas Mallada de Investigaciones Geológicas o ILM) que en 1979 se convierte en Instituto de Geología de Madrid del CSIC. Unos años más tarde, en 1985, el ILM se integra en el Museo Nacional de Ciencias Naturales como Departamento de Geología.

## HISTORIA DEL ICTJA

El Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (ICTJA) se funda en 1965 bajo el nombre de Instituto Jaime Almera (IJA) de Investigaciones Geológicas. Con los años se conoce también como Instituto de Investigaciones Geológicas Jaime Almera. El nombre actual se adopta en 1990.

La fundación del IJA se enmarca en un proceso de reorganización del CSIC, en el que se crea el Instituto Nacional de Geología agrupando el ILM, el Instituto de Geología Económica de Madrid, y el IJA de Barcelona, así como otros departamentos y secciones externos ligados a cátedras universitarias. Estos cambios se recogen en el Acta de la Sesión 208 del Consejo Ejecutivo del CSIC de 25 de Noviembre de 1965. En esta sesión, a propuesta de la División de Ciencias Matemáticas, Médicas y de la Naturaleza del CSIC, se crea oficialmente el Instituto Jaime Almera como centro propio de la mencionada división, y se especifica que está constituido por las secciones de Barcelona de Geomorfología, de Petrografía, y de Mineralogía General y Cristalquímica, y también por la sección de Paleontología de Barcelona-Sabadell (Anadón y Torné, 2012, 2015).

El IJA tenía como objetivos la investigación en el campo de las ciencias geológicas en un sentido amplio, con mayor énfasis en todos los aspectos de la geología de las regiones cercanas a Barcelona (Pirineos, Catalánides y Depresión del Ebro). A lo largo de los años 60 y 70 la plantilla aumenta progresivamente hasta llegar a los 12 investigadores en 1980. La

organización del IJA permanece invariable hasta 1977, cuando se incorpora al centro la Sección de Bioestratigrafía del Museo Geológico del Seminario de Barcelona.

Los cambios políticos de la transición tuvieron su repercusión en la Universidad y el CSIC. En 1977 el CSIC se reestructura profundamente con la disolución de los patronatos y la reorganización de sus institutos en 8 áreas científicas. Durante 1978 el IJA se constituye como un centro independiente de los departamentos de la UB, del Museo de Sabadell y del Instituto Nacional de Geología del CSIC, que desaparece. La estructura del Instituto, aprobada a finales de 1978, constaba de 4 unidades estructurales de investigación (UEI), que perdurarán hasta 1981: Bioestratigrafía, Geología Marina y Regional, Mineralogía, Difracción de Rayos X y Estructuras Cristalinas. En 1979, se nombra director al Dr. Ángel López Soler y la sede del IJA se establece provisionalmente en un edificio anexo a la Delegación del CSIC.

En 1982 terminan las obras del edificio definitivo del Instituto, situado en el campus de Pedralbes, junto a la Facultad de Geología de la UB (Figura 1). En el año 1983, coincidiendo con la inauguración del nuevo edificio, se empieza a organizar la biblioteca común entre la Facultad de Geología y el IJA, y en 1985 se constituye oficialmente la Biblioteca de Geología mediante convenio UB-CSIC.



FIGURA 1. Sede del ICTJA desde 1982 en Barcelona. Autor: Antoni Mestres, TN Produccions. Archivo ICTJA.

En 1983 el Instituto estaba integrado por dos UEI (Geología Marina y Recursos y Materiales) y por el Servicio de Difracción y Espectroscopia de Rayos X, creado a través de un convenio con la Generalitat de Catalunya. En abril de 1986 la Unidad de Geología Marina se adscribe al Instituto de Investigaciones Pesqueras, que posteriormente pasa a ser el Instituto de Ciencias del Mar. En 1986, un grupo de investigadores de la Unidad de Recursos y Materiales del IJA liderado

por el Dr. Carles Miravittles Torras pasa a formar parte del nuevo Instituto de Ciencias de Materiales de Barcelona (ICMAB). Después de estas gemaciones, a finales de 1986, el personal investigador del IJA queda en un mínimo histórico, formado por 4 IC, 3 CC y 1 TS.

A principios de 1987 se incorpora como profesor de investigación el Dr. Enric Banda con el objetivo de desarrollar la Geofísica en el CSIC. Durante este periodo se pone en marcha el Laboratorio de Paleomagnetismo y el Servicio de Lámina Delgada mediante convenios firmado entre el CSIC y la Generalitat de Catalunya. El IJA se reorganiza en 1987 en dos UEI, Geofísica y Geología Ambiental, y cuatro grupos de investigación (Geofísica, Geología Ambiental, Mineralogía y Sedimentología-Geología Sedimentaria). En los años siguientes se incorporan al centro un buen número de nuevos investigadores que permiten consolidar el instituto y situarlo en el centro de la actividad en Ciencias de la Tierra a nivel nacional.

En 1992 se inicia una línea de investigación en Cristalografía y Propiedades Ópticas de los Materiales, para lo que se crea un nuevo Laboratorio de Espectroscopia Raman y Fotoluminiscencia. A partir del 1993 el ICTJA se organiza en 3 UEI: Geofísica y Tectónica, Geología Ambiental y Riesgos Naturales, que engloban diez líneas de investigación. Esta organización se mantendrá vigente hasta el 2006, cuando el Instituto se reorganiza en cuatro departamentos: Geología Sedimentaria, Geociencias Ambientales y Cristalografía, Estructura y Dinámica de la Tierra, y Geofísica y Georriesgos.

Con el cambio de siglo, en pocos años el Instituto cambia de director varias veces. En 2000, la Dra. M. Torné es elegida directora del ICTJA y sustituida por el Dr. C. Ayora en 2001, al pasar M. Torné a ocupar cargos directivos del CSIC en Madrid. En 2005 es elegido director el Dr. M. Fernández (re-elegido en 2009) y nuevamente es elegida directora M. Torné en 2012, que perdurará hasta principios de 2015, cuando es nombrado director el Dr. J. L. Fernández Turiel.

En 2008, un grupo de investigadores del ICTJA junto con investigadores del Instituto de Biología Molecular y del Instituto de Investigaciones Químicas y Ambientales de Barcelona, se unen para crear el Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA). Esto lleva a nuevos cambios en la estructura del ICTJA que se organiza desde 2009 en dos departamentos: Estructura y Dinámica de la Tierra y Cristalografía, y Geología Ambiental y Georriesgos, constituidos por cuatro grupos de investigación: Estructura y Dinámica de la Tierra, Cambios Medioambientales en el Registro Geológico, Modelización Geofísica y Geoquímica y Cristalografía y Propiedades Ópticas.

El Instituto cuenta, además, con un conjunto de laboratorios e infraestructuras entre las que destacan: El Laboratorio de Sísmica (creado a finales de los años 1980), el Laboratorio de datación U-Th (1989), el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (1994), el Laboratorio de Simulación de Procesos Geológicos (SIMGEO) en colaboración con la Facultad de Geología de la UB (1995), el laboratorio de geoquímica labGEOTOP (2010), y el Laboratorio de Testificación de Sondeos que cuenta con los Sondeos Científicos Almera 1 y 2, ambos sondeos fueron perforados en 2012 junto al edificio del centro.

Como hemos visto, en estos 50 años, el ICTJA ha servido de vivero de distintos grupos de investigación que se han establecido posteriormente de forma independiente. A pesar de ello, el ICTJA continúa siendo un centro de referencia en Ciencias de la Tierra tanto a nivel nacional como europeo.

En las últimas décadas, el ICTJA ha tenido un papel muy relevante en muchos de los principales proyectos vinculados a la Ciencias de la Tierra que se han llevado a cabo en nuestro país. A modo de ejemplo citar la activa participación de sus investigadores en el estudio de la estructura litosférica a través de distintos programas y proyectos nacionales e internacionales, dedicados al estudio de la corteza Ibérica (margen Cantábrico, Béticas, Macizo Ibérico, Pirineos, Golfo de Valencia, Cuenca del Ebro, Margen Atlántico) y otros retos a escala internacional (Rif, Urales, Mediterráneo, Caribe, Himalayas-Tibet, Zagros, Taiwan, Japón, etc.). Para ello se han utilizado diversos métodos basados en el análisis e interpretación de datos sísmicos, tanto de fuente activa como de sismicidad natural, campos potenciales (geoide, gravedad), flujo térmico, topografía o petrología con el objetivo de lograr modelos integrales 3D y 4D de la estructura litosférica. Un ejemplo de esta actividad ha sido la participación en el proyecto TopoIberia, financiado por el programa de excelencia Consolider-Ingenio y liderado por el Dr. J. Gallart.

En el campo de la Geología Ambiental destacan los trabajos realizados sobre la exploración, explotación y combustión del carbón a finales de los años ochenta y los noventa. Además se estudia la influencia del clima y del entorno geológico en el registro sedimentario, particularmente de las últimas decenas de miles de años. Se reconstruyen también los paleoambientes marinos y continentales, especialmente los lacustres. Destacan los trabajos sobre sucesiones de la Península Ibérica (Cuenca del Ebro, Cuenca de Baza, Lago de Banyoles, Lago de Sanabria, etc.), Azores, Andes, Asia, Central, etc. En esta línea las propiedades magnéticas de las rocas se aplican tanto a paleoambientes como a correlaciones geocronológicas. También se abordan los procesos superficiales a través de sensores remotos y se estudia el impacto

geoquímico multi-escala de procesos geológicos (p.ej., erupciones volcánicas de gran explosividad). En el tema de los riesgos geológicos, se modelan los procesos geológicos de manera que se puedan mitigar sus efectos sobre las actividades humanas. Las investigaciones se centran en los riesgos derivados de los procesos volcánicos y de la sismicidad natural e inducida.

Por lo que respecta a las propiedades ópticas y su relación con la estructura de los cristales, se investigan las propiedades vibracionales del ZnO, de gran interés en optoelectrónica, mecánica, cosmética, lubricación, alimentación animal, arte, etc., así como el comportamiento del hidroxiapatito vs. el fosfato tricálcico (prótesis vs. reabsorción), la determinación de la carga eléctrica de un compuesto por medio de técnicas ópticas y la respuesta de la estructura cristalina a grandes presiones como las existentes en el manto terrestre,

Por lo que se refiere a la colaboración con la industria el ICTJA cuenta con una amplia tradición iniciada en la década de los 80 del siglo pasado con su colaboración con ENDESA, ENRESA y NORSK Hydro y continuada en fechas más recientes con proyectos de investigación en colaboración o financiados por Dragados S.A., REPSOL, STATOIL o TOTAL.

Así mismo, desde el ICTJA se coordina actualmente la participación española en el programa europeo EPOS, que pretende crear una gran infraestructura que permita revolucionar las Ciencias de la Tierra a nivel europeo. Por último destacar la activa participación de un núcleo importante de sus investigadores en actividades de formación y de divulgación científica.

Estas actividades reflejan los tres grandes ejes sobre los que pivota el trabajo de los investigadores, técnicos y todo el personal de apoyo del ICTJA: la potenciación de la investigación de frontera, la transferencia de

conocimiento al sector privado y a la sociedad en general y la formación de nuevos investigadores y técnicos.

## AGRADECIMIENTOS

El cincuenta aniversario del ICTJA no habría sido posible sin la implicación y participación del personal del ICTJA. También hay que agradecer a todas aquellas personas ajenas al Instituto que de una manera u otra han colaborado, ya sea aportando datos, información gráfica o de cualquier otro tipo.

## REFERENCIAS

- Anadón, P. coord. (2015a): 50 Años de Investigación en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera. Impremta Pagés, Barcelona, 303 p.
- Anadón, P. (2015b): La Geología en el CSIC en Barcelona antes de la creación del Instituto Jaime Almera IJA (1940-1965). En: *50 Años de Investigación en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera*. (P. Anadón, coord.). Impremta Pagés, Barcelona, 28-41.
- Anadón, P., Fernández Turiel, J. L. y Torné, M. (2015): ¿Qué es el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera? En: *50 Años de Investigación en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera*. (P. Anadón, coord.). Impremta Pagés, Barcelona, 16-18.
- Anadón, P. y Torné, M. (2012): La Geología del CSIC a Catalunya. En: *El CSIC en Catalunya (1942-2012): siete décadas de investigación científica*. (L. Calvo Calvo, ed.). CSIC, Barcelona, 157-175.
- Anadón, P. y Torné, M. (2015): Historia de los 50 años del IJA-ICTJA. En: *50 Años de Investigación en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera*. (P. Anadón, coord.). Impremta Pagés, Barcelona, 48-76.

## Las investigaciones geológicas y mineras de Manuel Fernández de Castro en Cuba y Santo Domingo (1859-1869)

*Geological and mining investigations by Manuel Fernández de Castro at Cuba and Santo Domingo (1859-1869)*

I. Rábano

Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

**Resumen:** Se presentan algunos aspectos de las investigaciones geológicas y paleontológicas que el ingeniero de minas Manuel Fernández de Castro (1815-1895) realizó durante su estancia en las Antillas. En 1859 fue nombrado jefe de la Inspección de Minas de Cuba, cargo que desempeñó hasta 1869. Además de los trabajos propios de la inspección, Fernández de Castro se interesó por los fósiles cubanos, recogidos por él o por personas de su entorno, que describió con gran detalle para su divulgación en los ambientes científicos. En 1861 recibió una encomienda del Capitán General de Cuba para realizar el estudio geológico y minero de la República Dominicana (o Santo Domingo, como se denominaba entonces). Fernández de Castro plasmó sus resultados en un extenso informe, que sufrió diversas vicisitudes una vez que este territorio dejó de pertenecer a la corona española en 1863.

**Palabras clave:** Historia de la Geología, Cuba, República Dominicana, fósiles, minería.

**Abstract:** *We herein present some key aspects of the geological and paleontological investigations undertaken by the mining engineer Manuel Fernández de Castro (1815-1895) during his stay in the West Indies. In 1859 he was appointed head of the Mines Inspectorate in Cuba, where he served until 1869. In addition to the inspection tasks, Fernández de Castro was interested in Cuban fossils, either collected by him or by people around, and which he described in great detail for publication in scientific circles. In 1861, he received instructions from the Captain General of Cuba to work on the geological and mining study of the Dominican Republic (or Santo Domingo, as it was then called). Fernández de Castro recorded his findings in a comprehensive report which suffered various affairs once this territory ceased to belong to the Spanish crown in 1863.*

**Key words:** *History of Geology, Cuba, Dominican Republic, fossils, mining.*

### INTRODUCCIÓN

La vida y obra del ingeniero de minas Manuel Fernández de Castro (1815-1895) (Fig. 1) son un tanto desconocidas entre los estudiosos de la historia de la geología, y merece un mayor reconocimiento del que se le ha hecho hasta el momento. Sus contribuciones a la investigación geológica y minera en las Antillas se centraron en la prospección minera, las aguas subterráneas, los riesgos naturales, los estudios paleontológicos y los de suelos, muchos de ellos desde un punto de vista más propio de un naturalista que de un ingeniero.

En la presente contribución nos vamos a centrar en su labor técnica e investigadora realizada desde la Inspección de Minas de la isla de Cuba a cuyo frente estuvo entre 1859 y 1869.

### BREVES APUNTES BIOGRÁFICOS

Nació en Madrid, el 25 de diciembre de 1815. Siendo aún niño emigró con su familia a Cuba, desde

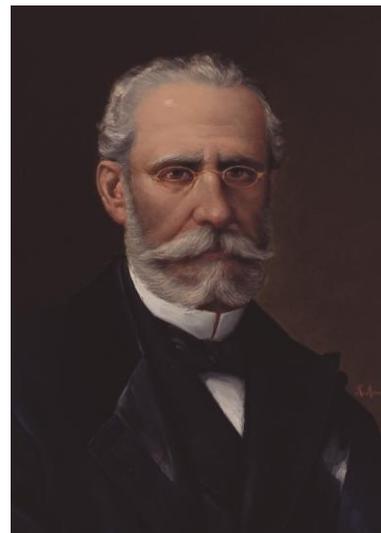


FIGURA 1. Manuel Fernández de Castro y Suero (1815-1895). Galería de retratos del Instituto Geológico y Minero de España.

donde regresó a España para finalizar sus estudios elementales. Ingresó en la Escuela de Minas en 1841, y en 1844 fue destinado como ingeniero segundo a las

minas de Almadenejos (Ciudad Real). Como consecuencia de una orden del Director General de Minas dictada en 1845, considerada injusta por algunos ingenieros del cuerpo, Fernández de Castro pidió su cese voluntario en el mismo y no reingresó hasta 1853. Durante esos años realizó una serie de viajes de perfeccionamiento por Europa, comisionado en algunas ocasiones por el gobierno, y se interesó especialmente por los ferrocarriles. Inventó un sistema de enclavamiento eléctrico para evitar los choques, por el que está considerado como el introductor de la señalización eléctrica en los ferrocarriles españoles.

Al quedar vacante en 1859 la Inspección de Minas de la isla de Cuba, Fernández de Castro la solicitó y permaneció al frente de ella hasta 1869. A su vuelta a España se incorporó a la Junta Superior Facultativa de Minería, desde donde propuso al ministro de Fomento un nuevo plan de reorganización de la Comisión del Mapa Geológico, recién refundada en 1870, y de la que fue nombrado director en 1873. Fernández de Castro impulsó definitivamente los trabajos de la Comisión, dirigiéndola durante 22 años, hasta su fallecimiento en Madrid el 7 de mayo de 1895. Presidió la comisión para el estudio del terremoto de Andalucía, ocurrido a finales de diciembre de 1884. Fue miembro de número de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, de la de Ciencias de Barcelona y de la de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana. Ocupó vocalías en la Junta Consultiva del Instituto Geográfico y Estadístico, en el Consejo Superior de Agricultura y en el Consejo de Instrucción Pública. Fue presidente de la Real Sociedad Española de Historia Natural, y miembro de las juntas directivas de las sociedades Geográfica de Madrid y Antropológica de la Isla de Cuba. Fue senador por el distrito de Santa Clara de Cuba durante cuatro legislaturas consecutivas (Rábano, 2015).

## LA ETAPA AMERICANA DE FERNÁNDEZ DE CASTRO

Manuel Fernández de Castro tomó posesión de la jefatura de la inspección del distrito minero de La Habana el 2 de julio de 1859, sin mucha experiencia en trabajos de campo y con poco conocimiento de las características geológico-mineras de la isla. Existían estudios geológicos previos, como el de Cía (1854), a través de los cuales pudo tener una visión inicial del trabajo que iba a abordar. Entre sus obligaciones estaban las de realizar la asistencia facultativa a los establecimientos mineros del distrito correspondiente y recopilar datos para la elaboración del mapa geológico del territorio a su cargo.

De todos los trabajos técnicos y científicos que acometió Fernández de Castro durante su estancia en las Antillas, vamos a centrarnos aquí en sus investigaciones paleontológicas y en la encomienda

para realizar el estudio geológico y minero de Santo Domingo.

El interés de Fernández de Castro por la paleontología de vertebrados cubana ha sido tratado por Pelayo (1995) en el marco de las polémicas habidas durante el siglo XIX sobre la conexión terrestre entre Cuba y el continente americano. Sin embargo, no queremos dejar de mencionar aquí hallazgos de algunos fósiles relevantes para esta discusión, realizados tanto por él como por el naturalista habanero Felipe Poey (1799-1891), catedrático de Zoología y Anatomía Comparada en la Universidad de La Habana (Fernández de Castro, 1864). Estos se refieren a unos molares de un équido, que asimiló a *Equus*, unos colmillos de hipopótamo (que fueron objeto de polémica posterior) y una mandíbula de un mamífero recogida y estudiada por Poey, quien la atribuyó a un perezoso gigante del género *Megalonyx* (Fig. 2). Fernández de Castro puso en duda esta asignación, ya que observó diferencias relativas al tamaño y a las características de los dientes, no solo con este género sino también con otros géneros de perezosos, sugiriendo su pertenencia a un nuevo taxón, que no llegó a definir.

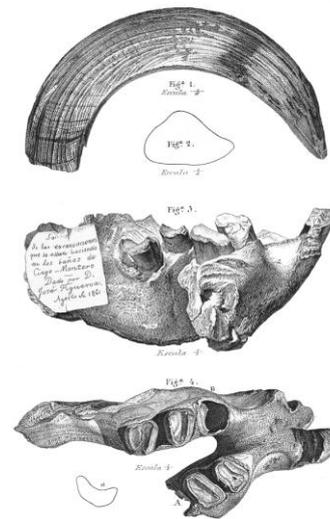


FIGURA 2. Lámina de Fernández de Castro (1864) con los restos de mamíferos fósiles de la isla de Cuba. Figura superior: colmillo de hipopótamo. Figuras central e inferior: mandíbula de perezoso fósil.

Orgulloso como estaba Fernández de Castro de estos hallazgos tan novedosos, envió ejemplares a la Exposición Universal de París de 1867. Allí tuvo ocasión de verlos el famoso geólogo y paleontólogo francés Édouard de Verneuil (1805-1874), quien se los mostró al especialista en vertebrados fósiles Auguste Pomel (1821-1898). Pomel propuso la creación de un nuevo taxón para el perezoso fósil, *Myomorphus cubensis*, pero puso en duda que los colmillos de hipopótamo fueran fósiles verdaderos. A esto último Fernández de Castro respondió con rotundidad

defendiendo la existencia de restos fósiles de hipopótamo en varias colecciones cubanas de reconocido prestigio. Para asegurar sus afirmaciones y restituir su honor como descubridor de los nuevos hallazgos, los sometió a la opinión de la Academia de Ciencias de Madrid, cuyo informe fue favorable a las tesis del peticionario (Fernández de Castro, 1871a, 1871b).

Otra cuestión que le tuvo preocupado durante muchos años estuvo relacionada con su informe geológico sobre Santo Domingo, como era conocida la parte no haitiana de la República Dominicana. Tras la tercera anexión de Santo Domingo a la corona española en 1861, el Capitán General de Cuba, Francisco Serrano, Duque de la Torre, comisionó a Fernández de Castro para que estudiase sus recursos naturales. El objetivo principal de la encomienda era la investigación de las minas de carbón de piedra de la península de Samaná, a la vez que no debía “despreciar ningún dato que pudiera tener relación con el ramo de Fomento, que el Gobierno español se vería tal vez en la necesidad de desarrollar allí algún día” (Fernández de Castro, 1879).

Fernández de Castro recorrió durante seis meses la parte oriental de Santo Domingo. Tuvo que enfrentarse a un extenso territorio sin apenas estudios previos, así como a muchas dificultades para el desarrollo de su trabajo (escasez de caminos transitables y de medios de locomoción, coincidencia con la estación de lluvias). El 30 de octubre de 1862 finalizó un extenso informe, plasmado en tres volúmenes (Fernández de Castro, 1862a), que acompañó de seis mapas geológicos y topográficos junto con uno general de la isla. En él no solo se ocupó de los aspectos geológicos y mineros, sino que recopiló también abundantes datos geográficos, históricos y sociales.

El Capitán General de Cuba remitió el informe de Fernández de Castro en febrero de 1863 a Madrid, al Ministerio de Ultramar. Allí se nombró una comisión para evaluar la conveniencia de su publicación. La presidencia del comité se confió a Alejandro Oliván Borrúel (1796-1878), director de la Junta General de Estadística. Como secretario fue designado el geólogo Juan Vilanova y Piera (1821-1893), del Museo de Ciencias Naturales, al que pertenecían también dos de los vocales, los zoólogos Mariano de la Paz Graells (1809-1898) y Laureano Pérez Arcas (1824-1894). El tercer vocal de la comisión fue el ingeniero de minas Casiano de Prado (1797-1866), que actuaba en representación de la Junta Superior Facultativa de Minería. El presidente no mostró mucho interés en la resolución de este encargo, de forma que Fernández de

Castro no tuvo noticias de ello hasta 1865. La opinión de todos los miembros de la comisión fue que el informe no se había atendido a lo que se le había encomendado a Fernández de Castro, el estudio de los recursos mineros, y que era demasiado extenso para su publicación por parte del ministerio, que además pasaba por graves problemas económicos. Por su parte Vilanova insistió en que el trabajo geológico no estaba bien resuelto, y que adolecía de muchos errores. Para entonces Santo Domingo había dejado de pertenecer a España y la comisión opinó también que el informe había dejado de tener interés para la Administración española. Dejaron libertad al autor para que hiciese las correcciones necesarias y la posibilidad de publicarlo a su costa, si es que seguía interesado en difundirlo.

No se ha conservado la extensa memoria de Fernández de Castro ni las comunicaciones de la comisión al autor, pero a través de un epistolario entre éste y Casiano de Prado (Rábano, 2006) y de documentos conservados en el Archivo Histórico Nacional (AHN, Ultramar), hemos podido seguir las vicisitudes por las que pasó este estudio y el empeño de Fernández de Castro por dar a conocer sus resultados. En 1862 leyó una nota sobre la geología de Santo Domingo en la Academia de Ciencias de La Habana (Fernández de Castro, 1862b) y algunos años más tarde publicó los aspectos geográficos en la Sociedad Geográfica de Madrid (Fernández de Castro, 1879). Para poder realizar esta última publicación, solicitó en 1877 permiso al Ministerio de Ultramar con el fin de obtener una copia de su informe, ya que él no disponía de ninguna. En los escritos que se han conservado en el AHN resulta sorprendente el desinterés que Ultramar mostró siempre hacia este informe, que se suponía debía ser estratégico en su momento para los intereses de la corona.

Aunque Fernández de Castro volvió de Cuba en 1869, nunca dejó de interesarse por continuar los trabajos que allí había dejado sin concluir. Tras su regreso, desde el Ministerio de Ultramar le encargaron que “arregle y clarifique las rocas y fósiles recogidos en las islas de Cuba y Santo Domingo, y coordine en una memoria los datos históricos y científicos” (AHN, *Ultramar*, 227, exp. 7). En 1871 solicitó viajar a Cuba para continuar con los trabajos de esa memoria, y allí estuvo durante siete meses. El nombramiento en 1873 como presidente de la Comisión del Mapa Geológico hizo que ralentizase sus trabajos en las Antillas, aunque volvió entre 1876 y 1877 tras obtener una licencia por motivos personales (Rábano, 2015). No llegó a concluir la memoria que le encomendaron, pero sí que finalizó un mapa geológico de Cuba a escala 1:2.000.000 (Fig. 3), que publicó junto con Pedro



FIGURA 3. Mapa geológico de la Isla de Cuba a escala 1:2.000.000, por Manuel Fernández de Castro y Pedro Salterain (1869-1883).

Salterain y Legarra (1834-1893), su colaborador en la Inspección de Minas de Cuba.

También continuó dando a conocer otros fósiles que había recogido durante su estancia en Cuba. En la sesión de la Sociedad Española de Historia Natural del 4 de junio de 1873, Fernández de Castro presentó el hallazgo de un diente de una nueva especie fósil de raya gigante (miliobátido). Procedía de los materiales miocenos de los ingenios azucareros Constanza y Laberinto, situados a orillas del río Damují, en Cienfuegos. Realizó un amplio estudio descriptivo y comparativo del nuevo taxón, al que denominó *Aetobatis poeyi* (Fernández de Castro, 1872). La nueva especie estaba dedicada a su amigo naturalista Felipe Poey, con el que compartió múltiples intereses científicos en la Academia de Ciencias de La Habana.

## REFERENCIAS

- Cía, P. (1854): *Observaciones geológicas de una gran parte de la isla de Cuba*. Imprenta de la Viuda de Antonio Yenes, Madrid, 47 p.
- Fernández de Castro, M. (1862a): *Estudios geológicos y geográficos de la Isla de Santo Domingo, con datos para su historia económica y social*. Informe inédito, 3 volúmenes (1, 520 p.; 2, 370 p.; 3, 330 p.).
- Fernández de Castro, M. (1862b): Nota sobre la geología de Santo Domingo, leída en la Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana, el 10 de agosto de 1862. *Diario de la Marina*, La Habana, varios artículos. [Reproducido en *Revista Minera*, 13 (1862): 633-642, 692-699, 729-738; 14 (1863): 42-51, 65-73].
- Fernández de Castro, M. (1864): De la existencia de grandes mamíferos fósiles en la Isla de Cuba. *Anales de la Real Academia de Ciencias Médicas, Físicas y Naturales de La Habana*, 1: 17-21, 54-60, 95-107. [Reproducido en *Revista Minera*, 16 (1865): 161-178, 193-210. Tirada aparte en 1865 en la Imprenta El Iris, La Habana, 31 p.].
- Fernández de Castro, M. (1871a): El *Myomorphus* Cubensis. Colmillos de hipopótamo en la Isla de Cuba. *Revista Minera*, 22: 165-178.
- Fernández de Castro, M. (1871b): Colmillos de hipopótamo en la Isla de Cuba. Informe de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid. *Revista Minera*, 22: 190-205.
- Fernández de Castro, M. (1872): Diente de *Placoide* fósil de la Isla de Cuba, que parece ser una especie nueva del género *Aetobatis*. *Revista Minera*, 23: 485-498, 509-523.
- Fernández de Castro, M. (1879): Noticias geográficas de la isla de Santo Domingo. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Madrid*, 6: 317-338.
- Pelayo, F. (1995): La conexión terrestre entre Cuba y el continente americano: una alternativa paleontológica a la deriva continental. *Antilia*, 1 (4), 16 p.
- Rábano, I. (2006): Casiano de Prado y Manuel Fernández de Castro: relación epistolar entre 1859 y 1866. *Boletín Geológico y Minero*, 117 (3): 423-440.
- Rábano, I. (2015): *Los Cimientos de la Geología. La Comisión del Mapa Geológico de España (1849-1910)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 329 p.

## Colaboradores de Hans Stille en España (1924-1941)

### *Hans Stille's collaborators in Spain (1924-1941)*

P. Santanach

Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. pere.santanach@ub.edu

**Resumen:** Hans Stille (1878-1966) fue el representante más destacado entre los geólogos centroeuropeos que defendían la teoría fijista de la contracción, que dominó la geología hasta su sustitución por la teoría movilista de la tectónica de placas. Las aportaciones de Stille a los conceptos de geosinclinal, ciclo tectónico y ciclo magmático fueron significativas. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik* (1924) contiene las ideas teóricas de Stille referentes a los procesos geotectónicos: es una obra normativa y a la vez un programa de investigación. El trabajo llevado a cabo por los colaboradores de Stille (1924-1941) en España se enmarca en el proyecto de investigación de la geología de las regiones del Mediterráneo occidental, cuyo objetivo era aplicar las ideas del profesor, encontrar argumentos en su apoyo, y dar visiones de conjunto de las grandes unidades estructurales. Entre 1924 y 1935, aprovechando unos años de auge económico de Alemania, llegó un primer grupo que desarrolló de manera sistemática el programa de investigación de Stille; era un grupo de geólogos bien jerarquizado compuesto por estudiantes, doctorandos, doctores, habilitados y profesores. Entre 1937 y 1941, en el marco de la cooperación entre el gobierno rebelde del general Franco y el gobierno nacionalsocialista alemán un grupo de geólogos del círculo de Stille trabajó en la empresa minera hispano-alemana Montana; éstos supieron sacar provecho de las circunstancias para progresar en el conocimiento científico.

**Palabras clave:** Historia de la geología, España, siglo XX, geólogos alemanes.

**Abstract:** *Hans Stille (1878-1966) was the most relevant central European geologist supporting the fixist theory of contraction, dominant in geological thought before the general acceptance of the mobilist theory of plate tectonics. Stille promoted the relevant concepts of geosynclinal, tectonic cycle and magmatic cycle. He reflected his theories on geotectonic processes in Grundfragen der vergleichenden Tektonik (1924). This was both, a normative document and a research programme for future research. The task developed by Stille's collaborators in Spain between 1924 and 1941 was part of a research project devoted to the geological study of the western Mediterranean regions. This project was meant to apply the professor's ideas, to find supporting arguments, and to provide a general overview of large structural units. The systematic work plan started between 1924 and 1935 by a hierarchized research group including students, doctors and professors, taking advantage of the buoyant German economy. Between 1937 and 1941, in the frame of cooperation between the government of the national socialist Germany and that of the rebel general Franco, a group of geologists from the Stille's sphere worked in the Montana Hispano-German mining company. The political situation was used as an advantage for scientific progress.*

**Key words:** History of geology, Spain, 20<sup>th</sup> century, German geologists.

## INTRODUCCIÓN

Entre 1924 y 1941 tuvo lugar una intervención de geólogos alemanes dirigidos por Hans Stille en la geología española. Intentaban aplicar a las unidades estructurales de España las ideas de Stille, encontrar argumentos en su apoyo, y dar una visión de conjunto de las grandes unidades de la Península (Solé, 1956). En esta nota se apunta 1) el significado de las ideas de Stille en la geología de la primera mitad del siglo XX, 2) el lugar que ocupa esta intervención alemana en la geología española en el marco de las investigaciones dirigidas por Stille y 3) se precisa quienes y cuando estuvieron en España, en qué condiciones, así como la organización del grupo.

## HANS STILLE (1878-1966) EN LA GEOLOGÍA DE LA PRIMERA MITAD DEL SIGLO XX

En 1902, Suess propuso como programa de trabajo: “avanzar en esta vía sintética, agrupar los haces de pliegues en unidades naturales más comprensivas, y explicar de una manera simple, única, una parte tan grande como fuera posible del plegamiento terrestre, ésta es la tarea que se ofrece hoy día al geólogo”. Efectivamente, buscar explicaciones sintéticas que integraran no sólo los plegamientos, sino el máximo número posible de fenómenos geológicos conocidos (sismicidad, vulcanismo...) fue objetivo central de la geología de la primera mitad del siglo XX. Como consecuencia, se desarrolló una concepción fijista de la dinámica de la Tierra fundamentada en la teoría de la contracción, que avanzó de la mano del desarrollo del concepto de geosinclinal como cuenca generadora de

cordilleras. Esta óptica dominó la geología hasta la aceptación de la tectónica de placas como teoría integradora a inicios de la segunda mitad del siglo. Stille, profesor de las universidades de Gotinga (1913-1932) y Berlín (1932-1949), fue el representante más destacado entre los geólogos centroeuropeos que defendían la teoría de la contracción como causa principal de la geotectónica y sus aportaciones al desarrollo de los conceptos de geosinclinal, ciclo tectónico y ciclo magmático fueron significativas (Wagenbreth, 1999).

Desde su doctorado (1899) hasta su llegada como catedrático a Gotinga en 1913, Stille se interesó por la tectónica alpina de Sajonia. A partir de entonces centró su interés en la tectónica varisca. Acabada la primera gran guerra se reincorporó a su cátedra de Gotinga, se preocupó cada vez más de los problemas generales de la tectónica y publicó el tratado *Grundfragen der vergleichenden Tektonik* (problemas fundamentales de Tectónica comparada). Esta es una obra normativa, que por una parte sintetiza su pensamiento y por otra es un programa de investigación para el futuro (Stille, 1924). A partir de entonces, Stille se desinteresó paulatinamente de la tectónica varisca y abordó decididamente la tectónica alpina de Europa, especialmente la del Mediterráneo occidental: Italia, incluidas Sicilia y Cerdeña, Córcega, España, incluidas las islas Baleares; curiosamente obvió los Alpes y los Cárpatos (Carlé, 1988).

En *Grundfragen*, Stille, basándose principalmente en datos bibliográficos de un gran número de regiones de todo el mundo, por comparación, establece leyes, proposiciones, etc. que rigen los fenómenos geotectónicos. Trata sobre conceptos fundamentales (geosinclinal, geanticlinal, orogénesis y epirogénesis, estabilidad y movilidad), extensamente sobre la orogénesis (fases orogénicas, tipos orogénicos, la presión orogénica, localización de las regiones plegadas en función del comportamiento del terreno, etc.) y sobre la epirogénesis (canon del desplazamiento de las costas, globalidad de las oscilaciones del nivel del mar, causas de la epirogénesis, entre otras).

El objetivo de los colaboradores de Stille será, mediante el estudio regional sistemático con unidad de método, validar o refutar las ideas expuestas en *Grundfragen*, tanto en lo que se refiere a la geología regional como a las implicaciones de estos resultados en las reglas generales propuestas por Stille. El trabajo de los colaboradores de Stille en España, integrado en el proyecto de investigación de las cadenas del Mediterráneo occidental promovido por Stille, hay que entenderlo en este marco más general.

Los principales temas en los que Stille y colaboradores centrarán el análisis regional de las cordilleras serán: 1) tipo de plegamiento, alpino o germánico y el tránsito de uno a otro en el espacio y en el tiempo; 2) distinción de movimientos orogénicos y epirogénicos; 3) determinación de las vergencias de los orógenos como indicadores de la localización del antepaís, el cual puede ser regional o local (umbrales rígidos en el interior de un orógeno); 4) edad del plegamiento, establecimiento de las fases, su localización geográfica y como consecuencia comprensión de la evolución del orógeno; 5) traza de los orógenos y el enlace de las distintas cordilleras de la misma orogenia. Para ello serán básicos la obtención de buenos mapas geológicos, el establecimiento de sucesiones estratigráficas y el levantamiento de cortes geológicos. Para el análisis de los movimientos epirogénicos adquirirán especial relevancia los mapas paleogeográficos (las variaciones laterales de facies y potencias y las lagunas estratigráficas).

Con la aceptación de la teoría de la tectónica de placas, la mayoría de las ideas de Stille quedaron obsoletas. No obstante hay que valorar que durante la primera mitad del siglo XX fueron las dominantes, motor de la investigación geológica, y que Stille fue uno de los geólogos más influyentes de su época.

## LOS COLABORADORES DE STILLE EN ESPAÑA

Se pueden distinguir dos períodos bien distintos. El primero (1924-1935) aprovecha unos años de auge económico en Alemania, durante el cual se desarrolla de manera sistemática el programa de investigación de Stille y el segundo (1937-1941), en el que, en el marco de una geología en tiempo de guerras, los geólogos tratan de sacar provecho de las circunstancias para progresar en el conocimiento científico.

### Período 1924-1935

Se inició con la llegada a España de Tricalinos en 1924, se intensificó a partir de 1926 coincidiendo con el período de prosperidad que vivió Alemania a partir de este año y decayó con las restricciones económicas que siguieron al crack de 1929. Este periodo finalizó con el asentamiento del poder nacionalsocialista. Los trabajos de campo fueron financiados básicamente por instituciones académicas o fundaciones de apoyo a la investigación. Los objetivos se centraron en las cadenas alpinas: el estudio de los terrenos variscos incluidos en ellas; la estructuración alpina (tipos tectónicos, cronología de la estructuración orogénica, movimientos epirogénicos, efectos de las deformaciones alpinas en los terrenos variscos); y enlaces de las distintas cadenas del geosinclinal alpino.

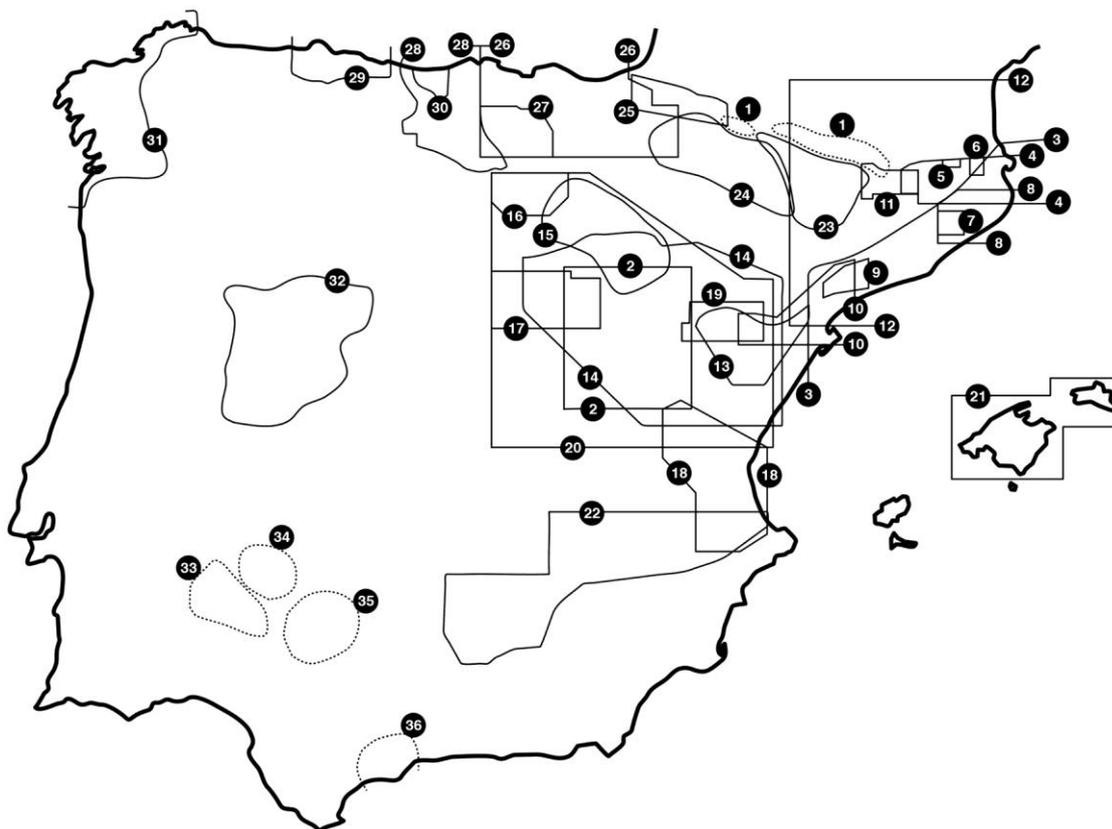


FIGURA 1. Áreas de trabajo y mapas publicados por los colaboradores de Stille en España. En línea de puntos, zonas investigadas de las que no se publicaron documentos cartográficos generales; en línea continua documentos cartográficos publicados. Se indican los autores y los años en que se levantaron los mapas; si no consta el año de levantamiento, entre corchetes, el año de publicación. 1) Schmidt, 1929; 2) Tricalinos, 1924-25; 3) Schriel, 1927; 4) Ashauer, 1931-32; 5) Ashauer, 1931-32; 6) Ashauer, 1931-32; 7) Ashauer, 1934; 8) Ashauer & Teichmüller, [1935]; 9) Ashauer & Teichmüller, [1935]; 10) Ashauer & Teichmüller, 1932-33; 11) Ashauer, 1933; 12) Ashauer & Teichmüller, [1935]; 13) Hahne, 1927-28; 14) Lotze, 1928; 15) Richter, 1929; 16) Schriel, 1928; 17) Schröder, 1929; 18) Brinkmann, 1929; 19) Richter & Teichmüller, 1931; 20) Richter & Teichmüller, 1931; 21) Hollister, 1931-32; 22) Brinkmann & Gallwitz, 1931; 23) Misch, 1930-32; 24) Selzer, 1931; 25) Lotze, [1934]; 26) Lotze, 1930-34, re-trabajado 1952; 27) Schriel, 1928; 28) Karrenberg, 1931-32; 29) Karrenberg, 1931-32; 30) Karrenberg, 1932; 31) Carlé, 1938-40, [1945]; 32) Schmidt, Thomé, 1938-41; 33) Schneider, [tesis 1939]; 34), Fricke, [tesis 1941]; 35) Simon, [tesis 1939]; 36) Michelau, [tesis 1941].

Excepto Tricalinos, que estuvo en España los años 1924 y 1925, los catorce geólogos restantes (Ashauer, Brinkmann, Gallwitz, Hahne, Hollister, Karrenberg, Lotze, Misch, Richter, Schmidt, Schriel, Schröder, Selzer, Teichmüller) que participaron en las investigaciones en España desarrollaron su actividad de campo entre los años 1927 y 1934, con un máximo de geólogos en el campo entre los años 1929 y 1932 (en 1931 se alcanzaron los 10 investigadores en el campo). En menos de 10 años cubrieron una extensión enorme y publicaron un buen número de trabajos con abundantes mapas geológicos sintéticos, de detalle, cortes, mapas paleogeográficos, mapas estructurales, etc. (Fig. 1, 1 a 30).

La experiencia de estos geólogos a su llegada a España era diversa. Si bien ocho de ellos realizaron su tesis de doctorado en la Península (Ashauer, Hahne, Hollister, Karrenberg, Misch, Richter, Selzer, Tricalinos), los siete restantes eran ya geólogos expertos: Brinkmann, doct. 1921 y hab. 1923, inició su

trabajo de campo en 1929, el mismo año en que era nombrado profesor extraordinario; Gallwitz, doct. 1926 y hab. 1929, llegó a España en 1931; Lotze, doct. 1926, ayudante de Stille, emprendió los trabajos en la cadena Ibérica en 1928 con los que se habilitó en 1929; Schmidt, doct. 1920, conservador de las colecciones geológico-paleontológicas de la Universidad de Gotinga, llegó a España en 1929; Schriel, doct. 1920, era empleado del Servicio geológico de Prusia y llegó en 1927; Schröder, doct. 1923, también del Servicio geológico de Prusia realizó su campaña de campo en 1929; Teichmüller, doct. 1928, ayudante de Stille inició sus trabajos en España en 1931.

Todos los miembros de este grupo habían sido en algún estadio u otro de su carrera discípulos de Stille y aquellos que ya trabajaban en otras instituciones fueron atraídos por el prestigio del profesor a participar en el proyecto que él promovía sobre las cordilleras del Mediterráneo occidental. Stille no trabajó nunca personalmente en el campo en España, delegaba en sus ayudantes la tutorización práctica de sus doctorandos.

En la organización de la investigación en el Instituto de Stille, cada doctorando era aconsejado y supervisado por uno de los ayudantes de Stille. Además algunos estudiantes, que luego emprenderían un doctorado, (Ashauer, Hollister, Richter, Selzer) durante sus vacaciones de verano colaboraron en campañas de campo en España ayudando a geólogos expertos. Los doctorandos que investigaban regiones de estilo sajónico eran tutorizados por Lotze o Martini; los que se ocupaban de terrenos variscos, por Dahlgrün y los que trabajaban unidades de estilo alpino, por Teichmüller (Carlé, 1988). En España, Teichmüller se ocupó de las Baleares, Pirineos orientales, Cadenas costeras catalanas y su enlace con la Cadena Ibérica, Lotze de la Cadena Ibérica, Pirineos centrales y occidentales y las montañas cantábrico-asturianas.

### Período 1937-1941

Durante la guerra civil española, en 1937, en el marco de cooperación entre el gobierno rebelde del general Franco y el gobierno nacionalsocialista alemán, se fundó la empresa minera hispano-alemana Montana, con sede en Bilbao, con el fin de proporcionar materias primas minerales a Alemania, principalmente hierro, pirita, tungsteno y cobre. En 1938, Lotze fue nombrado director del Departamento de geología de la compañía y supo atraer a un buen número de geólogos alemanes, con distintos niveles de formación: a Brinkmann, catedrático de Hamburgo, suspendido en sus funciones por motivos políticos, y a sus dos ayudantes, Carlé y Schmidt-Thomé, que se habilitó en Berlín con material de sus investigaciones en España; a un grupo de jóvenes doctores, Herbst, Gundlach, Engels, Schüller y Pontoppidan, procedentes de distintas universidades y que no publicaron sobre sus trabajos en España, probablemente dedicaron todo su tiempo a los trabajos propios de la empresa; y a un grupo de cuatro jóvenes, Fricke, Michelau, Schneider y Simon, que se doctoraron con tesis elaboradas a partir de investigaciones realizadas durante su empleo en Montana, los tres mencionados en primer lugar, apadrinados por Stille en Berlín y Simon en Frankfurt del Main por Rudolf Richter, si bien todos ellos fueron emplazados sobre el terreno y tutorizados por Lotze. Aunque el trabajo de estos geólogos se llevó a cabo en condiciones difíciles, a menudo cerca del frente de combate, tanto Lotze como sus colaboradores supieron sacar tiempo para la investigación y como consecuencia de ello publicaron trabajos en revistas científicas y se defendieron las tesis de doctorado y habilitación mencionadas. En 1941 la Compañía Montana finalizó sus actividades. La mayor parte de los resultados científicos publicados se refieren a la geología de los terrenos variscos de la Meseta (Fig. 1, 31 a 36) que es donde se desarrolló principalmente la actividad de la compañía (Carlé, 1988; Schröder y Perejón, 2006).

## CONCLUSIONES

De las investigaciones desarrolladas en España por los colaboradores de Stille cabe resaltar que:

1. Formaban parte de un proyecto más amplio, el estudio de la geología de las regiones del Mediterráneo occidental que se concretó en la serie *Beiträge zur Geologie der westlichen Mittelgebirge*, cuyo objetivo principal era aplicar el cuerpo doctrinal que Stille había publicado en *Grundfragen* e intentar aportar datos para apoyar las ideas stilleanas.
2. El trabajo en España comenzó a desarrollarse inmediatamente después de la publicación de *Grundfragen* en 1924, antes de la 14ª sesión del Congreso Geológico Internacional (1926).
3. El nivel de formación de los geólogos implicados a su llegada a España era heterogénea (estudiantes, doctorandos, doctores empleados en la Universidad o Servicios públicos, habilitados y profesores); constituían un grupo organizado y jerarquizado en sus responsabilidades.
4. No es objetivo de esta nota analizar los resultados obtenidos por el grupo de Stille ni su impacto en la geología española. No obstante, hay que señalar que, necesariamente, la entrada en el escenario de la geología española de un grupo bien organizado, con objetivos generales y regionales claros y con un método de trabajo bien definido tenía que impactar en la ciencia geológica de España, todavía incipiente y que aún no había abordado síntesis regionales ni problemas generales (Solé, 1956; Julivert, 2014).

## REFERENCIAS

- Carlé, W. (1988): Werner, Beyrich, von Koenen, Stille. Ein geistiger Stammbaum wegweisender Geologen. *Geol. Jahrbuch*, Reihe A, 108: 499 p.
- Julivert, M. (2014): *Una historia de la geología española. En su contexto socio-económico, cultural, y político, y en el marco de la geología internacional*. Publicacions i Edicions de la Universitat de Barcelona, Barcelona, 295 p.
- Schröder, R. y Perejón, A. (2006): The geological work of Franz Lotze in Spain. *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 157(4): 517-528.
- Solé Sabarís, L. (1956): Aportación alemana a las ideas tectónicas modernas sobre la Península Ibérica. En: Lotze, F. (ed.), *Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, als Festschrift zur vollendung seines 80 Lebensjahres; überreicht von der Deutschen Geologischen Gesellschaft, der Geologischen Vereinigung und der Paläontologischen Gesellschaft*. F. Enke Verlag, Stuttgart, 177-189.
- Stille, H. (1924): *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Gebrüder Bornträger, Berlin, VII+443 p.
- Wagenreth, O. (1999): *Geschichte der Geologie in Deutschland*. Enke, Georg Thieme Vg., Stuttgart, 264 p.

# Las Reales Minas de Almadén (Ciudad Real) en la historia de la Geología y Paleontología españolas

## *The Royal Mines of Almadén (province of Ciudad Real) in the history of the Spanish Geology and Palaeontology*

S. Lorenzo<sup>1</sup> y J.C. Gutiérrez-Marco<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén, Universidad de Castilla-La Mancha, Plaza Manuel Meca s/n, 13400 Almadén, Ciudad Real. saturnino.lorenzo@uclm.es

<sup>2</sup> Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. jcgrpto@ucm.es

**Resumen:** *Se presenta la historia poco conocida de los fósiles encontrados en el interior de las minas de Almadén desde mediados del siglo XIX, y cómo éstos influyeron en el conocimiento y datación de los materiales geológicos que conforman el yacimiento de mercurio. El registro paleontológico se desglosa en un icnofósil ordovícico procedente de un bloque englobado en la llamada "piedra frailesca" (una brecha volcánica básica que rellena diatremas), y en diversos graptolitos y otros invertebrados del Silúrico temprano conservados en pizarras negras, uno de los cuales - Parapetalolithus hispanicus (Haberfelner, 1931)- tiene su estratotipo en el piso 12 de la mina principal.*

**Palabras clave:** Historia de la Geología, Historia de la Paleontología, Silúrico, Almadén, España.

**Abstract:** *The occurrence of some scarce fossils from the Almadén mines is known from the middle of the 19<sup>th</sup> Century and they had some influence in the early geological (mis)conceptions regarding the rocks and the geology of the mercury ore. Palaeontological record from the classic mine consists on a reworked Ordovician ichnofossil found in an eruptive diatreme body (the breccia-tuff known as "frailesca rock"), as well as various early Silurian graptolites and other marine invertebrates preserved in black shales, among which Parapetalolithus hispanicus (Haberfelner, 1931) has its stratotype in the 12<sup>th</sup> Level of the main mine.*

**Key words:** History of Geology, History of Palaeontology, Silurian, Almadén, Spain.

## INTRODUCCIÓN

Las minas de mercurio de Almadén, explotadas al menos desde época romana, acreditan una dilatada historia de actividad minera e industrial (González Tascón y Fernández Pérez, 1990, con referencias), especialmente relevante tras el Descubrimiento de América, cuando cobraron un carácter estratégico para la prospección de metales preciosos en los territorios de ultramar. Las minas cerraron en 2003 debido a las restricciones europeas impuestas a la producción y comercialización del mercurio. Desde 2008, el Parque Minero de Almadén se ocupa de la conservación de su patrimonio histórico e industrial minero (Lorenzo et al., 2009), cuyos bienes fueron inscritos en 2012 en la lista del Patrimonio Mundial de la Unesco.

Los estudios propiamente geológicos sobre el territorio de Almadén se remontan a la primera mitad del siglo XIX, y culminaron con la importante monografía de Prado et al. (1855), que deslindó por vez primera la estratigrafía regional, paleontología y estructura del entorno de las minas (Gutiérrez-Marco et al., 2011, con referencias previas). El conocimiento geológico detallado de Almadén se inicia, no obstante,

en la segunda mitad del siglo XX, con el trabajo fundamental de Almela et al. (1962), que aporta la primera visión litoestratigráfica y cartográfica en un radio de 24 km alrededor de la mina histórica de mercurio, y que sentó las bases para estudios posteriores. A partir de entonces, las investigaciones modernas posibilitaron explotar otras mineralizaciones de cinabrio, siempre vinculadas con una actividad volcánica coetánea de la sedimentación marina, en el rango Ordovícico terminal-Devónico Superior.

En el presente artículo examinaremos los datos geológicos y paleontológicos aportados por la propia mina de Almadén a lo largo del tiempo, y cómo éstos influyeron en la interpretación geológica regional, descartando aquellos aspectos históricos relacionados con el origen y la metalogenia del yacimiento, ya tratados en distintos trabajos (Palero-Fernández et al., 2015, con referencias previas).

## FÓSILES DE LAS MINAS

Casiano de Prado y Vallo (1797-1866) fue quien descubrió los primeros fósiles en las Minas de Almadén. Concretamente, y en una nota infrapaginal a

su estudio de 1855, menciona el hallazgo de “Bilobites” (considerado entonces como un resto vegetal) en la llamada “piedra fraileasca” de las profundidades de la mina. Aún en ausencia de fósiles, Prado ya databa a esta roca como *siluriana*, “por encontrarse en medio de la pizarra” de dicha edad. En realidad, la “piedra fraileasca” es una roca piroclástica explosiva de composición básica que incluye, además de los fragmentos de rocas volcánicas que suman su componente principal, los de las rocas atravesadas por la chimenea volcánica: cuarcitas, areniscas y pizarras, por lo que el fósil dista de encontrarse “in situ”. El “Bilobites” de Prado fue asimilado en trabajos posteriores al icnogénero *Cruziana*, dando lugar a una interesante polémica que retomaremos más adelante.

Los fósiles más abundantes en las minas no fueron descubiertos hasta 20 años más tarde, y son restos de graptolitos (Fig. 1) encontrados en las pizarras negras ampelíticas situadas a techo de la Cuarcita de Criadero, próximas al contacto con el denominado “Banco de San Nicolás”, que brindaba cinabrio de alta ley. El primero en identificar graptolitos en Almadén fue Lucas Mallada (en su *Sinopsis* de 1875), seguido por el ingeniero francés Henry Kuss (*Mémoire sur les mines et usines d'Almaden*, 1878). Ambos autores ya consideraban a estas rocas fosilíferas como del “Siluriano superior” (actual Silúrico), una conclusión a la que había llegado Casiano de Prado años antes cuando, en una carta a Verneuil publicada en 1858, mencionaba la “íntima unión” de la arenisca con Bilobites a la pizarra con graptolitos, “como se ve en las minas de Almadén y Almadenejos”. En la *Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real* (1880), Daniel de Cortázar tampoco se atrevió a desligar las “cuarcitas de Cruzianas” de las “capas de Graptolites”, añadiendo para Almadén la cita de otra especie de graptolito y el fósil vegetal “*Butrotrephis gracilis*” Hall, reasignado modernamente al icnogénero *Chondrites*.

A pesar de estos antecedentes, el naturalista belga Constantin Malaise (1834-1916) cree ser el primero en descubrir graptolitos en el interior de la mina de Almadén, a través de unas muestras aportadas por el ingeniero Enrique Jubés, y publicó el hallazgo en el Boletín de la Sociedad Geológica de Bélgica del año 1897.

Ya en el siglo XX, los datos nuevos sobre graptolitos de las minas vienen de la mano del ingeniero Primitivo Hernández Sampelayo (1880-1959), quien durante los trabajos preparatorios de la excursión del XVI Congreso Geológico Internacional, a celebrarse ese mismo año en Madrid, tuvo ocasión de reunir “un precioso conjunto gothlandiense” localizado “en el techo del criadero de San Nicolás, al Norte y en contacto con el cinabrio”, donde las ampelitas le brindaron 5-6 especies de graptolitos, además de “grandes Pterópodos, *Rhynchonella* semejantes a la

*wilsoni* y algunos Lamelibranquios”. El hallazgo fue publicado en el Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, conteniendo las primeras ilustraciones de graptolitos silúricos centroibéricos.

En el mismo año de 1926, el geólogo W. Henke y el paleontólogo Rudolf Hundt, ambos alemanes, publicaron el hallazgo de una asociación de graptolitos semejante a la anterior, procedente de la ladera al norte de la mina y del piso 12 de la mina de Almadén. Su listado abarca una docena de especies indicativas de niveles estratigráficos dispares, atribuidas en su conjunto al “Llandovery-Tarannon”, y se acompaña de las primeras fotografías de fósiles de la mina. Las identificaciones paleontológicas y los aspectos bioestratigráficos del trabajo precedente fueron criticados muy duramente por el paleontólogo austriaco Erich Haberfelner, quien en 1931 publicó una revisión pormenorizada del material original de los autores alemanes. En el mismo descartó para Almadén la presencia de graptolitos post-Llandovery, y situó en la mina la localidad tipo de su nueva especie “*Petalograptus*” (= *Parapetalolithus*) *hispanicus*, una forma muy difundida en todo el margen perigondwánico a comienzos del Telychiense.

El trabajo póstumo de Hernández Sampelayo (*Graptolíticos españoles*, 1960), recopilado por mandato de la Escuela de Minas de Madrid a partir de notas sin fechar y carentes de su supervisión final, trata en gran extensión los graptolitos silúricos de la región de Almadén, incluyendo las variadas muestras de la mina conservadas en el Museo Geominero. Sobre ellas define numerosas especies nuevas, como por ejemplo *Monograptus almadeni*, *Monograptus haberfelneri*, *Climacograptus ancylus*, etc., si bien al margen del imprescindible protocolo taxonómico y advirtiendo, en sus propias palabras, lo deplorable en la irregularidad

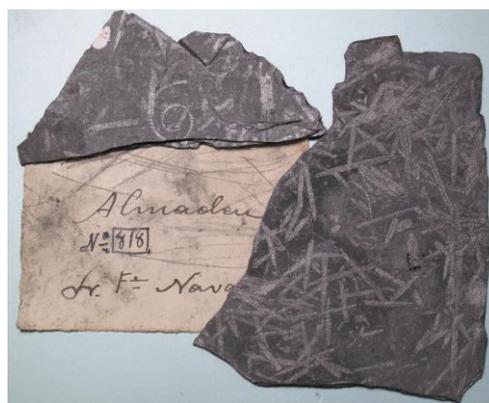


FIGURA 1. Graptolitos telychienses recolectados por Lucas Fernández Navarro (1869-1930) en el interior de la mina de Almadén. El ejemplar espiralado superior es *Torquigraptus australis* Storch, y la acumulación de la derecha corresponde a la forma biserial *Metaclimacograptus flamandi* (Legrand). Colección del Museo Geominero (IGME, Madrid).

de sus dibujos. Por todo lo cual el conjunto de nuevos taxones postulados en su obra son tratados hoy en día como *nomina nuda* (Lorenzo Álvarez, 2015), teniendo en cuenta, además, que la colección original del autor

fue desechada y destruida en 1992, por decisión de Ramón Rey-Jorissen y Jorge Esteban Arlegui, en aquel entonces director y conservador de paleontología del Museo Geominero, respectivamente, salvándose tan sólo los contados ejemplares expuestos en vitrinas y algunos otros que pasaron inadvertidos.



FIGURA 2. Investigación paleontológica para graptolitos en la cota 87 sobre planta 14 (galería de cabeza del “Macizo de la Rampa”, aprox. -320 m), desarrollada en noviembre de 2000. De izquierda a derecha: J.C. Gutiérrez-Marco, Petr Štorch (Academia de Ciencias, República Checa) y José Manuel Piçarra (LNEG, Portugal). Fotografía de S. Lorenzo.

Las menciones más recientes a los graptolitos de Almadén fueron aportadas por el geólogo francés Francis Saupé, quien publicó en 1971 las identificaciones realizadas por André Philippot en muestras de subsuelo, obtenidas 50 m al noroeste del pozo San Aquilino y algunos metros por debajo de la planta 11. La asociación se sitúa en inmediato contacto con el techo de la cuarcita del Criadero y comprende una mezcla de especies del Aeroniense y Telychiense (= Llandovery “medio” y “superior”).

Por último, un estudio de conjunto del material depositado en museos, junto a la realización de las últimas exploraciones paleontológicas previas al cierre de la mina (Fig. 2), permitió a Lorenzo *et al.* (2009) y Lorenzo Álvarez (2015) confirmar la existencia de al menos tres asociaciones distintas de graptolitos del Telychiense (Biozonas de *Rastrites linnaei*, *Monoclimacis griestoniensis* y *Torquigraptus tullbergi*) en las minas ubicadas bajo la localidad de Almadén.

Este valioso e irreplicable material es importante desde el punto de vista histórico y del patrimonio geológico, y se une a los restantes valores paleontológicos que convirtieron a la región en una de las cunas de la geología del Paleozoico en España (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2011, 2012).

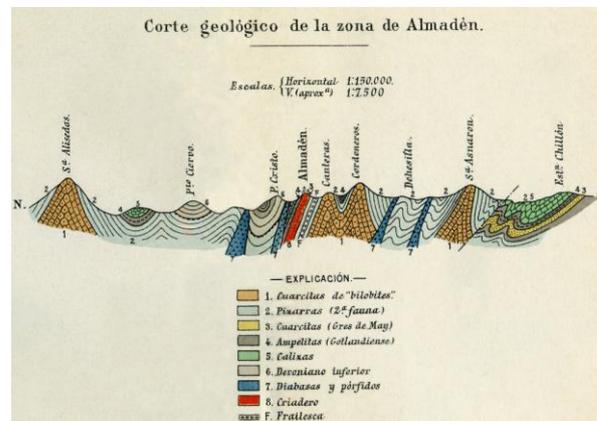


FIGURA 3. Corte geológico de Almadén (Hernández Sampelayo *et al.*, 1926), presentado en el XIV Congreso Geológico Internacional celebrado en Madrid. Los materiales preordovícicos del Valle de Alcudia (“Dehesilla”) aparecen representados erróneamente como un sinclinal delimitado por los anticlinales de “Cordoneros” y “Asnarón”.

## IMPLICACIONES GEOLÓGICAS

La cita de *Cruziana* (= el “Bilobites” descubierto por Prado) en la mina de Almadén, así como la estrecha vinculación apreciada entre la “Cuarcita de Criadero” y las pizarras negras graptolíticas, condicionaron durante más de 70 años una interpretación equivocada de su estructura geológica. El reconocimiento de trazas bilobadas tanto en la “piedra fraileasca” (en realidad, en un bloque englobado en el relleno de una chimenea volcánica) como en las canteras de la Sierra de la Cárcel (justo al sur de la población), dieron pie a comparar todos los crestones cuarcíticos con la cuarcita del “Siluriano inferior” (= Cuarcita Armoricana). Sobre ésta se asentaría un “Devoniano” discordante, en aquellos puntos donde el resto del “Siluriano” no se hubiese erosionado para dar lugar a la inexistente discordancia intrapaleozoica, postulada por los primeros estudios de Casiano de Prado. Parte de esta interpretación primitiva subsistió hasta 1926 cuando, en la excursión B-1 del XIV Congreso Geológico Internacional, se difundió un corte geológico que ilustraba plegamientos inverosímiles definidos por la cuarcita siluriana (Fig. 3, color marrón). Uno de estos pliegues era el pequeño anticlinal secundario de Cuarcita Armoricana del Aznarón (Fig. 4), que provocó que todas las pizarras anteordovícicas del valle de Alcudia fueran consideradas como silurianas, componiendo erróneamente el núcleo de una estructura sinclinal (Fig. 3). En ese mismo año de 1926 se publicó también el trabajo de Henke y Hundt, que expresaba serias dudas sobre la concepción estratigráfica y estructural vigente hasta entonces para las minas, de

acuerdo con los cortes antiguos presentados por Cortázar y por Fuch y De Launay. Éstos designaban a la Cuarcita de Criadero como “cuarcitas de *Cruziana*”, en contacto con las pizarras negras graptolíticas. Pero para Henke la primera debería equipararse con la “cuarcita de Los Guindos” de La Carolina, en tanto que la desaparición en la mina de la “zona de *Calymene tristanti*” (Ordovícico Medio) podría denotar una “conmoción geológica” local, tal vez relacionada con la formación de los filones de mercurio.



FIGURA 4. Vista del pequeño anticlinal de Aznarón, desarrollado en la Cuarcita Armoricana superior + Capas Pochico cerca del viejo puente de hierro sobre el río Valdeazogues, al sur de Almadén (N-502, km. 320). El contacto con los materiales preordovícicos (zona de bosque mediterráneo denso a la izquierda) es por falla, y la cuarcita ordovícica pasa lateralmente a un flanco normal buzante al suroeste.

Finalmente, el trabajo de Almela et al. (1962) vino a disipar todas las dudas sobre la estructura general del sinclinal de Almadén, y a establecer la clasificación estratigráfica elemental para la sucesión paleozoica, mantenida con pocas variaciones hasta nuestros días.

## CONCLUSIONES

Los escasos fósiles que subsisten del periodo de explotación de las minas de Almadén constituyen un ejemplo de patrimonio geológico mueble, tan valioso como poco conocido. Los datos paleontológicos históricos aportaron datos valiosos para el conocimiento del yacimiento de mercurio, pero también inexactitudes y fuentes de error en su interpretación, que tan sólo comenzaron a ser clarificadas en los albores del decenio de 1960. Y todo ello dentro de la región de Almadén, que fue clave para el desarrollo de la geología del Paleozoico en la España de mediados del siglo XIX.

## AGRADECIMIENTOS

Contribución al proyecto CGL2012-39471 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

- Almela, A., Alvarado, M., Coma, J., Felgueroso, C. y Quintero, I. (1962): Estudio geológico de la región de Almadén. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 73: 193-327.
- González Tascón, I. y Fernández Pérez, J. (1990): Estudio introductorio, transcripción, notas y glosario. *Memorias de las Reales Minas del Almadén* (1783), por Agustín de Betancourt y Molina. Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología, Madrid, 290 p.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Mansilla Plaza, L. y García-Bellido, D.C., Eds. (2011): *Geología y Paleontología de Almadén en el siglo XIX. La contribución de Casiano de Prado, Edouard de Verneuil y Joachim Barrande al descubrimiento científico del Paleozoico centroibérico*. Universidad de Castilla-La Mancha y SEDPGYM, Madrid, 269 p.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. y Lorenzo, S. (2012): El patrimonio paleontológico del Paleozoico marino de la región de Almadén (Ciudad Real). *De Re Metallica*, 19: 27-42.
- Hernández Sampelayo, P. (1960): Graptolíticos españoles, recopilados por Rafael Fernández Rubio. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 57: 3-78.
- Hernández Sampelayo, P., Sierra y Yoldi, A. de, Menéndez Puguét, L. & Mata y Martí, C. (1926): *Minas de Almadén. Criadero de mercurio de Almadén del Azogue*. Excursión B-1, XIV Congreso Geológico Internacional. Instituto Geológico de España, Madrid, 102 p.
- Lorenzo Álvarez, S. (2015): *Bioestratigrafía del Silúrico de la Zona Centroibérica meridional (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 435 +170 p.
- Lorenzo, S.E., Gutiérrez-Marco, J.C. y Rábano, I. (2009): Silurian geoheritage of the Almadén Mining Park (central Spain). *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 3: 313-314.
- Palero-Fernández, F.J., Martín-Izard, A., Zorzalejos Prieto, M. y Mansilla-Plaza, L. (2015): Geological context and plumbotectonic evolution of the giant Almadén Mercury Deposit. *Ore Geology Reviews*, 64: 71-88.
- Prado, C. de, Verneuil, E. de y Barrande, J. (1855): *Mémoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. Suivi d'une description des fossiles qui s'y rencontrent*. Imprimerie de Martinet, Paris 1856, 86 p. [reimpresión de los trabajos publicados en el *Bulletin de la Société Géologique de France* -2<sup>e</sup> série-, 12: 182-204 (Prado) y 964-1025 (Verneuil y Barrande)].

## Las Ciencias de la Tierra en las Memorias de la Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas (JAE IC): pensionados 1907–1934

*The Earth Sciences in the annual reports of the Committee for the Extension of Studies and Scientific Research: research fellows from 1907 to 1934*

S. Ordóñez<sup>1,2</sup> y M.A. García-del-Cura<sup>2,3</sup>

1 Departamento de CC. de la Tierra y del Medio Ambiente, Univ. de Alicante, Campus de San Vicente del Raspeig, 03690 Alicante. salvador@ua.es

2 Laboratorio de Petrología Aplicada. Unidad Asociada UA-CSIC.

3 Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), Facultad de CC. Geológicas, José Antonio Nováis 2, 28040 Madrid. agcura@geo.ucm.es

**Resumen:** La Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas fue creada en el año 1907 con la idea de abrir la sociedad española al mundo a través del conocimiento. Una de sus principales actuaciones fue la que bajo la forma jurídica de “pensiones en el extranjero”, se concedieron por concurso entre los solicitantes, y estaban destinadas al personal y los estudiantes de las instituciones públicas docentes y de investigación. En toda su existencia se presentaron 8.149 instancias de solicitud de pensión, de las que 1.594 fueron concedidas, de las cuales 28 pueden atribuirse a Ciencias de la Tierra. En este artículo se identifican los pensionados en esta área en el periodo 1907-1934. Se describen los objetivos y tareas desarrolladas por los pensionados en sus viajes. Se señalan someramente los campos en los que los pensionados se formaron, y se inicia la labor de identificar sus principales aportaciones, basadas en el análisis de las publicaciones sobre vulcanismo y rocas volcánicas, paleontología estratigráfica y de vertebrados, geomorfología, geología aplicada, tectónica alpina, geoquímica y mineralogía de DRX. Algunas de las aportaciones científicas fueron publicadas en *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Sección Geológica*, números 1 al 38.

**Palabras clave:** Geólogos españoles, JAE, pensionados, historia de la geología, XIV Congreso Geológico Internacional.

**Abstract:** *The Committee for the Extension of Studies and Scientific Research (JAE) as granting agency was created in 1907 with the idea of opening the Spanish society to the world through knowledge. Under the legal form of "pension abroad", was granted by competition among applicants; and was aimed at staff and students of public institutions teaching and research. Throughout its existence, some 8,149 applications for new pension, of which 1,594 were granted a present; 28 of these may be attributed to the Earth Sciences. In this paper the pensioners in the areas of Earth Sciences in the period 1907-1934 are identified. The objectives and tasks carried out by pensioners in his travels are described. The scientific and research fields in which the "pensioners" were formed are summarily indicated, and their main contributions identified, based on the analysis of publications on volcanism and volcanic rocks, stratigraphy and vertebrate paleontology, geomorphology, applied geology, Alpine tectonics, geochemistry and XRD mineralogy.*

**Key words:** *Spanish geologists, JAE, research fellows, history of geology, XIV International Geological Congress.*

### INTRODUCCIÓN

La Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas fue creada por Decreto de 11 de Enero de 1907, con capacidad de adquirir y poseer bienes, y con facultad de elegir nuevos vocales en casos de vacante. Puede considerarse la cristalización de las ideas de Francisco Giner de los Ríos para solventar el aislacionismo institucional en el que vivían la cultura y la ciencia española (Laporta et al., 1987). Fue presidida por Santiago Ramón y Cajal (1851-1934), y prácticamente todos sus miembros, permanecieron en sus puestos hasta 1934. A partir de entonces, la JAE fue presidida por Ignacio Bolívar (Calandre Hoegnissfeld, 2008); en algunos momentos en las últimas convocatorias actuó como Vicepresidente Ramón Menéndez Pidal; el secretario de la JAE fue siempre José Castillejo Duarte. Las pensiones en el extranjero se extendían a todo el

personal de centros dependientes del Ministerio de Instrucción Pública y Bellas Artes (Formentín Ibáñez y Villegas, 2007). En el nombramiento de pensionados, se atendía no sólo a su trayectoria, “sino a toda su labor y su vida, durante su permanencia en el extranjero, y a su obra ulterior dentro de España”. Y se consideraba más allá de un valor para los “concursos de méritos oficiales”. La pensión dejaba de ser una cantidad fija, y se convertía en un “auxilio... en vista de las condiciones personales del elegido, del tiempo que necesitase, del país donde fuera...”. Fueron concedidas 28 pensiones atribuibles a Ciencias de la Tierra. Gran parte de estos pensionados fueron los protagonistas-participantes en el XIV Congreso Geológico Internacional (CGI) celebrado en Madrid en 1926, que había sido solicitado durante las sesiones del Congreso de Bruselas, en 1922, y cuya aceptación obedeció sin duda al hecho de que España hubiera sido una nación neutral en la Gran Guerra, lo que era una condición para “restablecer su carácter internacional”.

La propuesta española fue firmada por D. César Rubio, como representante español y del Ministerio de Fomento, y por D. Lucas Fdez. Navarro, como delegado del Ministerio de Instrucción Pública y Bellas Artes (Fdez. Navarro, 1926). El Congreso fue presidido por César Rubio (1858-1931), y el secretario general fue Enrique Dupuy de Lôme (1885-1965). Prevista su celebración para el año 1925, se retrasó a 1926 para acabar el edificio (Ayala Carcedo et al., 2005). Al Congreso asistieron 722 geólogos de todo el mundo, y se presentaron 127 comunicaciones. Como término comparativo, el I Congreso Geológico de España, celebrado en Segovia en 1984, tuvo una cifra de 300 ponencias y más de 500 participantes.

La mayor aportación de este Congreso, fue "mostrar" al mundo la importante geología y minería de España en varias excursiones, dirigidas por Agustín Marín y Bertrán de Lis (1874-1943), Primitivo Hernández Sampelayo (1880-1958), Eduardo Hernández-Pacheco (1872-1965), Antonio Carbonell (1885-1947), Joaquín Gómez de Llarena (1891-1979), José Royo y Gómez (1895-1961), Lucas Fernández Navarro (1869-1930), Hugo Obermaier (1877-1946), Francisco Hernández Pacheco (1899-1976), Manuel Sancho (1871-?), Manuel José Marià Faura y Sans (1883-1941), Maximino San Miguel de la Cámara (1887-1961), José Ramón Bataller (1890-1962)... Hay que reseñar que al XVII CGI, que se celebró en Moscú-Leningrado en 1937, en plena Guerra Civil Española, asistieron Royo Gómez, Candel Vila, Martín Cardoso y Sos Baynat, con lamentables consecuencias para los asistentes (Ordóñez, 2015).

En este trabajo se pretende señalar la importancia de los pensionistas en el extranjero de la JAE e IC en la etapa entre 1907-1937, ya que de facto la Junta quedó disuelta en 1939, e integrada primero en el Instituto de España y luego transmutada al C.S.I.C.

#### **MEMORIAS DE LA JUNTA DE AMPLIACIÓN DE ESTUDIOS E INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS (MJAIEIC): PENSIONISTAS EN EL EXTRANJERO**

Las MJAIEIC se pueden consultar en su totalidad, en el portal [www.edaddeplata.org/tierraafirme\\_jae/memorias/JAE/index.html](http://www.edaddeplata.org/tierraafirme_jae/memorias/JAE/index.html) (enero 2016) y se ha iniciado una revisión en profundidad de los contenidos. Aquí se presenta únicamente el apartado dedicado a las "Pensiones en el Extranjero" para "Ciencias Geológicas".

*Memoria 1907.* Los primeros naturalistas subvencionados por la JAE fueron Lucas Fernández Navarro (1869-1930), para estudiar el vulcanismo de Cofrentes, en Valencia; y Salvador Calderón (1851-1911), para trabajos de campo y para la edición de *Die Mineralfundstätten der iberischen Halbinsel*, con el Prof. Tenne.

*Memoria 1908-09.* Se concede una ayuda a Fdez. Navarro para viajes a Canarias, a la erupción del Teide, y para el estudio de la erupción del Chinyero (Tenerife). Se le subvenciona como *Delegado en Congresos Científicos*.

*Memoria 1910-11.* Se concede una pensión en el extranjero, la nº 80 del periodo, a Lucas Fernández Navarro para viajar a Francia (Cursos Sorbona), para estudiar materiales volcánicos en el Museo de la Escuela de Minas y Museo de Historia Natural de París, con A. Lacroix. Se concede la pensión 103 a Hernández-Pacheco (E.), para *Visitar laboratorios de petrografía* (A. Lacroix) y *geología*. Estancia en el Museo de Saint-Germain en Laye y en el Instituto de Paleontología Humana (Boule y Taivainin); también profundiza en las investigaciones paleoantropológicas de Rutot del Museo de Historia Natural de Bruselas.

*Memoria 1912-13.* Se concede la pensión 76 del periodo a Juan Dantín Cereceda (1881-1943), para viajar a París para trabajos en Geografía Física (Universidad de la Sorbona con Martonne y Vidal de la Blache). Se concede la pensión 87 a Fernández Navarro para viajar a Francia, Bélgica, Suiza e Italia con los objetivos de a) estudiar rocas volcánicas de Canarias, Madagascar y La Reunión (A. Lacroix); b) estudiar sílices naturales españoles: lussatita, cuarzina y lutecita (Cayeux); asistir a varios curso de Geología, Mineralogía y a un curso de Geografía Física con Davis. En Ginebra estudió con Duparc el método Feodorov. La pensión 134 fue para Eduardo Hernández Pacheco, quien viajó a Francia, Italia, Inglaterra, Bélgica y Suiza; visitó varios Museos y las colecciones de vertebrados, base para clasificar los mamíferos miocenos de Palencia. La pensión 145 fue concedida a Daniel Jiménez de Cisneros (1863-1941) para visitar Francia, Suiza e Italia. Visitó doce museos de Italia y el Sur de Francia, estudiando especies raras, entre ellas la llamada *Lorenzina apenninica* de Gabelli, conocida hasta el presente sólo en Italia. La pensión 232 fue para Santiago Piña de Rubiés (1887-1940), quien visitó Suiza y los Montes Urales, y estudió la composición química de algunos silicatos de rocas ultra básicas, variedades platiníferas recogidas en los Urales, y otras rocas volcánicas de Fdez. Navarro.

*Memoria 1914-15.* Pensión nº 29: Juan Dantín Cereceda, para viajar a Francia y Alemania; en la Universidad de Lyon trabajó en el Laboratorio de Geología de Depéret y en el Museo de Historia Natural con Galliard, revisando colecciones de ambos centros; estudió y determinó específicamente los rinocerontes terciarios que él había hallado en Palencia. Realizó excursiones a Las Landas y los Pirineos, y otra a los Alpes de la Saboya y macizo del Mont Blanc (topografía glacial). Asistió a cursos de geografía de África del Norte, con A. Bernard.

*Memoria 1918-19.* Pensión nº 10: Bartolomé Darder Pericás (1844-1944), para viajar a Italia, Suiza y Francia, con itinerarios geológicos por los Alpes y Apeninos, con graves dificultades para el trabajo de campo por la 1ª Guerra Mundial; introducción a las nuevas orientaciones sobre la tectónica y orogenia para su aplicación a la geología de la isla de Mallorca, clasificación de los fósiles recogidos en la isla y estudio sobre el terreno de la tectónica de los Alpes y de los Apeninos para su aplicación y comparación con las Baleares. Introducción a las nuevas teorías orogénicas y tectónicas con E. Haug, de la Sorbona, y Marguerie, Dolfus, Boule, Gentil y otros.

*Memoria 1920-21.* Pensión nº 11: Celso Arévalo Carretero (1885-1944), para viajar a Suiza y Alemania, con el objeto de conocer métodos y aparatos habituales en los estudios limnológicos. Visitó en Ginebra la "Station de Zoologie lacustre" de la Universidad (con el Prof. André), y el buque-laboratorio "L'Edouard Claparède". En Berna visitó la Oficina Federal de Pesca (con el Dr. Georg Surbeck). Visitó varios laboratorios en el lago Cuatro Cantones. En Lucerna reconoció los lagos Cuatro Cantones y Constanza, así como museos y centros de enseñanza. La pensión nº 16 se concedió a José R. Bataller Calatayud (1890-1962), que no llegó a hacer uso de ella. La pensión en el extranjero nº 82 fue destinada a Gabriel Martín Cardoso (1896-1954) para viajar a Alemania, con el objetivo de estudiar la mineralogía de pegmatitas españolas y sus paragénesis, y asistir a cursos de especialización en la Universidad de Munich (Profs. Groth, Mieleitner y Steinmtz). La pensión nº 105 se concedió a Santiago Piña de Rubies para viajar a Francia y Alemania. En París trabajó en el Laboratorio de Química Mineral (Sorbona) del profesor G. Urbain, en la separación y obtención del espectro del escandio y de las tierras raras (colección Urbain), obteniendo el espectro de arco y chispa de estos elementos a partir de óxidos de alta pureza. Trabajo en el mismo tema en el "Physikalisches Institut" de Tübingen con Paschen y Back, para aprender la técnica sobre el efecto Zeeman en los espectros de "arco y chispa".

*Memoria 1924-25 y 1925-26.* La pensión nº 26 fue para Bartolomé Darder Pericás, para viajar a Francia, Italia y Suiza, para estudiar tectónica de los Apeninos y fósiles miocenos. Visita a los Alpes Marítimos, mantos de corrimiento de Mont Agel (Francia-Mónaco). La pensión nº 50 se concedió a Joaquín Gómez de Llarena (1891-1979) para viajar a Alemania, donde trabajó en la Estación Sismológica Central de Jena y en el Instituto Geológico de Turingia con el Prof. Sieberg. Estudió el terremoto alemán ocurrido el 6 de marzo de 1872. Gabriel Martín Cardoso obtuvo la pensión nº 72 para viajar a Alemania, donde trabajó en Instituto Mineralógico de Leipzig; bajo la dirección del profesor Rinne y los doctores Hentschel y Seebach, estudió diagramas Bragg, Lauediagramas y diagramas

Debye-Scherrer. Estudio de la estructura cristalográfica de la "Epsomita". El otro pensionista fue José Royo y Gómez (1895-1961) (pensión nº 103), que viajó a Francia, Suiza y Bélgica, para realizar el estudio comparativo de los moluscos y reptiles del Terciario y Wealdense ibéricos con los del resto de Europa; en Lyon, trabajó con Depéret y Roman; en Montvendre con Sayn; en Saint Remy con Brun.

*Memoria 1926-27 y 1927-28.* Pensión nº 63 para José Royo y Gómez, quien recorre Francia e Inglaterra. Visitó la Facultad de Ciencias y el Museo de Burdeos, así como centros de Agen y Toulouse. Visitó en el "British Museum" a F.A. Bather y L.R., Cox, y a Swinton en el "Museum of Practical Geology" del Servicio Geológico de Londres. Asistió a sesiones de la "Royal Society" y de la "Geological Society". Visitó el "Sedgwick Museum" de Cambridge y de la Universidad de Oxford, que también poseen numerosos restos de vertebrados y de moluscos del Jurásico superior y del Wealdico. Visitó el Wealdico de esta región. Conoció el yacimiento de Pildtwn, célebre por sus fósiles de homínidos. Asistió a una sesión de la Sociedad Geológica de Francia, de la cual era Vicepresidente.

*Memoria 1928-9 y 1929-30.* Federico Gómez Llueca disfrutó de la pensión nº 51 para visitar Francia y Alemania, con el fin de estudiar los mamíferos fósiles del Terciario. Se seleccionaron los Museos de Lyon (Deperet), Munich (Schlosser) y París (Boule). Revisó la colección de mamíferos fósiles y la fauna malacológica del Museo de la Facultad de Ciencias de Lyon. Trabajó en foraminíferos para completar su trabajo sobre *Los Numulítidos de España*. En la Escuela de Minas estudió la colección del profesor H. Douvillé, una de las mejores de Europa de foraminíferos fósiles. En la misma Escuela revisó la colección que en España realizó el gran geólogo francés Édouard de Verneuil.

*Memoria 1931-1932.* Pensión nº 17: Rafael Candel Vila (1903-1976), para recorrer Francia y el territorio norte africano francés, Trípoli e Italia, para estudiar el Terciario marino del Mediterráneo occidental. Pensión nº 58: Hugo Obermaier (1877-1946), estuvo en Francia, Alemania, Checoslovaquia y Austria, visitando los más importantes museos antropológicos y prehistóricos de estos países.

*Memoria 1933-34.* La pensión nº 55 fue para Joaquín Gómez de Llarena, Inglaterra, cuyo objetivo fue el estudio comparativo de las costas sur y oeste de Inglaterra y de las cantábricas de España y Francia, completando los trabajos que había realizado en los años 1928 y 1929, recorriendo las costas de la Bretaña francesa, Escocia, Jutlandia, Escandia, isla de Gotland y Noruega. En todas estas regiones se habían señalado en sus zonas costeras movimientos recientes de levantamiento y hundimiento que habían dejado

huellas patentes en las playas levantadas y en los valles y planicies costeras sumergidos. Planteó la génesis de las “rasas” litorales, playas levantadas y valles inundados. Carlos Vidal Box (1906-1970) disfrutó la pensión nº 150 recorriendo Francia y Suiza para el estudio de la formación de terrazas y depósitos fluvio-glaciares en el alto valle del Ródano, especialmente en el Isere. Sus objetivos fueron el reconocimiento de la morfología fluvial en la cuenca inferior del río Ródano; y el estudio con Blanchard de la topografía glacial superior del Río Ródano. Recorrió varios glaciares de la vertiente francesa del Mont Blanc.

## DISCUSIÓN

De los pensionados conviene resaltar que, salvo Hernández Pacheco y Fernández Navarro, que ya eran Catedráticos de Universidad cuando se les concedió la pensión, todos eran Catedráticos de Instituto. Los estudios de vulcanismo y rocas volcánicas adquirieron gran notoriedad en España gracias a Fdez. Navarro, junto con los de Hdez. Pacheco (F.) en el Campo de Calatrava, sin olvidar la petrografía de rocas metamórficas de Fdez. Navarro, Carandell y Gómez de Llarena. La paleontología humana comenzó a dar sus frutos con Hernández Pacheco (E.) y Obermaier; y otro tanto puede decirse del glaciario, en el que Obermaier, junto con Carandell y Gómez de Llarena, estudiaron prácticamente la totalidad del glaciario peninsular. La geografía física con base geológica se inicia con Hernández Pacheco (E. y F.) y Dantín Cereceda. Sus estudios tuvieron una gran aplicación a la gestión del territorio y a la creación de Parques Nacionales. También hay que resaltar la interpretación de terrazas y rasas costeras de Hernández Pacheco (E.) y Gómez de Llarena. Los primeros estudios sismológicos internacionales fueron realizados Gómez de Llarena. Así mismo, los estudios limnológicos experimentaron un gran impulso con Arévalo. Hernández Pacheco (E. y F.) contribuyeron al conocimiento de los vertebrados fósiles terciarios y su paleoecología; sin olvidar a Royo Gómez y su revisión de los Terciarios continentales de la Península y su fauna malacológica, así como la tectónica. Las facies con *Nummulites* fueron objeto de especialización de Gómez Llueca. En el estudio de los terrenos del Prebético, destacan las figuras de Darder Pericás y de Jiménez de Cisneros, con un número elevado de trabajos que, desde su inicio en 1913, muestran un conocimiento profundo de interpretaciones basadas en la “tectónica de mantos de corrimiento”, y colaboraron con Termier y Fallot. La geoquímica se apoya en la figura de Piña de Rubies, creador en colaboración con del Campo de una escuela de espectroscopistas de larga tradición. Martín Cardoso se ocupó de la mineralogía de pegmatitas, y es sobre todo uno de los introductores en España de la DRX en el estudio de estructuras de los minerales, junto con Candel Vila y Garrido. La

petroquímica al estilo del gran Niggli, comienza con Parga Pondal.

Gran parte de los trabajos, que soportan esta discusión se han recogido en los *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales, Sección Geológica*, 1 al 38, algunos en las *Memorias de la Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, así como en las publicaciones de la Real Sociedad Española de Historia Natural, entre otras.

## CONCLUSIONES

La JAE desempeñó un papel primordial en el nacimiento de las Ciencias Geológicas modernas en España, subvencionando la adquisición de nuevos conocimientos en centros pioneros de Europa, y su aplicación a la ciencia en España: reconocimiento de nuevos minerales y elementos, aplicados a los yacimientos minerales y su exploración; estudios geomorfológicos y estructurales, aplicados a la construcción y a la gestión del territorio; y estudios paleontológicos y paleoambientales, cuya vigencia continua, y que en su momento constituyeron una importante contribución. Gran parte del trabajo era complementario del desarrollado por el IGME, como pudo demostrarse en el XIV IGC de Madrid, y se confirmó en el XVII IGC, donde la representación española estuvo formada exclusivamente por pensionados, con la excepción de Sos Baynat, colaborador de Royo Gómez (ver Ordóñez, 2015).

## REFERENCIAS

- Ayala-Carcedo, F.J., Perejón, A., Puche, O. y Jordá, L. (2005): El XIV Congreso Geológico Internacional de 1926 en España. *Boletín Geológico y Minero*, 116 (2): 173-184.
- Calandre Hoegnisfeld, C. (2008): La J.A.E. republicana frente populista, represaliada por el franquismo y olvidada por la transición y la democracia. *HAOL*, 16: 7-16.
- Fernández Navarro L. (1926): El XIV Congreso Geológico Internacional. Labor de los naturalistas españoles. *Conferencias y reseñas científicas. Real Sociedad Española de Historia Natural*, 1: 135-138.
- Formentín Ibáñez, J.F. y Villegas, M.J. (2007): Las pensiones de la JAE. En: *Tiempos de investigación: JAE-CSIC 100 años de Ciencia en España*. CSIC Madrid, 95-101
- Laporta, F.J., Miguel, A.R., Zapatero, V. y Solana, J. (1987): Los orígenes culturales de la Junta para la Ampliación de Estudios. *Arbor*, 126/493: 17-87
- Ordóñez, S. (2015): Aspectos de la Ciencia Española en el Exilio: una visión desde la generación de la post-guerra civil. *Cuadernos iberoamericanos. Revista de Historia y Comunicación (CIHC). El exilio español republicano*, 1: 75-85.

# Los viajes geológicos de Juan Vilanova y Piera por Europa

## *The geological travels of Juan Vilanova y Piera across Europe*

M.R. Alcalde-Fuentes<sup>1</sup>, F. Barroso-Barcenilla<sup>2,3</sup> y M. Segura<sup>3</sup>

1 Dpto. de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, España. mariar.alcalde@uam.es

2 Dpto. de Paleontología (Grupo de Investigación Procesos Bióticos Mesozoicos), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

3 Dpto. de Geología y Geografía (Grupo de Investigación IberCreta), Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28771 Alcalá de Henares, España.

**Resumen:** Juan Vilanova y Piera, personaje poliédrico, fue uno de los principales protagonistas de la vida científica del siglo XIX, llevando a cabo infinidad de proyectos. Destacables son sus viajes geológicos por Europa, que no sólo le permitieron mantener estrechas colaboraciones con especialistas de distintas disciplinas, sino que le dieron la posibilidad de recopilar una importantísima colección de muestras litológicas, paleontológicas y arqueológicas, mayoritariamente destinadas al Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid, España). Vilanova visitó, entre otras, diversas regiones de Francia, Suiza, Italia, Austria, Alemania, Chequia y Hungría, recopilando abundante material de interés científico, lo que le resultará muy útil para sus posteriores investigaciones en España. Durante sus excursiones geológicas, en muchas ocasiones estuvo acompañado y asesorado por reconocidos científicos del lugar, gracias a las recomendaciones de personajes ilustres, como Mariano de la Paz Graells, manteniendo con éste una intensa correspondencia. En el campo de la geología en general y la paleontología en particular es de subrayar su estrecho trato con Alcide d'Orbigny, Claude-Émile Bayle, Jules Thurmann y Amanz Gressly, entre otros y, como resultado, la obtención y difusión de datos paleontológicos de gran interés que abrieron el debate científico sobre el darwinismo en España.

**Palabras clave:** Vilanova, excursiones, colecciones, Europa, siglo XIX.

**Abstract:** *Juan Vilanova y Piera was a multifaceted person, and one of the main protagonists of the scientific life in the 19<sup>th</sup> century. At that time, he carried out numerous projects in different disciplines. Especially remarkable are his geological trips across Europe that not only allowed him to maintain close partnerships with scientists from different disciplines, but also gave him the possibility to collect an extremely important collection of lithological, paleontological and archaeological samples, mainly intended for the Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid, Spain). Vilanova visited, among others, different regions of France, Switzerland, Italy, Austria, Germany, Czech Republic and Hungary, collecting abundant material of scientific interest, which was very useful for his later research in Spain. During his geological excursions, on many times he was accompanied and advised by renowned local scientists, thanks to the recommendations of famous people, such as Mariano de la Paz Graells, keeping with him an intense correspondence during his stay outside Spain. In the field of the geology in general and the paleontology in particular it must be emphasized his close personal contact with Alcide d'Orbigny, Claude-Emile Bayle, Jules Thurmann and Amanz Gressly, among others and, as a result, the obtaining of the collection and the dissemination of paleontological data of great interest to open the scientific discussion about Darwinism in Spain.*

**Key words:** *Vilanova, excursions, collections, Europe, 19<sup>th</sup> century.*

## INTRODUCCIÓN

La figura de Juan Vilanova y Piera resulta ser una de las más relevantes entre los naturalistas del siglo XIX. Sus aportaciones como investigador y divulgador científico denotan esa admirable inquietud por dar a conocer en su país, España, aquellas innovaciones científicas y tecnológicas de gran trascendencia en esos momentos para el resto de Europa. De esta forma, Vilanova bebió de los conocimientos de aquellos científicos europeos contemporáneos, ya fuesen geólogos, paleontólogos, arqueólogos o entomólogos

para, de este modo, forjar su propio saber a través de una fructífera experiencia desarrollada a lo largo de sus excursiones científicas por el viejo continente. También tuvo una gran relevancia, fruto de este periplo europeo, la sistemática recolección de importantes muestras geológicas, ejemplares fósiles y piezas arqueológicas que, en su mayor parte, pasaron a formar parte del Gabinete de Historia Natural, hoy Museo Nacional de Ciencias Naturales (Madrid).

## ANTECEDENTES

Son varios los trabajos recientes que han aportado datos sobre la biografía de Vilanova y sus viajes

realizados por distintos países europeos. Entre ellos, Gozalo et al. (1993) publican un trabajo para la conmemoración del centenario de su muerte, aportando diversa información sobre la actividad de Vilanova durante su estancia en distintos países de centro y sur de Europa. Por su parte, Pelayo (1995) realiza importantes avances en el conocimiento de la biografía del naturalista. Más recientes son los trabajos de Ayarzagüena (2002), quien desarrolla una completa visión de este sabio polifacético, con una mirada centrada en sus estudios prehistóricos, o los de Montero (2003), quien lleva a cabo una importante investigación de documentación en torno a las colecciones de Vilanova en el Gabinete de Historia Natural, así como los estudios de Pelayo y Gozalo (2012), quienes publican un detallado trabajo sobre su persona.

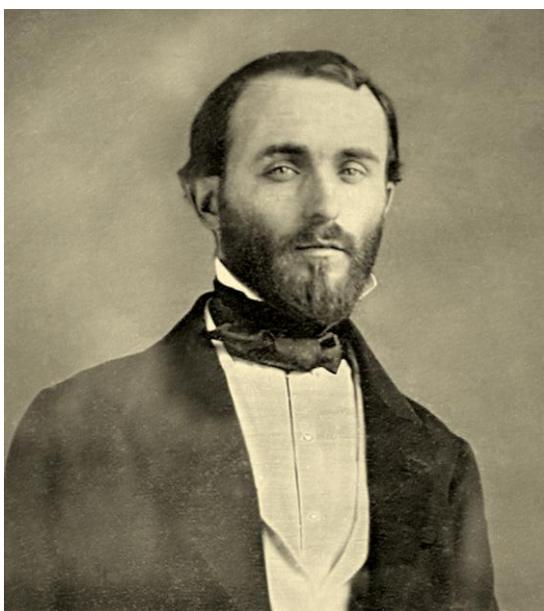


FIGURA 1. *Daguerrotipo del naturalista Juan Vilanova y Piera (1821-1893).*

## ESTANCIAS Y EXCURSIONES GEOLÓGICAS

Vilanova (Fig. 1) inicia su primer viaje a Francia gracias al respaldo que obtiene de Mariano de la Paz Graells, ampliando allí sus estudios en geología a comienzos de 1849. A su llegada a París, pronto se relacionó con la élite de la geología y la entomología francesas (Pelayo y Gozalo, 2012). Además, realizó diversos cursos en la Escuela de Minas y en el Museo de Historia Natural de París, donde conoció a Alcide d'Orbigny, e incluso, siguió el curso de Paleontología de Claude-Émile Bayle. A partir de entonces, para Vilanova, las excursiones geológicas serán muy valoradas por su carácter formativo, pero también como fuente de intercambio de experiencias con otros intelectuales y como medio de obtención de muestras científicas. De tal manera, estas expediciones responderán a un interés personal de Vilanova por conocer otros países y a nuevos intelectuales, lo que

pone de manifiesto su extraordinaria disposición por la formación y el estudio de una colección que se irá forjando durante esta serie de viajes geológicos. No deja de ser curioso el interés que en él se despierta por constituir una colección representativa que complete los fondos del Gabinete de Historia Natural, por medio de diferentes modos de adquisición, como las recolecciones en campo, los intercambios entre museos, o las donaciones, recopilando paralelamente una interesante documentación asociada que es clave para contextualizar e inventariar las colecciones (Fig. 2).

Su admisión en la Sociedad Geológica de Francia y en la Sociedad Entomológica de Francia le proporcionará un destacado e influyente círculo de amistades. A partir de entonces, Vilanova estudia los terrenos franceses de los Alpes y del Jura. En 1851, viaja a Suiza y Saboya, siendo recibido por Jules Thurmann, con quien recorrerá la región, aprovechando la ocasión para recoger numerosas muestras geológicas y, además, recibirá un importante regalo de fósiles jurásicos por parte de este naturalista (Montero, 2003). Proseguirá su viaje por Suiza, acompañado por Amanz Gressly (Pelayo y Gozalo, 2012). Asimismo, Vilanova menciona en alguna de sus cartas, dirigidas a Graells, su promesa de intercambio de colecciones con Bernhard Studer, del Museo de Berna, y con Angelo Sismonda del de Turín (Montero, 2003). Proseguirá su itinerario por el Piamonte, la Lombardía, y el Tirol y, un año después, realizará diversas excursiones por Hungría y Bohemia. A finales de 1852, Vilanova se encontraba recogiendo fósiles en Sicilia.

Estas estancias y excursiones científicas, que se prolongaron durante cuatro años (1849-1852), permitieron a Vilanova formarse como geólogo y constituir una colección imprescindible para el antiguo Gabinete de Historia Natural. Por ello, en la actualidad se está procediendo a concretar el itinerario seguido y los afloramientos visitados por este naturalista durante el desarrollo de su prolongado viaje geológico por Europa, y a determinar y estudiar las muestras paleontológicas que obtuvo y que actualmente se encuentran conservadas en el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid.

## CONCLUSIONES

El círculo de amistades que Vilanova formó durante sus estancias y excursiones por distintas regiones de Francia, Suiza, Italia, Austria, Alemania, Chequia y Hungría le va a reportar un considerable respeto y reconocimiento por su labor investigadora.





# Sedimentología y petrografía de las arenas de las playas del municipio de Telde (isla de Gran Canaria)

## *Sedimentology and petrography of beach sands of Telde municipality (Gran Canaria Island)*

J. Mangas<sup>1</sup>, S. Rodríguez<sup>1</sup>, M. Casamayor<sup>1</sup>, M. Juliá<sup>1</sup> e I. Menéndez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> IOCAG, Instituto de Oceanografía y Cambio Global. Edificio Ciencias Básicas. Campus de Taira. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35017 Las Palmas de Gran Canaria. [jose.mangas@ulpgc.es](mailto:jose.mangas@ulpgc.es)

**Resumen:** Doce playas arenosas se han estudiado en la costa de Telde (Gran Canaria) y la mayor parte de ellas se sitúan al borde de acantilados y en la desembocadura de barrancos, donde aparecen sustratos de rocas volcánicas y sedimentarias pliocuaternarias. Así, se han llevado a cabo análisis granulométricos, calcimétricos y petrográficos de muestras de arenas intermareales y supramareales. La granulometría indica que las arenas son de tamaño de grano medio y, en menor medida, fina y gruesa; y la mayoría de ellas tienen fracciones arenosas más groseras en las zonas supramareales que en las intermareales. Los valores de selección de granos oscilan de moderado a bien seleccionados, sin ninguna tendencia entre los ambientes intermareales y supramareales. Los análisis calcimétricos y petrográficos confirman que hay dos tipos de playas arenosas. Así, el primer presenta arenas oscuras (9 playas de 12), son ricas en litoclastos volcánicos máficos y félsicos, tienen contenidos en carbonatos <15% y porcentajes de abundancia de litoclastos >87%. El segundo tipo tiene arenas claras (3 de 12), son ricos en bioclastos, tienen contenidos en carbonatos >32% y abundancia en litoclastos <47%. Los contenidos en carbonatos son más bajos en las zonas supramareales que en las intermareales. Estas variaciones sedimentológicas y petrográficas en las playas estudiadas son debidas a distintos factores antrópicos (gestión de playas) y naturales (condiciones oceanográficas, orientación de la línea de playa y salientes rocosos, y existencia de desembocaduras de barrancos).

**Palabras clave:** playas arenosas, sedimentología, petrografía, Telde, Gran Canaria

**Abstract:** Twelve sand beaches have been studied in the Telde coast and the majority of them are located near the cliffs and in the ravine mouths, where there are rocky substratum formed by Plio-Quaternary volcanic and sedimentary rocks. Thus, grain size, calcimetric and petrographic analyses have been carried out in sandy samples from intertidal and supratidal environments. The grain size study shows that the particles are medium sand size and, in minor amounts, fine and coarse sand; and the majority of beaches have sandy fractions more coarse sands in the supratidal zones than intertidal zones. The classification of the grains vary from well to moderately sorted, and there is not trend between intertidal and supratidal environments. The calcimetric and petrographic results show that exist two types of sandy beaches. Thus, the first type shows dark sands (9 beaches to 12), these beaches are rich in mafic and felsic volcanic lithoclasts, they have carbonate contents <15% and lithoclasts abundance values >87%. The second type has light colour sands (3 to 12), they are rich in bioclasts, carbonate contains >32% and abundance values of lithoclasts <47%. The carbonate contents are below in the supratidal zones than intertidal areas. These sedimentological and petrographic variations in the studied beaches are due to different human (beach management) and natural (oceanographic conditions, beach line orientation and rocky capes, and presence of ravine mouths) factors.

**Key words:** sandy beaches, sedimentology, petrography, Telde, Gran Canaria Island

### MARGO GENERAL

Este trabajo ha tenido como objetivo principal caracterizar sedimentológicamente y petrográficamente los materiales arenosos que afloran en doce playas del municipio de Telde, tanto en los ambientes intermareales como supramareales (Figs. 1 y 2). Por ello se ha determinado su granulometría, la abundancia de componentes carbonatados y la naturaleza de sus granos de arena. Estos datos han servido para detectar similitudes y diferencias en las playas arenosas seleccionadas, que de norte a sur son (Fig. 1): Bocabarranco (Bco. de Jinamar), Malpaso, San Borondón, Los Palos, La Garita, Hoya del Pozo, El Hombre, Melenara, Salinetas, Aguadulce, Ojos de Garza y Ámbar (Península de Gando). En general estas

playas estudiadas presentan longitudes inferiores a 350 metros y éstas aparecen asociadas a la desembocadura de distintos barrancos flanqueados por acantilados y con sustratos rocosos, o aguas arriba o abajo de salientes costeros (puntas o cabos). Estas geoformas costeras están constituidas por rocas volcánicas ultramáficas y máficas (basanitas y basaltos) pliocuaternarias (ciclo magmático Post Roque Nublo, de menos de 3,5 Ma) y, en menor medida, por materiales sedimentarios de areniscas y conglomerados pliocenos (Miembro superior de la Formación Detrítica de Las Palmas), junto con areniscas y conglomerados cuaternarios de eolianitas, paleosuelos, caliches y beachrocks (Fig. 2). No obstante, en la costa norte (desde Bocabarranco a Malpaso) se encuentran en la costa algunas coladas máficas del ciclo magmático Roque Nublo (Plioceno,

entre 5,3 y 2,8 Ma). Las playas teldenses son en su mayor parte arenosas pero algunas muestran de forma discontinua, tanto en el tiempo como en el espacio, gravas, cantos y bloques según las condiciones energéticas del mar, viento y aguas superficiales.

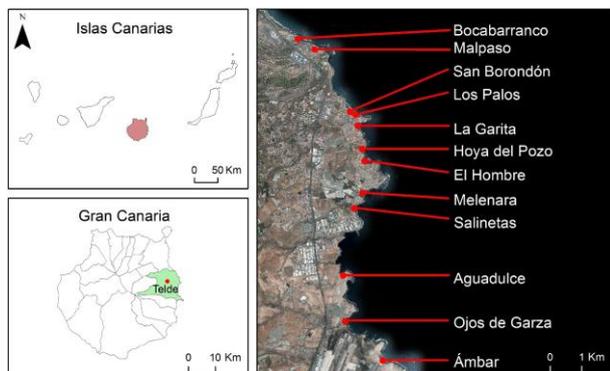


FIGURA 1. Localización de la isla de Gran Canaria, del término municipal de Telde y de las 12 playas arenosas estudiadas.

Las zonas litorales de Telde presentan condiciones climáticas desérticas nubosas, por lo que muestran vegetación escasa con características halo-psamófila. El grado de ocupación humana de cada playa varía, así hay playas naturales alejadas de núcleos de población importantes y con difícil acceso, con pocos visitantes y ligeramente retocadas por el hombre como, por ejemplo, Aguadulce o Ámbar (Fig. 2-2); semiurbanas cerca de poblaciones medias como El Hombre y Hoya del Pozo o (Fig. 2-1); y urbanas próximas a núcleos más importantes como las playas de Melenara o Salinetas, y que son ampliamente utilizadas como espacios de ocio y recreo, y con un gran número de visitantes por lo que se remueven con maquinaria pesada para tareas de limpieza. De todas las seleccionadas, la única playa que tiene figura de protección medioambiental es Aguadulce, pues está en una ZEC terrestre, está dentro del Sitio de Interés Científico de Tufia y ha sido estudiado geológicamente por Mangas et al. (2008).

Los temporales de octubre de 2015 produjeron una erosión notable de las arenas en algunas playas teldenses, al ser arrastrado un gran volumen de sedimentos detríticos mar adentro. En este contexto erosivo, es fundamental determinar la sedimentología y la naturaleza de las arenas, conociendo su procedencia. Estos resultados se pueden utilizar para proyectos de rehabilitación de estas playas y creación de playas artificiales en el municipio, así como para contenidos de difusión medioambiental (interés científico, educativo y cultural).

## METODOLOGÍA, RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se tomaron 24 muestras arenosas representativas de las zonas intermareales y supramareales de las playas. Para el estudio granulométrico de las arenas se tamizaron en seco en el Laboratorio de Geología de la ULPGC y se han determinado sus parámetros granulométricos usando el programa GRADISTAT (Blott y Pye, 2001). Para la calcimetría se empleó el método volumétrico del calcímetro de Bernald. En los

análisis petrográficos se han estudiado 24 láminas delgadas con un microscopio Leitz (ORTOPLAN) y una platina Swift para el conteo de puntos (300 por lámina). Los resultados obtenidos en estos análisis están resumidos en las Figuras 3 y 4, y en la Tabla I.



FIGURA 2. (1) Playa del Hombre y ambientes intermareal y supramareal. (2) Playa de Aguadulce y rocas volcánicas y sedimentarias cuaternarias costeras.

A la vista de los resultados granulométricos del tamaño medio de grano (Fig. 3-1), el 60% de las muestras de arena del ambiente supramareal estudiadas tienen un tamaño de grano medio, con diámetros entre 0,25 y 0,5 mm, mientras que para el intermareal el 46,7% tienen tamaños de grano medio y fino de entre 0,125 a 0,5 mm. Además, la playa de Los Palos contiene sólo granos de arena fina en ambos ambientes y, por el contrario, los más gruesos están en la de Aguadulce. El resto de las playas tienen indistintamente y de forma irregular el tamaño medio de grano de arena media o fina en estos dos ambientes. Por otra parte, la mayoría de las playas tienen fracciones arenosas de tamaño de grano más grueso en la zona supramareal que en la intermareal. Esta tendencia no es común en playas naturales, puesto que la zona intermareal suele tener más energía marina (oleaje, mareas y corrientes) y, por lo tanto, mayor tamaño de grano y mala selección (valores altos de sorting), mientras que en el ambiente supramareal predomina la deflacción del viento, por lo que los tamaños de grano son más pequeños y tienen mejor selección, con valores bajos.

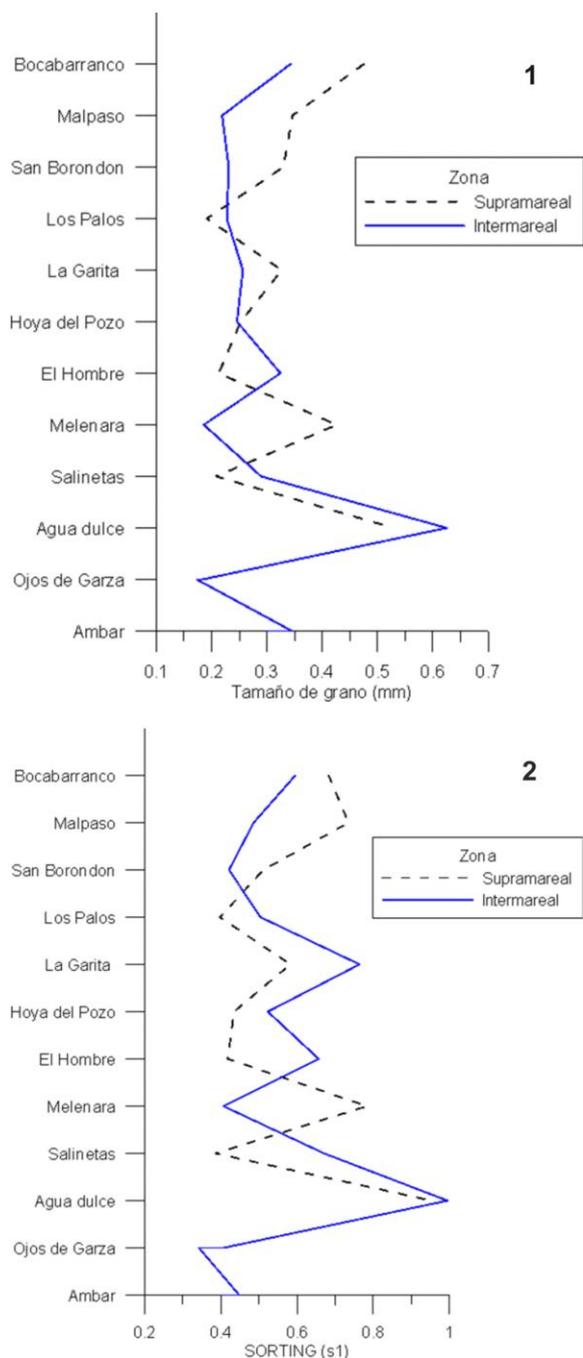


FIGURA 3. Variación de los resultados del tamaño de grano (1) y de selección (2) de las 12 playas estudiadas, tanto de las muestras de arenas supramareales como intermareales.

Al estudiar los resultados de selección de tamaños de grano (sorting), estos son moderados en las zonas intermareales de las playas de Agua dulce y La Garita (Fig. 3-2), y en las zonas supramareales de Agua dulce, Malpaso y Melenara (entre 0,7 y 1). Este parámetro nos indica variaciones de energía en los agentes geológicos y/o acciones antrópicas. Es decir, en estas playas de moderada selección de granos están más abiertas al oleaje, a la acción de corrientes de deriva litoral, a los vientos efectivos, a las avenidas de aguas superficiales canalizadas por los barrancos que desemboquen en ellas; y/o a la acción antrópica durante su gestión activa (tareas de limpieza con maquinaria pesada, traslado de arena de la zona supramareal a la intermareal, etc.).

Los valores de contenidos en carbonatos medidos en los sedimentos arenosos intermareales y supramareales indican que existen dos tipos de playas bien diferenciados en Telde (Fig. 4). El primero lo conforman las playas del sur del municipio que son Ámbar, Ojos de Garza y Aguadulce, con arenas de tonalidades claras y con contenidos en carbonatos por encima del 32%. Estas playas muestran la presencia de granos de fragmentos de bioclastos marinos (principalmente mallas de algas coralíneas y moluscos, Tabla I) y de forma ocasional intraclastos de rocas sedimentarias carbonatadas (beachrock, eolianitas y caliches). El segundo tipo lo constituyen las playas situadas más al norte y se caracterizan por tener bajos contenidos en carbonatos, inferiores a 15%, y por lo tanto, corroboran que predominan los granos de litoclastos (fragmentos de rocas volcánicas máficas y félsicas, y restos de minerales magmáticos).

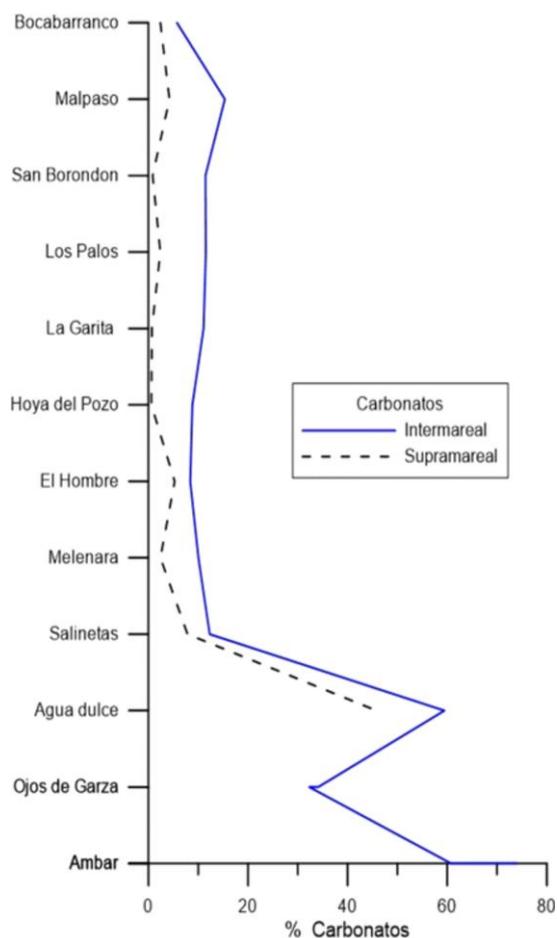


FIGURA 4. Resultados de contenidos en carbonatos de las 12 playas, tanto de muestras de arena supramareales como intermareales.

En ambos tipos de playas se corrobora que los contenidos en carbonatos de las zonas supramareales son inferiores a las zonas intermareales (Fig. 4). Este hecho demuestra que los bioclastos e intraclastos sedimentarios, menos densos que los litoclastos silicatados, se quedan en la orilla y por lo tanto estos deben de ser de mayor tamaño que los litoclastos y no se movilizan hacia la playa seca. Si sólo pensáramos en la densidad de los distintos componentes, con el mismo tamaño de grano, lo lógico sería tener mayor

concentración de granos carbonatados en las zonas de trasplaya. Por otro lado, la existencia de estas 3 playas bioclásticas en el sur del municipio (Aguadulce, Ojos de Garza y Ámbar) podría estar asociada a la presencia de bancos submareales organógenos próximos y sus arenas serían removilizadas por la acción del mar. También estas playas pueden estar alimentadas en parte por arenas procedentes de la erosión de eolianitas (calcarenitas) y de paleosuelos de arenas limosas del Pleistoceno superior-Holoceno, que afloran entre las playas de Salinetas y Ámbar (Mangas et al., 2008).

Los resultados petrográficos muestran que las arenas contienen esencialmente bioclastos y litoclastos (Fig. 5 y Tabla I) y confirman los resultados obtenidos en la calcimetría. Además, existen dos tipos de playas, una de arenas negruzcas y ricas en litoclastos volcánicos (9 playas estudiadas de 12) con valores de abundancia superiores al 87% y otro con arenas claras y valores de litoclastos inferiores al 47% (sólo 3 playas de 12). Entre los bioclastos abundan los restos de mallas de algas y moluscos y, en menor proporción, aparecen briozoos, foraminíferos y equinodermos. Las mallas de algas pertenecen a la familia *Coralinacea* (rodolitos). Los fragmentos de moluscos (principalmente bivalvos y gasterópodos) son tan pequeños que es imposible determinar a qué familia pertenecen. En cuanto a los foraminíferos son bentónicos de las familias *Elphidiidae*, *Rotalidae* y *Miliolidae*. Los restos de briozoos (colonias variadas) y equinodermos (placas y espículas de equínidos) son escasos. Por otra parte, los litoclastos silíceos están constituidos esencialmente por fragmentos de rocas volcánicas máficas y félsicas (basanitas, basaltos, traquitas y fonolitas) y minerales (olivino, clinopiroxeno-augita, feldespato, óxidos de Fe-Ti y ceolitas). Los intraclastos son carbonatados y están formados principalmente por granos de bioclastos y algunos terrígenos, y estos están unidos por una matriz limosa de color rojizo-anaranjada (restos de paleosuelos) o por cemento carbonatado (eolianitas y *beachrock*).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Concejalía de Playas del Ayuntamiento de Telde.

## REFERENCIAS

Blott, S. y Pie, K. (2001): GRADISTAT. A grain size distribution and statistics package for the analysis unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.

Mangas, J.; Menéndez, I.; Ortiz, J.E. y Torres, T. (2008) Eolianitas costeras del Pleistoceno superior en el "Sitio de Interés Científico de Tufia" (Gran Canaria): sedimentología, petrografía y aminocronología. *Geo-Temas*, 10, 1405-1408.

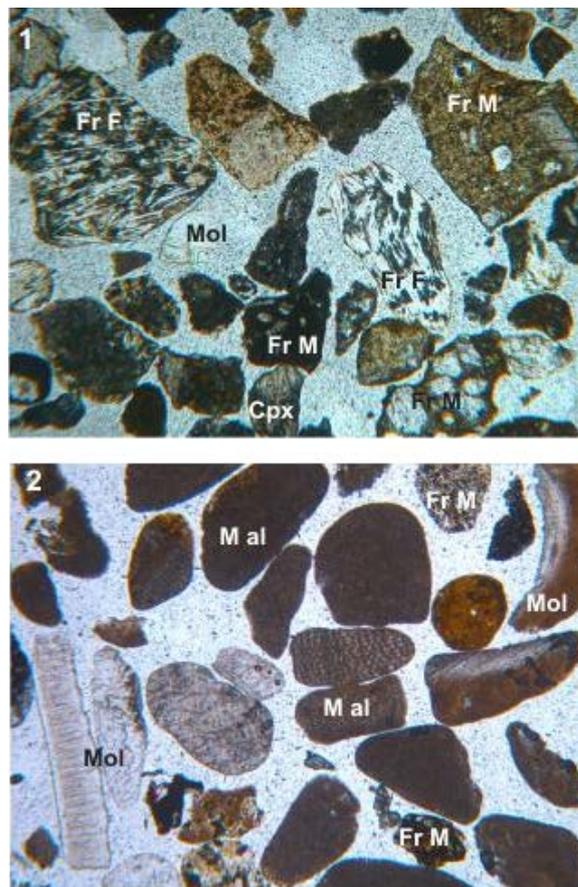


FIGURA 5. Vistas microscópicas (NP, 40X) de arenas intermareales ricas en litoclastos (El Hombre) y en bioclastos (Ambar) (M al: mallas de algas, Mol: moluscos, Cpx: clinopiroxeno, Fr M: fragmentos de roca máfica, Fr F: fragmento de roca félsica).

PLAYAS ARENOSAS	AMBAR	AGUA DULCE	EL HOMBRE	HOYA DEL POZO
MUESTRAS	TEL-24 (interm.)	TEL-12 (interm.)	TEL-20 (interm.)	TEL-18 (interm.)
ABUNDANC.	(%)	(%)	(%)	(%)
MALL. ALG.	57	33	5	8,5
MOLUSCOS	14,5	18	3,5	4
FORAMIN.	1	0	0	0
BRIOZOOS	3,5	1,5	1,5	0,5
EQUINOD.	0	0,5	1	0
Fr. MÁFICAS	12	27	49	47,5
OLIVINO	0,5	1	2	5
CLINOPX.	0,5	1,5	1,5	1,5
OXIDOS Fe-Ti	0,5	7,5	3,5	6,5
Fr. FELSICA	7	1	25	17,5
FELDESP.	1,5	0,5	4,5	7
CEOLITAS	0	0	0	1
INTRACLAS.	2	8,5	3,5	1
TOTAL BIOCLAST.	76	53	11	13
TOTAL LITOCLAST.	24	47	89	87

Tabla I. Abundancia (%) de distintos componentes de bioclastos y litoclastos en zonas intermareales de cuatro playas arenosas de Telde.

# Aspectos morfo-sedimentarios y ambientales de la playa arenosa de San Lorenzo (Gijón, Asturias, NO de España)

## *Morphosedimentary and environmental characteristics of the sandy beach of San Lorenzo (Gijón, Asturias, NW Spain)*

G. Flor-Blanco<sup>1</sup>, G. Flor<sup>1</sup>, J.R. Gallego<sup>2</sup>, C. Sierra<sup>3</sup>, J. Rey Díaz de Rada<sup>4</sup> y A. Barranco Ojeda<sup>4</sup>

1 Área de Estratigrafía. Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo. gfb@geol.uniovi.es; gflor@geol.uniovi.es

2 Departamento de Explotación y Prospección Minera, Escuela Politécnica de Mieres, Universidad de Oviedo. Campus de Mieres, C/ Gonzalo Gutiérrez, s/n, 33600 Mieres, Asturias. jgallego@uniovi.es

3 Escuela Politécnica de Ingeniería de Minas y Energía. Universidad de Cantabria. Campus de Torrelavega. Bulevar Ronda Rufino Peón, 254, 39316 Tanos, Torrelavega, Cantabria. España. carlos.sierra@unican.es

4. ESGEMAR, S.A., Local PP/L1-05. Puerto de Málaga, 29001, Málaga, esgemar@esgemar.com

**Resumen:** A finales de mayo de 2013 se produjeron procesos de oleaje de tormenta ( $H_s=3,75$  m) que erosionaron la playa arenosa de San Lorenzo de Gijón (Asturias) con una pérdida importante generalizada de sedimento y de la superficie supramareal, utilizada como zona de asiento estival. En el otoño, se constituyó el Observatorio de la playa con el objeto de iniciar los estudios pertinentes, que han conseguido establecer el estado de la cuestión y, posteriormente, determinar la profundidad de cierre según varios criterios y la relación entre la pérdida de material y la ampliación del puerto de El Musel desde 2005 cuyo dique de abrigo finalizó en 2009.

Además, se ha calculado la variación del volumen de sedimento en la franja supramareal e intermareal somera para el intervalo 2014-2015 y la localización de las zonas profundas donde se dragó un gran volumen de arenas. Se realizaron otros estudios sedimentológicos en superficie, espesores en la zona sumergida, y concentración de contaminantes, como base para buscar yacimientos arenosos cercanos para realimentar la playa en condiciones más críticas que la actual.

**Palabras clave:** Temporales, sedimentos, morfología, situación ambiental, Gijón

**Abstract:** In late May 2013 storm surge processes ( $H_s = 3.75$  m) occurred with a significant loss of sediment and eroding the backshore of the sandy beach of San Lorenzo (Gijon, Asturias). In the autumn, the Observatory of the beach was constituted in order to initiate relevant studies, which have managed to establish the status of the question and then determine the closure depth according several criteria and the relationship between loss of material and the expansion of El Musel port, since 2005 ending the main breakwater in 2009.

It addition, the change of sediment volume in the emerged beach for the interval 2014-2015 was calculate as well as the location of deep bottoms where large amounts of sand was dredged for the broad port esplanade. Other sedimentological studies were conducted in surficial samples, and sand thickness was determined in the submerged beach and pollutant concentrations were analyzed as a basis for beach nourishment in more critical conditions than today.

**Key words:** wave storms, sediments, morphology, environmental state, Gijón

## INTRODUCCIÓN

La playa de San Lorenzo pertenece a la categoría de urbana (Fig. 1), quedando encorsetada por muros verticales que culminan con un paseo marítimo. Formó parte de una barrera estuarina y un amplio campo dunar costero, vinculada al relleno estuarino del valle del río Piles que desemboca directamente en el costado oriental, y que fue completamente removido por el avance urbano durante el siglo XX.

Morfodinámicamente, la playa varía desde disipativa (tormentas) a intermedia con terraza de bajamar (calmas). La oleajes incidentes dominantes son del NO, que producen, en condiciones de calma, una deriva arenosa hacia el E, construyéndose una barra

emergida y su berma. Su desarrollo queda interrumpido en el extremo oriental por la desembocadura del río Piles.

Entre 2005 y 2009, se construyó una ampliación del puerto de El Musel con la prolongación del dique de abrigo hacia el E, quedando el tercio occidental de la playa protegido por dicha estructura. Para el relleno de la explanada portuaria, se dragaron en el frente distal de la playa unos  $25 \times 10^6$  m<sup>3</sup> de arena.

Los informes medioambientales sostenían reiterativamente que la playa quedaría más protegida en términos promediados por esta estructura, pero experimentaría un giro de unos 4° en el sentido de las agujas del reloj conducente al retroceso de la playa oriental y al avance del borde occidental. Se produciría

también una reducción de la altura de ola en un 6% por término medio (Vega y Medina, 2010).

Se sucedieron tormentas anómalas y algunos temporales menores desde mediados de enero a mediados de febrero de 2013 con oleajes de más de 4,0 m y máximos algo superiores a los 7,0 m. Alguna, como la de finales de mayo de 2013, provocó una erosión importante de la berma principal, sin capacidad de recuperación, que supuso una disminución de la zona de asiento durante la temporada estival. Esto provocó una gran preocupación en la ciudadanía que derivó en la constitución, en otoño de 2014, del *Observatorio de la playa de San Lorenzo* para conocer mejor el estado y prever el futuro del arenal, que permita una gestión más eficaz de este espacio.

De este modo, el Ayuntamiento de Gijón ha suscrito sendos convenios con la Universidad de Oviedo para llevar a cabo diferentes investigaciones por parte de los firmantes. El primero consistió en la elaboración de un amplio dossier que estableció el estado de la cuestión. El segundo abordó la realización de perfiles topobatimétricos, la toma de muestras arenosas superficiales en todo el ámbito de la playa y la realización de una batimetría y sísmica de detalle para conocer la distribución del relieve sumergido y los rellenos sedimentarios, respectivamente.



FIGURA 1. Playa de San Lorenzo en el área oriental del puerto de El Musel, ampliado desde 2005 a 2009 (imagen Google Earth. 2011).

En este trabajo, se aborda también, utilizando diferentes criterios, la determinación de la profundidad de cierre como parámetro necesario para establecer el límite distal de la estabilidad dinámica y sedimentaria de la playa. Asimismo, se han calculado los volúmenes de ganancia/pérdida sedimentaria respecto a registros previos, como resultado del ciclo estacional, y la relación de los dragados en el puerto con la supuesta pérdida de sedimento en el arenal gijonés.

## METODOLOGÍA

Para este estudio se ha realizado un levantamiento batimétrico con una ecosonda Multihaz ODOM ES3 frente a la playa de San Lorenzo en Gijón, además del control topográfico mediante una estación total Leica, durante los últimos años, dos al año para condiciones de tormenta y calma en los meses de marzo de 2014 y abril de 2015, respectivamente, durante bajamares vivas. El reconocimiento geofísico con sísmica de reflexión continua de alta resolución se ha efectuado con un equipo Boomer AppliedAcoustics CSP-P. Simultáneamente, se recogieron muestras superficiales representativas de forma manual con un número de 15 muestras y unas 30 muestras en la playa sumergida mediante una draga Petersen. Los análisis granulométricos se trataron con el ANALYSETTE 22 Micro Tec plus de FRITSCH, según los criterios del Folk y Ward (1957) para los parámetros estadísticos. Los carbonatos se obtuvieron con ataque de CIH y diferencia de pesada. Las muestras de contaminantes se analizaron por laboratorios homologados.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### La problemática de 2013 y 2014

En mayo de 2013, se produjo una serie de temporales anómalos, con Hs de 3,75 m. El resultado fue la pérdida de gran cantidad de sedimento y, en particular, en la playa seca de San Lorenzo. Este suceso a las puertas del periodo estival suscitó gran alarma por parte del colectivo ciudadano, por la cual al consistorio decidió constituir el “Observatorio de la playa de San Lorenzo” en la que se dieron cita expertos y miembros de las distintas administraciones implicadas. Durante el invierno de 2013 y 2014, la recurrencia de los temporales se prolongó durante varios meses, llegando a su punto álgido con los temporales históricos de febrero y marzo de 2014 que generaron numerosos destrozos en el litoral cantábrico (Flor et al., 2014). En estos temporales, la Hs de la boya de la Universidad de Oviedo, situada a 4 km de la localidad de Cudillero, fue de 10,54 m y de 11,60 m en la boya de Cabo Peñas. Esta magnitud de ola coincidió con pleamares vivas en ambos episodios de 4,61 m en febrero y 4,55 m en marzo (Flor et al., 2014).

Los estudios realizados, en una primera fase, permitieron obtener un conjunto de datos conducentes al conocimiento del comportamiento morfodinámico y sedimentario del sistema playero. Durante estos estudios, además, se obtuvo una nueva visión morfológica de la zona sumergida. Se identificaron paleovalles colmatados del río Piles (frente sumergido de la playa de San Lorenzo) y el occidental del río Cutis, este último con la desembocadura antropizada durante el siglo XX en las instalaciones de los astilleros de la antigua Naval Gijón.

### La profundidad de cierre

El R.O.M. 03-91 (1992) establece para la playa de San Lorenzo una profundidad de cierre de 9,0 m para una ola con  $H_{s12} = 5,7$  m (temporal que solamente es excedido en 12 horas/año). Aplicando la fórmula de Hallermeier (1978) con la referencia del documento ROM 0.3-91 (1991), se toman los datos del Área I (costa cantábrica), resultando unas batimetrías comprendidas entre 9,23 y 11,02 m. Por su parte, atendiendo a criterios bionómicos, se toma como referencia el anélido tubícola del tipo de *Galathowenia oculata* cuyo ámbito de profundidades se extiende desde 12 a 15 m.

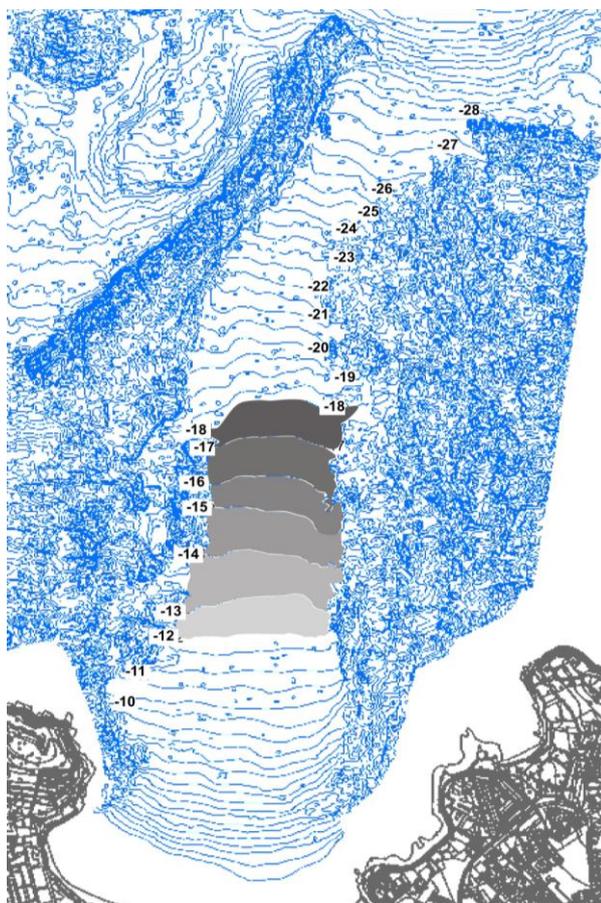


FIGURA 2. En tonos grises, secuencia de intervalos batimétricos, indicativos de las pendientes del fondo, hasta la franja considerada como profundidad de cierre entre 13 y 15 m.

Desde la perspectiva morfosedimentaria, la reconstrucción batimétrica detallada, a intervalos de 0,5 m (Fig. 2), revela que a partir de los 12 m, las pendientes se hacen paulatinamente más suaves ( $0,37^\circ$  entre 12 y 18 m), donde la media granulométrica  $M_z$  es 2,50-2,75  $\phi$ , (0,18-0,15 mm), el calibrado 0,475  $\phi$  y los carbonatos biogénicos 30,0-40,0%. La máxima horizontalidad o pendiente mínima se produce entre las isobatas de 13 m a 15 m ( $0,32^\circ$  y  $0,33^\circ$ ), en una distancia de unos 353,6 m lo cual es una manifestación neta de una sedimentación mínima o nula a partir de

estas profundidades mar afuera. No obstante, ante la extracción potencial de arenas para la realimentación de la playa, se sugiere mantener una banda de seguridad en profundidades desde 20 a 22 m.

### Relación de ganancias/pérdidas de sedimento

Los controles topográficos a lo largo de la playa de San Lorenzo se extendieron a lo largo de 2014 y 2015. Se pretendía constatar la evolución del volumen sedimentario después de los episodios erosivos de mayo de 2013 y febrero y marzo de 2014. La existencia de registros previos a estos temporales (Álvarez Cabal, 2012) han servido para comparar los perfiles de la playa en condiciones no extremas.

Los resultados han permitido establecer los trasvases de sedimento a lo largo y ancho del arenal, estipulándose una ganancia total de  $16.835 \text{ m}^3$  (Fig. 3). Constituye una mejora sustancial indicativa de una recuperación paulatina de la playa hasta abril de 2015, representativa de condiciones de calma. Este registro es previsible se podría extender hasta el verano de 2016, siempre y cuando no ocurrieran nuevos eventos tormentosos en mayo e incluso primeros de junio, tal y como ocurrió durante 2015. Esta recuperación sedimentaria no tiene un carácter lineal, ya que en invierno de 2016 ha habido un temporal de cierta importancia, aunque no se ha advertido una pérdida importante de sedimento.

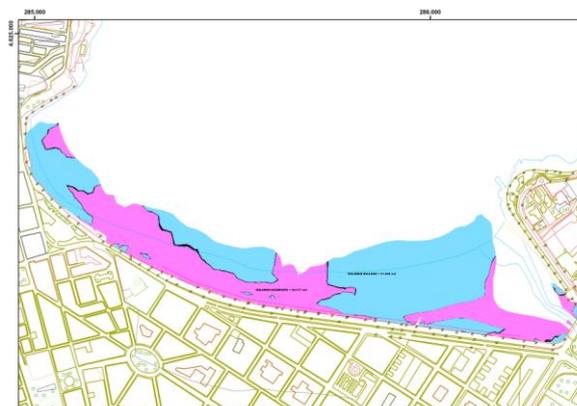


FIGURA 3. Volúmenes de ganancia en azul ( $51.552 \text{ m}^3$ ) y de pérdida ( $34.717 \text{ m}^3$ ) de sedimento entre marzo de 2014 y abril de 2015.

### Situación ambiental del sistema

Se analizaron los metales Hg, Cd, Pb, Cu, Zn, Cr, Ni, As en la mayor parte de las muestras y en 4 seleccionadas (en rojo en la Fig. 4) se determinaron los PCB's, recuentos microbianos, HAPs, TBT e Hidrocarburos, para cumplir el Convenio OSPAR en sus Directrices revisadas en 2014 por el CEDEX para dragados y vertidos en zonas portuarias. Los resultados de las tasas de contaminación en metales fueron negativos por un amplio margen, salvo en dos zonas

puntuales adosadas al puerto a pesar que otras muestras aledañas no estaban contaminadas.

Otra consideración ambiental tenida en cuenta se centraba en la influencia de los dragados del puerto sobre los fondos sedimentarios de la playa durante su ampliación. Los análisis batimétricos permitieron localizar las zonas de dragados, donde se identifican depresiones amplias con desniveles de hasta 7 m y a profundidades entre 27 y 35 m, representadas por los tonos más oscuros de la Figura 4. Con esta reconstrucción batimétrica se desbanca la idea de la influencia de estos dragados en las pérdidas de sedimento de la playa, puesto que la profundidad de cierre varía según el método entre 9 y 18 m.

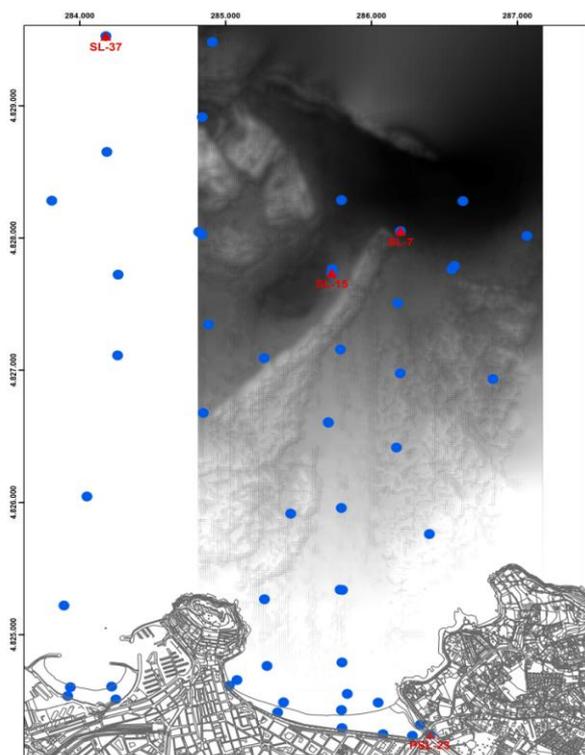


FIGURA 4. Relieve de la zona sumergida de la bahía de Gijón. En azul las muestras encargadas para metales y en rojo aquellas en las que se ha aplicado todos los análisis exigidos en la normativa CEDEX (2014).

## CONCLUSIONES

A expensas de trabajos futuros para realizar vibrocortes y toma de muestras, los conocimientos morfológico, sedimentario y ambiental de la playa de San Lorenzo y la zona sumergida cercana son relativamente completos y adecuados para el caso de que hubiera que tomar medidas por pérdida alarmante de sedimento.

Se obtuvo la configuración del paleovalle rellenado del río Piles, como parte fundamental en la construcción de la playa y su antiguo sistema dunar junto con el ramal del Cutis. Dicha morfología nunca había sido expuesta ante la comunidad científica y la

ciudadanía en general. También se consiguió esclarecer, que la pérdida de sedimento playero la desencadenó un temporal anómalo a finales de mayo de 2013 con una Hs de 3,75 m.

La profundidad de cierre calculada por diferentes métodos varía entre 9-11 m (teórico), 12-15 (biológico) y 12-18 m (sedimentológico y morfológico). Tras este cálculo, es posible asegurar que los dragados sobre los fondos arenosos para la ampliación del puerto de El Musel (2005-2009) no afectaron directamente a las erosiones de la playa ocurridas en 2013 y 2014, ya que el material fue sustraído a profundidades superiores a los 27 m.

Desde el punto de vista ambiental los controles sedimentarios, según la normativa del CEDEX de 2014, indican que la playa y su entorno carecen de contaminación bacteriológica o química (metales pesados, PCB's, HAPs, TBT e hidrocarburos), lo que permite acotar zonas de realimentación sedimentaria en caso de que fuera necesario.

## AGRADECIMIENTOS

Al consistorio de la ciudad de Gijón que ha financiado este estudio. También al Servicio Topográfico del Ayuntamiento de Gijón y a la empresa ESGEMAR por su labor en la toma de datos y posterior procesado de las campañas de batimetría y sísmica. Por último al rectorado de la Universidad de Oviedo por proponernos como equipo investigador para el asesoramiento desde el Observatorio de la playa de San Lorenzo.

## REFERENCIAS

- Álvarez Cabal, A. (2012): *Estudio de la variabilidad estacional de la playa arenosa de San Lorenzo (Gijón, Asturias)*. Tesis de Master (inédita). Departamento de Geología. Universidad de Oviedo, 95 p
- Flor, G., Flor-Blanco, G., y Flores-Soriano, C. (2014): *Cambios ambientales por los temporales de invierno de 2014 en la costa asturiana (NO de España)*. *Trabajos de Geología*, 34, 97-123.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Hallermeier (1978): Uses for a calculated limit depth to beach erosion. *Proceeding Coastal Engineering Conference 16<sup>th</sup>*, Hamburg, Germany, 1493-1512.
- R.O.M. 03-91 (1992): *Oleaje. Anejo I. Clima Marítimo en el Litoral Español*. Puertos del Estado. Publicaciones Técnicas. Madrid. 76 p.
- Vega, L. y Medina, R. (2010): *Informe sobre el estado actual y evolución de la playa de San Lorenzo tras las obras de ampliación del puerto de Gijón y propuestas de regeneración*. Informe Final. Instituto de Hidráulica Ambiental (IH). Universidad de Cantabria. Autoridad Portuaria de Gijón.

## Evolución de la flecha arenosa de Somo (Santander). Factores naturales y antrópicos

### *Evolution of the Somo sandy spit (Santander). Natural and anthropogenic factors*

G. Flor-Blanco<sup>1</sup>, G. Flor<sup>1</sup>, C. Borghero<sup>2</sup>, J.J. de Sanjosé<sup>3</sup> y M. Gómez-Lende<sup>4</sup>

1. Dpto. Geología, Facultad de Geología, Grupo de investigación de Geomorfología y Cuaternario (GeoQUO), Universidad de Oviedo. 33005. Oviedo. gfb@geol.uniovi.es; gflor@geol.uniovi.es
2. Department of Earth Sciences, Uppsala University, Villavägen 16, 75236 Uppsala, Sweden. cecilia.borghero@gmail.com
3. Escuela Politécnica. Avenida de la Universidad s/n. Universidad de Extremadura. 10003 Cáceres. jblasco@unex.es
- 4 Departamento de Geografía. Paseo del Prado de la Magdalena s/n. Universidad de Valladolid. 47005 Valladolid. serranoef@fyl.uva.es

**Resumen:** La barrera arenosa del Puntal de Somo representa el sistema confinante natural de la bahía de Santander, que está constituida por dos subsistemas estuarinos bien diferenciados, Santander y Cubas. Está culminada por un campo dunar, seccionado por numerosos pasillos de erosión por oleajes de tormenta. Ha experimentado diversas modificaciones a lo largo de los últimos 60 años, debido principalmente a la reducción del prisma mareal por las sucesivas ampliaciones del puerto de Raos (Santander), rellenos urbanos y la acción de los dragados en el canal de navegación. La respuesta de la espiga arenosa se ha manifestado en un alargamiento hacia el O, disponiéndose el ápice de la flecha arenosa en dirección NE-SO, y a un estrechamiento generalizado. En las últimas décadas se ha producido una pérdida progresiva de sedimento imputable, tanto a factores naturales por temporales como a la subida progresiva del nivel del mar. Consecuentemente, se han sucedido procesos erosivos en todo el frente dunar de la parte expuesta, reactivando los pasillos erosivos, así como la destrucción de material urbano y edificaciones indebidamente construidas en terreno dunar. Los controles llevados con el seguimiento de fotogramas históricos desde 1956, junto con escáner láser terrestre y GPS a partir de 1988, han permitido determinar la evolución de la flecha arenosa en relación a cambios antrópicos y naturales a partir de la herramienta ArcGis.

**Palabras clave:** bahía de Santander, barrera arenosa, dragados, desnaturalizaciones, erosión, láser escáner, SIG

*Abstract:* The mouth barrier of Puntal de Somo is the natural confining of the Santander bay, which is constituted by two estuarine subsystems, Santander and Cubas. The sandy spit is covered by an aeolian dune field sectioned by numerous corridors during storm surges. It has undergone several changes over the past 60 years, mainly due to reduced tidal prism by successive enlargements port of Raos (Santander), urban landfills and dredging in the navigation channel. The sandy spit has manifested itself in a migration to the W, and a narrowing. In recent decades, there has been a progressive loss of sediment attributable both natural factors due to the storm surges and the progressive sea level rise. Consequently, successive erosion processes around the dune front of the exposed beach, reactivating the corridors and the destruction of buildings and urban material improperly built on dune land. Controls carried with the monitoring of historical photograms since 1956, including terrestrial laser scanner and GPS since 1988, allowed to identify the evolution of the sandy spit in relation to anthropogenic and natural changes from the ArcGis tool.

**Key words:** bay of Santander, sandy spit, dredgings, reclamation, erosion, laser scanner, GIS

### INTRODUCCIÓN

La bahía de Santander es el mayor complejo estuarino de la costa cantábrica, extendiéndose sobre 23,46 km<sup>2</sup> y con un perímetro de 97 km, que ha sido desnaturalizada considerablemente desde finales del siglo XIX. Está representada por dos subsistemas. El más amplio, subsistema de Santander propiamente dicho debe su gran magnitud a que el vaso fluvial está excavado sobre un diapiro del Triásico (Keuper), constituido por arcillas y yesos, entre dos grandes fracturas de dirección NE-SO. Por otro lado, el subsistema de Cubas es mucho más reducido, a pesar de estar conectado al río cordillerano del Miera, el cual está constituido por el relleno sedimentario del tramo fluvial inferior de meandros encajados.

Esta espiga arenosa confina al conjunto de la bahía que, desde la vertical de la localidad de Somo, construida sobre dunas, y se alinea O-E con un trazado arqueado en una longitud de 2,75 km (Fig. 1). La anchura activa es máxima en Somo con 363,94 m, pero si se considera la zona urbanizada asciende a 521,58 m. Se estrecha paulatinamente hacia el O, registrándose anchuras entre 93,96 m y 47,50 m. El extremo más occidental, denominado punta Rabiosa, se compone de dunas embrionarias, como consecuencia del proceso continuado de progradación lateral y frontal. Hacia el E, continúa como una playa apoyada 2,175 km (Latas). Esta barrera confinante del estuario, fue declarada Lugar de Interés Comunitario costero de la Red Natura 2000: *Dunas del Puntal y estuario del Miera* (LIC ES1300005).

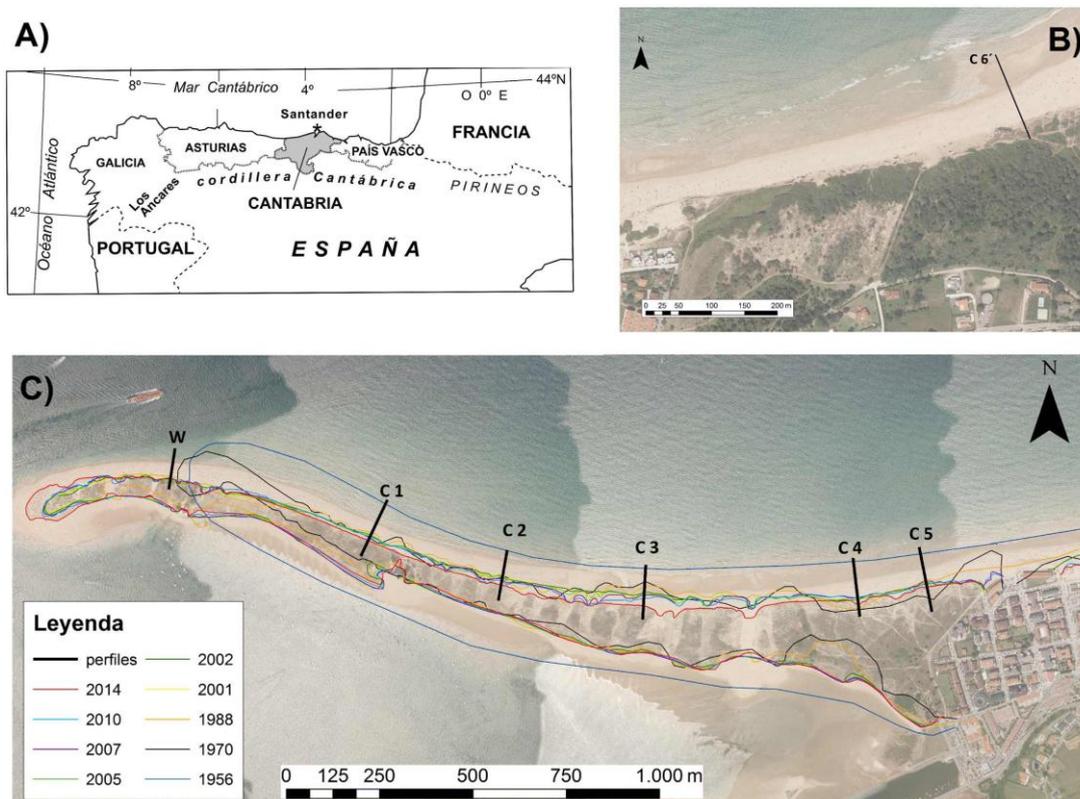


FIGURA 1. A) Área estudiada. B) Situación del perfil C6' controlado por láser escáner escáner y GPS. C) Situación de los perfiles W a C5 y cartografía histórica desde los fotogramas de 1956 hasta 2014

Los oleajes dominantes en mar abierta provienen del NO con alturas medias significantes ( $H_s$ ) de 1,0 m durante calmas y para una tormenta invernal típica puede alcanzar los 5,0 m con periodos pico de 16 segundos (Medellín et al. 2008). La difracción producida por la península de La Magdalena provoca un oleaje incidente oblicuo NE-ESE que reduce la altura de las olas hacia el ápice con periodos amplios entre 7 y 17 segundos, según Falqués et al. (2006).

## METODOLOGÍA

Se ha consultado la documentación cartográfica y de fotogramas del Servicio Cartográfico de Cantabria, IGN CECAF entre 1956 y 2014. En el sector más oriental de la playa, se ha monitorizado un perfil desde 1988 hasta 2014 (C6') con un escáner Leica C10 y un GPS Leica 1200. Los datos han sido procesados y tratados con el programa ArcGis 10.0, pudiendo tener una visión cuantitativa de los procesos históricos en el puntal de Somo y también de las variaciones en la vertical y horizontal en un sector determinado.

## RESULTADOS

El equilibrio dinamo-sedimentario de este sector externo del estuario está íntimamente ligado a la evolución e intervención antrópica de los subsistemas estuarinos. También su crecimiento constante se

manifiesta en un desequilibrio de las playas de La Magdalena, situadas en la boca occidental. Desde 1870 hasta 1926, la espiga ha crecido unos 210 m hacia el paso de desembocadura con una tasa anual de 3,7 m y desde 1926, otros 100 m a razón de 3,0 m/año. Entre 1960 y 1990 en que se incrementaron las operaciones de dragado, las dunas retrocedieron 30 m en Somo y 60 m en Latas y el extremo occidental de la espiga creció 325 m, lo que representó la máxima tasa de 10 m/año (González López, 2003).

Desde 1960, la espiga se ha arqueado hacia el N por el abrigo que produce la península de la Magdalena a los oleajes de NO y N. En los años 90, el retroceso fue de 1,5 m/año en Somo-Latas, mientras que el avance de la espiga se cifró en 13 m/año (Losada et al., 1991). Este crecimiento progresivo se ha sintetizado desde el registro fotográfico de 1956 hasta el 2014 (Figs. 1 y 2), mediante los controles cartográficos realizados a los perfiles.

Comparando los fotogramas entre 1956 y 1970, se detecta una recesión de hasta 36 m (-2,6 m/año) y máximos de 131 m (-9,3 m/año) en la parte central de la flecha arenosa, unido a la ocupación de parte del campo dunar para la urbanización de Somo (Borghero, 2015). En este periodo de 14 años, la anchura de la barrera disminuyó considerablemente al iniciarse dragados de mayor intensidad sobre el canal de navegación.

Durante los siguientes 18 años, el puerto adquirió una mayor importancia, lo que exigió dragados más voluminosos del canal, tanto en extensión como en profundidad. Estas prácticas produjeron un incremento del prisma mareal y por consiguiente, la tendencia a ser rellenado con sedimentos de áreas cercanas, como es el caso de la playa y las dunas de la barrera confinante. Justamente en este intervalo, la espiga arenosa mostró una cierta recuperación en anchura, comenzando su torsión por la cual la punta apuntaba hacia el interior del estuario (Fig. 1). En general, el campo dunar progradó con tasas entre 0,87 m/año en la zona más occidental y 2,81 m/año en el sector más cercano a Somo, mientras que solo en un pequeño sector central se detectó una recesión de -0,87 m/año, debido a la concavidad adquirida en la parte central de la playa para adecuar su planta a la nueva morfología.

Tras este periodo de cambios en la espiga, con concavidad en el sector central y convexidad en el ápice, la barrera tendió a estirarse aún más, reflejando una forma de gancho en su sector más occidental; asimismo, ganó 4,19 m/año entre 1988 y 2001 (Fig. 1), lo que se tradujo en la adquisición de una anchura de 54,47 m en un sector donde hasta ese momento no había campo dunar. En el resto de la barrera, hubo un retroceso variable de 19,5 m en la parte central (-1,50 m/año) y 9,23 m en la occidental (-0,71 m/año), excepto en el ápice (Figs. 1 y 2). Nuevamente, se produjeron ganancias a la altura de Somo (21,32 m). Posiblemente, el hecho de haberse producido esa progradación en este punto, favoreció la decisión para construir una urbanización sobre la duna que, en los últimos años, ha sido rebasada por oleajes de tormenta en varias ocasiones.

La punta de la flecha supuso la formación de un nuevo sector dunar que no existía antes de 1988, que está sometida a una erosión continuada con la excepción del periodo 2005 a 2007 (Fig. 2 y 3). Es normal que en periodos de tormenta se formen pasillos de rotura, quedando algunas partes desconectadas entre sí hasta que cesa el periodo tormentoso y se repone con una acumulación suficiente para volver a conectar la espiga. En el periodo entre 2001 y 2005, la evolución fue variable, con ganancias y pérdidas mínimas según el perfil considerado. En cambio, se observa un punto de inflexión a partir de 2007, ya que prácticamente todo el conjunto sufre una erosión continuada hasta la actualidad. Entre 2005 y 2007, el ápice de la barrera arenosa progradó por última vez a razón de 2,60 m/año, así como en el área oriental adosado a Somo con 3,08 m/año. La erosión, en cambio, produjo recesiones en apenas dos años con tasa de hasta casi 3 m/año en el sector centro occidental. Es a partir de 2007 cuando tiene lugar una erosión generalizada, aunque variable, siendo menor en la porción occidental (-0,11 m/año) y mayor en la central (-3,01 m/año) y una tasa de (-2,70 m/año en la oriental.

Los temporales de febrero y marzo de 2014, estudiados en Asturias, representaron un proceso erosivo importante y dejaron numerosos destrozos en playas y dunas a lo largo de la costa cantábrica (Flor et al., 2014), con pérdidas en ocasiones irreversibles de frentes dunares. Comparando los fotogramas entre 2010 y 2014, las máximas erosiones se produjeron en las partes central (-20 m) y occidental (-11,6 m). En el ápice de la flecha, se generaron numerosos pasillos de tormenta de dirección NE-SO, que segmentaron esta morfología en varias partes, situación que se prolongó a lo largo de varios días. Durante estos eventos, en la parte frontal de las dunas se formaron taludes verticales de más de metro y medio de desnivel, junto con una pérdida muy importante de sedimento por parte de la playa y sus dunas asociadas; además, hubo destrozos en pasarelas, carreteras, material urbano y terrazas de urbanizaciones,

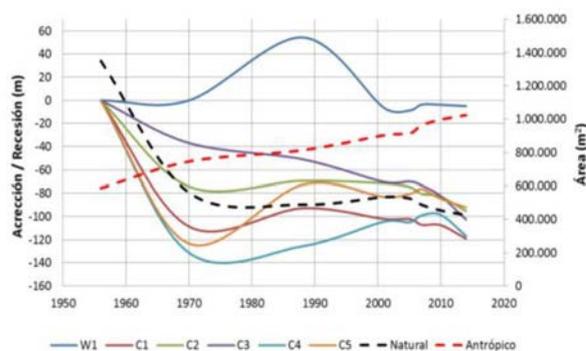


FIGURA 2. Evolución de los perfiles estudiados en la espiga de Somo. Se incluye las variaciones de superficie del campo dunar.

En definitiva, en el periodo comprendido entre 1956 y 2014, las tasas netas indican reducciones de la anchura en planta de 118 m en el sector occidental, 116,5 m en el central y 92,2 m en el oriental.

Respecto a las mediciones efectuadas con el láser escáner y el GPS, se observa que en el perfil C6' (Fig.3) que corresponde a una duna remontante de hasta 20 m de cota, entre 1988 y 1993 se ha producido un retroceso de 5 m, que se incrementó sustancialmente en el periodo 1993-2011, con pérdidas de hasta 18 m. Se detecta un punto de inflexión importante en el invierno de 2013/2014, donde tras un temporal muy intenso, la pérdida de sedimento afectó también al perfil de la playa (2,03 m en la vertical). A partir de 2011, la recesión en este perfil no ha sido especialmente alta en gran parte de su frente, mientras que, en los temporales de invierno de 2014, la duna perdió en su base 5,2 m en la vertical, disminuyendo en la playa solo 1,8 m en su cota vertical.

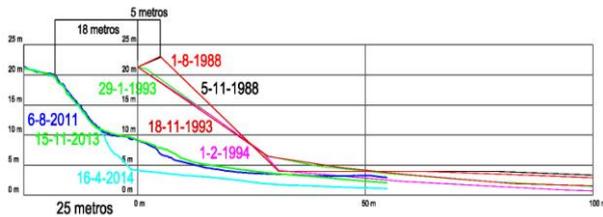


FIGURA 3. Evolución del perfil C6', controlado desde 1998 hasta 2014 mediante láser escáner y GPS.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Cualitativamente, el campo dunar de la espiga de El Puntal de Somo ha perdido anchura de forma significativa, a la vez que la propia barrera confinante se estiraba y giraba su ápice, apuntando hacia el interior de la bahía. También ha cambiado la disposición de la flecha, desde una traza rectilínea en los primeros fotogramas, colonizándose con vegetación dunar solo en la parte oriental. Posteriormente, la flecha comenzó a tomar una morfología cóncava en el centro hasta alcanzar una disposición estable, unida a la torsión en su ápice, anteriormente apuntada.

Desde los primeros registros de 1870, la espiga de Somo se erosionó en la franja expuesta (1,0 m/año), siendo el estrechamiento actual de unos 100 m. Simultáneamente, se produjo un transporte y crecimiento arenoso hacia el O de 15 m/año, necesitando el canal un dragado regular. Consecuentemente, la pérdida del volumen dragado se traduce en una erosión hacia el lado oriental de la playa para compensar la pérdida (Izaguirre et al., 2015).

Entre 1870 y 1926, la espiga creció 210 m y desde 1926 a 1960, otros 100 m, a razón de 3,0 m/año. Entre 1960 y 1970, se alargó 325 m y, hasta 2014, la distancia hasta la punta Rabiosa era de 440 m, lo que ha representado, en los últimos años, una tasa de crecimiento longitudinal hacia el O cuantificada en unos 10,0 m/año. Consecuentemente, desde 1870 hasta 2015, la espiga de Somo ha crecido un total de 1.075 m, es decir, sobre un cómputo de 145 años, la tasa promediada ha sido de 7,4 m/año (Fig. 2), lo cual impediría en algunos intervalos con mayor crecimiento que se estabilizaran las dunas de la espiga por vegetación.

La explicación a este comportamiento se deduce si se considera la eliminación de la antigua barra de desembocadura arenosa de Las Quebrantas, que se adosaba al ápice inicial de la espiga arenosa. Los dragados efectuados y el basculamiento de los productos en la plataforma continental, lejos de la profundidad de cierre de esta playa, desencadenaría dos procesos simultáneos. El dragado de esta barra de reflujo ligada a la punta Rabiosa, permitió construir un bucle sedimentario que sirvió para iniciar a posteriori el crecimiento de la espiga con el tramo convexo hacia la península de la Magdalena por el efecto de sombra

que genera a los oleajes en mar abierta del NO y también por los dragados continuos del canal.

Por una parte, migraron grandes volúmenes arenosos en los dominios del paso de desembocadura y, por otra, se hubo una recesión de los complejos dunares desde la localidad de Somo hasta el extremo oriental, localmente con retrocesos de más de 100 m.

El crecimiento de la espiga hacia el O es el resultado de un transporte arenoso contrario a la tendencia general de la deriva de playa hacia el E en la mitad oriental (Somo-Loredo). Simplemente, se debe a la refracción de los oleajes incidentes del componentes N y NE y al hecho de que el prisma sedimentario comprende la espiga (barrera confinante) y el conjunto arenoso prolongado hacia el E (playa de Latas). Consecuentemente, el sistema afectado por el déficit sedimentario intenta compensarse, equilibrándolo con la obtención de sedimentos del área oriental, donde el sistema es relativamente excedentario.

## REFERENCIAS

- Borghero, C. (2015): *Study of morphological evolution of dune fields in Cantabria (N Spain) during the Anthropocene*. Degree Project E1. Department of Earth Sciences. Univ. of Upsala, Suecia. [www.diva-portal.org/smash/get/diva2:848962/FULLTEXT01.pdf](http://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:848962/FULLTEXT01.pdf)
- Falqués, A., Medellín, G., Medina, R., González, M. y Ávila, M. (2006): Testing high angle Waves instability on a low energy beach. *Proc. ASCE American Society of Civil Engineers, Conference 30, 3, 2668-2678*. San Diego, California, USA.
- Flor, G., Flor-Blanco, G., y Flores-Soriano, C. (2014). Cambios ambientales por los temporales de invierno de 2014 en la costa asturiana (NO de España). *Trabajos de Geología*, 34, 97-123.
- González López, J.M. (2003): Un modelo viscoplastico para la caracterización tenso-deformacional de materiales asfálticos. 6. Santander case, 83-96. Tesis de Licenciatura. Univ. Politéc. de Cataluña. <http://upcommons.upc.edu/bitstream/handle/2099.1/3321/32053-8.pdf?sequence=8&isAllowed=y>
- Izaguirre, C., Losada, Í., Méndez-Incera, F., Díaz-Simal, P., Lara, J.L., Ondiviela, B. y Jiménez Toribio, M. (2015): Flooding and erosion risk analysis in Santander Bay, Spain. En: B. Zanuttigh, R. Nicholls, J.P. Vanderlinden, H.F. Burcharth y R.C. Thompson, eds. *Coastal Riks Management in a Changing Climate*, 559-591. Elsevier.
- Losada, M.Á., Medina, R., Vidal, C. y Roldán, A. (1991): Historical evolution and morphological analysis of "El Puntal" spit, Santander (Spain). *Journal of Coastal Research*, 7 (3): 711-722.
- Medellín, G., Falqués, A., Medina, R. y González, M. (2008): Coastline sand wave on a low-energy beach at "El Puntal" spit, Spain. *Marine Geology*, 250, 143-156.

# Origen de la laminación en las facies intermareales del canal estuarino del río Guadalquivir: consideraciones climáticas

## *Origin of the lamination of the intertidal facies in the estuarine channel of the Guadalquivir River: some climatic considerations*

R. Morales<sup>1</sup>, J.A. Morales<sup>1</sup>, J. Borrego<sup>1</sup> y B. Carro<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. raquel.mateo@alu.uhu.es

**Resumen:** El canal estuarino del Guadalquivir se extiende desde la localidad de Sevilla hasta su desembocadura en Sanlúcar de Barrameda, bordeando el Parque Nacional de Doñana por el sudeste en su tramo inferior. Este tramo estuarino se caracteriza por su carácter mesomareal y la presencia de márgenes intermareales de alta pendiente que desarrollan principalmente facies fangosas con una laminación paralela inclinada hacia el canal muy visible. El estudio de 10 testigos cortos de sedimento en los márgenes intermareales ha permitido aproximarse al origen de esta laminación, poniendo de manifiesto que su origen no es mareal, como en principio pudiera pensarse, sino que está relacionado con las oscilaciones estacionales de caudal de sedimentos finos y las condiciones ambientales para el desarrollo de organismos microscópicos. De esta forma, cada año se deposita una pareja de láminas constituida por una lámina lutítica gris claro de carácter detrítico y una lámina orgánica de color gris oscuro. La relación del grosor y el tono de grises de estas láminas con la curva de caudales del río con las curvas de variación climáticas interanuales podría utilizarse como marcador climático, permitiendo así la obtención de una curva de variaciones ambientales del canal estuarino para periodos anteriores a los registros instrumentales.

**Palabras clave:** Estuario del Guadalquivir, facies intermareales, laminación paralela, oscilación climática.

**Abstract:** *The Guadalquivir estuarine channel extends from the town of Sevilla to its mouth in front of Sanlúcar de Barrameda, bordering Doñana National Park along its southeastern margin. This estuarine zone is characterized by its mesotidal character and the presence of high-sloped intertidal margins. The channel margins mainly develop muddy facies with a clearly visible parallel lamination dipped to the channel. The study of 10 short sediment cores allowed an approximation to the origin of this lamination. So this work demonstrates that their origin is not tidal but related with seasonal oscillations in the supply of fluvial sediment and the environmental conditions to the microscopic organisms. In this way, each year, a couple of layers are deposited, including a light-grey muddy layer and a dark-grey organic layer. The relationships between the thickness and the grey tone of these laminae with the curves of fluvial input and interannual climatic curves would be used as a climatic marker. So we can extend the climatic curve to the periods previous to the instrumental records.*

**Key words:** *Guadalquivir Estuary, intertidal facies, parallel lamination, climatic oscillations.*

## INTRODUCCIÓN

El canal estuarino del río Guadalquivir, se desarrolla en su curso bajo, constituyendo un tramo navegable, desde la esclusa de Sevilla hasta la desembocadura en Sanlúcar de Barrameda, con una longitud de 89,156 Km (Fig. 1). El régimen de mareas es semidiurno y el rango mesomareal, con rangos medios en su desembocadura de 2,0 m, con una diferencia extrema entre los niveles de pleamar y bajamar en mareas vivas de 3,6 m y una diferencia mínima entre los niveles de mareas muertas de 0,7 m. La onda de marea sufre una ligera atenuación en su propagación hacia el interior dando lugar a un modelo hiposincrónico y a una deformación de la onda de marea, que se hace asimétrica aumentando la duración de los semiciclos de refluo. Es característico además

un efecto de resonancia provocado por la esclusa (Costa et al, 2009).

La descarga natural del Guadalquivir, antes de la regulación actual, tenía un aporte medio de 185 m<sup>3</sup>/s, siendo de carácter muy irregular (Costa et al., 2009), con oscilaciones de menos de 10 m<sup>3</sup>/s en época de estiaje y con crecidas entre 5000 y 9000 m<sup>3</sup>/s con periodos de recurrencia de 5 y 100 años respectivamente (Rodríguez-Ramírez et al., 2011). Durante estas fuertes avenidas las inundaciones llegaban a alcanzar una altura de 7 y 10 m sobre el nivel medio de mareas. Actualmente, las corrientes mareales de mareas muertas alcanzan velocidades moderadas 0,5 m/s, en cambio alcanzan los 1,54 m/s en las mareas vivas medias con caudal de estiaje, mientras que, cuando coinciden con crecidas fluviales llegan a alcanzar los 3,21 m/s (Molini, 1903). Estas velocidades

serían superiores, si no fuera por el control que, aguas arriba ejercen los embalses que modulan el caudal.

A lo largo de los márgenes del canal estuarino se recogieron 10 testigos de sedimento en junio de 2015 (Fig. 1) a fin de estudiar sus facies e interpretar en las mismas la dinámica del estuario. En uno de estos testigos se han estudiado las laminaciones observadas con el objetivo de determinar su origen.

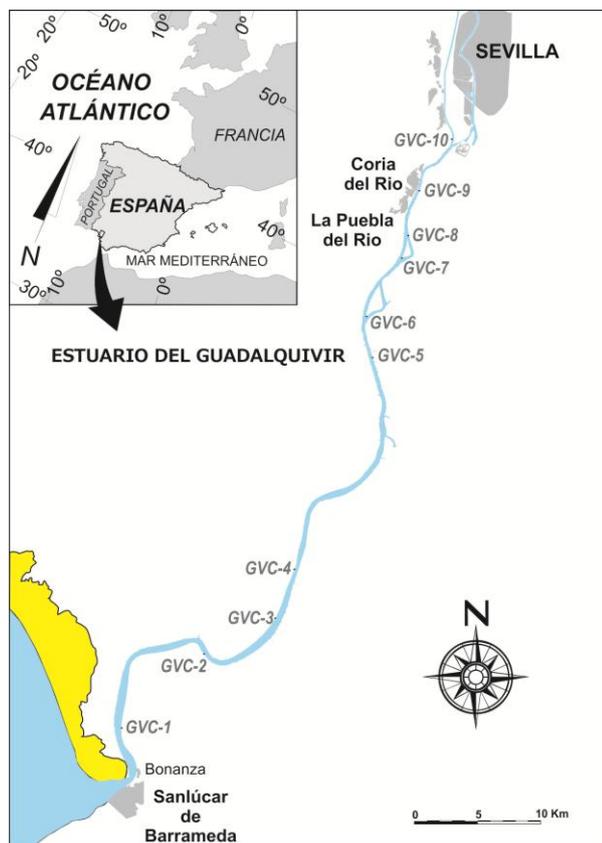


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio y de los sondeos de sedimento (GVC 1 a 10) a lo largo del canal estuarino.

## METODOLOGÍA

Para la toma de testigos se utilizó un testificador manual (*Hand Corer Beeker Sampler*) de la marca Ejkelkamp. Estos cores fueron conservados en camisas de PVC y fueron cortados longitudinalmente usando una sierra radial sin alterar el núcleo de sedimento. Los testigos fueron descritos y fotografiados en el laboratorio de Geología Costera de la Universidad de Huelva.

De cada uno de los testigos se levantó una columna sedimentológica descriptiva y se tomaron muestras de sedimento distribuidas longitudinalmente en las diferentes facies. Estas muestras fueron analizadas desde el punto de vista granulométrico mediante un difractor láser Malvern Mastersizer 2000 de los Servicios Centrales de Investigación de la UHU. El contenido en materia orgánica fue determinado mediante calcinación a 800 °C en un horno de Mufla.

En uno de los testigos se realizó un análisis exhaustivo de la laminación. El testigo elegido para ello fue el GVC-7, que además de ser uno de los que presentaba una laminación más visible fue en el que se observó una menor presencia de componente arenosa y la total ausencia de láminas de esta litología, así como de superficies erosivas. Con ello se pretendía eliminar estas variables del análisis interpretativo. En algunas láminas del testigo elegido se realizó un muestreo de precisión separando láminas claras y oscuras, que luego fueron comparadas con rasgos visibles a simple vista y mesurables en las fotografías mediante el uso de herramientas comunes en los programas de análisis fotográfico.

Este análisis consistió en una medida precisa del espesor de cada lámina sobre la fotografía ampliada. En cada una de las láminas se determinó además el porcentaje en negro utilizando la herramienta de captura de color de un programa informático de análisis fotográfico digital. Con estos datos se construyeron curvas verticales de espesores y de porcentaje en negro, habiéndose utilizado este porcentaje como indicador del contenido en Carbono orgánico de las láminas.

Los datos de laminación fueron comparados con tasas de sedimentación obtenidas mediante el recuento radionúclidos  $^{137}\text{Cs}$  (espectrometría gamma) y  $^{239,240}\text{Pu}$  (espectrometría alfa) publicados por (Gascó et al., 2006).

De acuerdo con las tasas de sedimentación obtenidas se compararon los datos de espesor de láminas y porcentaje en negro con curvas de caudal del río del periodo en el que existen datos instrumentales. Para ello se utilizaron los datos de caudal evacuado por la presa de Alcalá del Río, situada kilómetros aguas arriba del último punto de influencia mareal.

## RESULTADOS

Los 10 testigos analizados presentan facies fangosas con una laminación paralela muy marcada por la alternancia de láminas milimétricas de diferentes tonos de gris (Fig. 2). Las láminas gris claro pueden presentar hasta un 5% en arena fina y muy fina, alrededor de un 55% de limos y un 40% en arcillas, mientras que las láminas gris oscuro presentan un contenido en arenas menor al 1%, con algo menos del 50% en limos y algo más del 50% en arcillas. En cuanto al contenido en materia orgánica, las láminas gris claro presentan contenido en Carbón orgánico inferior al 10%, mientras que las láminas gris oscuro superan el 15%, llegando a alcanzar el 28%.

Los 3 testigos, GVC-1, GVC-2 y GVC-3, situados cerca de la desembocadura presentaban además la alternancia de láminas de arenas finas, muy finas y medias con estas láminas lutíticas. Del mismo modo, los dos testigos, GVC-9 y GVC-10, situados hacia la fuente fluvial presentan capas arenosas que incluso llegan a superar la escala centimétrica, además de algunas superficies erosivas.



FIGURA 2. Testigos de sedimento obtenidos en los márgenes intermareales del canal estuarino del Guadalquivir. Obsérvese la presencia de la alternancia de láminas gris claro y gris oscuro, así como la presencia de grupos de láminas más claras y más oscuras. Estas características son más fácilmente observables en los testigos 6 a 10.

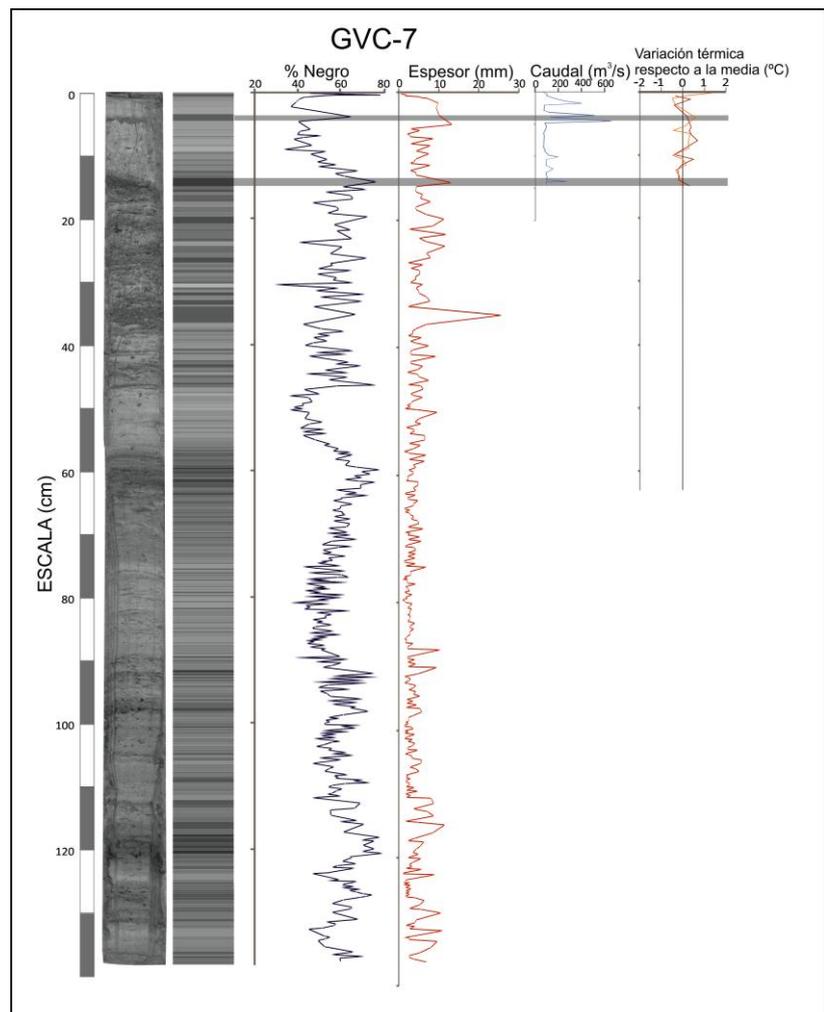


FIGURA 3. Fotografía del testigo GVC-7, con la columna de grises capturados y las curvas de porcentaje en negro y espesor de las láminas. A la derecha se comparan estas curvas con la variación de caudales fluviales estacionales (celeste) y temperaturas de primavera (naranja) y verano (rojo).

La correlación del porcentaje en negro de las láminas estudiadas en el testigo GVC-7 (obtenido de la media en un cuadrado de 5x5 píxeles) con el porcentaje en carbono orgánico obtenido en las mismas analíticamente resultó casi perfecta, resultando este parámetro un buen indicador del contenido orgánico relativo. Se realizó además una medida precisa del espesor de cada una de las láminas. Con los datos obtenidos se elaboraron curvas de variación vertical de estas medidas (Fig. 3).

La curva de porcentaje en negro muestra cuantitativamente la existencia de alternancia de láminas claras y oscuras, además de agrupaciones de láminas predominantemente claras y láminas predominantemente oscuras. De igual forma, la curva de espesores muestra tramos de espesores mayores y menores, constituyendo ambas variaciones una ciclicidad de orden mayor.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De acuerdo con los modelos establecidos (Williams, 1991; Tessier, 1993), una primera hipótesis fue que estas láminas respondiesen a la alternancia entre ciclos de mareas vivas y muertas. Sin embargo, esto supondría unas tasas de sedimentación de varios centímetros por año, muy superiores a las determinadas en este estuario por otros autores (Gascó et al., 2006, Rodríguez-Ramírez et al., 2005).

Como alternativa, se planteó la posibilidad de que esta alternancia correspondiese a las variaciones estacionales.

En aguas próximas al estuario ha sido descrita una alternancia ambiental relacionada con las condiciones de aporte fluvial y con los ciclos de nutrientes biológicos que influyen en las aguas estuarinas (Ribas-Ribas et al., 2011). Así, en otoño/invierno los caudales fluviales son mayores aumentando el aporte de partículas y aumentando el contenido en materia en suspensión de las aguas, que se manifiesta en un aumento de la turbidez. Por el contrario, en primavera se produce aumento en los nutrientes (Carbono orgánico y Nitrógeno) generando un *bloom* de microorganismos al que sigue una gran mortandad en verano, debido al aumento de temperatura.

La comparación de la curva de caudales fluviales del periodo en el que hay registro instrumental (1999-2015) con la curva de espesores del mismo periodo, y las curvas de temperatura del agua en primavera y verano con las curvas de porcentaje en negro, presenta una muy buena correlación (Fig. 3).

Puede afirmarse entonces que la laminación observada corresponde con bastante fidelidad a ciclos climáticos. Así, la alternancia de láminas claras y oscuras corresponde a ciclos estacionales, mientras que los ciclos de duración mayor se manifiestan en la agrupación de láminas preferentemente más orgánicas

y finas o de láminas preferentemente más detríticas y gruesas.

Las tasas de sedimentación resultantes si cada par de láminas corresponde a un año, variarían entre 3 y 9 mm/año, siendo coherentes con las tasas observadas en otras zonas del mismo estuario (Gascó et al., 2006).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de un convenio con la Autoridad Portuaria de Sevilla.

## REFERENCIAS

- Costa, S., Gutiérrez Mas, J.M. y Morales, J.A. (2009). Establecimiento del régimen de flujo en estuario del Guadalquivir, mediante el análisis de formas de fondo con sonda multihaz. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22: 23-42
- Gascó, C., Antón, M.P., Pozuelo, M., Clemente, L., Rodríguez Ramírez, A., Yañez, C., González, A. y Meral, J. (2006): Distribution and inventories of fallout radionuclides ( $^{239+240}\text{Pu}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) and  $^{210}\text{Pb}$  to study the filling velocity of salt marshes in Doñana National Park (Spain). *Journal of Environmental Radioactivity*, 89: 159-171.
- Molini, L. (1903): Ría del Guadalquivir: obras de apertura del Canal de Alfonso XIII. *Revista de Obras Públicas*, 1906: 349-351.
- Ribas-Ribas, M., Gómez-Parra, A. y Forja, J. M. (2011): Spatio-temporal variability of the dissolved organic carbon and nitrogen in a coastal area affected by river input: The north eastern shelf of the Gulf of Cádiz (SW Iberian Peninsula) *Marine Chemistry*, 126: 295-308
- Rodríguez-Ramírez A., Yañez-Camacho, C., Gasco, C., Clemente Salas, L. y Antón, M.P. (2005) Colmatación natural y antrópica de las marismas del Parque Nacional de Doñana: Implicaciones para su manejo y conservación. *Cuaternario y Geomorfología*, 19: 37-48.
- Rodríguez-Ramírez A., Morales, J. A., Carro B., Cantano M. y Lozano C. (2011): Distribución de fondos sedimentarios frente a la desembocadura del río Guadalquivir (SW España). Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral, Tarragona 2011. 59-62.
- Tessier, B., 1993. Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology*, 110: 355-367.
- Williams, G.E. (1991): Upper Proterozoic tidal rhythmites, South Australia: sedimentary features, deposition and implications for the Earth's palaeorotation. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.). *Clastic Tidal Sedimentology*, Can. Soc. Pet. Geol. Mem. 16: 161-178.

## Procesos eólicos en las Marismas del Guadalquivir

### *Aeolian processes in the Guadalquivir marshland*

Antonio Rodríguez Ramírez

Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, 21071, Huelva. arodri@uhu.es

**Resumen:** La Geomorfología de las Marismas del Guadalquivir se caracteriza por las barras de meandro y de desbordamiento fluvial, constituyendo la marisma alta, donde domina *Artthrocnemum macrostachyum* y *Suaeda vera*. La marisma topográficamente más baja, dominada por *Scirpus*, se localiza en las áreas interfluviales. En esta se extienden enormes superficies desprovistas de vegetación, los lucios. En estos se observa un proceso, no descrito hasta la fecha, en la que los vientos dominantes y persistentes de poniente del periodo estival, en combinación con la dinámica de las aguas, el perfil edáfico y la vegetación, dan lugar a la formación de dunas de arcilla (lunettes) en la margen de levante. Este proceso es especialmente llamativo en el lucio de los Ánsares, el cual ha ido perdiendo extensión de forma progresiva en las últimas décadas. Este mecanismo dinámico pone en evidencia la importancia de los procesos eólicos como un factor más en la evolución geomorfológica de las Marismas del Guadalquivir.

**Palabras clave:** Lunettes, procesos eólicos, Marismas del Guadalquivir, SO de España.

**Abstract:** *The geomorphology of the Guadalquivir Marshland is characterized by pointbars and levees, forming the high marsh, where it dominates Artthrocnemum macrostachyum and Suaeda vera. The topographically lower marsh, dominated by Scirpus, is located in the interfluvial areas. In the lower marshland large surfaces without vegetation extend, the lucios. In these lucios one process, not described to date, is observed, in which the dominant and persistent westerly winds of the summer period, combined with the dynamics of the water, the soil profile and vegetation results in the formation of clay dunes (lunettes) in the eastern margin. This process is especially appreciable in the lucio de los Ánsares, which has been losing progressively extension in recent decades. This dynamic mechanism highlights the importance of wind processes as a factor in the geomorphological evolution of the Guadalquivir Marshland.*

**Key words:** Lunettes, Aeolian processes, Guadalquivir Marshlands, SW Spain.

### INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas el estudio de los humedales está teniendo un gran interés ya que proporcionan unos hábitats idóneos para la conservación de la biodiversidad (Gracia et al., 2009). Es por ello que el estudio de los diferentes procesos que concurren en este tipo de medios es un tema fundamental para su mejor conocimiento. Uno de los humedales más importantes de Europa son las Marismas del Guadalquivir que, a diferencia de las otras marismas del Golfo de Cádiz, carecen prácticamente de influencia mareal. Una de las características geomorfológicas más notables es la presencia de grandes superficies desprovistas de vegetación y topográficamente más bajas, los llamados "lucios". Estas áreas son las que permanecen más tiempo inundadas y son las que quedan más alejadas de los cursos fluvio-maréales, llegando los sedimentos en las fases de desbordamientos fluviales, depositándose en éstos las fases más finas. En ellos tiene lugar una serie de procesos eólicos muy similares a los que se producen en otras zonas áridas y semiáridas del mundo, sometidas a procesos de inundación y sequías. El objetivo de este trabajo es establecer la dinámica de estos procesos eólicos como un mecanismo más de su evolución geomorfológica.

### CONTEXTO MORFODINÁMICO

Las Marismas del Guadalquivir se localizan en el Golfo de Cádiz y tienen una extensión de unas 190.000 ha, aunque en su mayor parte se encuentran muy transformadas por la mano del hombre. En ellas se ubica el Parque Nacional de Doñana, donde se localizan las únicas 35.000 ha en estado semivirgen que permiten visualizar su geomorfología original. Su régimen hídrico es pluvio-fluvial y muy estacional, con inviernos lluviosos y veranos muy secos, que resecan su amplia superficie. En un año medio puede retener unos 64-65 hm<sup>3</sup> de volumen hídrico, concentrado en unas 17.000 ha de marisma baja (Castroviejo, 1993). El Guadalquivir es el cauce que más influencia ha ejercido en su génesis y evolución. Este se caracteriza por un caudal irregular, débil la mayor parte del año, pero extremadamente alto coincidiendo con la época de máximas precipitaciones, dando lugar a desbordamientos y riadas. Las precipitaciones anuales medias se sitúan por debajo de los 600 mm, con dos máximos en noviembre-diciembre y primavera. Las temperaturas máximas se dan en verano y pueden llegar a los 45 °C. Los vientos dominantes son de poniente en verano y primavera, con el 22.5 % de los días del año, mientras que en invierno están más repartidos

## METODOLOGÍA

Se analizaron diferentes ortofotos e imágenes de satélite de diferentes años (1945, 1956, 1973, 2011 y 2015), con el fin de definir la geomorfología y la evolución de los cuerpos sedimentarios, incluyendo la relación con la vegetación existente. Este trabajo se complementó con observaciones directas en el campo.

El Modelo digital de Terreno de la Junta de Andalucía así como el LIDAR del Parque Nacional de Doñana sirvió como documento de base para la información topográfica más detallada. Toda esta información fue tratada con el programa de Sistema de Información Geográfica, gvSIG.

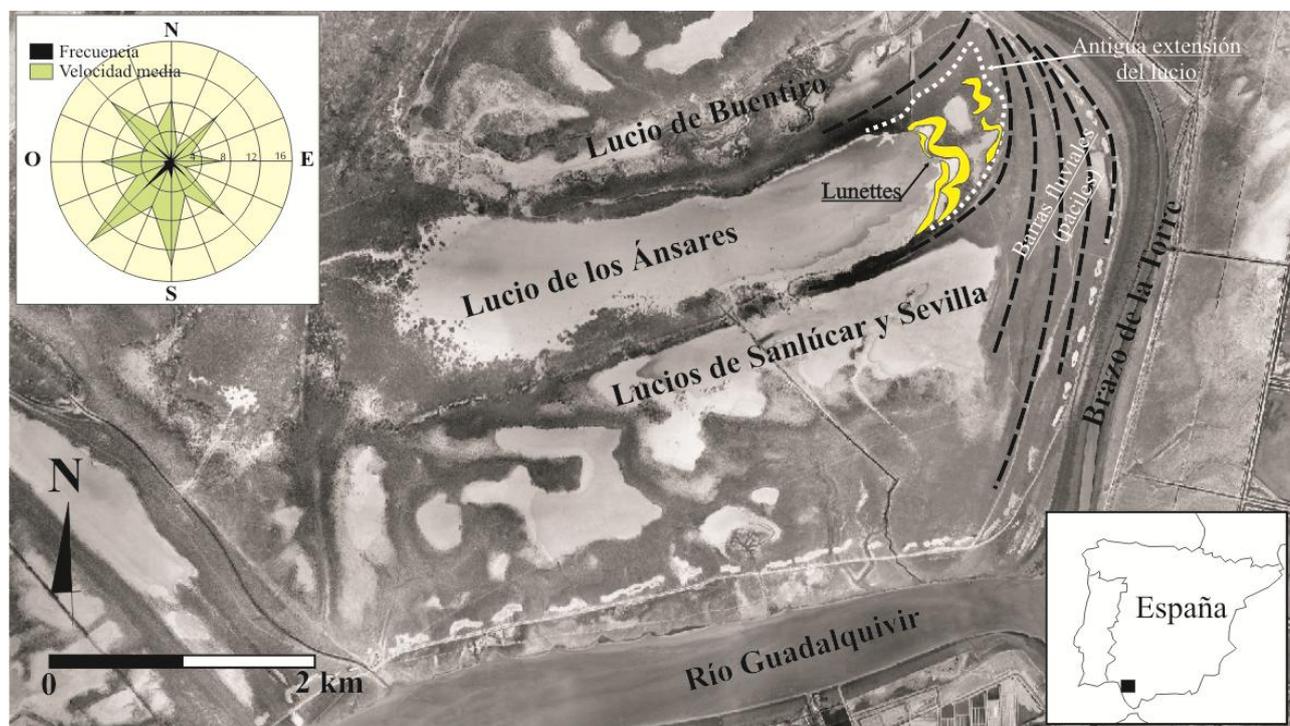


FIGURA 1.- Localización del área de estudio y rosa de vientos de primavera verano a partir de datos de la estación meteorológica de Huelva (1965-1998).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El análisis de las ortofotos e imágenes de satélite permite diferenciar una serie de morfologías en las Marismas de Doñana. Las porciones de terreno más elevadas lo constituyen las barras de meandro y de desbordamiento asociadas a los cursos fluviales, lo que en la jerga marismeña se denomina "altura" o "pacil". Las áreas que delimitan estas morfologías constituyen la marisma más baja, aunque el gradiente topográfico con respecto a la más alta no sobrepasa el metro y medio en la mayoría de los casos. En estas se extienden grandes superficies desprovistas de vegetación, los llamados lucios (de los Ánsares, del Membrillo, de Sanlúcar, etc.). En Isla Mayor existía el mayor de todos, el lucio Real, con una extensión de algo más de 2000 ha, aunque la construcción de una piscifactoría alteró totalmente su fisonomía.

Actualmente, el más grande de estos lucios es el de los Ánsares, dentro del Parque Nacional, con una extensión de unas 470 ha. Tiene una longitud de unos 4.500 m y una anchura que oscila entre 900 y 1.300 m.

Geomorfológicamente su origen está relacionado con la migración hacia el SE de unos de los lóbulos meandriiformes del Brazo de la Torre a partir del siglo III-IV de nuestra era (Rodríguez-Ramírez et al., 2016) (Figura 1). La cubeta del lucio se formó entre dos barras sucesivas de meandro. En estas barras o "paciles" domina *Artthrocnemum macrostachyum* y *Suaeda vera*, más conocidos como "almajo salado" y "almajo dulce", respectivamente. La profundidad del lucio oscila entre 0,8-0,5 m, con respecto a sus márgenes, decreciendo en profundidad hacia levante. En invierno se inunda, alcanzando una lámina de agua media de unos 0,7 m, aunque en las riadas puede subir hasta más de un metro, y es cuando los vientos ciclónicos de poniente pueden generar un régimen de oleaje significativo hacia el este. Su cubeta está desprovista de vegetación en su mayor parte aunque en sus márgenes y en el extremo occidental existen densas comunidades de *Scirpus maritimus* y *Scirpus lacustris*. Durante el verano su superficie adquiere un aspecto típico de arcilla agrietada y cuarteada con una capa de eflorescencia o costra salina en superficie (Figura 3 y 4). Los suelos son hipersalinos e hidromorfos,

clasificados como *Typic Salorthids*, según la Soil Taxonomy (Salas et al., 1998). Del análisis de la secuencia de imágenes desde 1945 a la actualidad se observa que el lucio ha ido perdiendo progresivamente extensión en su extremo de levante con una mayor desarrollo de la vegetación de almajo (*Arthrocnemum macrostachyum*), que denota su menor batimetría (Figura, 2).

El origen de este fenómeno hay que buscarlo en la combinación de procesos eólicos e hidrológicos. Durante el verano esta amplia superficie se ve sometida a los dominantes y persistentes vientos de poniente. El resultado es una masiva removilización eólica de partículas tamaño arena o limo, constituidas por pequeños agregados de arcilla y salitre. Esta combinación es favorecida por el perfil edáfico salino que exhuma en verano una pequeña costra de sal en superficie.

El transporte se realiza a ras del suelo y cesa cuando la trayectoria es interrumpida por la vegetación. Las acumulaciones en general son poco importantes, quedando como un mero manto de sedimento muy fino o “polvo” que recubre una amplia superficie, es por eso que en la jerga marismeña se le denominan a estas acumulaciones como “polveros”. Las escasas manchas de *Scirpus* del lecho del lucio suelen favorecer la acumulación en forma de pequeñas dunas de sombra. Sin embargo los mayores depósitos tienen lugar en los almajares (*Arthrocnemum macrostachyum*) de la margen de levante, donde se pueden formar depósitos de cierta extensión que evolucionan a cordones longitudinales más continuos.

Con las primeras lluvias ese mecanismo cohesivo arcilla-salitre se rompe, ya que la sal se disuelve, formándose una pasta fangosa que se compacta y se inmoviliza, dando lugar a la agradación o crecimiento de la superficie topográfica del terreno. Esta agradación favorece la colonización por *Salicornia ramosissima* (Sapillo), que es una planta estival, favoreciendo aún más el proceso (Figura 4). La repetición de este mecanismo a lo largo del tiempo termina por disminuir de forma progresiva la extensión del lucio, dejando aislados pequeños retazos de este a barlovento, a modo de pequeños claros o “lucillos”. El último retoque se lo dan las olas producidas en las inundaciones invernales, remodelando la morfología original del relieve formado y dándole una ligera forma de media luna. Estas morfologías tienen una anchura que puede llegar a los 100 m y un altura con respecto a la llanura circundante de 20-25 cm. Lateralmente se pueden prolongar hasta cerca del kilómetro, en lo que es toda la anchura del lucio. Estas olas también pueden generar una corriente de deriva hacia levante favoreciendo el transporte de sedimento a lo largo de la cubeta del lucio y su agradación sedimentaria en este sector.

Este tipo de morfologías se observa en otros lucios del entorno y ha podido ser un mecanismo habitual en estas superficies. Atendiendo a la morfología y los procesos de formación este tipo de depósitos se ajusta a otras formas similares descritas en climas áridos-

semiáridos donde depresiones salinas-arcillosas están sometidas a un régimen estacional de inundación-sequía, en combinación con fuertes vientos (Bowler y McGee, 1978; Holliday, 1997; Price, 1968; Bernat y Pérez González, 2008; Gracia et al., 1995). Se podrían encuadrar dentro de la terminología de dunas de arcilla tipo lunettes descritas por primera vez en lagunas secas de Australia por Hills (1940).



Figura 2.-Evolución del lucio de los Ánsares y formación de lunettes en su borde de levante.

Este tipo de formaciones tienen una gran utilidad como indicadores paleoambientales, poniendo de manifiesta la alternancia entre periodos secos y húmedos (Telfer y Thomas, 2006). Para las Marismas del Guadalquivir quizás sea aún prematuro llegar a tales conclusiones ya que sería necesario estudios más profundos, y sobre todo tener en cuenta otros aspectos de su dinámica. Lo interesante es que ponen de relieve, y de forma inédita hasta la fecha, un mecanismo de evolución geomorfológica ciertamente peculiar relacionado con procesos de sequía e inundación, donde interviene el viento, el tipo de suelo, la dinámica de las aguas y la vegetación.



FIGURA 3.- El lucio de los Ánsares en verano (2010).

En los últimos años la progresiva pérdida de batimetría de los lucios de Doñana está favoreciendo la extensión de *Salicornietum ramosissimae*, lo cual está dificultando este proceso.



FIGURA 4.- Praderas de *Salicornietum ramosissimae* (Sapillo) en el lucio de los Ánsares (2015).

## CONCLUSIONES

Se observa en las Marismas de Doñana un proceso, no descrito hasta la fecha, en la que los vientos dominantes y persistentes de poniente del periodo estival, en combinación con la dinámica de las aguas, el perfil edáfico y la vegetación dan lugar a la formación de lunettes en la margen de levante de los lucios de Doñana. Este proceso es especialmente

llamativo en el lucio de los Ánsares, el cual ha ido perdiendo extensión progresivamente en las últimas décadas. Este mecanismo dinámico pone en evidencia la importancia de los procesos eólicos como un factor más en la evolución geomorfológica de las Marismas del Guadalquivir.

## REFERENCIAS

- Castroviejo, J., (1993). *Mapa del Parque Nacional de Doñana*: Memoria. C.S.I.C. y A.M.A. de la Junta de Andalucía (Eds.), 132 pp.
- Bernat Rebolal, M. and Pérez-González, A., (2008). Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. *Palaeoclimatic considerations. Geomorphology*, 102, 207–220
- Bowler, J.M., McGee, J.W., (1978). Geomorphology of the Mallee region in semi-arid northern Victoria and western New South Wales. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 90, 5–21.
- Gracia Prieto, F. J., Sanjaume, E., Hernández, L., Hernández, A. I., Flor, G., & Gómez-Serrano, M. Á., (2009). Dunas marítimas y continentales. En: *VV. AA., Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España*. Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino, Madrid, 106.
- Gracia FJ (1995) Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain). *Geomorphology* 11:323–335
- Hills, E.S., (1940). The lunette: a new landform of aeolian origin. *Australian Geographer* 3, 1–7.
- Holliday, V.T., 1997. Origin and evolution of lunettes on the High Plains, United States. *Geological Society of America Bulletin* 108, 953–965.
- Price, W.A., 1968. *Clay dunes*. In: Fairbridge, R.W. (Ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, 126–128.
- Rodríguez-Ramírez, A., 1998. *Geomorfología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. Organismo Autónomo Parques Nacionales del Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 146 p.
- Rodríguez-Ramírez, A., Villarias-Robles, J.J.R., Pérez-Asensio, J.N., Santos A., Morales, J.A., Celestino-Pérez, S., León, A., Santos-Arévalo, F.J., 2016. Geomorphological record of extreme wave events during Roman times in the Guadalquivir estuary (Gulf of Cadiz, SW Spain): An archaeological and paleogeographical approach. *Geomorphology* 261, 103–118.
- Salas, C., (1998). *Los suelos del Parque Nacional de Doñana*. Organismo Autónomo Parques Nacionales del Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. 205 p.
- Telfer, M.W., Thomas, D.S.G., (2006). Complex Holocene lunette dune development, South Africa: implications for paleoclimate and models of pan development in arid regions. *Geology* 34, 853–885.

## Costras de hierro-manganeso en los montes submarinos de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción (Islas Canarias): depósitos polimetálicos enriquecidos en tierras raras

### *Ferro-manganese crusts from Amanay, El Banquete and Conception Bank seamounts (Canary Islands): REE-enriched polymetallic deposits*

L. Á. Quevedo-González<sup>1</sup>, J. Mangas<sup>1</sup>, E. Tauler<sup>2</sup>, I. Menéndez<sup>1</sup>, J. Méndez-Ramos<sup>3</sup> y J. Rivera<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Edificio de Ciencias Básicas, Campus de Tafira, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria 35017 Las Palmas. luisquevedo.master@gmail.com

<sup>2</sup> Dept. de Cristal·lografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals, Universitat de Barcelona (UB) 08028 Barcelona

<sup>3</sup> Dpto. Física, Universidad de La Laguna, 38206 Santa Cruz de Tenerife

<sup>4</sup> Instituto Español de Oceanografía, IEO, C/ Corazón de María, 8, 28002 Madrid

**Resumen:** Durante las campañas oceanográficas del proyecto LIFE+ INDEMARES (2009-2013) han sido recogidas muestras de costras de hierro y manganeso pertenecientes a los montes submarinos de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción (Islas Canarias). Con el objetivo de caracterizarlas geológicamente se llevaron a cabo estudios petrográficos, mineralógicos y geoquímicos. Las costras de los montes submarinos muestran una elevada diversidad geológica en diferentes aspectos: (i) sustratos: calizas bioclásticas y fosfatadas, hialoclastitas y conglomerados; (ii) texturas: bandeada, columnar, nodular y granular; (iii) fábricas: presencia de carbonatos, fosfatos, bioclastos marinos (foraminíferos y coccolitofóridos), minerales detríticos magmáticos (plagioclasas, ilmenitas y espinelas) y otros componentes (dolomita y cuarzo sahariano); (iv) mineralogía: goethita, todorokita, woodruffita, calcita magnesiana e hidroxil-apatito; (v) geoquímica: naturaleza polimetálica enriquecida con rangos máximos de 4200-4400 ppm (Ni, Co), 1500-1600 ppm (Ba, V) y 600-1100 ppm (As); (vi) tierras raras: valores máximos por muestra hasta  $\Sigma$  REY < 2800 ppm; y (vii) génesis: costras de origen hidrogenético con influencias hidrotermales, basado en distribuciones de REE e itrio. Este artículo expone los resultados del estudio y se discuten los hallazgos más relevantes.

**Palabras clave:** costras de Fe-Mn polimetálicas, montes submarinos, caracterización geológica, REE, Islas Canarias

**Abstract:** During the oceanographical cruises of the LIFE+ INDEMARES (2009-2013) project, samples of ferro-manganese crusts have been collected from Amanay, El Banquete and Conception Bank seamounts (Canary Islands). Petrography, mineralogy and geochemistry studies have been conducted in order to characterize geologically these deposits. Seamounts crusts show a great geological diversity on different aspects: (i) substrates: bioclastic carbonated rocks, phosphated rocks, hyaloclastites and conglomerates; (ii) textures: banded, columnar, nodule-like and granular; (iii) fabric: presence of carbonates, phosphates, marine bioclasts (foraminifers and coccolithophorids), detrital magmatic minerals (plagioclases, ilmenites and spinels) and other components (dolomite and quartz); (iv) mineralogy: goethite, todorokite, woodruffite, Mg-calcite and hydroxyl-apatite; (v) geochemistry: enriched polymetallic nature with maximum ranges of 4200-4400 ppm (Ni, Co), 1500-1600 ppm (Ba, V) and 600-1100 ppm (As)]; (vi) rare-earth elements: maximum values per sample up to  $\Sigma$  REY < 2800 ppm; and (vii) genesis: hydrogenetic origin hydrothermal-influenced according to REY distributions. Hereby we expose and discuss the most relevant findings.

**Key words:** polymetallic Fe-Mn crusts, seamounts, geological characterization, REE, Canary Islands

### ANTECEDENTES

Los montes submarinos despiertan un gran interés multidisciplinar por sus implicaciones oceanográficas, biogeoquímicas, medioambientales y económicas, dado que muestran una gran diversidad de hábitats, así como de depósitos que concentran ciertos elementos de interés estratégico para el desarrollo de tecnologías avanzadas. Este es el caso para las costras de hierro-manganeso polimetálicas, que aparecen frecuentemente en las laderas sumergidas de montes submarinos e islas

oceánicas. Estas costras de hierro-manganeso (Fe-Mn) se caracterizan por actuar de reservorios polimetálicos, concentrando elementos como el Co, Cu, Ni, V, y de elementos de tierras raras (REE), con aplicaciones muy novedosas en el campo de las nuevas tecnologías y energías renovables (Hein et al., 2013).

El proyecto de investigación LIFE+ INDEMARES (2009-2013), "Inventario y Designación de la Red Natura 2000 en Áreas Marinas del Estado español" incluía dos áreas marinas de estudio en la región de las

Islas Canarias, donde se localizan el monte submarino de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción, y con el objetivo de fomentar su puesta en valor como lugares de gran interés ecológico para su gestión y conservación. En este marco, diversas rocas y muestras de sedimentos fueron recolectadas en las campañas oceanográficas, lo cual ha permitido profundizar en la geología de estas áreas de difícil acceso, pues cuentan con pocos estudios hasta ahora (Ancochea y Huertas, 2003; Quevedo-González et al., 2012).

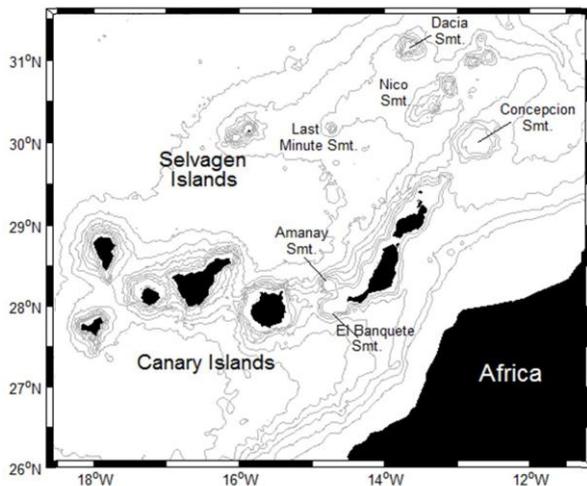


FIGURA 1. Localización geográfica de los montes submarinos de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción, de la Provincia Volcánica de las Islas Canarias, situados en el margen noroccidental de la costa africana (modificado de Quevedo-González, 2012).

## MARGO GEOLÓGICO

El archipiélago de las Islas Canarias y los montes submarinos de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción, se encuentran tanto geográfica como geológicamente vinculados (Fig. 1), y son parte de la región geotectónica denominada Provincia Volcánica de las Islas Canarias. Esta región se caracteriza por procesos de magmatismo intraplaca oceánico, activos desde el Cretácico (van den Bogaard, 2013) y que han originado las islas y montes submarinos asociados.

La actividad magmática ha generado así edificios volcánicos de naturaleza alcalina, subsaturada en sílice, con edades más jóvenes que los de la corteza oceánica jurásica sobre la que se asientan, siguiendo el modelo de formación de islas y seamounts que comparte con los archipiélagos de islas volcánicas oceánicas por la actividad de un punto caliente. En la actualidad, sobre estos montes submarinos predominan los procesos de sedimentación marina, aunque no se descarta cierta actividad hidrotermal (Quevedo-González, 2012).

## METODOLOGÍAS

Las costras de hierro-manganeso analizadas en este estudio han sido recogidas mediante draga de roca y

bou de vara en diferentes campañas oceanográficas en el marco del proyecto LIFE+ INDEMARES 2009-2013 (IEO, 2013a, 2013b). Las descripciones petrográficas y texturales de las costras ha requerido de microscopios geológico y electrónico de barrido (SEM). El estudio mineralógico ha precisado de la microsonda electrónica (EMPA), la difracción de rayos X y la espectroscopia Raman. Por otra parte, los análisis geoquímicos se han realizado mediante espectrómetro de masas (ICP-MS) y espectroscopia de absorción atómica (AAS).



FIGURA 2. Fotografías en microscopio petrográfico (NP, 40x) con diferencias texturales en costras. A) Contacto entre dos nódulos de hierro en una banda de micrita fosfatada. B) Costra de Fe-Mn sobre hialoclastita con láminas de calcita magnesiana (claras) alternadas entre los óxidos (oscuros). C) Costra de Fe con bandeados (esquina superior izquierda) y textura granular (centro-derecha).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las costras de hierro-manganeso muestreadas se encuentran en los tres montes submarinos, en un rango aproximado entre 450 y 1600 metros de profundidad. La potencia de las costras alcanza unos 4-5 centímetros de espesor. El material que sirve de sustrato para estos depósitos es muy variado; siendo comunes las calizas con cementos de micrita fosfatada y/o ferruginosa, con contenidos variables de bioclastos marinos. Las rocas hialoclásticas (con diferente grado de alteración), así como los conglomerados, completan las tipologías de sustratos para las costras estudiadas.

### Petrografía

El análisis petrográfico indica cierta complejidad textural, siendo el reflejo de los procesos participantes en la formación de estos depósitos. La textura principal consiste en bandeados de micras de espesor de oxi-hidróxidos de Fe (y Mn, cuando aparece), intercalados con frecuencia con bandas y lentejones de micrita, a veces fosfatada, que contienen bioclastos marinos de pequeño tamaño (foraminíferos planctónicos y restos de cocolitofóridos). La formación de algunas costras ha sido testigo además del atrapamiento sedimentario de minerales detríticos de origen magmático (plagioclasas, ilmenitas, espinelas), siendo asimismo destacable la presencia de granos de dolomita dispersos y cuarzos abundantes (Fig. 3), que se encuentran preferentemente inmersos en los lentejones de carbonatos presentes entre los bandeados de oxi-hidróxidos polimetálicos que conforman las costras. Las costras muestran en algunos casos texturas internas de tipo nodular (Fig. 2A), columnar (Fig. 2B), y en algún caso, presentan una mineralización granular sin bandas reconocibles (Fig. 2C).

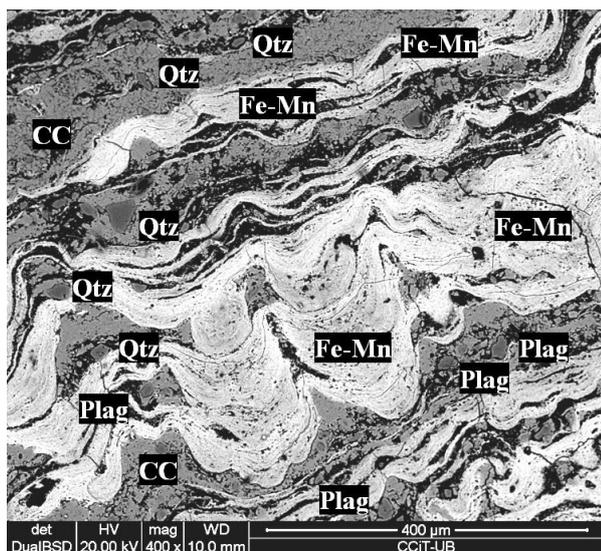


FIGURA 3. Detalle de costra de Fe-Mn, con granos de cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Plag) cementados en el carbonato cálcico (CC) entre las bandas de óxidos (Fe-Mn) de textura compleja. (Detector de electrones retro-dispersados, en SEM, 400x).

	Costras de Fe (n = 24)	Costras de Fe-Mn (n = 18)
SiO <sub>2</sub>	3,43 ± 1,38	3,63 ± 1,05
TiO <sub>2</sub>	0,10 ± 0,15	0,99 ± 0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82 ± 1,31	3,31 ± 0,39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07 ± 0,07	0,01 ± 0,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	72,90 ± 2,82	25,94 ± 3,84
MnO	0,11 ± 0,06	19,23 ± 2,04
MgO	2,79 ± 0,45	2,30 ± 0,19
CaO	0,96 ± 0,97	2,44 ± 0,24
Na <sub>2</sub> O	0,18 ± 0,07	0,37 ± 0,25
K <sub>2</sub> O	0,05 ± 0,06	0,20 ± 0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,69 ± 1,16	1,12 ± 0,18
SO <sub>3</sub>	0,09 ± 0,06	0,32 ± 0,20
NiO	0,03 ± 0,03	0,33 ± 0,08
CoO	0,08 ± 0,04	0,35 ± 0,11
F	0,10 ± 0,13	0,03 ± 0,06
Cl	0,06 ± 0,08	0,49 ± 0,19

TABLA I. Promedio y desviación estándar de cationes (% de peso en óxidos) y aniones F, Cl (% de peso en elementos) analizados con microsonda electrónica (EMPA) sobre bandas de costras de Fe y Fe-Mn. Entre paréntesis, número de análisis. Fe(total) como Fe(3+).

### Mineralogía

La composición mineralógica de algunas muestras analizadas mediante difracción de rayos X confirma la presencia de goethita como mineral de hierro, así como indicios de todorokita y woodruffita como minerales de manganeso. La señal de cuarzo es también notable en los difractogramas. La calcita magnesiana y el hidroxil-apatito reflejan, por su parte, la señal mineralógica de las intercalaciones de carbonatos fosfatados entre las bandas de óxidos de las costras que presentan fábricas más heterogéneas. La mineralogía de costras analizadas mediante microsonda electrónica (EMPA) confirma la existencia de dos tipos: (i) costras mixtas de óxidos de hierro-manganeso, siendo la abundancia del hierro siempre superior, y (ii) costras de óxidos de hierro en exclusiva. El valor promedio de las abundancias de óxidos en las bandas y su correspondiente desviación estándar se resumen en la Tabla I, para ambos tipos de costras, tomando análisis representativos.

### Geoquímica

La geoquímica de roca total es coherente con los resultados obtenidos en las otras metodologías, siendo los valores medios: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (30,05%), MnO (11,39%), CaO (10,25%) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (3%), explicando el 30-60% de las concentraciones totales en las costras; y en menores proporciones: MgO (2,69%), TiO<sub>2</sub> (0,73%), Na<sub>2</sub>O (0,91%) y K<sub>2</sub>O (0,38%). La presencia elevada de minerales detríticos silicatados y en especial de aportes eólicos del cuarzo sahariano (Fig. 3) dispara el valor de SiO<sub>2</sub> > 25% con respecto a su valor medio (6,02%). La distribución de tierras raras (REE) sigue un patrón proporcional si comparamos todas las muestras (Fig. 4), siendo las ligeras (LREE) las más abundantes, destacando el pico de Ce > 1000 ppm en algún caso.

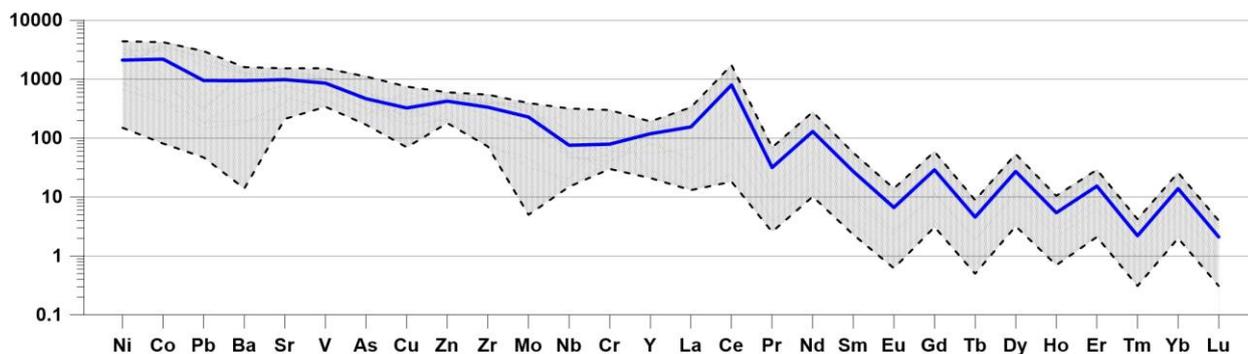


FIGURA 4. Distribución promedio (línea azul) de las concentraciones de diversos elementos (escala logarítmica en partes por millón) con los datos de doce costras pertenecientes a los tres montes submarinos del estudio. Las líneas discontinuas (en negro) indican los valores mínimos y máximos para cada elemento. Salvo excepciones, la mayoría de las costras muestran valores similares a los valores máximos.

La suma promedio de itrio y tierras raras ( $\Sigma$  REY) se estima en unos 1350 ppm, aunque algunas costras alcanzan  $\Sigma$  REY > 2500 ppm. El enriquecimiento de metales, como el Ni, Co, Ba, V y As, es destacable, ya que superan los 1000 ppm en algunos casos (Fig. 4). El alto nivel de As conlleva dos relevantes implicaciones: la presencia de una fuente hidrotermal y la toxicidad del mismo, en la hipótesis de la génesis de costras por microorganismos (Hein y Koschinsky, 2001)

Los datos sugieren un origen hidrogenético de las costras en diagramas de discriminación de REY (Bau et al., 2014). No obstante, algunas costras adquieren características del tipo hidrotermal basado en la suma  $\Sigma$  REY y la distribución de algunos elementos. Estos resultados mantienen ciertas similitudes y diferencias con otros trabajos en el mismo marco geológico y a escala global (Marino et al., 2014; Hein et al., 2004).

## CONCLUSIONES

Las costras de hierro-manganeso polimetálicas de los montes submarinos de Amanay, El Banquete y el Banco de la Concepción se caracterizan por un origen hidrogenético con indicios de influencia hidrotermal, que muestran diversidad textural y geoquímica, la cual incluye el enriquecimiento en diversos metales y otros elementos (Ni, Co, Ba, V, As, REE, Y) de creciente demanda en las tecnologías avanzadas de la sociedad actual. Profundizar en el conocimiento de la geología, la génesis y evolución de estos depósitos marinos, se hace fundamental para comprender mejor los procesos biogeoquímicos y balances de elementos que tienen lugar entre océano y corteza oceánica, en especial, en los montes submarinos volcánicos intraplaca.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido cofinanciado por el proyecto LIFE+ INDEMARES 2009-2013 (07/NAT/E000732), MAGEC 2014-2016 (ENE2013-47826-C4-4-R) y por la Fundación CajaCanarias, en colaboración con el Instituto Español de Oceanografía (IEO), y el grupo de investigación de Nanomateriales y Espectroscopía, NAMES, de la Universidad de La Laguna (ULL).

## REFERENCIAS

- Ancochea, E., Huertas, M. J. (2003): Age and composition of the Amanay Seamount, Canary Islands. *Marine Geophysical Researches*, 24: 161-9
- Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T., Usui, A. (2014): Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology*, 381: 1-9.
- Hein, J. R., Koschinsky, A. (2001): High arsenic concentrations in globally distributed seafloor iron-manganese oxyhydroxide deposits. En: *USGS Workshop on Arsenic in the Environment*, Denver, Final Abstracts.
- Hein, J. R. (2004): Cobalt-rich ferromanganese crusts: global distribution, composition, origin and research activities. En: *Minerals other than polymetallic nodules of the International Seabed Area*. Workshop Report, Kingston, 188-272.
- Hein, J. R., Mizell, K., Koschinsky, A., Conrad, T. A. (2013): Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources. *Ore Geology Reviews*, 51: 1-14.
- IEO (2013) (a): *Caracterización del Banco de La Concepción*. Informe del Instituto Español de Oceanografía - Centro Oceanográfico de Canarias. Proyecto LIFE+ INDEMARES, Madrid, 278 p.
- IEO (2013) (b): *Caracterización del Sur de Fuerteventura*. Informe del Instituto Español de Oceanografía - Centro Oceanográfico de Canarias. Proyecto LIFE+ INDEMARES, Madrid, 329 p.
- Marino, E., González, F. J., Lunar, R., Somoza, L., Bellido, E., Castillo Carrión, M., Reyes, J. (2014): Las costras de hierro-manganeso de los montes submarinos canarios como fuente de metales estratégicos y de tierras raras. *Macla*, 19.
- Quevedo-González, L. Á. (2012): *Sedimentological Characteristics of the Canarian Seamounts: Amanay, El Banquete and Concepcion Bank*. Tesina de Máster, Univ. de Las Palmas G. C., 25 p.
- van de Bogaard, P. (2013): The origin of the Canary Island Seamount Province – New ages of old seamounts. *Scientific Reports*, 3: 2107.

## GEBRA-MAGIA Complex. Recent Mass-transport processes affecting the central Bransfield basin (Antarctica)

### *GEBRA-MAGIA Complex. Procesos de inestabilidad sedimentaria reciente en la Cuenca de Bransfield (Antártida)*

D. Casas<sup>1</sup>, M. García<sup>2</sup>, F. Bohoyo<sup>1</sup>, A. Maldonado<sup>2</sup> and G. Ercilla<sup>3</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, nº 23. 28003 - Madrid. Spain. d.casas@igme.es

2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra-CSIC. Av. de las Palmeras, 4. 18100 Armilla -Granada. Spain

3 Institut de Ciències del Mar, CSIC. Passeig Marítim Barceloneta, nº 37-49. 08003-Barcelona. Spain

**Abstract:** The GEBRA-MAGIA complex is an important example of submarine mass-movement located in the lower continental slope of the the Central Bransfield Basin (CBB) in the Antarctic Peninsula. Based on the identification of the main features, repeated slope failures are inferred to have affected the area configuring the GEBRA-MAGIA complex. It is therefore classified as a mass-movement composite that has contributed to the outbuilding of the lower continental slope by merging different mass-transport deposits.

This complex is composed of the GEBRA valley to the east and an irregular area to the west (MAGIA area) where numerous instability features affect the seafloor. The GEBRA valley has been defined as a Quaternary Debris valley formed as a result of repeated large-scale mass transport processes. This evolution has determined its striking relief and the architecture of this part of the continental slope. Although sedimentary instabilities are also the main processes, in the case of the adjacent area of MAGIA, the resulting sedimentary architecture and morphology are completely different. The new data recorded in the poorly known area of MAGIA allowed defining the occurrence of flows intercalated with mass transport of diverse magnitude as the main recent processes along the whole GEBRA-MAGIA complex.

**Key words:** Antarctic Peninsula; morphosedimentary features; submarine mass movements

**Resumen:** El complejo GEBRA-MAGIA es un significativo ejemplo de procesos de inestabilidad sedimentaria submarina que se localiza en el talud continental inferior de la Península Antártica, en la Cuenca de Bransfield central (CBB). La identificación de sus principales características morfosedimentarias, permite inferir que el complejo GEBRA-MAGIA ha sido configurado por la combinación de diferentes depósitos de transporte en masa que se han repetido a través del tiempo contribuyendo a la evolución del talud continental.

El valle GEBRA se ha definido como un valle Cuaternario formado como resultado de repetidos procesos de inestabilidad a gran escala. Esta evolución ha determinado su marcada morfología así como la arquitectura sedimentaria de esta parte del talud continental. Aunque las inestabilidades sedimentarias son también los principales procesos, en la zona adyacente de MAGIA, la arquitectura y la morfología resultantes son completamente diferentes. Nuevos datos registrados en la escasamente conocida zona de MAGIA han permitido definir que los principales procesos recientes a lo largo de todo el complejo GEBRA-MAGIA son la ocurrencia de flujos gravitativos intercalados con procesos de transporte de masa de diversa magnitud.

**Palabras clave:** Península Antártica; Característica morfosedimentarias; Inestabilidades submarinas

## INTRODUCTION

Submarine mass-movement is characteristic process described on high latitude margins. The interplay of repeated advance and retreat of grounded ice, oceanographic, glacial and tectonic processes make gravitational instability a common process. In the

particular case of Antarctica continental margins, there are some important examples, some of them well-documented like the case of the GEBRA Debris Valley, located in the lower continental slope of the Antarctica Peninsula in the Central Bransfield Basin-CBB. The GEBRA valley has been defined as a Quaternary Debris valley formed as a result of repeated large-scale mass transport processes (Imbo et al., 2003;

Casas et al., 2013). This feature is included in the so-called GEBRA-MAGIA complex formed by the GEBRA valley itself and another valley-shaped feature, MAGIA, defined as well as a large area of mass wasting deposits (Garcia et al., 2008; Figure 1). New data recorded around the MAGIA area allow the characterization of the main recent sedimentary processes affecting this area of the continental margin of the Antarctic Peninsula.

## METHODS

This work is based on high-resolution bathymetry (Simrad EM12 multibeam echosounder) and seismic records (TOPAS-Topographic Parametric Sonar). The main data were collected during the R/V Hesperides MAGIA and SCAN-2013 Cruises.

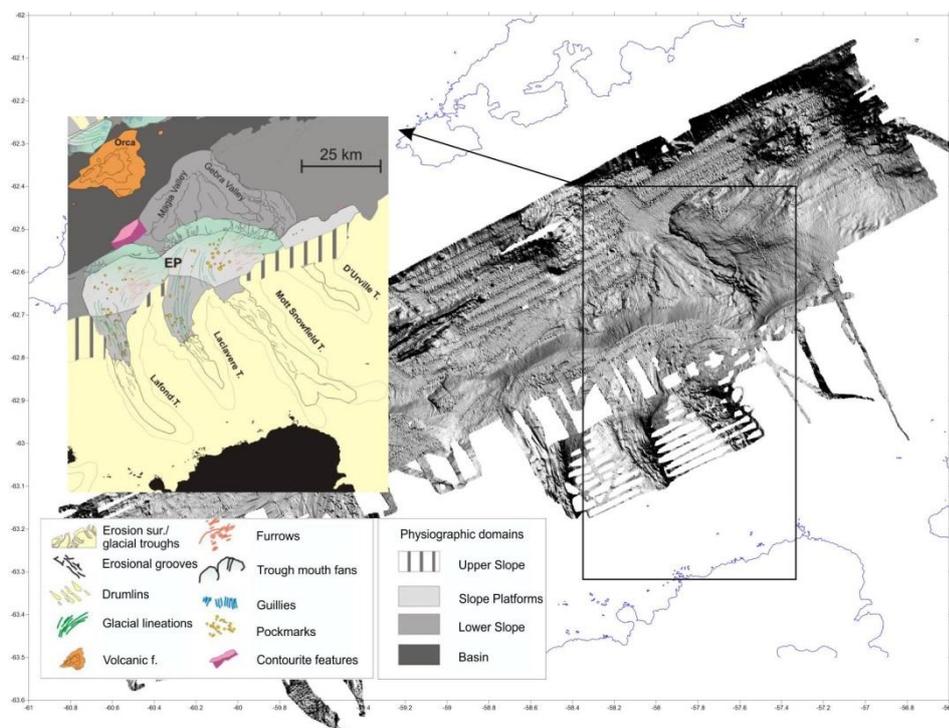


FIGURE 1. General bathymetry of Bransfield Basin and morphological map of the study area (modified from Garcia et al. 2008).

## MORPHOSEDIMENTARY CHARACTERIZATION

The GEBRA-MAGIA complex can be defined as sedimentary instability complex that includes first order features (scars, mass transport deposits and channel) and second-order features (secondary scars, minor channels and escarpments).

The Gebra Valley displays a NW-SE trend, is about 31 km long and 7 to 10 km wide, and extends from 750 to 1930 m water depth, disappearing sharply when it goes into the King George Basin. The valley covers an area of about 230 km<sup>2</sup> (Imbo et al. 2003). It comprises three main morphosedimentary domains: the *headwall*, the *sidewall* and the *valley floor*. The headwall domain is characterized by a complex amphitheatre-shaped geometry formed by two main subparallel systems: the upper and lower headwalls, which are connected by an

eastern sidewall (Figure 2). The sidewall domain is 27 km long, with an average slope gradient of 16° for the western side and 20° for the eastern side. Both sides have a relief of about 150 m and a terrace-like topographic profile. The valley floor domain can be divided into the proximal course (1600 - 1650 mwd), the middle (to 1750 mwd) and the distal course (to 1930 mwd). The floor of the proximal course is highly irregular and displays laterally variable cross-section profiles. In contrast, the middle course is characterized by a less irregular convex-up floor that becomes smoother towards the distal course.

The MAGIA area is defined as a landslide features composite covering an area of about 348 km<sup>2</sup>. The system displays a SW-NE trend, is about 27 km long and 18 km wide, and extends from 900 to 1915 m water depth. A set of individual seaward-concave scars,

with a SW/W-NE/E trend, are affecting the lower continental slope of the Antarctica Peninsula at different depths, between 900 and 1700 m (Figure 2). These scars have lengths of 3 to 10 km, a relief of 37 to 150 m and slope gradients up to 24°. The seafloor area surrounding the scars is irregular, being characterized by a combination of linear to slightly sinuous positive and negative features of hundred metres in scale. These features are interpreted as minor-scale scars and gullies.

Downslope from the scars the seafloor is highly irregular and displays laterally variable cross-section profiles, shaping terraced and mounded bulge geometries. A linear to slightly sinuous negative relief feature (25 km long and 1 to 4 km wide) with oblique trend to the slope is also observed in this area. This feature has an asymmetric cross section and is interpreted as a channel, named hereafter MAGIA channel (Figure 2).

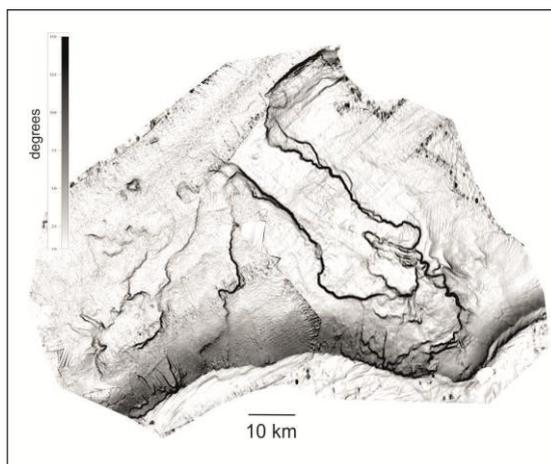
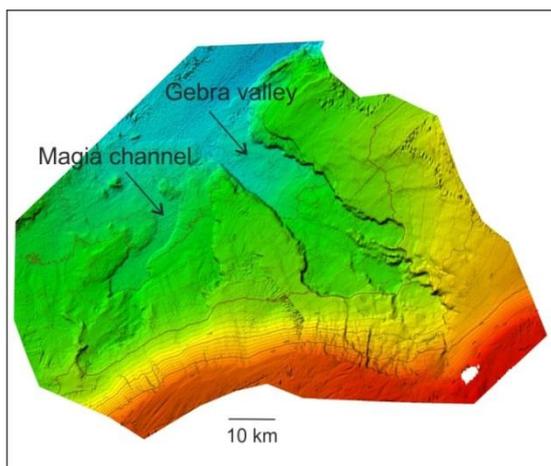


FIGURE 2. Maps showing the main Gebra-Magia complex features. Its plan-view morphology is clearly defined by NW-SE trend valley of Gebra and by the landslide features composite of MAGIA.

The near-surface sediments of the upper and middle courses of GEBRA comprise irregular/lenticular bodies that are 10 to 55 ms thick and 2 to 10 km long, internally defined by transparent facies with hyperbolic echoes which can be associated with mass-transport deposits. Locally, the bodies are draped by irregular stratified deposits (25 ms thickness) that may be interpreted as turbidites (Figure 3). These turbidites are locally disrupted and contorted, forming seafloor irregularities that mimic the underlying irregular topography. Toward the distal course, near-surface sediments are defined by parallel/subparallel stratified facies alternating with laterally continuous beds with transparent facies (i.e., mass-flow deposits).

The MAGIA channel seafloor is acoustically characterized by sub-bottom parallel reflections (7 to 11 ms thickness) that can be interpreted also as turbidites (Figure 4). The near-surface sediments for the rest of area comprise irregular/lenticular bodies that are 25 to 36 ms thick and 2 to 8 km long, internally defined by semi-transparent facies which can be associated with mass-transport deposits. These deposits are draped by irregular stratified deposits (7 ms thickness) interpreted as turbidites.

Gebra valley and Magia channel features are flanked by asymmetric, open-slope margins (Figure 2 & 3). The margin that separates them is characterised by sub-bottom parallel reflections of high lateral continuity and high amplitude, interstratified with extensive/lenticular levels (<25 ms thickness) of semi-transparent sediments.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The Gebra Valley was defined by Casas et al., 2013 as the result of repeated large-scale slope failures during the Plio-Quaternary. Large-scale landslides that have determined the morphology (striking relief of the valley) and governed the architecture of this part of the continental slope.

Evolution of the adjacent area of MAGIA results in a different sedimentary architecture and morphology although sedimentary instabilities are also the main processes. The first-order scars affecting the lower continental slope configure a domain acting as source area for the observed mass-movement deposits. This means that near-surface sediments in this domain are unstable and several mass-movements have been triggered during different periods of time. Mounded geometries and sediment ridges below the headwall area, which are visible on both seismic and bathymetry

data, are failed sediments from further upslope that contribute to the highly irregular relief observed.

Contrary to the Gebra valley, the irregular to slightly sinuous relief of MAGIA channel points out to its origin as a product of the highly irregular/chaotic

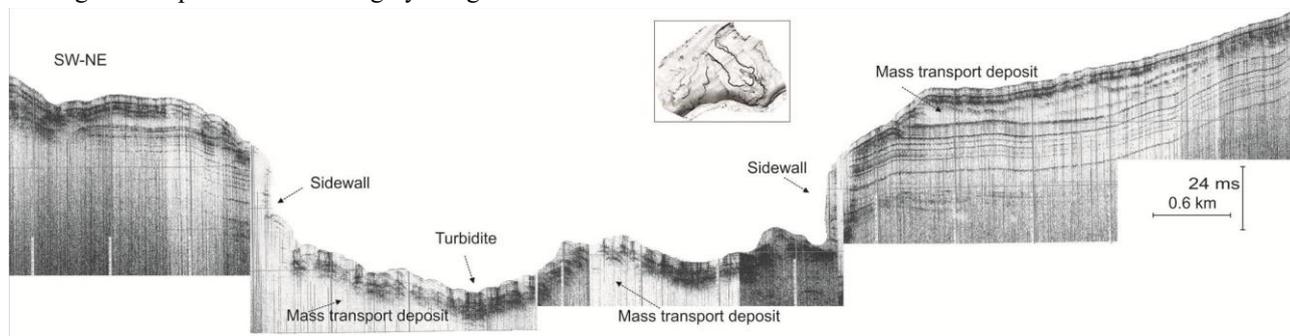


FIGURE 3. TOPAS seismic record displaying the open slope margins truncated by de sidewalls of Gebra. The nearsurface sediments comprise several bodies which can be associated to mass-transport deposits that locally are draped by turbidites. Modified from Casas et al. 2013.

The near-surface sediments defining the GEBRA-MAGIA complex, including the open slope margins, indicate the general and continuous occurrence of recent mass movements, also evidenced by flows transported downslope as unchanneled or as channelized flows (through Gebra or Magia channel).

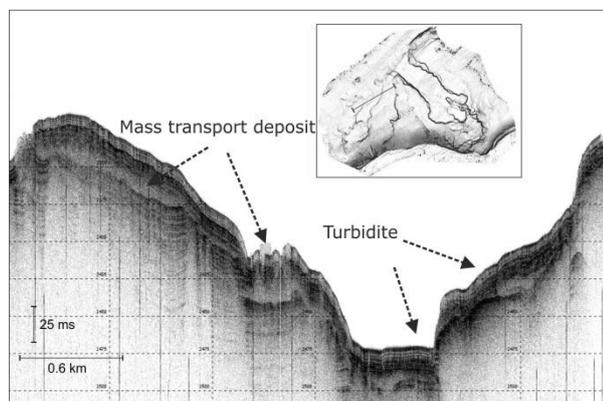


FIGURE 4. TOPAS seismic record displaying the mass-transport deposits defining the MAGIA complex.

The presence of stratified facies overlying or intercalated with mass transport deposits (e.g. mounds and ridges) may represent turbidity currents coming from mass-wasting processes affecting the slope but it may also represent primary deposition. Mass flows coming from the source area, may evolve to diluted mass flows or to turbidity flows running basinward, contributing to the deposition of a level of stratified turbidites that drape the near-surface floor. Turbidity flows of low and high density from glaciomarine proglacial or the continuous sediment transfer derived from large meltwater discharges over time may also contribute to the stratified deposits.

seafloor geometry. The deposition of different mass-transport deposits along the area, with different run out distances favoured the negative relief defining the channel. This relief is used by flows as an evacuation pathway evolving to a channel structure.

#### ACKNOWLEDGEMENT

This study was supported by the CONPACA (CTM2011-30241-C02/01ANT), TASMANDRAKE (CTM2014-60451-C2-02/01), MOWER (CTM2012 - 39599-C03) and FAUCES (CTM2015-65461) projects.

#### REFERENCES

- Casas, D., Ercilla, G., García, M., Yenes, M., Estrada, F. (2013): Post-rift sedimentary evolution of the Gebra Debris Valley. A submarine slope failure system in the Central Bransfield Basin (Antarctica). *Marine Geology*, 340, 16-29.
- Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Canals, M., Stoker, M.S., Evans, D., Cramps, A. (1998): Recent geological processes in the Central Bransfield Basin (Western Antarctic Peninsula), Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability. Geological Society, Special Publications, 129, London, pp. 205-216.
- García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Casas, D., Dowdeswell, J.A. (2011): Sediment lithofacies, processes and sedimentary models in the Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula, since the Last Glacial Maximum. *Marine Geology*, 290 (1-4), 1-16.
- Imbo, Y., De Batist, M., Canals, M., Prieto, M.J., Baraza, J. (2003): The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. *Marine Geology*, 193, 235-252.

## Estructura superficial y procesos activos en el margen submarino del norte de La Española (República Dominicana): Resultados preliminares

### *Shallower structure and active process in the northern Hispaniola offshore margin (Dominican Republic): Preliminary results*

A. Rodríguez-Zurrunero (1), J. L. Granja Bruña (1), A. Muñoz-Martín (1,2), A. Carbó-Gorosabel (1), L. Gómez de la Peña (3), M. Gómez Ballesteros (4), J.M. Gorosabel-Araus (1), A. Pazos (4), M. Catalán (4), M. Druet (6) y P. Llanes (1)

1 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Depto. de Geodinámica. Univ. Complutense, 28040 Madrid (arzurrunero@ucm.es).

2 Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), 28040 Madrid.

3 CSI. Instituto de Ciencias del Mar (CSIC)-Barcelona. Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona.

4 Instituto Español de Oceanografía. C/ Corazón de María 8, 28002 Madrid.

5 Real Instituto y Observatorio de la Armada. San Fernando, 11100 Cádiz.

6 Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid.

**Resumen:** El margen submarino del norte de La Española registra el proceso de colisión activa entre los Bancos de las Bahamas y el arco isla. Esta colisión ha producido numerosos terremotos causando cuantiosos daños en la costa norte de la isla. La campaña NORCARIBE (2013) combinó la adquisición sistemática de datos geofísicos de todo el margen subductivo, especialmente en la zona de República Dominicana, proporcionando una información continua y de alta resolución. Esta información ha permitido estudiar con detalle la variación transversal y longitudinal del margen subductivo caracterizado por la Fosa de la Española (FE) y el Cinturón Deformado Septentrional (CDS). Este margen compresivo presenta una estructura imbricada con vergencia hacia el norte y segmentada por zonas de transferencia limitando la longitud máxima de las fallas inversas. Existen numerosas evidencias de deformación activa que deben ser consideradas en futuros estudios sobre la evaluación de la peligrosidad sísmica y tsunamigénica en la región, así como para la evaluación de recursos marinos y la ordenación del territorio de la República Dominicana.

**Palabras clave:** Caribe, Española, subducción, fosa, cabalgamiento

**Abstract:** *The northern Hispaniola offshore margin records the active collision between the Bahamas Banks and island arc. This collision is associated to the occurrence of numerous earthquakes that caused significant damages in the northern coast of the island. The NORCARIBE cruise carried out in 2013 combined the systematic acquisition of geophysical data in the whole collisional margin, mainly focused in Dominican Republic, providing continuous and high resolution information. This new information has allowed to study with more detail the along- and across-strike structure of the collisional margin characterized by the Hispaniola trench and the Northern Deformed Belt. This compressive margin shows a N-verging imbricate structure segmented along strike by transfer zones limiting the maximum fault length. There are numerous evidences of active deformation that have to be considered in future studies on the seismic and tsunamigenic assessment in the region, as well as for the assessment on marine resources and development planning of Dominican Republic.*

**Key words:** *Caribbean, Hispaniola, collision, trench, thrust belt*

## INTRODUCCIÓN

En el entorno de La Española la placa Norteamericana converge hacia la placa del Caribe con una tasa de  $20,0 \pm 0,4$  mm/año según una orientación de  $254 \pm 1^\circ$  (DeMets et al., 2010; Fig. 1). El límite entre placas tiene una orientación EWE-ESE y por tanto la convergencia es muy oblicua. De este a oeste, a lo largo del margen norte de La Española, se produce una transición desde un proceso de subducción a una colisión (Calais et al., 2016). Como consecuencia de la convergencia oblicua, en el norte de La Española tiene lugar la interacción de los Bancos de las Bahamas (BB;

corteza relictas del margen pasivo Atlántico) con el arco isla, formando un margen de colisión a lo largo de 400 km (Pérez-Estaún et al., 2007).

Los principales elementos tectónicos asociados a esta subducción son la Fosa de La Española (FE) y el Cinturón Deformado Septentrional (CDS). El proceso de subducción es activo y en los últimos 70 años ha estado asociado con la ocurrencia frecuente de terremotos, destacando la crisis sísmica de 1943 a 1953 con cinco eventos de  $M > 7$ . Estos terremotos han producido numerosos daños y tsunamis locales en la poblada costa norte de la isla (Dolan y Bowman, 2004).

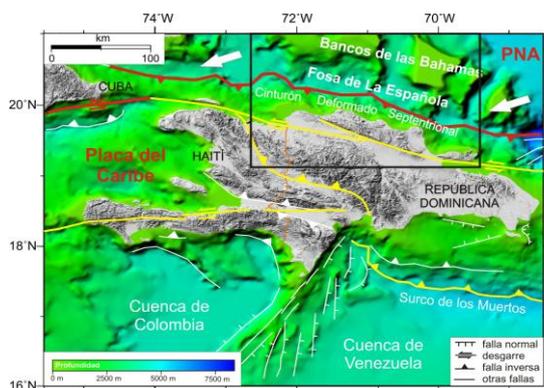


FIGURA 1. Configuración tectónica de La Española y su entorno. Las líneas rojas indican el límite entre la placa del Caribe y la Norteamericana (PNA). Las flechas blancas indican el movimiento relativo de placas. Las líneas amarillas indican estructuras activas de primer orden. El recuadro indica la zona de estudio.

Esta región se estudió en los años 80 y 90 a partir de datos de sonar de barrido y de perfiles sísmicos monocanal de baja penetración y resolución (Dolan et al., 1998). También existen algunos perfiles de reflexión multicanal muy separados y oblicuos a la estructura (Dillon et al., 1996). La poca cobertura y la baja calidad de los datos han redundado en un escaso conocimiento de la estructura y la morfología de este margen. A finales de 2013 se desarrolló la campaña NORCARIBE a bordo del B/O Sarmiento de Gamboa. Esta campaña combinó la adquisición sistemática de datos geofísicos de todo el margen de colisión, especialmente en la zona de República Dominicana, proporcionando una información continua y de alta resolución que permite estudios detallados de la morfología y la estructura superficial.

El objetivo es presentar la interpretación preliminar de la estructura superficial y los procesos activos a lo largo del margen de colisión en el sector de República Dominicana. Se ha llevado a cabo una interpretación combinada de nuevos datos de batimetría multihaz y perfiles de sísmica de reflexión 2D. Este estudio proporciona detalles inéditos de la variación transversal y longitudinal del margen de subducción que son la base para entender el modelo de deformación activa. Además, esta información es la base para futuros estudios sobre la evaluación de la peligrosidad sísmica y tsunamigénica en la región, así como para evaluación de recursos marinos y ordenación del territorio de la República Dominicana.

## DATOS Y MÉTODOS

La interpretación de la estructura superficial y los procesos activos se ha realizado en base a la integración de los nuevos datos de batimetría multihaz sistemática de alta resolución y perfiles de sísmica de reflexión multicanal 2D (Fig. 2). Los datos provienen de la campaña de geofísica marina NORCARIBE realizada en el norte de República Dominicana a bordo del B/O Sarmiento de Gamboa en noviembre del año 2013 (Proyecto CGL 2010-17715).



FIGURA 2. MDT en el que se representan la batimetría multihaz (gris), los datos GEBCO (azul) y los datos SRTM90 (verde-amarillo). Las líneas representan la localización de los perfiles sísmicos de reflexión utilizados en el estudio.

La batimetría multihaz cubre el 100% del fondo oceánico en un área de 15000 km<sup>2</sup> entre las profundidades de 500 y 4200 m (Fig. 2). Los datos batimétricos se adquirieron con el sistema de ecosonda multihaz *Hydrosweep ATLAS DS®* y el control de calidad y procesado se realizó con el software comercial *Caris Hips and Sips®*. Los datos procesados se interpolaron en mallas con resoluciones de 25-50 m en áreas con profundidades <1000 m y a 150-200 m en áreas con profundidades <5000 m. La zona de cobertura multihaz se ha completado con datos públicos del Atlas Digital GEBCO con una resolución de 1 minuto ([www.gebco.net](http://www.gebco.net)) y en tierra con datos de la misión SRTM con una resolución de 90 m ([dds.cr.usgs.gov/srtm/](http://dds.cr.usgs.gov/srtm/)). Durante la campaña NORCARIBE se adquirieron 280 km de datos sísmicos de reflexión multicanal 2D. La adquisición se realizó con sistema de posicionamiento GPS diferencial, a una velocidad de 5 nudos y disparos a intervalos de 37,5 m usando una ristra de cañones de aire *GGUN-II®* con un volumen total de 1750 c.i. El sistema de registro consistió en un streamer digital *Sentinel Sercel®* de 3000 m de longitud, con 240 canales a intervalos de 12,5 m. El procesado de los datos incluyó corrección Normal Move Out (NMO), filtrados de frecuencia, Common Mid Point (CMP) stacking y migración post-stack. Para complementar se han utilizado datos antiguos 2D de sísmica de reflexión de las campañas FM0503 (1980) y MW8908 (1989) obtenidos de bases de datos académicas ([www-udc.ig.utexas.edu/sdc/](http://www-udc.ig.utexas.edu/sdc/) y [maps.ngdc.noaa.gov](http://maps.ngdc.noaa.gov)).

## RESULTADOS

La FE es una depresión sinuosa y alargada orientada EWE-ESE, y situada entre el CDS y los BB (Figs. 3 y 4). Muestra un fondo plano con profundidades entre 4000 y 4150 m y una anchura variable condicionada por la proximidad y la morfología irregular de los BB. La FE presenta un relleno turbidítico horizontal o sub-horizontal de al menos 3 sTWTT de espesor máximo, que se dispone en "onlap" hacia el norte sobre los materiales carbonatados de los BB (Fig. 3). En su borde sur los

niveles turbidíticos se encuentran basculados progresivamente hacia el norte, plegados e incorporados al CDS. Los sistemas de cañones y canales que vierten en la fosa indican que los materiales turbidíticos fundamentalmente provienen del arco isla y en menor medida de los BB.

Los BB muestran en su borde sur una morfología irregular, caracterizada por numerosos escalones

batimétricos generados por fallas superficiales de tipo normal. Estas fallas parecen deberse a ajustes gravitacionales en los escarpados flancos del Sur de los BB. Los reflectores sedimentarios en los BB y del prisma turbidítico que rellena la FE continúan hacia el sur por debajo del CDS, evidenciando el proceso de cabalgamiento activo del arco isla sobre los BB y el relleno turbidítico de la FE (Fig. 3).

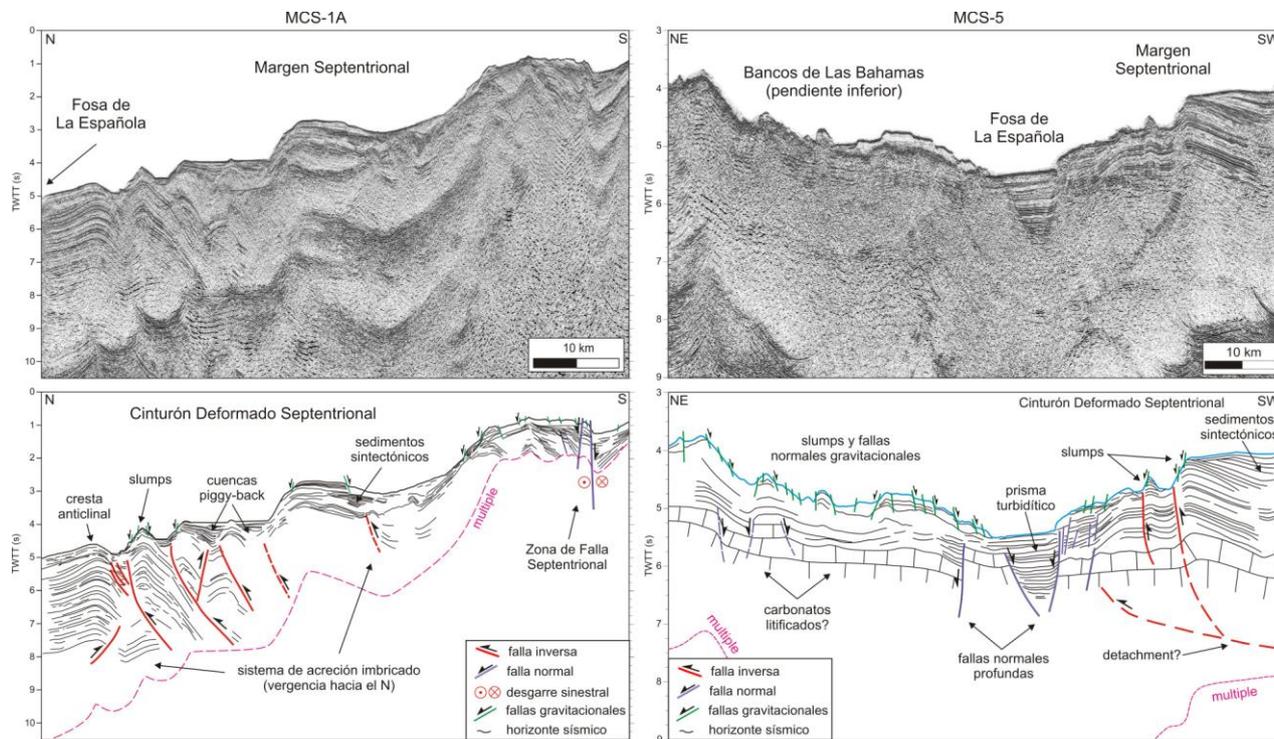


FIGURA 3. Perfiles sísmicos multicanal que muestran la estructura del borde norte de La Española (localización en las Figuras 2 y 4). Las fallas marcadas con trazo discontinuo son inferidas. Ver texto para la explicación.

La pendiente insular está ocupada por el CDS, con una morfología irregular, con una alternancia de crestas y surcos orientados WNW-ESE siguiendo el frente de deformación. Está constituido por materiales sedimentarios (turbiditas incorporadas de la FE y sedimentos de pendiente provenientes del arco isla). Todos estos materiales se encuentran muy deformados, y forman un sistema imbricado de cabalgamientos y de pliegues de propagación con vergencia hacia el norte. Localmente los materiales acrecionados pueden incluir materiales carbonatados de los BB (Fig. 3). La expresión superficial del sistema imbricado es una alternancia de crestas anticlinales anchas y sinclinales estrechos (surcos) donde se forman cuencas de "piggy-back" alargadas. El flanco norte de las crestas anticlinales muestra localmente fuertes pendientes ( $>15^\circ$ ) con inestabilidades gravitacionales asociadas (slumps, Figs. 3 y 4). El CDS muestra importantes variaciones laterales, con zonas de anchos salientes donde se observa un sistema imbricado bien desarrollado y varias unidades de cabalgamiento, y estrechos recesos donde no se observan indicios de imbricación. Los recesos constituyen zonas de

transferencia que limitan los principales cabalgamientos, y pueden estar asociados con altos de basamento de los BB o de la corteza de la placa Norteamericana.

## CONCLUSIONES

La FE es una depresión sinuosa y alargada según EWE-ESE con fondo plano, que acumula más de 3 sTWT de espesor de sedimentos provenientes del arco isla y en menor medida de los BB. La base de los BB muestra una morfología irregular asociada a procesos erosivos y gravitacionales activos. El margen norte de La Española presenta pronunciados cambios laterales en el estilo estructural asociados con la colisión oblicua de los BB con morfología irregular y el cabalgamiento de altos de basamento. Esta circunstancia ha dado lugar a una importante segmentación del CDS, con zonas de transferencia que limitan lateralmente los cabalgamientos principales. Las fallas inversas presentan un trazado sinuoso y raramente superan los 50 km de longitud. En el CDS se han identificado inestabilidades gravitacionales

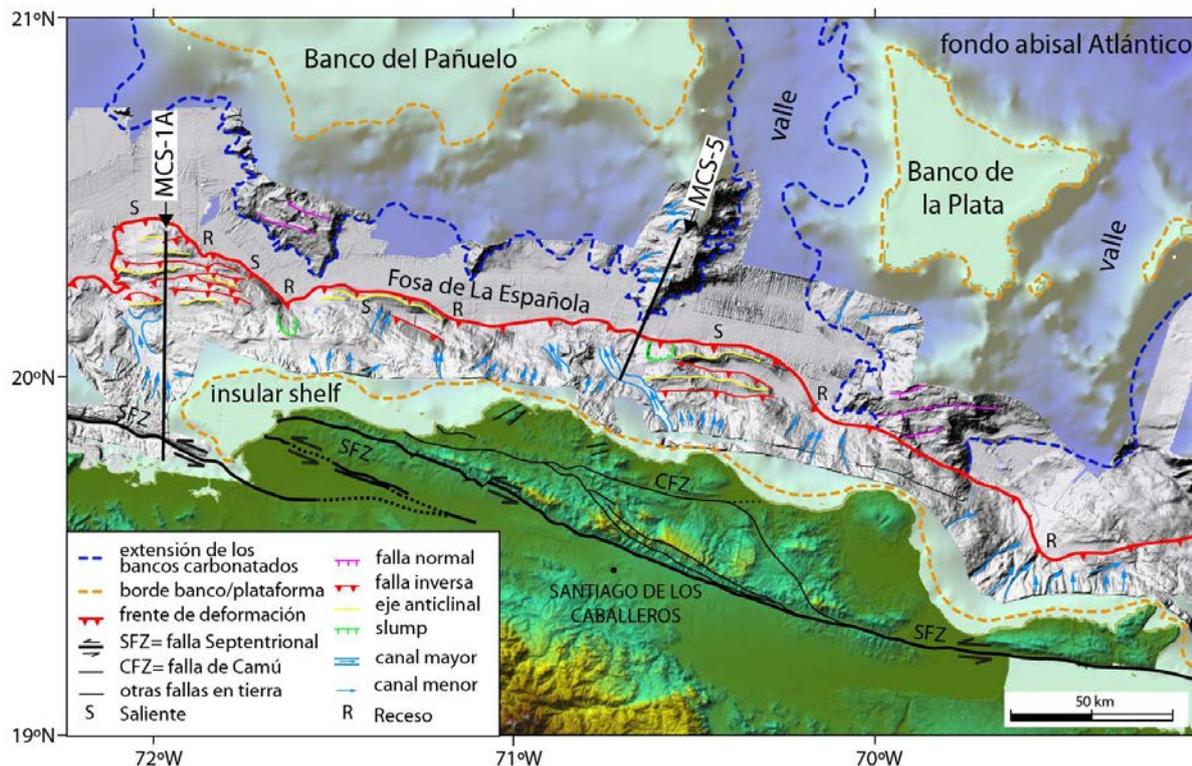


FIGURA 4. Esquema tectónico con las principales estructuras tectónicas y procesos activos en la zona sobre el M de la Figura 2. Se indica la localización de los perfiles sísmicos de la Figura 3. Ver leyenda y texto para la explicación.

asociadas a la actividad de cabalgamientos con expresión superficial y pliegues de propagación de falla. Estos elementos deben ser considerados en estudios futuros de evaluación de la peligrosidad de tsunami.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Plan Nacional de Investigación Español (CGL 2010-17715). Álvaro Rodríguez-Zurrunero está financiado por un contrato pre-doctoral de la UCM (CT45/15 - CT46/15). Agradecemos a la tripulación y al personal técnico del B/O Sarmiento de Gamboa su profesionalidad.

#### REFERENCIAS

- Calais, E., Symithe, S., Bernard Mercier de Lépinay, B., Prépetit, C. (2016). Plate boundary segmentation in the northeastern Caribbean from geodetic measurements and Neogene geological observations. *C. R. Geoscience* 348: 42–51
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. (2010): Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1-80
- Dolan, J. F., Mullins, H. T., Wald, D. J. (1998): Active tectonics of north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs. *Geological Society of America. Special Paper*, 326: 1-62.
- Dolan, J., Bowman, D. (2004): Tectonic and seismologic setting of the 22 September 2003, Puerto Plata. Dominican Republic earthquake: Implications for earthquake, hazard in Hispaniola: *Seismological Research Letters*, v. 75, p. 587-597.
- Dillon, W. P., Edgar, N. T., Scanlon, K. M., Coleman, D. F. (1996): A review of the tectonic problems or the strike-slip northern Boundary of the Caribbean plate and examination by GLORIA. *Geology of the United States Seafloor: The view from GLORIA: United Kingdom, Cambridge University Press*, 9: 135-164.
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E., Joubert, M., Grupo SYSMIN (Escuder-Viruete, J., Diaz de Neira, A., Monthel, J., García-Senz, J., Ubrin, P., Contreras, P., Bernárdez, E., Stein, G., Deschamps, I., García-Lobón, J. L., Ayala, C. (2007): Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero*, 188(2):157-174.

# Nueva interpretación del relleno sedimentario de la Cuenca de San Pedro (Offshore de la República Dominicana) en base a nuevos datos sísmicos

## *New interpretation of the sedimentary infill of the San Pedro basin based on new seismic data (Dominican Republic offshore)*

J.M. Gorosabel-Araus<sup>1</sup>, J.L. Granja Bruña<sup>1</sup>, A. Carbó-Gorosabel<sup>1</sup>, L. Gómez la Peña<sup>3</sup>, A. Rodríguez-Zurrutero<sup>1</sup>, A. Muñoz-Martín<sup>1,2</sup>, A. Pazos<sup>4</sup>, M. Gómez-Ballesteros<sup>5</sup>, M. Druet<sup>6</sup> y P. Llanes<sup>1</sup>

1 Grupo de Tectonofísica Aplicada. Depto. de Geodinámica. Univ. Complutense, 28040 Madrid (jmgorosabelaraus@gmail.com).

2 Instituto de Geociencias (UCM, CSIC), 28040 Madrid.

3 CSI. Instituto de Ciencias del Mar (CSIC)-Barcelona. Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona.

4 Real Instituto y Observatorio de la Armada. San Fernando, 11100 Cádiz.

5 Instituto Español de Oceanografía. C/ Corazón de María 8, 28002 Madrid.

6 Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid.

**Resumen:** Los nuevos datos de sísmica de reflexión multicanal 2D adquiridos en la Cuenca de San Pedro (margen sudeste de la República Dominicana), junto con antiguos perfiles sísmicos reprocesados, han permitido llevar a cabo un detallado análisis y revisión de la estratigrafía sísmica. Los nuevos datos sísmicos aportan nuevas precisiones sobre la evolución de la cuenca sugiriendo un origen de al menos Eoceno Superior, en lugar de Mioceno. La nueva interpretación se basa en la correlación onshore-offshore de un nivel guía de abanicos bien desarrollado, con los eventos tectónicos constreñidos tierra y asociados a la colisión con los Bancos de las Bahamas con el arco isla el Eoceno Medio.

**Palabras clave:** Caribe, Española, sistema deposicional, cuenca ante-arco, cabalgamiento

**Abstract:** *New 2D multichannel seismic reflection data recorded in the San Pedro Basin (south-eastern margin of Dominican Republic,) combined with vintage seismic reflection profiles, have allowed a detailed analysis and review of the seismic stratigraphy. New data supply new constraints on the evolution of the basin and suggest at least an Upper Eocene origin instead of Miocene. The new interpretation is based on the onshore-offshore correlation of fan deposits with the main tectonic events constrained onshore and related with the collision of the Bahamas banks with the island arc in Middle Eocene ages.*

**Key words:** *Caribbean, Hispaniola, depositional system, forearc basin, thrust*

## INTRODUCCIÓN

La Cuenca de San Pedro (CSP) se interpreta en la literatura científica como una cuenca de tipo ante-arco en base a sus características estructurales. No obstante, se encuentra en la región compresiva de retroarco de las Antillas Mayores orientales, alejada de la verdadera zona de subducción a lo largo de las Fosa de La Española (Fig. 1). La CSP se localiza en el margen sudeste de la isla de La Española y ocupa una depresión batimétrica con tendencia E-O. La cuenca ocupa una extensión de 6000 km<sup>2</sup> con profundidad media de lámina de agua de 1400 m. Esta cuenca muestra un espesor máximo de 3,5 sTWT (*two-way time*) de sedimentos medianamente deformados enterrando un sistema de retro-cabalgamiento conocido como el Cinturón Deformado de los Muertos (CDM; Granja Bruña et al., 2014). Tradicionalmente, a esta cuenca se le ha atribuido una edad miocena en base a correlaciones con la geología de superficie (Heubeck et al., 1991). Esta correlación es bastante controvertida ya que no existe una continuidad clara de las formaciones identificadas onshore con la estratigrafía sísmica de la CSP y tampoco existen sondeos offshore.

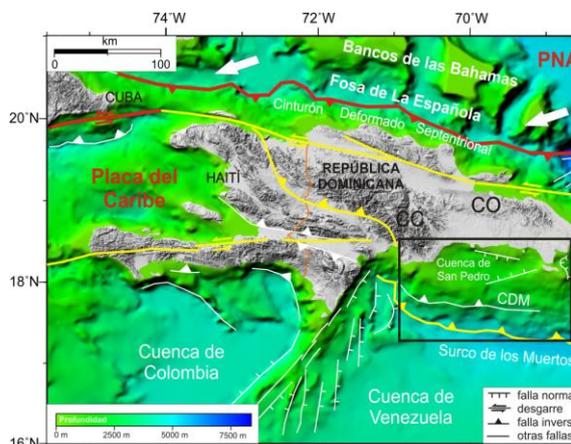


FIGURA 1. Configuración tectónica de La Española y su entorno. Las líneas rojas indican el límite entre la placa del Caribe y la Norteamericana (PNA). Las flechas blancas gruesas indican el movimiento relativo de placas. Las líneas amarillas indican estructuras activas de primer orden. El recuadro indica la zona de estudio. CC= Cordillera Central. CO=Cordillera Oriental. CDM= Cinturón Deformado de los

A finales de 2013 se desarrolló la campaña geofísica NORCARIBE a bordo del B/O Sarmiento de Gamboa. En esta campaña se adquirieron datos de sísmica de reflexión 2D de alta resolución en la CSP que han permitido un estudio detallado de la estratigrafía sísmica. Los nuevos datos, junto con datos reprocesados de antiguas campañas (Fig. 2) han hecho posible una mejor definición de estructuras y cuerpos geológicos. Este hecho, combinado con un análisis de facies sísmicas, nos han permitido proponer un nuevo modelo sedimentario para la CSP relacionado con los principales eventos tectónicos en el área fuente de sedimentos. En concreto, el levantamiento de las cordilleras Central y Oriental fruto de la colisión del antiguo Arco Isla con los Bancos de las Bahamas (BB), relicto del margen pasivo Atlántico.

## MARCO GEOLÓGICO

El arco isla de las Antillas Mayores es una zona tectónicamente muy activa y tiene tanta complejidad estructural que ningún modelo tectónico ha conseguido integrarla. Al norte de la isla de La Española se produce la subducción/colisión oblicua de la litosfera oceánica de la placa Norteamericana por debajo de la placa del Caribe, según la orientación de  $254^\circ (\pm 1^\circ)$  y con una tasa de  $20,0 \pm 0,4$  mm/año (Fig. 1). El proceso generó un arco isla intra-oceánico cuyos materiales constituyen el basamento de las Antillas Mayores (Pérez-Estaún et al., 2007). Como resultado de la convergencia oblicua de placas, los BB colisionan con la región NE de la isla de La Española originando un margen de colisión. Este proceso de colisión, desde su comienzo en el Eoceno ha condicionado todas las características estructurales, sismológicas y sedimentológicas del margen N de la placa del Caribe (Mann et al., 2002). Una de estas características es que al sur de la isla se ha desarrollado un sistema compresivo: el Cinturón Deformado (CDM) y el Surco de los Muertos con una profundidad media de 5000 m. Este sistema se ha considerado tradicionalmente como una zona de subducción incipiente (Byrne et al., 1985), pero estudios más recientes sugieren un cabalgamiento del arco isla sobre la cuenca de Venezuela (ten Brink et al., 2009; Granja Bruña et al., 2010). El origen y posterior evolución de la CSP está íntimamente ligado al desarrollo del CDM.

Al comienzo del Eoceno, el margen meridional de La Española dejó de comportarse como una región trasarco extensional debido a la colisión oblicua de los BB con el arco isla en la zona del antearco que transfirió los esfuerzos compresivos hacia el sur. Este hecho produjo la inversión de las cuencas trasarco y el comienzo de una tectónica compresiva que generó cinturones de pliegues y de cabalgamientos con vergencia hacia el Sur (p. ej. Cinturón de Peralta y el Cinturón Deformado de los Muertos). Este marco condiciona la nueva sedimentación en las cuencas

meridionales, otorgándoles características propias de cuencas tipo antearco (p.ej. CSP).

## DATOS Y METODOLOGÍA

Durante la campaña NORCARIBE se adquirieron aproximadamente 90 km de datos sísmicos de reflexión multicanal 2D en la CSP (SL1, Fig. 2). La adquisición se realizó con sistema de posicionamiento GPS diferencial, a una velocidad de 5 nudos y disparos a intervalos de 37.5 m usando una ristra de cañones de aire GGUN-II® con un volumen total de 1750 c.i. El sistema de registro consintió en un streamer digital Sentinel Sercel® de 6000 m de longitud, con 480 canales a intervalos de 12.5 m. El procesado de los datos incluyó corrección NMO, filtrados de frecuencia, CMP stacking y migración post-stack. Como complemento se han utilizado datos antiguos 2D de sísmica de reflexión las campañas IG2408 (1977) y MDRH (WesternGeco, 1980) obtenidos de bases de datos académicas ([www-udc.ig.utexas.edu/sdc/](http://www-udc.ig.utexas.edu/sdc/)) y cortesía de la Dirección General de Minería de la República Dominicana.

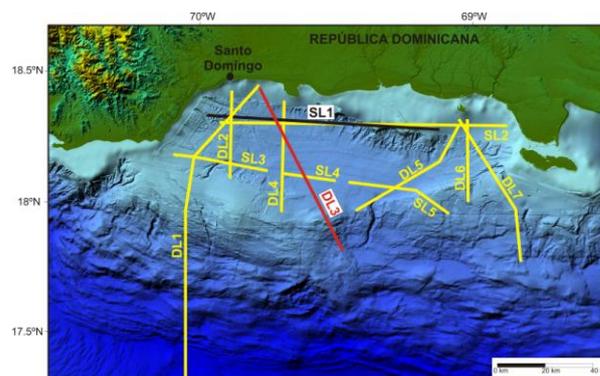


FIGURA 2. Modelo de elevación del terreno iluminado desde el NW en el que se representan la batimetría multihaz (azul) y los datos SRTM90 (verde-amarillo). Las líneas representan la localización de los perfiles sísmicos de reflexión utilizados en el estudio. En verde perfil SL1 y en rojo línea sísmica DL3, ambas mostradas en la Figura 3. En amarillo, resto de datos sísmicos usados durante el estudio.

Un reprocesado minucioso consistente en las técnicas migración f-k de Stolt, deconvolución FX, atenuación de ruido y diversos filtros de pasa-banda mejoraron la imagen resultante y han servido para llevar a cabo una nueva interpretación de los diferentes sistemas deposicionales de la CSP.

Por otro lado, durante las campañas CARIBENORTE (2009) y NORCARIBE (2013) se llevó a cabo el levantamiento sistemático de batimetría multihaz de la CSP. Los datos procesados se interpolaron en mallas con resoluciones de 25-50 m en áreas con profundidades <1000 m y a 150-200 m en áreas con profundidades <5000 m, con el que se ha podido estudiar en detalle el fondo marino de la cuenca y los procesos activos.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El relleno de la CSP se ha dividido en distintas secuencias sedimentarias separadas unas de otras por disconformidades o reflectores que marcaban un claro cambio de facies sísmicas (Fig. 3). Estos límites son identificables a lo largo de toda la cuenca tanto en los perfiles longitudinales como transversales.

En la base, un reflector inclinado hacia el sur, con alta amplitud y continuidad lateral actúa como basamento acústico. Debajo de este reflector existe una pérdida en amplitud y frecuencia que culmina con la ausencia de coherencia lateral (secuencia representada en verde en la Fig. 3). Este reflector marca el límite entre los sedimentos de la cuenca y el basamento del arco isla (metavolcánicos y tonalitas; Dick, 1993). Por encima de este reflector se distinguen una serie de reflectores plano-paralelos, muy continuos y con una amplitud alta (marrón oscuro, Fig.3). Considerando, además, el contexto de la cuenca, esta secuencia podría corresponder con un sistema deposicional profundo, posiblemente con niveles de condensación interrumpidos por influjos turbidíticos locales en forma de abanicos que corresponden a zonas de facies sísmicas más caóticas identificables en el perfil SL1 (Fig. 4).

Por encima del anterior nivel, el carácter sísmico cambia a unas facies transparentes con una morfología

lobular en los perfiles transversales (Fig. 4) y tipo cuña longitudinalmente. Esta secuencia se interpreta como un sistema complejo de abanicos turbidíticos bien desarrollado con canales de transferencia entrelazados. Dicha secuencia no apantalla acústicamente la señal y no hay pérdida de amplitud en los reflectores inferiores, lo que descarta la posibilidad de un origen salino.

Por último, la sedimentación se torna de nuevo en una monótona sucesión de reflectores plano-paralelos interrumpidos sólo localmente por canalizaciones de facies más transparentes (color amarillo Fig. 3). Estos reflectores, onlapan a las anteriores secuencias y marcan el cambio en el estilo sedimentario a tipo canal-leeve que se mantiene hasta la actualidad.

Siguiendo la interpretación del apartado anterior, la sedimentación de la CSP tiene un patrón similar al observado en las cuencas cercanas onshore. En tierra los afloramientos de dichas cuencas reflejan un cambio en el Eoceno Superior, pasando de facies profundas intercaladas con pequeños niveles de arenas a un gran influjo terrígeno en forma de megaturbiditas y olistolitos (Hernández-Huerta y Pérez-Estaún, 2002). A este hecho hay que sumar el desarrollo del CDM, que al igual que otros cinturones de cabalgamientos en La Española (p. ej., Cinturón de Peralta), su formación está datada en el Eoceno Superior (Hernández-Huerta y Pérez-Estaún, 2002).

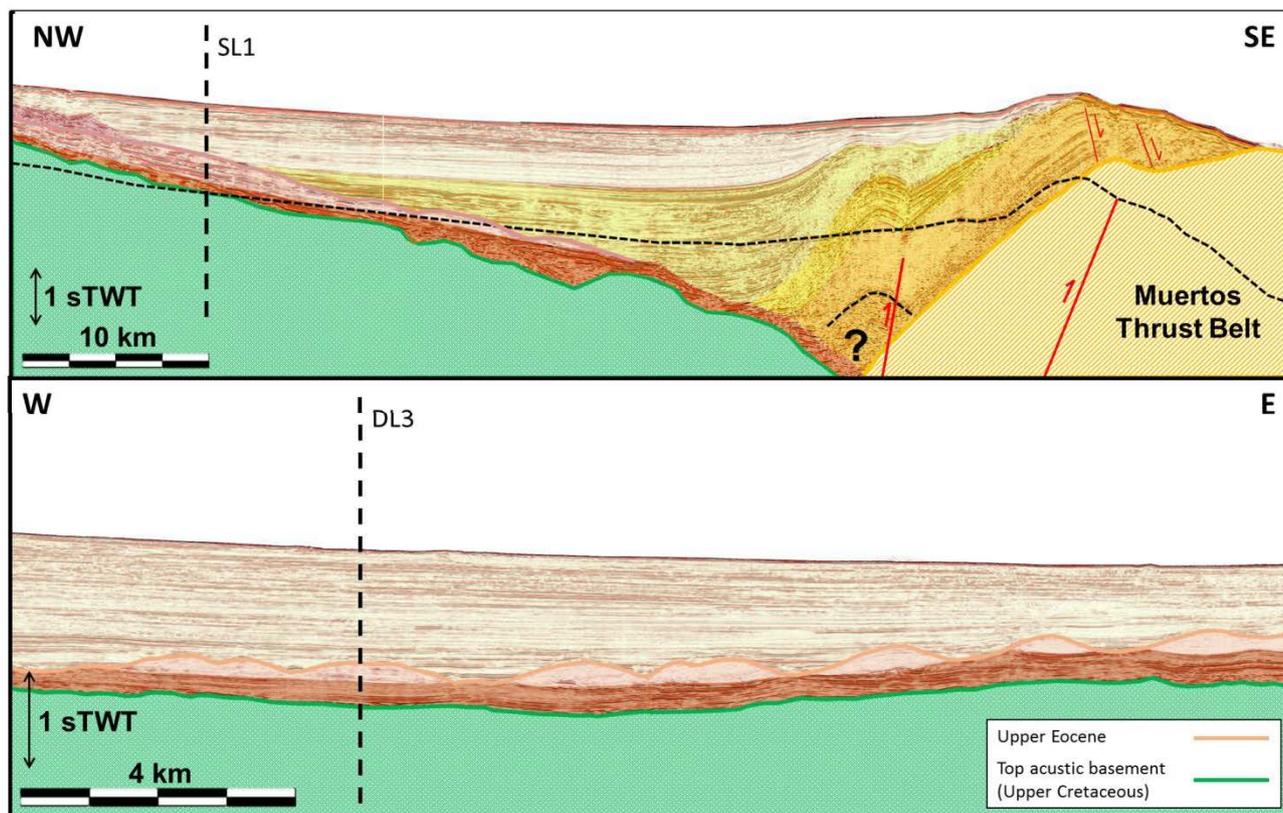


FIGURA 3 Secciones sísmicas transversal (NW-SE) y longitudinal (E-W) interpretadas. Escala vertical two-way time. Arriba línea DL3 interpretada. Abajo perfil SL1. Para su posición en la cuenca consultar Fig. 2. Ver explicación en el texto.

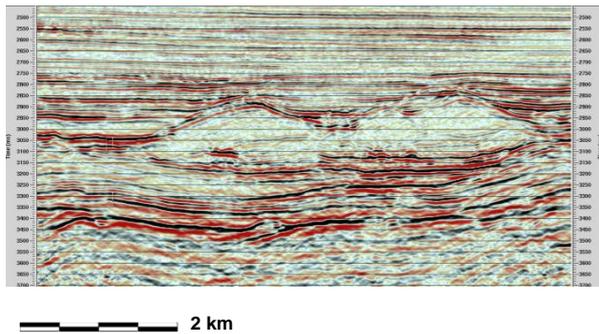


FIGURA 4. Detalle de la línea SL1. En ella se pueden apreciar dos cuerpos de facies sísmicas transparentes e interpretados

Como se mencionó en el marco geológico, las cordilleras presentes hoy en día en la isla (CC= Cordillera Central y CO= Cordillera Oriental en Fig. 1), se levantaron en el Eoceno Superior, consecuencia de la colisión entre el antiguo Arco Isla y los BB (Mann et al., 2002). Por ello, el nivel de abanicos turbidíticos antes descrito estaría íntimamente relacionado con estos eventos, datando relativamente dicho nivel. Esta idea se refuerza al observar el comportamiento de los niveles superiores, marcados por el desarrollo del cinturón y que onlapan a los sedimentos más antiguos. Los estudios llevados a cabo en la cuenca onshore de San Cristóbal (SC en Fig. 1), asignan el origen de la sedimentación en el Cretácico Superior (Biju-Duval et al., 1982). De tratarse efectivamente de la prolongación onshore de la CSP, esta edad concordaría con lo planteado en el presente estudio.

## CONCLUSIONES

La interpretación de los nuevos datos sísmicos en la CSP aporta precisiones sobre su evolución indicando un origen de al menos Eoceno Superior, en lugar de en el Mioceno. La nueva interpretación se basa en la correlación onshore-offshore de un nivel guía de abanicos bien desarrollado con los eventos tectónicos constreñidos tierra y asociados a la colisión con los BB con el arco isla el Eoceno Medio.

## REFERENCIAS

Biju-Duval, B., Bizon, G., Mascle, A., Muller, C., 1982. Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 34, 325–344.

- Byrne DB, Suarez G, McCann WR (1985): Muertos Trough subduction, microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature* 317:420–421.
- Dick PM, (1993): Structural evolution of the San Pedro Basin: Implications for the paleogeographic position of the Dominican Republic and Puerto Rico in a plate-tectonic framework. Master's Thesis. University of Texas, Arlington
- Granja Bruña J.L., Muñoz-Martín A., ten Brink U.S., Carbó-Gorosabel A., Llanes Estrada P., Martín-Dávila J, Córdoba-Barba D., Catalán M. (2010): Gravity Modelling of the Muertos Trough and tectonic implications. *Mar Geophys Res* DOI 10.1007/s11001-010-9107-8.
- Granja Bruña J.L., A. Carbó-Gorosabel, P. Llanes Estrada, A. Muñoz-Martín, U.S. ten Brink, M. Gómez Ballesteros, M. Druet, A. Pazos (2014): Morphostructure at the junction between the Beata ridge and the Greater Antilles island arc (offshore Hispaniola southern slope). *Tectonophysics* 618 (2014) 138–163.
- Hernáiz-Huerta P.P., Pérez-Estaún A. (2002): Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*, v.37 (2002), nº2-3, p. 183-205.
- Heubeck, C., Mann, P., Dolan, J., Monechi, S., 1991. Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sediment. Geol.* 70, 1–32.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J-C., DeMets, C., Jansma, P. E. (2002): Oblique collision in the north-eastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 2(6): 1057, doi:10.1029/2001TC0011304.
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P. P., Lopera, E., Joubert, M., Grupo SYSMIN (Escuder-Viruete, J., Diaz de Neira, A., Monthel, J., García-Senz, J., U'Brien, P., Contreras, P., Bernárdez, E., Stein, G., Deschamps, I., García-Lobón, J. L., Ayala, C.) (2007): Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. *Boletín Geológico y Minero*, 188(2):157-174.
- ten Brink U, Marshak S, Granja JL (2009) Bivergent thrust wedges surrounding oceanic island arcs: insights from observations and sandbox models in the north-eastern Caribbean plate. *Geol Soc Am Bull* 121:1522–1536.

# Las terrazas marinas al sur de la isla de Tabarca (Alicante, SE España)

## *Marine terraces south of the Tabarca Island (Alicante, SE Spain)*

J. E. Tent-Manclús<sup>1</sup>, J. F. Baeza-Carratalá<sup>1</sup>, J. M. Soria<sup>1</sup>, y J. L. Soler Llorens<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Ap. 99, E-03080 Alicante. je.tent@ua.es

**Resumen:** La isla de Tabarca (Alicante, SE España) se caracteriza por su planicie y su litoral conformado por pequeños acantilados. Es un promontorio emergido del alto de Santa Pola formado por rocas del Complejo Alpujárride y sedimentos del Mioceno Superior. La superficie actual de la isla se interpreta como un terraza marina formada durante el evento isotópico marino 5e al presentar restos de fauna marina que indican una edad tirreniense. En la actualidad se está formando una superficie erosiva que, comenzando en la costa actual, llega hasta la profundidad de 7 m. Entre 7 y 19 m de profundidad se desarrolla un escarpe erosivo interpretado como formada durante y tras el evento frío de 8,2 ka. Al pie de dicho escarpe, entre 15 y 25 m de profundidad, se desarrolla una terraza submarina asociada. Por último, entre 60 y 70 m de profundidad se sitúa otro escarpe erosivo, con una terraza submarina a su pie, a 70 m de profundidad que se interpreta como formada durante el periodo frío del Younger Dryas. Estos dos últimos, se encuentran mayoritariamente recubiertos por sedimentos más recientes pero, en algunas zonas del alto de Santa Pola, sigue aflorando el escarpe submarino.

**Palabras clave:** Alicante, Tabarca, evento 8,2 ka, Younger Dryas, terrazas marinas.

**Abstract:** *The Tabarca Island (Alicante, SE España) is characterized by its planar surface and its coastline of small cliffs. It is a high promontory emerged of the Santa Pola High formed by of Alpujárride Complex rocks and Upper Miocene sediments. The plain of the island is interpreted as a marine terrace formed during the 5e marine isotope stage (MIS) as remains of marine fauna indicate a tyrrhenian age. Today an erosional surface is developing, starting at the current coastline and reaching 7 m deep. Between 7 and 19 m deep, an erosional escarpment interpreted as originated during and after the 8.2 ka cold event. At the foot of the escarpment, between 15 and 25 m deep, the associated marine terrace develops. Finally, between 60 and 70 m deep other erosional escarpment is located, with a marine terrace to his foot, 70 m deep, which is interpreted as formed during the Younger Dryas cold period. Recent sediments mostly cover these last ones but, in some areas of the Santa Pola High, the escarpment still outcrops.*

**Key words:** *Alicante, Tabarca, 8.2 ka event, Younger Dryas, marine terraces.*

## INTRODUCCIÓN

La isla de Tabarca (Nueva Tabarca, o Isla Plana), separa las bahías de Alicante, al Norte, y Santa Pola al Sur (Figura 1). La isla se sitúa en la prolongación hacia el E del Cabo de Santa Pola y pertenece al municipio de Alicante.

Actualmente, la isla de Tabarca presenta una costa donde predominan los pequeños acantilados (de 2 a 3 m), excepto en la zona del istmo central, donde se sitúan una playa arenosa al sur y, al norte, el puerto nuevo hecho por el hombre. La principal característica de la isla es su planicie (de ahí uno de sus topónimos) que le confiere una superficie erosiva, la cual se reconoce a ambos lados del istmo central, encontrándose las zonas más elevadas de dicha superficie en la zona central de la isla a unos 11 m (base del faro). Sin embargo, en el extremo W, la zona más elevada se encuentra en la zona de la cantera, llegando a los 16 m. Con lo que respecta a los fondos marinos, la zona comprendida entre Tabarca y el Cabo

Santa Pola, conocido como el Freu de Tabarca, tiene una profundidad máxima de 11 m. Se caracteriza por la abundancia de praderas de *Posidonia oceanica*. Al E de la isla se prolonga una cresta rocosa llamada el Bajo de la Nao, que se extiende hasta 3 km.

Geológicamente, la isla está formada por un basamento de dolomías y margas con intrusiones de ofitas asignadas al Complejo Alpujárride (Estévez et al., 2004). En discordancia angular erosiva sobre el basamento se disponen calcarenitas y calcirruditas bioclásticas ricas en fósiles y atribuidas al Tortoniense (Estévez et al., 2004) a las que se le superpone una unidad de conglomerados marinos con *Strombus bubonius* que indicaría una edad tirreniense (Estévez et al., 1985). Además, cabe destacar la existencia de grietas distensivas y diques neptúnicos, rellenos de material tirreniense (Estévez et al., 2004).

La zona marina que rodea a la isla se caracteriza por la presencia de afloramientos rocosos. Estos fondos duros son el resultado de la actuación de procesos erosivos, principalmente costeros, sobre el alto de

Santa Pola. El objetivo de este trabajo es la caracterización y descripción de las terrazas submarinas situadas en la zona costera de la isla de Tabarca.

## MÉTODOS

La información submarina se ha obtenido mediante un equipo de sismica de reflexión de alta resolución, boomer GeoPulse de Geoacustics con adquisición digital mediante el programa SonarWiz.SBP V2.91 de Chesapeake Technologies Inc. La adquisición de datos se ha realizado en campañas de 2 a 4 días entre los años 2009 a 2014.

Los datos batimétricos se han obtenido a partir de la batimetría del Ministerio de Medio Ambiente ([www.ecobatimetricas.com](http://www.ecobatimetricas.com)), hasta la isobata de 40 m, completándose con los datos de profundidad obtenidos en la realización de los perfiles del boomer.



FIGURA 1. Localización de Tabarca respecto al mapa de la provincia de Alicante con las isobatas de 100 y 200 metros.

## ANTECEDENTES

Las bahías de Alicante y Santa Pola constituyen la prolongación sumergida en el Mar Mediterráneo de la Cuenca del Bajo Segura (Catafau Alcántara et al., 1994). Dichos autores mencionan una sedimentación actual en estas bahías de un campo de dunas a 60-70 m de profundidad. La plataforma interna y media de las bahías se caracterizaría por una superficie de abrasión formada sobre materiales pliocenos y del basamento bético que, cuando no afloran, están recubiertos por un manto muy delgado de sedimentos cuaternarios. Los materiales que forman dicha superficie emergen en la isla de Tabarca (Catafau Alcántara et al., 1994). Si los afloramientos en la isla de Tabarca son un reflejo del fondo marino, los materiales “pliocenos” de Catafau

Alcántara et al. (1994) deben ser, al menos, de una edad comprendida entre el Tortoniense-Plioceno.

Respecto a la estructura geológica de la zona, Perea et al. (2012) describen un serie de pliegues y fallas E-W que forman el denominado alto estructural de Santa Pola (Catafau Alcántara et al., 1994). Dichos pliegues se encuentran erosionados por la superficie de abrasión antes mencionada (Perea et al., 2012).

## LAS SUPERFICIES EROSIVAS EN LA ZONA COSTERA DE LA ISLA DE TABARCA

La superficie plana que conforma el actual relieve visible de la isla es resultado de la erosión marina cuando el nivel del mar estaba más alto que el actual. Esta superficie muestra restos de conglomerados marinos del tirreniense (Estévez et al., 2004), por lo que puede deducirse dicha edad de su formación. Las faunas de gasterópodos con presencia de *Strombus bubonius* son denominadas “faunas senegalesas” (Zazo et al., 2013), las cuales son recurrentemente asignadas en las costas mediterráneas del sur de la Península al estadio isotópico 5e (Marine Isotopic Stage, MIS 5e, hace 123 ka). Por otra parte, el estadio isotópico 7 (MIS 7, hace unos 200 ka) también muestra esta fauna pero con *Strombus bubonius* menos abundante (Zazo et al., 2013). En la isla de Tabarca la presencia de *S. bubonius* es ocasional (Estévez et al., 2004) aunque hay que considerar las particularidades de los afloramientos de conglomerados con faunas marinas de gasterópodos, los cuales suelen ser muy reducidos y en forma de diques neptúnicos. En este caso, el criterio de abundancia no sería definitivo. La asignación de la génesis de la superficie plana al estadio isotópico 7 se presume menos plausible, ya que conllevaría asumir la ausencia de la superficie erosiva del estadio 5e. Por todo ello, nos inclinamos a pensar que la superficie plana de la isla se formó en el estadio isotópico 5e, esto es, hace unos 123 ka. Su posición respecto al nivel del mar actual debe estar condicionada por una tectónica de levantamiento de la zona.

En la actualidad las costas acantiladas de la isla indican un retroceso de la línea de costa. Además, existe una superficie de abrasión rodeando la isla a una profundidad que varía entre la cota cero hasta los 7 m de profundidad (Figura 2). Dicha superficie sería la generada desde que el nivel del mar se situó aproximadamente en la posición actual, esto es, en los últimos 6000 años.

En el modelo digital de batimetría que se muestra en la figura 2 se observa un escalón rodeando la isla que, en la parte sur, se empieza a detectar a cota 7 m por debajo del nivel actual, hasta los 15 m de profundidad. Por otra parte, al norte de la isla, este escalón aparece entre 14 y 19 m. Dicho escalón se ha marcado como E1 (Escarpe submarino 1). A mayor profundidad se desarrolla una superficie plana inclinada hacia mar que, al norte, se desarrolla entre 19

y 20 m de profundidad, mientras que al sur lo hace en un rango entre 15 y 25 m. Esta superficie se ha marcado en la Figura 2 como T1 (Terraza submarina 1). Destaca el carácter discontinuo de la superficie al SE de la isla, la cual se encuentra dividida por una pequeña depresión.

El escarpe E1 y su terraza submarina S1 se formaron cuando el nivel del mar se encontraba más bajo que el actual. La parte norte, donde el pie del escarpe 1 se encuentra a 19 m es posible explicarla como producida durante el evento 8.2 ka, por comparación con otros sectores de la costa alicantina

(Tent-Manclús et al., 2009). Sin embargo, en la parte sur de la isla, el escarpe se encuentra más alto de lo que cabría esperar. Esto se podría explicar porque esta zona presenta mayor pendiente y la traslación de la línea de costa durante la subida del nivel del mar se hizo de forma lenta, lo que permitió que durante el ascenso se siguiera esculpiendo el escarpe. Lo mismo ocurriría con la terraza producto de la superficie de abrasión. En la zona E de la isla, en el llamado Bajo de la Nao, el E1 parece continuarse con el acantilado actual (Fig. 2). De todas formas, no se puede descartar totalmente la posible influencia de la tectónica reciente.

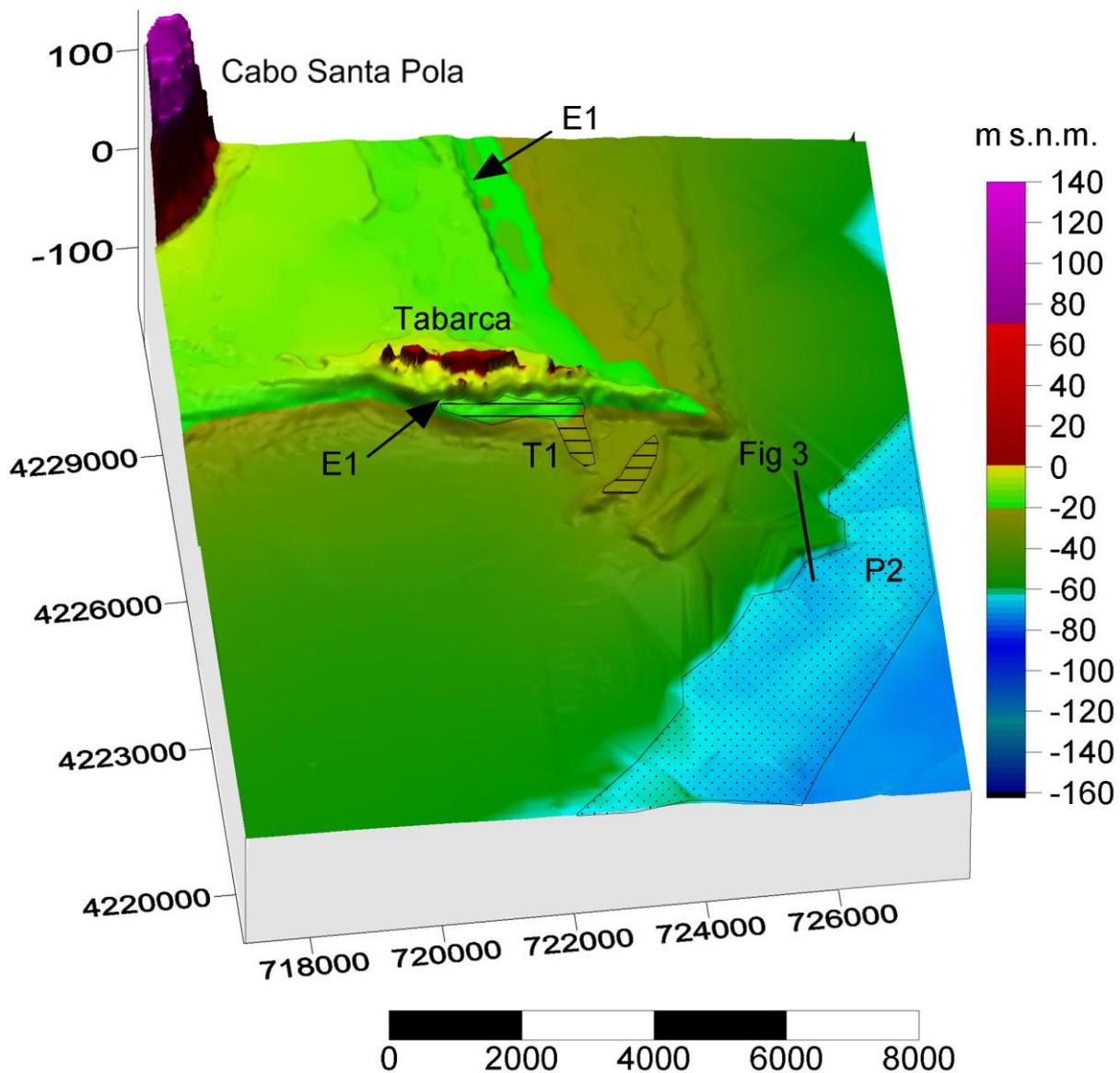


FIGURA 2. Modelo batimétrico digital de la superficie del fondo marino en los alrededores de Tabarca donde se muestran: T1: escarpe de la terraza erosiva producida durante el evento de 8.2 ka; S1: Superficie de abrasión desarrollada sobre el basamento ligada a la T1; P2 prisma infralitoral ligado al Younger Dryas. Se muestra la traza del perfil sísmico de la Figura 3.

La resolución del modelo de la Figura 2 no permite distinguir un segundo escarpe (E2) entre 59 y 70 m de profundidad, que sí aflora al SE de la isla de Tabarca (Figura 3). Dicho escarpe se encuentra casi siempre cubierto por un prisma litoral (P2 en la figura 2) y sólo

aflora en el fondo marino en la zona SE de la isla donde abundan las irregularidades del fondo ligadas a crestas del basamento. El prisma litoral se encuentra en una posición equivalente al prisma sedimentario ligado al Younger Dryas (12,7-11,7 ka antes de la actualidad)

detectado en la plataforma continental de Benidorm, esto es entre 60 y 70 m de profundidad (Vara et al., 2011), lo que permite su correlación con dicho prisma. El E2 sería anterior al prisma infralitoral y se formaría en un episodio de detención de la subida del nivel del mar, lo que podría producirse al comienzo del periodo frío del Younger Dryas. La superficie de abrasión que forma la T2 se encuentra en la actualidad recubierta por sedimentos más recientes.

## CONCLUSIONES

La isla de Tabarca y el alto de Santa Pola son relieves de un basamento formado por rocas de la Zona Interna y del Mioceno Superior. Dichos relieves son excavados por los agentes costeros durante el cuaternario reciente. La llanura que caracteriza la isla de Tabarca se interpreta como una terraza marina formada durante el estadio isotópico 5e.

Tras la última glaciación el ascenso del nivel del mar hasta su posición actual genera: (1) un escarpe submarina (E2) y terraza marina de abrasión (T2) durante el periodo del Younger Dryas, entre 60 y 70 m de profundidad. Esta terraza se encuentra mayoritariamente recubierta por sedimentos más recientes, prisma P2; (2) un escarpe submarino entre 7 y 19 m de profundidad (E1) con una terraza submarina asociada localizada entre 15 y 25 m (T1); (3) finalmente en la posición actual del nivel del mar se forman los acantilados costeros de la isla de Tabarca y una superficie de abrasión que llega en algunos puntos hasta los 7 m de profundidad.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto GRE13-23 (Investigaciones Emergentes del Programa Propio de la Universidad de Alicante).

## REFERENCIAS

- Catafau Alcántara, E., Gaytán de Ayala y Bolín, M., Pereda Alonso, I., Vázquez Garrido, J.T. y Wandossell Santamaría, J. (1994): *Mapa geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas adyacentes. Escala 1:200 000. Hoja nº 72-73 (Elche-Alicante)*. ITGE, 73 p.
- Estévez, A., Renard, P. y Yébenes, A. (2004): Cabo de Santa Pola e isla de Tabarca. En: *Geología de Alicante* (P. Alfaro, J. M. Adreu, A. Estévez, J. E. Tent-Manclús, eds). 161-177.
- Perea, H., Gràcia, E., Alfaro, P., Bartolomé, R., Lo Iacono, C., Moreno, X., Masana, E. y EVENT-SHELF Team. (2012): Quaternary active tectonic structures in the offshore Bajo Segura basin (SE Iberian Peninsula-Mediterranean Sea). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12: 3151-3168. doi:10.5194/nhess-12-3151-2012
- Tent-Manclús, J. E., Estévez, A., Soria, J. M., Benabdeloued, N. Y. B., Corbí, H., Pina, J. A. y Rey, J. (2009): Registro del evento 8.2 en la plataforma continental de Alicante (SE, España). *Geogaceta*, 47: 97-100.
- Vara, A. de la, Tent-Manclús, J. E., Estévez, A., Soria, J. M. y Rey, J. (2011): El prisma sedimentario submarino ligado al Younger Dryas en la plataforma continental de Benidorm (Alicante, SE de España). *Geogaceta*, 50/2: 137-140.
- Zazo, C., Goy, J. L., Lario, J., González-Delgado, J.A., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E. y Soler, V. (2013): Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach. *Geomorphology*, 196: 36-49.

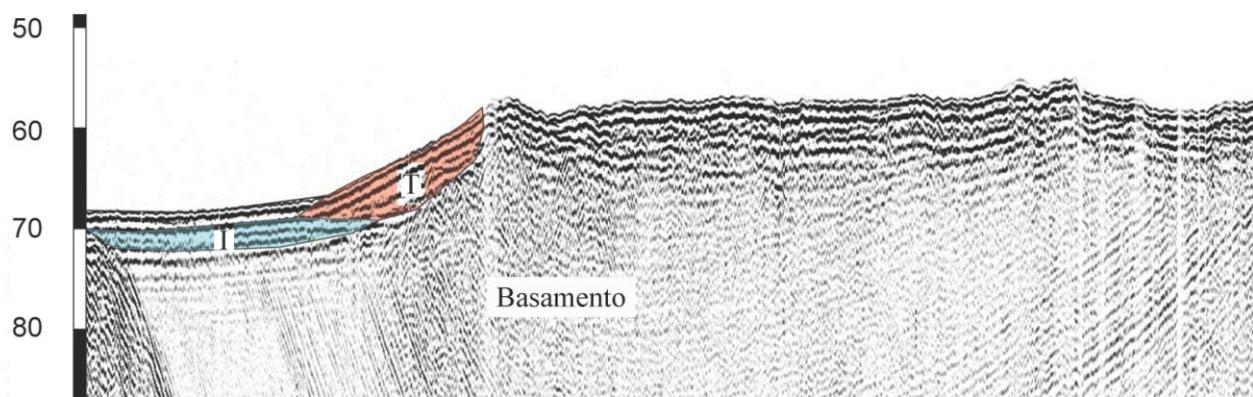


FIGURA 3. Perfil sísmico de alta resolución donde se muestra el escarpe del Younger Dryas, con unos depósitos de Talud (T) y unos sedimentos previos al desarrollo del talud (I). En el basamento se observa un sinclinal de los materiales de edad Tortoniense terminal-Messiniense. El perfil tiene una longitud de 1300 m.

## Sobreconsolidación aparente en sedimentos marinos

### *Apparent over-consolidation in marine sediments*

M. Yenes<sup>1</sup>, S. Monterrubio<sup>1</sup>, J. Nespereira<sup>1</sup> y D. Casas<sup>2</sup>.

1 Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Zamora, Universidad de Salamanca, 49029 Zamora. [myo@usal.es](mailto:myo@usal.es); [seramp@usal.es](mailto:seramp@usal.es); [jnj@usal.es](mailto:jnj@usal.es).

2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. [d.casas@igme.es](mailto:d.casas@igme.es).

**Resumen:** Se estudia el fenómeno de la sobreconsolidación aparente en los primeros centímetros de la columna sedimentaria marina. Para ello se ha muestreado mediante la técnica de *box-corer*, una zona del Golfo de Cádiz sin evidencias de sobreconsolidación mecánica. Los ensayos edométricos normalizados realizados con diferentes tipos de agua (marina y destilada) y con diferentes escalones de carga en cuanto a intensidad y duración, indican que el fenómeno no está relacionado ni con la química del agua de ensayo, ni con el tiempo que se mantiene el sedimento cargado cuando la progresión de las cargas es geométrica. Sin embargo, se ha observado que cuando en el laboratorio se simulan las condiciones de una sedimentación lenta, la consolidación secundaria toma especial relevancia, lo que apunta a que la sobreconsolidación aparente debe estar relacionada con una consolidación secundaria generada por procesos físico-químicos que desarrollan fuertes uniones entre partículas.

**Palabras clave:** sedimentos marinos, sobreconsolidación aparente, consolidación secundaria, Golfo de Cádiz.

**Abstract:** *The apparent overconsolidation in the first centimeters of the marine sedimentary column is studied. With this purpose, box corer sampling has been used in an area located in the Gulf of Cadiz, where no evidences of mechanic overconsolidation exist.*

*The unidimensional consolidation tests performed with different types of water (marine and distilled) and with different load steps in intensity and duration indicate the phenomenon is related neither with the chemistry nor the duration of the consolidation in each step with load progressing geometrically. However, when simulating a slow sedimentation with very low increases in loads, the secondary consolidation are particularly highlighted, which indicates that apparent consolidation phenomenon should be associated with a secondary consolidation generated by physicochemical processes developing strong bonds between particles.*

**Key words:** *marine sediments, apparent over-consolidation, secondary consolidation, Gulf of Cadiz.*

### INTRODUCCIÓN

La consolidación, primera etapa de la diagénesis en sedimentos marinos saturados, consiste en un proceso de reducción del volumen como consecuencia de la expulsión del agua contenida en los poros. Este proceso se desarrolla a medida que los sedimentos van siendo enterrados, lo que genera un aumento de la presión efectiva a la que están sometidos. Los sedimentos “recuerdan” la historia tensional a la que han estado sometidos; este recuerdo se puede “recuperar” a partir de los resultados del ensayo edométrico de consolidación unidimensional realizado sobre muestras inalteradas (Terzaghi y Peck, 1948).

En función del resultado de este ensayo existen tres tipos de sedimentos: (1) Sedimentos normalmente consolidados: aquellos que han sido sometidos a una presión efectiva vertical debida únicamente al peso de la columna sedimentaria que tienen por encima en la actualidad; (2) Sedimentos sobreconsolidados: aquellos en los que se constata que han soportado presiones

efectivas verticales superiores a las que actualmente les proporciona el peso de la columna sedimentaria que tienen por encima; (3) Sedimentos subconsolidados: aquellos con un exceso de presión intersticial que no ha sido disipada y, por lo tanto, son sedimentos que no están consolidados para la presión efectiva de sobrecarga actual.

La sobreconsolidación de sedimentos marinos generalmente está relacionada con procesos erosivos o movimientos en masa que eliminan parte de la columna sedimentaria; este mecanismo es lo que se denomina sobreconsolidación mecánica. Sin embargo, desde hace décadas, en los estudios geotécnicos en sedimentos marinos, se ha constatado el hecho de que en los fondos marinos las muestras más superficiales de la columna sedimentaria presentan una sobreconsolidación aparente o pseudo-consolidación, es decir, los resultados de los ensayos constatan que se trata de sedimentos sobreconsolidados, pero este hecho no se corresponde con un proceso geológico de pérdida de columna sedimentaria que pueda explicar el proceso.

E.	REFERENCIA	T.	PROF. (cm)	AGUA	TIEMPO (horas)	REC.
1	NW 14 BC23 15 A DEST	A	14,5	Destilada	24	No
2	NW 14 BC23 15 B MAR	B	14,5	Marina	24	No
3	NW 14 BC23 19 A DEST	A	18,5	Destilada	24	No
4	NW 14 BC23 19 B MAR	B	18,5	Marina	24	No
5	NW 14 BC23 21 B DEST	B	21	Destilada	24	No
6	NW 14 BC23 24 B MAR	B	24	Marina	24	No
7	NW 14 BC23 27 B DEST	B	27	Destilada	24	Si
8	NW 14 BC23 30 B MAR	B	30	Marina	24	Si
9	NW 14 BC23 24 A DEST	A	24	Destilada	168	Si
10	NW 14 BC23 27 A MAR	A	27	Marina	168	Si
11	NW 14 BC23 30 A DEST	A	30	Destilada	24	Si

TABLA1. Ensayos realizados en este estudio. E: número de ensayo; T: testigo; Profundidad dentro del testigo; AGUA: tipo de agua utilizada en el ensayo; TIEMPO: duración de cada escalón de carga; REC.: Ensayo con recarga.

Desde que se detectó el fenómeno por primera vez (Hamilton, 1964), se han propuesto varias explicaciones posibles. En los últimos trabajos realizados sobre este tema (Brausse, 2001; Le et al., 2008) se restringen las posibles causas a tres: (1) Cambios iónicos y fuertes uniones fisicoquímicas entre partículas; (2) Cementación inorgánica por agentes cementantes como silicatos, carbonatos, óxidos de hierro o alúmina; (3) Bioturbación y cementación orgánica. Muchos de estos procesos se incluyen en lo que se ha definido como envejecimiento del sedimento (*aging*) provocado por una lenta sedimentación (v.g. Hamilton, 1964; Bush y Keller, 1982). En cualquier caso, hasta el momento no hay una explicación única y convincente del fenómeno.

En este trabajo se han muestreado sedimentos superficiales en una zona del Golfo de Cádiz en la que no existen evidencias de procesos erosivos o de movimientos en masa, por lo que habría que esperar la presencia de sedimentos normalmente consolidados. Mediante ensayos edométricos normalizados sobre estas muestras se pretende: (1) Determinar la historia tensional del sedimento; (2) Establecer la influencia del agua de ensayo utilizada (destilada o marina) en los resultados; (3) Estudiar cómo influye en los resultados la intensidad de la carga y el tiempo que permanece el sedimento cargado (consolidación secundaria).

## METODOLOGÍA

Durante la campaña oceanográfica Mower (*Rasgos erosivos y depósitos arenosos generados por la MOW alrededor de Iberia: implicaciones paleoceanográficas, sedimentarias y económicas*), que se realizó a bordo del B.O. Sarmiento de Gamboa en septiembre de 2014, se obtuvieron varias muestras superficiales del fondo marino mediante sacatestigos de caja (*box-corer*). Este sistema proporciona muestras prácticamente indeformadas, útiles para realizar ensayos en los que se necesite preservar la estructura interna del sedimento en el momento de la extracción.

Para este trabajo se seleccionó la muestra MW14-BC-23 (35° 46.3200'N; 6° 46.9400'W; Profundidad del fondo marino: 667 m). Una vez en cubierta, la caja se muestreó con 2 tubos de PVC de 90 mm de diámetro, lo que proporcionó dos submuestras (A y B) de 37 cm de longitud. Por otro lado, durante la campaña también se utilizó el vehículo submarino operado mediante cable ARGUS ROV perteneciente a la empresa pública portuguesa EMEPC, lo que permitió obtener una muestra de agua marina próxima al fondo, que se utilizó para llevar a cabo parte de los ensayos. Las muestras fueron trasladadas al Laboratorio de Geotecnia de la Escuela Politécnica Superior de Zamora (Universidad de Salamanca), donde se realizaron ensayos de deformabilidad normalizados (Ensayo de consolidación unidimensional de un suelo en edómetro: AENOR 1999: UNE 103405:1994) (Tabla 1).

Los ensayos 1 a 6 se realizaron para determinar el efecto del tipo de agua (destilada o marina) utilizada en los ensayos. En todos ellos se llevaron a cabo 13 escalones (2,5; 4,9; 7,4; 12,3; 24,5; 49; 98; 245,3; 490,5; 98; 24,5; 7,4; 2,5 kPa) mantenidos durante 24 horas. En los ensayos 7 y 8 las muestras se cargaron hasta el equivalente a 10 m de profundidad, posteriormente se descargaron y a continuación se volvieron a cargar. En estas muestras se utilizaron un total de 29 escalones (1,5; 3,9; 6,4; 8,8; 11,3; 13,7; 18,7; 26; 50,5; 75; 26; 11,3; 3,9; 6,4; 13,7; 26; 50,5; 62,8; 75; 87,3; 124,1; 246,7; 492; 982,5; 246,7; 75; 13,7; 3,9; 1,5 kPa) mantenidos durante 24 horas. En los ensayos 9 y 10 se han utilizado también 29 escalones (iguales a los de los ensayos 7 y 8), pero manteniendo los escalones durante una semana (168 horas) con el fin de estudiar la consolidación secundaria de las muestras. Finalmente, en el ensayo 11 se han llevado a cabo también 29 escalones mantenidos 24 horas, pero para mayor precisión se han utilizado pesas de 25 en 25 gr hasta los 27,22 kPa (escalón 22).

Además de los ensayos edométricos descritos, en dos muestras (a 21 y 32 cm) se realizaron sendos ensayos granulométricos (AENOR 1999: UNE 103101:1995; UNE 103102:1995) y se determinaron

los límites de Atterberg (AENOR 1999: UNE 103103:1994; UNE 103104:1993). Por otro lado, la composición mineralógica se ha determinado en dos muestras (a 14,5 y 30 cm) mediante difracción de Rayos X sobre muestra total y sobre agregados orientados para determinar la fracción inferior a  $2 \mu\text{m}$ . Los difractogramas se obtuvieron en modo step/scan con configuración  $\theta/2\theta$  en un difractómetro Bruker D8

Advance equipado con tubo de Cu, monocromador primario ( $\lambda = 1.54056 \text{ \AA}$ ) y detector de centelleo, del Servicio General de Difracción de Rayos X de la Universidad de Salamanca. Finalmente, el agua marina se analizó en el Servicio General de Análisis Químico Aplicado de la Universidad de Salamanca, mediante espectrómetro de plasma (ICP-OES).

ENSAYO / PROBETA	COTA	Dens.	w	$e_0$	$\sigma'_p$	$C_c$	OCR
1 / NW 14_BC23_15_A_DEST	14,5	1,67	63%	1,5510	-	0,3710	-
3 / NW 14_BC23_19_A_DEST	18,5	1,73	61%	1,6270	9,00	0,3670	6,63
5 / NW 14_BC23_21_B_DEST	21	1,76	58%	1,5450	12,50	0,3540	8,11
7 / NW 14_BC23_27_B_DEST	27	1,78	51%	1,4100	17,00	0,3230	8,58
9 / NW 14_BC23_24_A_DEST	24	1,76	56%	1,4609	16,00	0,3121	9,08
11 / NW 14_BC23_30_A_DEST	30	1,76	52%	1,3710	15,00	0,3300	6,81
2 / NW 14_BC23_15_B_MAR	14,5	1,73	58%	1,3370	17,00	0,2960	15,97
4 / NW 14_BC23_19_B_MAR	18,5	1,72	57%	1,5940	34,00	0,4730	25,03
6 / NW 14_BC23_24_B_MAR	24	1,78	50%	1,3410	18,00	0,3070	10,22
8 / NW 14_BC23_30_B_MAR	30	1,78	49%	1,4030	18,00	0,3530	8,17
10 / NW 14_BC23_27_A_MAR	27	1,77	47%	1,3263	15,00	0,2713	7,57

TABLA 2. Resultados de los ensayos edométricos. COTA: profundidad en cm desde el fondo marino; Densidad; W Humedad;  $e_0$  Índice de huecos inicial;  $\sigma'_p$  Presión de preconsolidación;  $C_c$  Índice de Compresión; OCR Grado de Sobreconsolidación.

## RESULTADOS

El agua marina utilizada en los ensayos edométricos presenta una conductividad de  $50200 \mu\text{S/cm}$ ; siendo los cationes principales: Na (12454 ppm), Mg (1398 ppm), K (511 ppm) y Ca (410 ppm). El análisis semicuantitativo de la composición mineralógica determinada mediante DRX, indica que se trata de dos muestras compuestas fundamentalmente por calcita (25 y 23%), cuarzo (24 y 19%) y filosilicatos (51 y 58%). Los ensayos geotécnicos de caracterización (granulometría y límites de Atterberg), muestran que se trata de limos arcillosos (90% de finos) de baja plasticidad (Índice de Plasticidad entre 13.7 y 14.6). Lo que permite clasificar las dos muestras como ML según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).

Los ensayos edométricos (Tabla 2) indican en todos los casos la existencia de sobreconsolidación ( $\text{OCR} > 6$ ) que no se debe a un proceso geológico de pérdida de columna sedimentaria, por lo que se considera que se trata de una sobreconsolidación aparente. Por otro lado, los resultados obtenidos permiten concluir que los elevados valores de OCR no son generados por la salinidad del agua de ensayo, ya que se constatan tanto en muestras ensayadas con agua marina, como en muestras ensayadas con agua destilada. La única diferencia radica en que en las muestras ensayadas con agua marina se observa una disminución del OCR con la profundidad; sin embargo, en las muestras ensayadas

con agua destilada los valores de OCR son prácticamente constantes. Estudios similares realizados con muestras del Golfo de Guinea (De Gennaro et al., 2005; Le et al., 2008), también concluyen que la salinidad del agua de ensayo tiene una escasa influencia sobre el comportamiento edométrico de las muestras ensayadas.

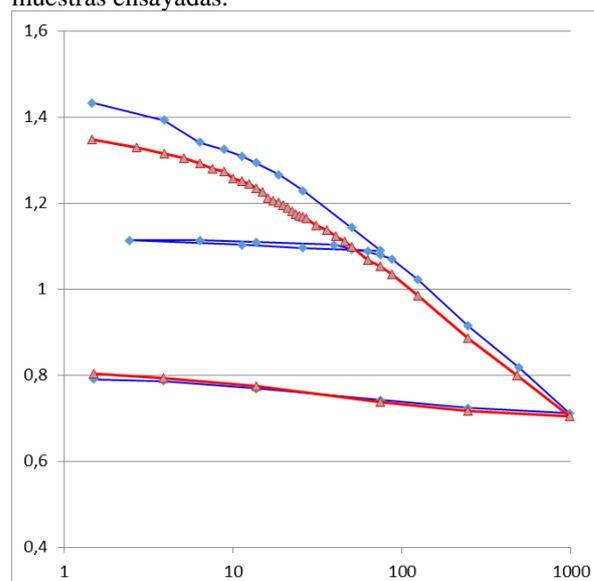


FIGURA 1. Curvas edométricas (Índice de poros vs. tiempo en minutos). Azul: 9/NW14\_BC23\_24\_A\_DEST (escalones de 168 horas); Rojo: 11/NW 14\_BC23\_030\_A\_DEST (escalones de 24 horas).

En cuanto a la influencia en los resultados del tiempo que se aplica cada escalón de carga (Fig. 1), si comparamos las curvas edométricas obtenidas cuando se mantienen los escalos durante 24 horas (tal y como indica la norma), con las obtenidas manteniendo los escalones 168 horas, se constata que en los dos casos los resultados son semejantes. Lo que indica que la sobreconsolidación aparente es real y no un efecto inducido por el ensayo en laboratorio. En este sentido, hay que señalar que según diversos autores (v.g. Han Eng, 2004), los efectos del envejecimiento de los sedimentos se empiezan a producir a partir de los 45 días. Por lo tanto, en los ensayos realizados es posible que no se haya dejado el tiempo suficiente para generar este envejecimiento del sedimento.

Se ha constatado un comportamiento diferenciado en función de los incrementos de carga (Fig. 2). Así, cuando los escalones de carga se realizan en progresión geométrica (según norma UNE 103405), se obtienen curvas de consolidación típicas, en las que se diferencia claramente entre consolidación primaria y secundaria. En estos casos, la mayor parte de la deformación tiene lugar en las primeras horas posteriores al incremento de carga y las líneas de consolidación secundaria tienen pendientes muy homogéneas y escasas (líneas rojas, Fig. 2). Sin embargo, cuando el ensayo se realiza mediante escalones que suponen pequeños incrementos de carga y que podrían simular la consolidación generada por aportes sedimentarios continuos (líneas azules, Fig. 2), el comportamiento es totalmente diferente, la mayor parte de la deformación no se produce en las primeras horas, sino que es más diferida en el tiempo y la pendiente de la consolidación secundaria es muy superior a la que se obtiene cuando los escalones se realizan en progresión geométrica.

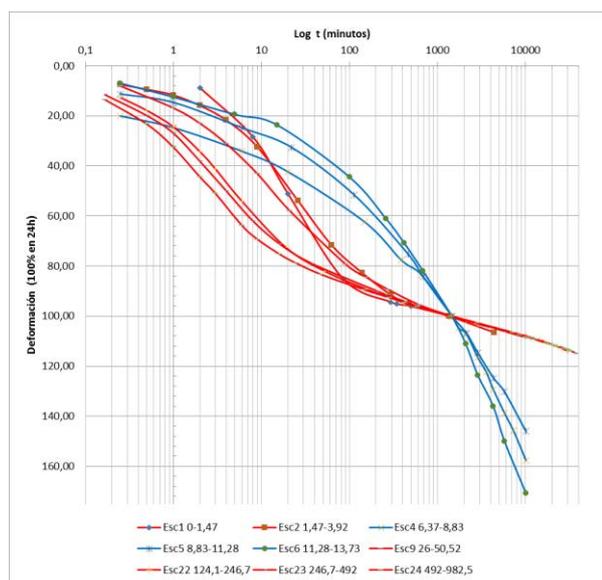


FIGURA 2. Comportamiento en consolidación de escalones con pequeños incrementos de carga (líneas azules) y escalones con cargas en progresión geométrica (líneas rojas). La representación se ha realizado considerando un valor de 100% de la deformación en 24 horas.

## CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos han permitido constatar la existencia de una sobreconsolidación aparente en los sedimentos superficiales estudiados que no es de origen mecánico. Se descarta que su origen esté relacionado con el método de muestreo o con la composición química del agua utilizada en los ensayos. No se han observado diferencias en los resultados en función del tiempo que se mantienen las cargas. Si bien es posible que sea necesario realizar ensayos de mayor duración para activar el proceso de envejecimiento del sedimento.

Se ha observado un comportamiento diferenciado en función de los incrementos de carga. De forma que cuando el ensayo simula las condiciones de una sedimentación lenta, la consolidación secundaria toma especial relevancia y la deformación total del sedimento es mayor, lo que podría explicar la sobreconsolidación aparente observada.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto MOWER (CTM2012-39599-C03).

## REFERENCIAS

- AENOR (1999): Geotecnia. Ensayos de campo y de laboratorio. Normas UNE. Madrid. 385 p.
- Buch, W.H. y Keller, G.H. (1982): Consolidation characteristics of sediments from the Perú-Chile continental margin and implications for past sediment instability. *Marine Geology* 45: 17-39.
- Brausse, M. (2001): Underconsolidation and apparent overconsolidation in marine sediments: a study of stress states in the northwestern Gulf of Mexico. Tesis Doctoral. University of Rhode Island.
- De Gennaro, V., Delage, P. y Puech, A. (2005): On the compressibility of deepwater sediments of the Gulf of Guinea. *Frontiers in Offshore Geotechnique: ISFOG 2005- Gourverneec et Cassidy (eds)*.
- Hamilton, E.L. (1964): Consolidation characteristics and related properties of sediments from experimental Mohole (Guadeloupe site). *Journal Geophysical Research* 69: 4257-4269.
- Han Eng, L. (2004): Compressibility and undrained behaviour of natural singapore marine clay: effect of soil structure. Tesis Doctoral, National University of Singapore, 260 p.
- Le, M-H., Nauroy, J-F., Flavigny, E., Thanh, N., Colliat, J-L., De Gennaro, V., Delage, P., Puech, A. y Meunier, J. (2008): Characterization of Soft Deepwater West Africa clays: SHANSEP. *Proceedings of Offshore Technology Conference*, Houston, Texas.
- Terzaghi, K. y Peck, R.B. (1948): *Soil Mechanics in Engineering Practice*. New York: John Wiley and Son

# La Corriente de Canarias según sus registros geológicos

## *Geological records of the Canary Current history*

J. Meco<sup>1</sup>, A. Lomoschitz<sup>2</sup> y J.F. Betancort<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Biología, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, CanaryIslands, Spain. [Joaquinfco.meco@ulpgc.es](mailto:Joaquinfco.meco@ulpgc.es)

<sup>2</sup> Instituto de Oceanografía y Cambio Global, IOCAG, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, ULPGC, 35017 Las Palmas de Gran Canaria, CanaryIslands, Spain. [Alejandro.lomoschitz@ulpgc.es](mailto:Alejandro.lomoschitz@ulpgc.es)

**Resumen:** Los depósitos marinos pliocenos de La Isleta en Las Palmas de Gran Canaria, con una edad de 4,2 Ma, contienen fósiles propios de aguas cálidas. Por lo tanto, aún no se había formado la Corriente fría de Canarias. Encima de estos depósitos de fauna cálida, principalmente en la costa oeste de Fuerteventura, se instalan potentes dunas que, a su vez están bajo coladas de lavas datadas en c. 3 Ma. Entre las dunas y las lavas hay un paleosuelo que contiene estructuras de diapausa de insectos. Esto indica un clima templado con inviernos rigurosos. La construcción de las dunas coincide con una bajada global del nivel del mar por crecimiento de los hielos en la Antártida y también hace 3,3 Ma con el primer glacial en el Ártico. Por lo tanto, la Corriente de Canarias se inició entre hace 4 Ma y 3 Ma. Respecto al Pleistoceno, como el interglacial en el que vivimos corresponde a un escenario con nivel del mar alto, solo los interglaciales MIS 11 y MIS 5.5 han dejado depósitos visibles y conteniendo faunas cálidas. La subida del nivel del mar en el Holoceno se produjo unos mil años después de la más alta temperatura de la superficie del mar.

**Palabras clave:** Oceanografía, Paleoclimatología, Paleontología, Giro Nord atlántico subtropical.

**Abstract:** Pliocene marine deposits at La Isleta in Gran Canaria Island dated 4.2 Ma and they contain warm water fossils. That means the cold Canary Current (CC) did not work at this age. Above such a type deposits there are: thick dune beds, mainly present in the western coast of Fuerteventura Island; a palaeosol with insect diapause structures indicating severe winter conditions; and a basaltic lava flow dated 3 Ma. At these ages, dune development coincides with a global sea level drop, due to Antarctic ice growth and the beginning of Arctic ice, occurred 3.3 Ma ago. Therefore, the Canary Current began between 4 Ma and 3 Ma ago. Regarding the Pleistocene, as the present interglacial period corresponds to a high sea level scenario, only MIS 11 and MIS 5.5 interglacials have left visible marine deposits with warm water fossils. Moreover, from the Canary fossil records we infer that the Holocene sea level rise occurred about one thousand years after the highest Sea Surface Temperature (SST).

**Key words:** Oceanography, Palaeoclimatology, Palaeontology, North Atlantic Subtropical Gyre.

## INTRODUCCIÓN

En los últimos años (2007-2015) se han dado a conocer diversos registros geológicos que revelan facetas de la historia de la Corriente de Canarias. El objetivo de este trabajo es dar una visión de conjunto, desde su origen en el Plioceno y sus fluctuaciones en el Pleistoceno y en el Holoceno.

En la actualidad, la corriente de Canarias es la rama fría del Giro subtropical del Atlántico norte, entre las islas Azores y las islas Cabo Verde. Las islas Canarias ocupan una posición central y dan nombre a esta corriente. Los otros tramos principales del giro son cálidos y llevan los nombres de Corriente Ecuatorial Norte y la Corriente del Golfo.

A esta posición geográfica en plena corriente se une la naturaleza volcánica de las Islas Canarias y, como algunas lavas se enfriaron en contacto con el agua del mar, han permitido indirectamente la datación radiométrica de depósitos marinos asociados.

Otra circunstancia de las Canarias es su latitud (27.5°N – 29.5°N), cercana pero algo más elevada que

la del Trópico de Cáncer (23.5° N). Esto las hace sensibles a las oscilaciones climáticas de las que depende la fauna, ni constantemente cálida ni constantemente fría, de las latitudes extremas. Las faunas fósiles de estas islas han proporcionado notable información paleo-climática, geo-cronológica y tectónica.

Finalmente, los grandes acontecimientos globales son inseparables de la interpretación de los registros canarios, que interactuaron notablemente: el cierre del istmo de Panamá, la apertura del Estrecho de Gibraltar, la instalación de hielos en el Ártico, la desertificación del Sahara y el giro de la Tierra y su trayectoria astronómica.

## EL ORIGEN DE LA CORRIENTE DE CANARIAS (CC)

Se sabe que hay depósitos marinos de Las Palmas de Gran Canaria que tienen una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 4,8 Ma en Tamaraceite y de 4,2 Ma en La Isleta gracias a pillow-lavas asociadas (Meco et al., 2015). Estas

edades corresponden al Plioceno temprano (*Early Pliocene*) entre 5,3 Ma y 3,6 Ma. La fauna que contienen los depósitos (*Nerita emiliana*, *Persististrombus coronatus*, *Siderastrea oenica*) corresponde a un clima cálido tipo Golfo de Guinea y Caribe actuales. Por lo tanto, la Corriente fría de Canarias aún no existía.

Sí había una comunicación entre el Océano Atlántico y el Océano Pacífico abierta entre Norte América y Sud América (Central American Seaway o CAS). En el Mioceno terminal y el Plioceno temprano la Corriente Circumtropical comunicaba ambos océanos mientras que la Corriente del Golfo (*Gulf Stream*) era débil. Se producía en el Atlántico Noreste una piscina caliente (*Warmpool*), al menos desde Canarias hasta las Faluns de la Touraine en Francia, similar a la que se producía en el Pacífico Oeste por el estrechamiento del paso indonesio (*Indonesian Seaway*) al acercarse las placas de Australia a Asia. Esta *Warmpool* llegaba hasta la zona del Panamá actual. Posiblemente la piscina atlántica fuese prolongación de la Pacífica.

La debilidad de la *Gulf Stream* en el Atlántico y la Corriente de Kuroshio, que inician respectivamente el Giro del Atlántico Norte y del Pacífico Norte, y ambas piscinas calientes muestran una situación previa pantropical. En ella la Corriente de Canarias es inexistente o al menos débil y cálida hasta hace 4,2 Ma (para referencias ver Meco et al., 2015).

Una intensificación de la *Gulf Stream* se produce entre 4,6 a 3,5 Ma y al mismo tiempo ocurre una notable bajada global del nivel del mar entre 4,6 a 3,1 Ma coincidiendo con un aumento de hielos en la Antártida. Un primer interglacial (M2) favorece un puente terrestre en Panamá hace 3,3 Ma.

Estos grandes eventos, que marcan el inicio de la modernidad climática y geográfica, se reflejan en Canarias en la construcción de importantes dunas, visibles hoy sobre todo en Fuerteventura, que se instalan encima de los depósitos marinos del Plioceno temprano. Aunque de origen eólico costero sus arenas están formadas por bioclastos calcáreos de origen marino. Además, están situadas bajo coladas de lavas datadas repetidamente entre 2,7 y 3 Ma. Entre estas coladas y las dunas hay paleosuelos conteniendo estructuras fósiles de diapausa lo que indica ya un clima templado con inviernos crudos. La corriente fría de Canarias tuvo forzosamente que formarse después de hace 4,2 Ma y antes de hace 3,0 Ma coincidiendo con el descenso del nivel del mar y la primera glaciación del Hemisferio norte hace 3,3 Ma ya en el Plioceno tardío (*Late Pliocene*).

Durante el Pleistoceno sólo hay dos episodios que aporten información sobre la Corriente de Canarias y se registran en las Islas: uno a inicios del Pleistoceno medio tardío y otro al inicio del Pleistoceno superior.

## EL REGISTRO DE LA CC DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIO

Nuevamente una colada con pillow-lavas está en relación con unos depósitos marinos fosilíferos. La edad K/Ar de la colada, y de los depósitos marinos, es 421 ka (Meco et al., 2002). Esta edad sitúa los depósitos en el interglacial MIS 11 (*Marine Isotope Stage 11*) en el inicio del Pleistoceno medio tardío. La fauna encontrada muestra un carácter moderno, indicado, por ejemplo, en la cantidad y variedad de morfotipos y/o especies que sobreviven en la actualidad en otras regiones (*Saccostrea cucullata*) (Montesinos et al. 2014). La localidad está situada en la costa norte de Gran Canaria, en la desembocadura del Barranco de Cardones.

Esta misma fauna cálida (*Saccostrea cucullata*, *Bursa jabik*, *Purpurellus gambiensis*) pero además corales (*Madracis pharensis*) aparecen en la costa oeste de Lanzarote (Piedra Alta). Los corales de esta localidad se han datado por series de Uranio y han dado una edad de 481 ka (Muhs et al., 2014). Mientras que los depósitos de la costa de Cardones en Gran Canaria corresponden a unas condiciones normales de playa, los de Piedra Alta corresponden a un episodio rápido y de alta energía. Esto se hace patente por la mezcla en los depósitos de faunas de distinta profundidad, por la presencia de elementos terrestres tales como estructuras de diapausa de insectos, grandes clastos angulosos y fragmentos de playas anteriores.

Finalmente, la presencia en los depósitos marinos de faunas cálidas con origen en el Golfo de Guinea y de faunas frías presentes también en el Mediterráneo, se interpreta como una tafocenosis en la que los elementos cálidos llegan al principio del interglacial y los elementos fríos al final (Muhs et al., 2014).

## EL REGISTRO DE LA CC DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR

También en los depósitos marinos de las Islas Canarias pertenecientes al interglacial con el que se inicia el Pleistoceno superior (MIS 5.5), con frecuencia llamado último interglacial, hay mezcla de faunas cálidas (*Persististrombus latus*, *Harpa doris*) y de faunas mediterráneas, correspondientes respectivamente a su inicio y a su final (Muhs et al., 2014). Pero las faunas cálidas de este interglacial no son las faunas cálidas del interglacial MIS 11. La presencia de corales (*Siderastrea radians*), hoy caribeños y guineanos, entre la fauna cálida de estos depósitos ha permitido su datación por series de Uranio (Muhs et al., 2014). Las edades obtenidas han sido 120 ka y 130 ka. Un intento de calcular las temperaturas superficiales del mar en Canarias cuando se formaron los depósitos (Montesinos et al., 2014) mediante la comparación de las temperaturas actuales registradas en las localidades actuales de especies significativas en el Golfo de Guinea ha dado por resultado unos 3,3° C superiores a la media anual actual para Canarias.

En estas islas los depósitos marinos tienen relativamente amplia extensión en Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote aunque también están

presentes en las otras islas. Sus alturas máximas sobre el nivel del mar varían entre 5 m (Fuerteventura), 9 m (Lanzarote) y 12 m (Gran Canaria). 5 m es aproximadamente el valor establecido globalmente por fusión de los hielos del Ártico de modo que en Lanzarote pudo intervenir además el volcanismo reciente y en Gran Canaria, además del volcanismo del Pleistoceno superior quizás el basculamiento de las islas (Meco et al. 2007).

## EL REGISTRO DE LA CC DURANTE EL HOLOCENO

Los depósitos marinos holocenos por su naturaleza poco consolidada y su cercanía a la costa actual han sido los más alterados, hasta el extremo de desaparecer en pocos años, por la actividad humana.

Los registros de temperaturas alquilonas del sondeo ODP 658 (*Ocean Drilling Program*) realizados un poco al sur de Fuerteventura, frente a Cabo Blanco, muestran que el máximo incremento de la temperatura superficial del mar (SST, *Sea Surface Temperature*) durante el Holoceno ocurrió entre hace 8.000 y 6.000 años pero, curiosamente, los depósitos marinos holocenos canarios están datados por radiocarbono entre hace unos 5.000 y 1.000 años (Meco et al., 2011) cuando las SST estaban decreciendo.

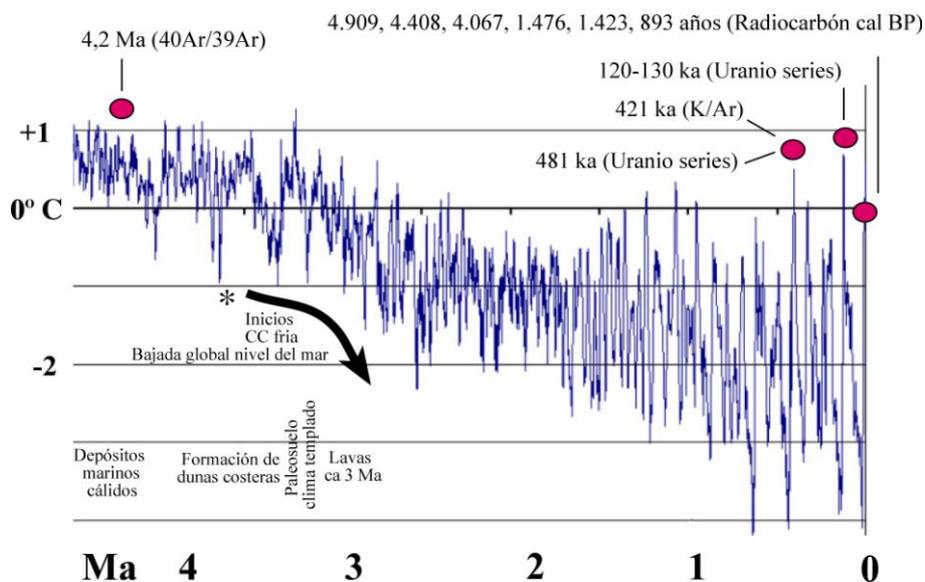


FIGURA 1. Sobre la gráfica paleoclimática de los últimos 5 Ma (Zachos et al., 2001) se han situado los depósitos marinos datados (círculos rojos) de las islas Canarias. Se ha relacionado la formación de dunas sobre los depósitos marinos a mediados del Plioceno con la bajada global del nivel del mar y con la primera etapa de la Corriente fría de Canarias. Estas dunas costeras están bajo lavas datadas en unos 3 Ma.

## CONCLUSION

Los depósitos marinos y terrestres de las islas Canarias revelan el origen y los episodios más agudos de la historia de la Corriente de Canarias y al mismo tiempo son también un registro de cambios climáticos y geográficos globales. La CC fría se originó entre hace 4 Ma y 3 Ma y los episodios visibles ocurrieron en los interglaciales MIS 11 y MIS 5.5, respectivamente, con cambios en la fauna, que es de origen cálido, y acompañados de una elevación del

## CAUSAS ASTRONÓMICAS

Hoy día que tanto se habla de Cambio climático culpabilizando al hombre, conviene recordar que existen también cambios climáticos naturales muy poderosos. El nivel del mar lleva subiendo desde hace unos 20.000 años estando ahora en uno de los niveles más altos alcanzados desde hace casi 3 Ma. Esto sólo nos permite ver los episodios sedimentarios que están más altos que el actual, sin considerar las zonas inestables que han sufrido elevaciones de diverso origen.

Las causas de la formación de estos depósitos marinos son fundamentalmente debidas a la trayectoria astronómica de la Tierra, que hace que la radiación solar recibida en un punto no sea siempre la misma, y a eso se añade la naturaleza del recipiente de la radiación solar. La consecuencia más importante es el aumento o disminución del volumen de los hielos polares.

El estudio de los fondos oceánicos (v.g. Lisiecki y Raymo, 2005) y de los hielos de la Antártida (v.g. Petit et al., 1999) ha permitido construir un marco de referencia global (Fig. 1) especialmente para el Cuaternario (los últimos 2,59 Ma).

nivel del mar. Por contraste, en el Holoceno se produce una subida del nivel del mar pero no hay cambio cálido en la fauna.

## REFERENCIAS

Lisiecki, L.E. y Raymo, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20, PA1003. <http://dx.doi.org/10.1029/2004PA001071>.

- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Ramos, A.J.G. y Rodríguez Yáñez, J.J. (2002): The maximum warmings of the Pleistocene world climate in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology*, 185: 197-210.
- Meco, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carracedo, J.C., Ballester, J., Betancort, J.F. y Cilleros, A. (2007): Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change*, 57: 222-234.
- Meco, J., Muhs, D., Fontugne, M., Ramos, A.J.G. Lomoschitz, A., Patterson, D. (2011): Late Pliocene and Quaternary Eurasian locust infestations in the Canary Archipelago. *Lethaia*, 44: 440-454.
- Meco, J., Koppers, A.A.P., Miggins, D.P., Lomoschitz, A. y Betancort, J.F. (2015): The Canary Record of the Evolution of the North Atlantic Pliocene: New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages and Some Notable Palaeontological Evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology*, 435: 53-69.
- Montesinos, M., Ramos, A.J.G., Lomoschitz, A., Coca, J., Redondo, A., Betancort, J.F. y Meco, J. (2014): Extralittoral Senegalese species during Marine Isotope Stages 5.5 and 11 in the Canary Islands (29°N). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410: 153-163.
- Muhs, D.R., Meco, J. y Simmons, K.R. (2014): Uranium-series ages of corals, sea level history, and palaeozoogeography, Canary Islands, Spain: an exploratory study for two Quaternary interglacial periods. *Palaeogeography, Palaeo-climatology, Palaeoecology*, 394: 99-163.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R. Meco, J. y Porat, N. (2015): Uranium-series ages of fossil corals from Mallorca, Spain: The "Neotyrrenian" high stand of the Mediterranean Sea revisited. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology*, :-.
- Petit, J.R., Jouzel, J. Raynaud, D. Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Salzman E. Y Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429 -436.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686 -693.

## Nuevos datos cronoestratigráficos de la Fm. Marismas (Bajo Guadalquivir)

### *New chronostratigraphic data from the Marismas Formation (lower Guadalquivir Basin)*

M.P. Mata<sup>1</sup>, J.M. Salvany<sup>2</sup>, T. Torres-Hidalgo<sup>3</sup>, A. Salazar<sup>1</sup>, J.C. Larrasoña<sup>4,5</sup>, J.E. Ortiz<sup>3</sup> y C. Mediavilla<sup>6</sup>

1 Departamento Investigación en Recursos Geológicos. La Calera 1, Tres Cantos, 28760 Madrid. p.mata@igme.es, a.salazar@igme.es

2 Departament d'Enginyeria Civil i Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya, c/ Jordi Girona 1-3, D2, 08034 Barcelona.

josepm.salvany@upc.edu.

3. Laboratorio de estratigrafía biomolecular E.T.S.I. Minas y Energía, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid 28003. trinidad.torres@upm.es,

joseeugenio.ortiz@upm.es

4. Instituto Geológico y Minero. Depto. Investigación en Recursos Geológicos. c/Manuel Lasala 44, 9B, 50006 Zaragoza. jc.larra@igme.es

5 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, c/Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona.

6 Instituto Geológico y Minero de España, Plaza de España, Torre Norte, 41013 Sevilla. c.medivilla@igme.es

**Resumen:** La Formación Marismas forma la parte superior del relleno sedimentario del sector SW de la cuenca del Guadalquivir. Los datos previos sobre el sondeo Lebrija, indicaban que la parte más alta de esta formación tenía edades de hasta 9.6 kyr BP y en la parte inferior eran cercanas o fuera del rango del radiocarbono, pero posterior a la reversión Brunhes-Matuyama. En este trabajo se aportan 17 nuevas dataciones realizadas mediante racemización de aminoácidos en valvas de ostrácodos en este mismo sondeo, con el fin de completar la cronología y el modelo de edad de la parte superior e inferior de la Fm Marismas. El resultado indica que el tramo situado por debajo del metro 56, arroja edades que oscilan entre  $164685 \pm 14110$  y  $202830 \pm 30255$ , que se correlacionan con los estadios isotópicos marinos MIS 6-7 del Pleistoceno medio, edad sensiblemente más baja a las inferidas para esta formación en otros puntos de la Cuenca del bajo Guadalquivir.

**Palabras clave:** Formación Marismas, Cuenca del bajo Guadalquivir, racemización, cronología, MIS 6-7.

**Abstract:** *The Marismas Formation is the upper part of the sedimentary infill of the SW sector of the Guadalquivir basin. Previous chronological data of the Lebrija core sediments, indicated that the age at the top of this formation was 9.6 kyr BP and the bottom, 60 m, is near or beyond the range of radiocarbon, but post Matuyama - Brunhes reversal. In this work we present 17 new ages coming from the analysis of racemization of amino acid on valves of ostracods, in order to complete the chronology and the age-depth model of the Marismas Formation. The results indicates that the section located below the meter 56, throws ages ranging between  $164685 \pm 14110$  and  $202830 \pm 30255$ , which correlates with the marine isotope stage MIS6-7 Middle Pleistocene, significantly lower in age than described in other parts of the lower Guadalquivir basin.*

**Key words:** Marismas Formation, Lower Guadalquivir Basin, racemization, chronology, MIS 6-7.

### INTRODUCCIÓN

La Formación Marismas forma la parte superior del relleno sedimentario del sector SW de la cuenca del Guadalquivir (Fig.1). Las dataciones de radiocarbono obtenidas en el sondeo Lebrija por Salvany et al. (2011), indican que la parte superior de la Fm Marismas (<41 m), que presenta facies de tipo lagoon y de marismas, tiene edades de hasta 9.6 kyr BP. La parte inferior de la formación, (60-76 m) caracterizada por depósitos fluviales y palustres, tiene edades o bien cercanas o bien fuera del rango del radiocarbono, pero posterior a la reversión Brunhes-Matuyama, por lo que se le supuso una edad Pleistoceno superior. En base a estas edades y facies, en la parte superior de la Fm Marismas queda por tanto representado el episodio transgresivo Holoceno, detectado igualmente por Pozo et al. (2010) en el sondeo de Palacio de las Nuevas, al W del sondeo Lebrija en esta misma parte de la Cuenca.

Los materiales por debajo de la Formación Marismas en el sondeo Lebrija se denominaron Formación Lebrija (Fig. 2), cuyo techo se dató magnetoestratigráficamente como perteneciente al reverso post-Olduvai. Los datos de este sondeo han sido utilizados como ejemplo del carácter discontinuo de la sedimentación, pues demuestra que cuando se constriñe la cronología adecuadamente, la serie es el resultado de la suma de cortos periodos de tiempo con tasas de sedimentación elevadas separados unos de los otros por hiatos (Mial, 2015).

En este trabajo se aportan nuevas dataciones, realizadas mediante racemización de aminoácidos en valvas de ostrácodos, con el fin de completar el modelo de edad de la Fm. Marismas y aportar nuevos datos cronológicos sobre sus niveles inferiores en el sondeo de Lebrija.

## MATERIALES Y MÉTODOS

El sondeo Lebrija (LE, Fig. 1) fue tomado en el año 2005 por el Instituto Geológico y Minero de España y cubre al completo la secuencia Plio-cuaternaria de la zona, mostrando una buena representación de la Fm Marismas (79 m de potencia). El sondeo fue perforado a rotación con recuperación continua de testigo hasta una profundidad de 230 m, con dos tramos a tricono entre 49,3 a 52,5 y 86 a 96 m, con muestreo de rípios cada medio metro. Desde 230 m hasta el final, a 336 m, la perforación se hizo con tricono y muestreo de rípios en cada metro. La Fm. Marismas se apoya sobre los depósitos aluviales de la Fm Lebrija, de edad principalmente Plioceno superior-Pleistoceno inferior de acuerdo con datos magnetoestratigráficos (Salvany *et al.*, 2011).

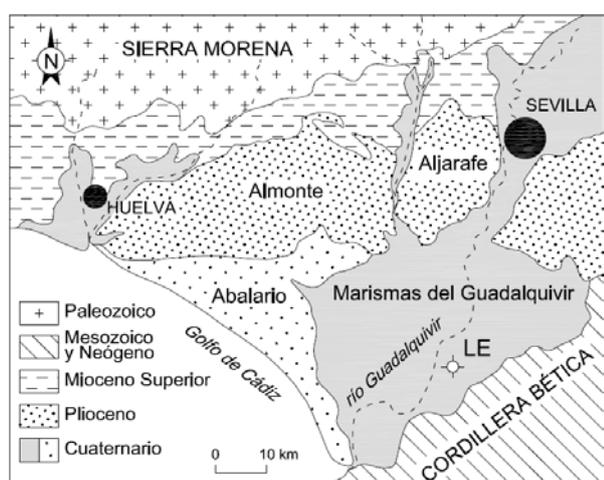


FIGURA 1. Esquema geológico de la zona y posición del sondeo Lebrija (LE). UTM(ED50): x 755,553; y 4,096,658; z 2).

Se han analizado 27 muestras de limos y arcillas grises repartidas a lo largo de los metros 4-76 de la Fm. Marismas (Fig.2). Las muestras fueron levigadas y tamizadas a  $63\mu\text{m}$ , y estudiadas bajo lupa binocular. Se separaron valvas de ostrácodos, principalmente de *Cyprideis torosa*, de las 27 muestras. Dichas valvas se limpiaron en baño de ultrasonidos y, posteriormente, con  $\text{H}_2\text{O}_2$ . Todos los análisis han sido realizados en el Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular de la E.T.S.I. Minas de Madrid de acuerdo con el protocolo y método de Kaufman y Manley (1998). El análisis se ha llevado a cabo en un cromatógrafo de líquidos de altas prestaciones (HPLC-1100) con detector de fluorescencia y columna hypersil BDS C18.

Las edades de radiocarbono fueron obtenidas en 8 muestras de restos carbonosos y se analizaron en el laboratorio Poznan (Polonia) (Salvany *et al.* 2011).

## RESULTADOS

En la figura 2 se representan los cuatro tramos superiores del sondeo Lebrija. Tres de ellos, (T1-T2 y T3) pertenecen a la formación Marismas, y T4 a la formación Lebrija. (Salvany *et al.*, 2011).

**Fm. Marismas.** T-1: De 0 a 41 m formado por arcilla marrón (primeros 7 m) y gris oscuro, con conchas de bivalvos y niveles negros de materia orgánica. Incluye algunas capas de arena fina arcillosa. De 17 a 18,2 m destaca un nivel principal de acumulación de conchas. T-2: de 41 a 56 m: arena media-gruesa gris-ocre, con niveles de cantos rodados de hasta 7 cm en la mitad inferior del tramo (secuencia granodecreciente). Base, contacto neto (erosivo). T-3: de 56 a 79 m: arcilla gris oscuro, masiva, con algunos niveles negros laminados de materia orgánica (turba). Nivel de arena fina los 2 metros basales.

**Fm. Lebrija.** T-4: De 79 a 100,4 m: arena gruesa, ocre con gravilla (<1cm), que gradan hacia techo a arena media arcillosa gris. Entre 96 y 96,7 m se reconocen cantos rodados de hasta 10 cm (secuencia granodecreciente). Base, contacto neto (erosivo). La parte inferior de esta formación, no representada en este trabajo, de 100,4 a 221,5 m, está constituida por una alternancia de tramos de arcilla marrón con nódulos de carbonato y de arena gruesa limosa con gravilla, con algunos niveles subordinados de cantos rodados de hasta 7 cm.

De las 27 muestras estudiadas, 10 han sido descartadas por presentar cantidades significativas de L-serina, indicadora de contaminación por aminoácidos recientes (cf. Kaufman y Manley, 1998; Hearty *et al.*, 2004). Los resultados obtenidos para el resto de muestras se presentan en la figura 2 y tabla 1. Dado que la racemización sigue una cinética parabólica que se puede descomponer en tramos con diferentes velocidades, se han empleado tres algoritmos diferentes de cálculo de edad. (tabla I).

P(m)	N	D/L Asp	D/L Glu	Edad (años)
4	4	0.160±0.009	0.042±0.004	3560±900
5	1	0.197	0.058	7895
16	3	0.199±0.038	0.053±0.005	9240±4010
21	3	0.216±0.037	0.061±0.015	11490±6350
22	6	0.203±0.020	0.059±0.011	9105±2790
23	6	0.223±0.011	0.059±0.007	12220±1965
24	3	0.205±0.014	0.057±0.001	9245±2218
27	5	0.191	0.054	7195
28	5	0.210±0.017	0.064±0.006	10165±2665
29	4	0.197	0.049	8085
30	6	0.212±0.012	0.063±0.008	10422±1905
31	6	0.219±0.021	0.071±0.012	11710±3965
33	4	0.220±0.010	0.059±0.004	11700±1825
54	5	0.383±0.014	0.122±0.011	192130±34220
55	3	0.420±0.024	0.194±0.026	202830±30255
56	6	0.429±0.024	0.168±0.019	164685±14110
62	2	0.413	0.168	180740±12765

TABLA I. L-Ser/L-Asp > 0.80 y de acuerdo con Kaufman y Manley (1998), Hearty *et al.* (2004) están contaminadas.

La edad de los niveles LE-62 a LE-54, con valores de racemización altos típicos del Pleistoceno, se ha

determinado introduciendo los valores D/L del ácido aspártico y ácido glutámico en los algoritmos de cálculo de edad establecido para ostrácodos de la zona central y meridional de la Península Ibérica de Ortiz *et al.* (2004) que, a su vez, se dividen en dos grupos de cálculo. La edad de los niveles más recientes (LE-4 a LE-33), con valores de racemización bajos (D/L Asp < 0.25), se ha calculado mediante el algoritmo establecido para Pleistoceno superior-Holoceno

aplicado al ácido aspártico (Ortiz *et al.*, 2015), que es el que racemiza más rápidamente.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La combinación de los dos tipos de datos cronológicos arroja cuatro tramos bien diferenciados, tanto en edades como en facies:

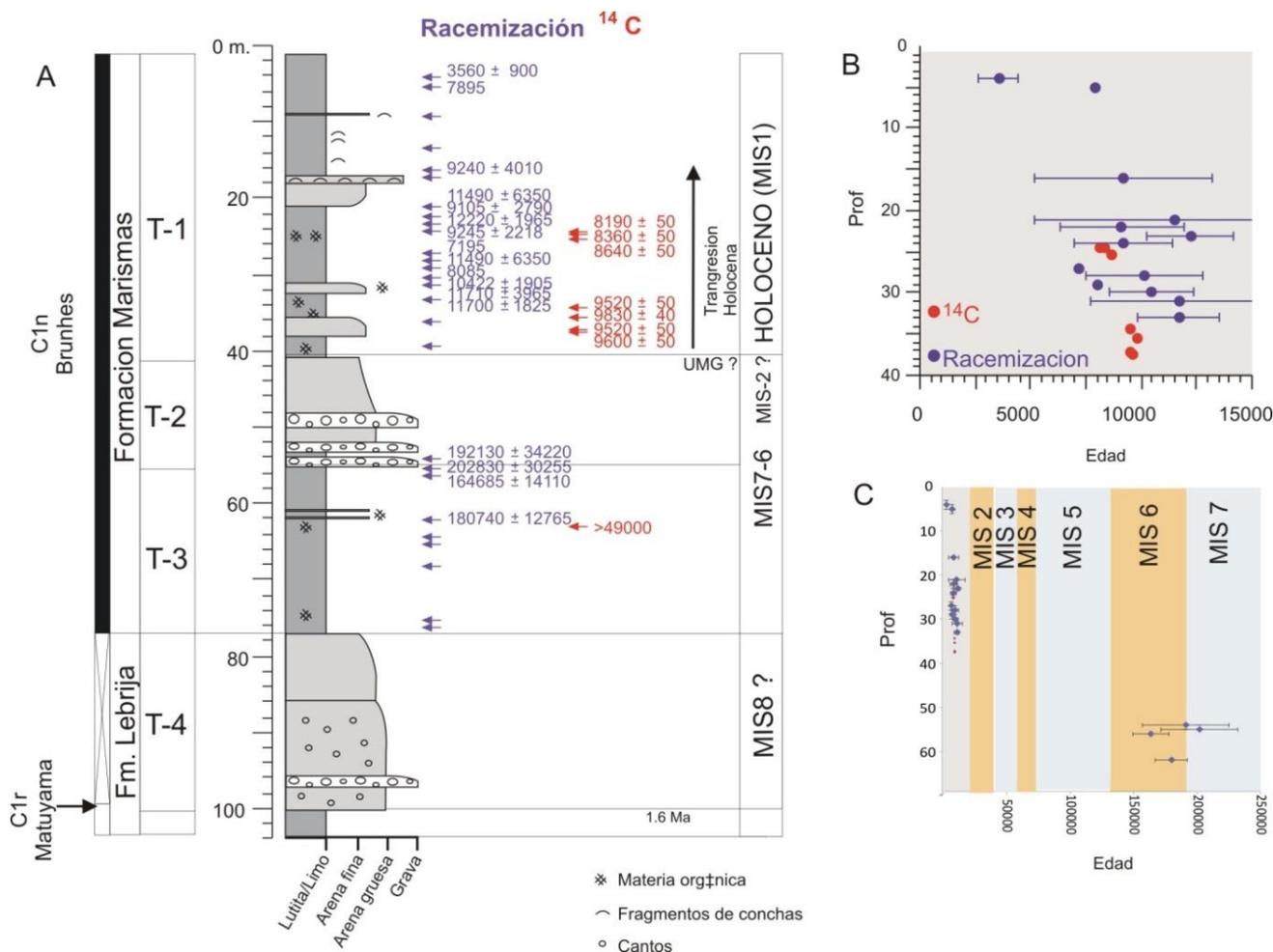


FIGURA 2. A) Columna estratigráfica de la parte superior del sondeo Lebrija (LE) con las edades obtenidas con el análisis por racemización de aminoácidos en ostrácodos (en azul) y por radiocarbono (en rojo). Las flechas azules sin edad corresponden a muestras contaminadas. B) modelo de edad para el tramo 1 (Holoceno).. C) Modelo de edad con todas las edades analizadas en este trabajo.

**El tramo 1**, por encima del metro 33, arroja edades de hasta 11710±3985 que atestiguan una edad holocena para la parte alta de la formación Marismas. Las edades de racemización son sistemáticamente más antiguas que las obtenidas mediante radiocarbono para los mismos materiales, aunque siempre dentro del error analítico (Fig. 2b). Es interesante destacar que ambos tipos de datos arrojan tasas de acumulación mayores para la parte basal de la secuencia holocena que para su parte superior. La existencia de dos tendencias diferentes en las tasas de sedimentación de las zonas estuarianas del Sur Oeste de España, ha sido descrito por Lario *et al.* (2002), quienes encuentran tasas de 5 mm/ yr para el periodo 10000-6500 Cal Bp y de menos

de 2 mm/yr en el periodo 6500-presente, después del principal periodo transgresivo. Igualmente, el modelo de edades es coherente con aquellas obtenidas para la asociación de facies superior del sondeo Palacio de las Nuevas (Pozo *et al.* 2010)

**El tramo 2:** los datos cronológicos superiores (T-1) e inferiores (T-3), constriñen la edad de este tramo conglomerático (48-54 m) en un amplio rango de edades comprendidos entre los estadios isotópicos MIS2 y MIS6, lo cual es consistente con las edades propuestas para dicho tramo en base a su correlación con la terraza T2 del río Guadiamar (Salvany *et al.*, 2011). Por otro lado, en el propio valle del

Guadalquivir este tramo se correspondería con el encajamiento y depósito del denominado grupo de terrazas medias y el grupo de terrazas inferiores, cuya cronología abarca desde el Pleistoceno medio (MIS 6) hasta el Pleistoceno superior (Caro *et al.*, 2011). Posiblemente no todos los estadios glaciares e interglaciares queden representados como consecuencia del marcado carácter erosivo de este tramo fluvial.

**El tramo 3**, situado por debajo del metro 56, arroja edades que oscilan entre  $164685 \pm 14110$  y  $202830 \pm 30255$ , de manera que se correlaciona tentativamente con el estadio isotópico marino MIS6-7 del Pleistoceno medio. Esta edad es sensiblemente más baja a las inferidas para esta formación en otros puntos de la cuenca hasta el momento, y constituyendo por otro lado, uno de los pocos afloramientos correspondientes a los episodios MIS6-7 para esta zona.

Tal como fue previamente descrito por Salvany *et al.*, (2011) y posteriormente por Mial (2015), se confirma la existencia de grandes hiatos en esta serie desde el Plioceno, claro ejemplo de una secuencia formada por la alternancia de etapas con altas tasas de sedimentación y etapas de erosión (hiatos). El estudio detallado de facies y su comparación con el resto de registros Holocenos descritos en el bajo Guadalquivir, llevará a completar el modelo de evolución climático y a precisar en qué medida la reciente tectónica de la zona (González-Castillo *et al.*, 2015) ha condicionado la secuencia descrita y los cambios en las tasas de sedimentación en esta parte de la Cuenca.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto Guadaltyc (Impacto del clima y la tectónica en el registro sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir, CGL2012-30875).

## REFERENCIAS

- Caro, J. A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J. M., Borja, C. (2011): Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the Middle-Upper Pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain). *Quaternary International*, 243, 143-160.
- González-Castillo, L., Galindo-Zaldívar, J. Pedrera, A., Martínez-Moreno, y F.J. Ruano, P. (2015) Shallow frontal deformation related to active continental subduction: structure and recent stresses in the westernmost Betic Cordillera. *Terranova*, 27, 114-121.
- Hearty, P.J., O'Leary, M.J., Kaufman, D.S., Page, M.C., Bright, J. (2004): Amino acid geochronology of individual foraminifer (*Pulleniatina obliquiloculata*) tests, north Queensland margin, Australia: a new approach to correlating and dating Quaternary tropical marine sediment cores. *Paleoceanography*, PA4022, doi:10.1029/2004PA001059
- Kaufman, D.S., Manley, W.F. (1998): A new procedure for determining DL amino acid ratios in fossils using reverse phase liquid chromatography. *Quaternary Geochronology*, 17, 987-1000.
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, F., Soler, V., Yll, R. (2002): Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries. *Quaternary International*, 93-94: 171-176.
- Miall, A. D. (2015): Updating uniformitarianism: stratigraphy as just a set of "frozen accidents". in Smith, D. G., Bailey, R., J., Burgess, P., and Fraser, A., eds., *Strata and time*: Geological Society, London, Special Publication 404, 11-36.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Julià, R., Delgado, A., Llamas, F.J., Soler, V., Delgado, J. (2004): Numerical dating algorithms of amino acid racemization ratios from continental ostracodes. Application to Guadix-Baza basin (southern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 23, 717-730.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Ramallo, S.F., Ros, M. (2015): Algoritmos de datación por racemización de aminoácidos de ostrácodos del Holoceno y Pleistoceno superior en la Península Ibérica. *Geogaceta*, 58, 63-66.
- Pozo, M., Ruiz, F., Carretero, M.I., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., González-Regalado, M.L., (2010): Mineralogical assemblages, geochemistry and fossil associations of Pleistocene-Holocene complex siliciclastic deposits from the Southwestern Doñana National Park (SW Spain): A palaeoenvironmental approach. *Sedimentary Geology*, 225, 1-18.
- Salvany, J.M., Larrasoana, J.C., Mediavilla, C. & Rebollo, A., (2011): Chronology and tectono-sedimentary evolution of the Upper Pliocene to Quaternary deposits of the lower Guadalquivir foreland basin, SW Spain. *Sedimentary Geology*, 241, 22-39.

# Caracterización mineralógica de los depósitos holocenos del Marjal de Almenara (Castellón-Valencia, España). Implicaciones paleoambientales

## *Mineralogy characterization of the Holocene lacustrine sediments of the Almenara Marsh (Castellón, Spain). Paleoenvironmental implications*

B. del Moral<sup>1</sup>, J.F. Mediato<sup>2</sup>, E. Ugarte<sup>1</sup>, R.M. Mediavilla<sup>2</sup> y J.I. Santisteban<sup>3</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España, c/La Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid, España. [b.delmoral@igme.es](mailto:b.delmoral@igme.es); [e.ugarte@igme.es](mailto:e.ugarte@igme.es)

2 Instituto Geológico y Minero de España, c/Ríos Rosas 23, 28004, Madrid, España. [jf.mediato@igme.es](mailto:jf.mediato@igme.es); [r.mediavilla@igme.es](mailto:r.mediavilla@igme.es)

3 Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Novais, 2. 28040, Madrid. [jauncho@geo.ucm.es](mailto:jauncho@geo.ucm.es)

**Resumen:** Se presenta la mineralogía de los depósitos holocenos del Marjal de Almenara, en las costas de Castellón-Valencia. Las variaciones en la composición de las asociaciones minerales y su relación con los ambientes de sedimentación permiten conocer en detalle los controles sedimentarios. Se ha realizado el estudio sobre 41 muestras procedentes de tres sondeos que están agrupadas en función de 6 facies sedimentarias. La relación entre la mineralogía y las facies muestra que el aporte de filosilicatos (illita, fundamentalmente) hacia el humedal proviene de las áreas continentales, donde predominan los depósitos aluviales (mantos de arroyada), mientras que el cuarzo procede de los depósitos marinos litorales (*washover-fan*). Las facies lacustres conforman un cinturón de facies que se distribuye desde más someras, arcillas y turbas, a más profundas, fangos carbonáticos y carofitas. La mineralogía de estas facies indica: que las arcillas sufren procesos post-deposicionales ligados a los periodos inundación y desecación; y que la facies de turbas, situada en la zona sublitoral detiene el aporte de terrígenos (cuarzo y filosilicatos) hacia el centro del humedal donde se ubican los fangos carbonáticos y niveles de concentración de caráceas formados principalmente por calcita.

**Palabras clave:** *Almenara, Holoceno, marjal, facies sedimentarias, mineralogía.*

**Abstract:** *This paper shows the mineralogy of Holocene deposits of the Almenara Marsh, on the Castellón-Valencia coasts. The changes in the mineral associations and their relation with sedimentation environments allow a detailed knowledge of the sedimentation controls. The study was performed in 41 samples from three long well cores being grouped in six sedimentary facies. The relationship between mineralogy and facies shows that the input of phyllosilicates (illite, mainly) to the wetland comes from inland areas where alluvial deposits (sheet-flood) predominate, while quartz comes from coastal marine deposits (washover-fan). Lacustrine facies form a facies belt that ranges from shallower clays and peats facies, to deeper carbonate mud and charophytes. The mineralogy of these facies shows up: clays facies undergo post-depositional processes linked to flooding and drying periods; and the peats facies, located on the subtidal zone, capture the supply of terrigenous (quartz and phyllosilicates) towards the center of the wetland where carbonate mud and charophytes facies, composed mainly of calcite, are located.*

**Key words:** *Almenara, Holocene, marsh, sedimentary facies, mineralogy.*

## INTRODUCCIÓN

El registro sedimentario de los humedales costeros del litoral mediterráneo español se emplea para determinar las variaciones relativas del nivel del mar en época reciente, fundamentalmente desde la transgresión flandriense hasta la actualidad (Blázquez *et al.*, 2010; Marco-Barba *et al.*, 2013; Mediato, 2015). Estos trabajos se fundamentan en una reconstrucción paleoambiental realizada a partir de la información procedente de distintas herramientas que permiten obtener interpretaciones ambientales de detalle. Entre estas herramientas el análisis mineralógico aporta información relevante sobre las condiciones de sedimentación y la evolución de ésta, lo que permite

inferir la influencia de los ambientes circundantes sobre los humedales, principalmente el marino.

En este trabajo se aborda el estudio mineralógico de las facies sedimentarias depositadas durante el Holoceno en el Marjal de Almenara, ubicado en el este de la Península Ibérica. Así, se pretende mejorar la interpretación sedimentaria y paleoambiental de los ambientes costeros para determinar su evolución sedimentaria.

## SITUACIÓN

El Marjal de Almenara está situado en el límite entre las provincias de Castellón y Valencia, en las comarcas de La Plana Baja y El Camp de Morvedre.

Esta área representa el relleno de una depresión originada durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Fontboté *et al.*, 1990) en la que se depositaron materiales aluviales del Plioceno y Cuaternario. A partir de la morfología heredada de los abanicos pleistocenos se desarrollaron una serie de valles que, a lo largo del Holoceno, se han ido rellenando, inicialmente, por depósitos marinos costeros y, con posterioridad, por depósitos lacustres costeros (Mediato y Santisteban, 2006; Mediato, 2015) (Fig. 1). Actualmente, en superficie afloran una serie de mantos de arroyada que se apoyan sobre los depósitos lacustres del marjal, protegido de la influencia marina por un estrecho cordón litoral, en su mayor parte de origen antrópico.

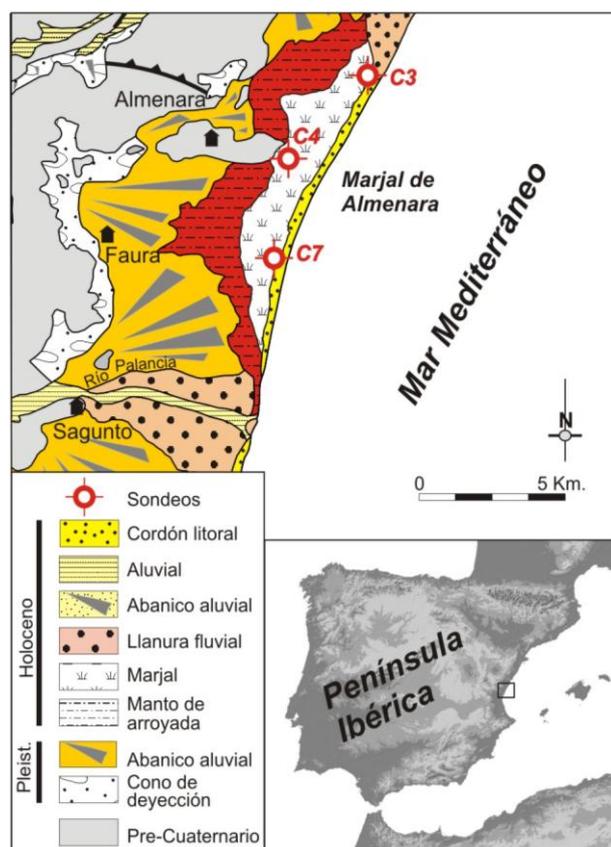


FIGURA 1. Mapa geológico del Marjal de Almenara y situación de los sondeos estudiados.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se han analizado un total de 41 muestras procedentes de tres sondeos a percusión, realizados en la superficie del Marjal de Almenara (Fig. 1). Dos de ellos junto a la parte trasera del cordón litoral (C3 y C7) y uno de ellos (C4) junto a las lagunas de Almenara, en la zona interior del marjal.

En los tres sondeos se han diferenciado 6 facies sedimentarias que se han agrupado en 3 ambientes de sedimentación: mantos de arroyada, *washover-fan* y

lagos someros (Mediato *et al.*, 2011; Mediato, 2015) (Fig. 2).

La caracterización mineralógica se ha realizado mediante difracción de rayos-X, aplicada tanto a la muestra total pulverizada como a la fracción arcilla ( $<2\mu\text{m}$ ). Para el análisis de ésta última, se prepararon “agregados orientados”, que fueron estudiados en ambiente normal, solvatados con etilenglicol en fase vapor a  $60^\circ\text{C}$  durante 48 horas y sometidos a  $550^\circ\text{C}$  durante dos horas.

Se ha utilizado el software HighScore versión 3.0.4 de PANalytical y las bases de datos PDF-2 (ICDD) y CODJanuary2012 para la interpretación de los difractogramas obtenidos y el “Método de los Poderes Reflectantes” (Schultz, 1964; Barahona, 1974) para la semicuantificación de los mismos.

Estos ensayos se han llevado a cabo en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto Geológico y Minero de España, equipado con un difractómetro X’Pert PRO (PANalytical). Las condiciones analíticas utilizadas incluyen: radiación  $K\alpha$  Cu ( $1,5405 \text{ \AA}$ ); 40mA; 40kV; monocromador de grafito y rendija automática.

## RESULTADOS

### Facies Fr. Limos pardos con cantos.

Está constituida por limos arcillosos pardos-rojizos con abundantes cantos. Son muy abundantes los restos de gasterópodos terrestres planoespirales y troncoespirales. No presenta estructura interna clara y, sólo esporádicamente, puede reconocerse laminación horizontal difusa. La base es plana y puede presentar concentración de cantos. La mineralogía total está constituida por un alto contenido en filosilicatos (70-50%) y cuarzo (10-27%), con proporciones variables de calcita (6-20%). La asociación de minerales de la arcilla está constituida por illita ( $>80\%$ ) y caolinita (10-20%). Los minerales feldespáticos son minoritarios ( $<10\%$ ), al igual que la dolomita, yeso y/o la pirita ( $<5\%$ ). Se interpretan como depósitos de mantos de arroyada.

### Facies Sl. Arenas grises.

Está formada por arenas grises con matriz arcillosa, laminación paralela y abundantes bioclastos que muestran una tendencia granodecreciente hacia arenas finas masivas de tonos amarillentos. La base puede ser erosiva y puede tener cantos redondeados de calizas mesozoicas. Hacia techo disminuyen los bioclastos y aumentan los restos completos de bivalvos y gasterópodos terrestres. También en la vertical aumentan los restos de vegetales, que pueden aparecer dispersos, como pequeñas acumulaciones, o como niveles intercalados. La mineralogía indica que son arenas compuestas predominantemente por cuarzo (50%),

con matriz arcillosa de illita (10%) y ocasionalmente de caolinita (<5%). El contenido en calcita es alto a muy alto (40%) y los feldespatos (<6%), dolomita (<3%) y pirita (<3%) aparecen como muy minoritarios. Se interpretan como depósitos de *washover-fan*.

### Facies Fcf. Arcillas.

Está formada por arcillas limosas masivas de colores grises y pardos y, en algunos casos, verdosos. Pueden presentar un moteado ocre o rojizo a favor de trazas o restos de raíces. Contienen gasterópodos de aguas continentales dispersos, enteros o fragmentados. Mineralógicamente los filosilicatos son predominantes (>60%), principalmente illita (25-70%) y, menor proporción, caolinita (6-25%) y cantidades muy variables de esmectita (0-65%), aunque pueden estar sustituidos por calcita (5-70%), que presenta proporciones muy variables. El cuarzo es más constante (10-24%) y son minoritarios feldespatos potásicos (2-8%), dolomitas (0-9%), piritas (<3%) y

yesos (<3%). Se interpreta como depósitos de la zona eulitoral de las lagunas que han sufrido procesos post-sedimentarios.

### Facies T. Turbas.

Está constituida en su mayoría por turbas hémicas y sápricas de color gris oscuro a negro, con numerosos gasterópodos de aguas salobres, carofitas, bivalvos, ostrácodos y foraminíferos. La mineralogía total está constituida por un contenido muy variable en cuarzo (10-100%), filosilicatos (20-80%) y calcita (2-36%). La asociación de minerales de la arcilla está constituida por illita (>80%) y caolinita (10-20%). Los minerales feldespáticos son minoritarios (<10%), al igual que el yeso (2-9%) y/o la pirita (<3%). Se interpreta como facies infralitorales donde se desarrolla abundante vegetación, que al morir induce unas condiciones reductoras, favoreciendo la acumulación de materia orgánica.

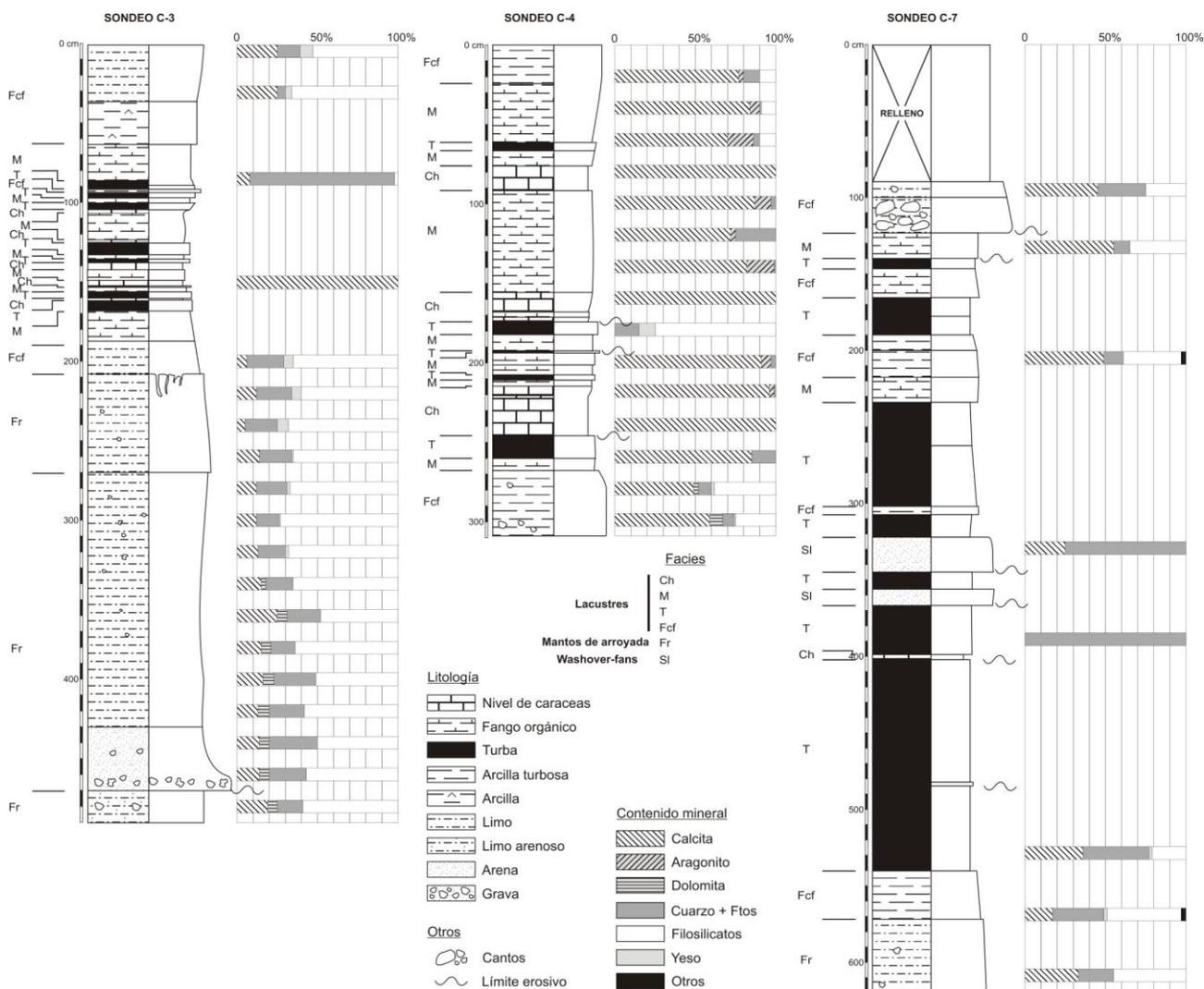


FIGURA 2. Columnas litoestratigráficas de los sondeos donde se recogen las facies diferenciadas y las muestras estudiadas con las proporciones relativas del contenido mineral.

### Facies M. Fango calcáreo.

Constituida por un fango masivo de color pardo-grisáceo presenta un alto contenido en materia orgánica muy descompuesta, gasterópodos dulceacuícolas, ostrácodos y foraminíferos. Hacia techo puede adoptar tonalidades más amarillentas debido al aumento de carbonato y, esporádicamente, puede presentar laminación horizontal difusa producida por variaciones en el contenido de carbonato. La mineralogía es fundamentalmente calcítica (70-90%), con contenidos muy variables en filosilicatos (10-40%) y aragonito (3-25%) y bajos de cuarzo (2-5%) y feldespatos (2%). La asociación de minerales de la arcilla está constituida por illita (>80%) y caolinita (10-20%). Se interpretan como depósitos infralitorales del lago que permanece inundado constantemente.

### Facies Ch. Carofitas.

El componente principal de este depósito son los restos de carofitas con colores amarillos o crema. Se reconocen también gasterópodos enteros, ostrácodos y foraminíferos. Es frecuente la laminación paralela difusa encontrándose los talos normalmente en posición horizontal. Mineralógicamente está compuesta únicamente por calcita (100%). Se interpretan como depósitos sublitorales en condiciones subacuáticas constantes y parte central del lago.

### DISCUSIÓN

La relación entre las facies sedimentarias y los contenidos de filosilicatos señala que el aporte de los filosilicatos procede de las zonas continentales, donde predomina la sedimentación detrítica de los mantos de arroyada (Fig. 1). Esta sedimentación se extiende hasta la facies eulitoral de los humedales (facies Fcf) puesto que coincide la mineralogía de las facies de mantos de arroyada y de arcillas especialmente en lo relativo al contenido en minerales terrígenos y a la asociación de minerales de la arcilla (Fig. 2). Únicamente difieren en la presencia de pequeñas cantidades de carbonato y minerales de neoformación de la facies de arcillas, que se asocian a procesos post-sedimentarios, ligados a la inundación y desecación de la zona eulitoral.

La facies turbosa parece actuar como barrera para los minerales siliciclásticos (filosilicatos, cuarzo y feldespatos), de forma que los terrígenos no llegan a la zona central del marjal, donde predominan los carbonatos, fangos y carofitas.

La procedencia principal del cuarzo es el borde costero como se reconoce de la mineralogía de la facies de *washover-fan*, y de los sondeos más próximos al cordón litoral. Así, los sondeos, C3 y C7, más cercanos al cordón litoral muestran mayores contenidos de cuarzo que el sondeo C4 situado en la zona interior del marjal (Fig. 2).

### CONCLUSIONES

La caracterización mineralógica de las facies sedimentarias confirma un modelo sedimentario para el Marjal de Almenara con influencia tanto de los ambientes continentales como marinos. Los cambios mineralógicos observados en la vertical y lateralmente para cada una de las facies permitirán reconstruir las variaciones en la sedimentación y la influencia de las oscilaciones del nivel relativo del mar.

### AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) por las facilidades prestadas para el desarrollo de este trabajo.

### REFERENCIAS

- Barahona E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la Provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 398 pp.
- Blázquez, A.M. y Usera, J. (2010): Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the Elx coastal lagoon (Alicante, Spain). *Quaternary International*, 221, 68-90.
- Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., y Fernández – Ortigosa, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 249 - 259.
- Marco-Barba, J., Holmes, J.A., Mesquita-Joanes, F. y Miracle, M.R. (2013): The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: Evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios*, 46, 409-421.
- Mediato, J.F. (2015): Oscilaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior en el sector costero Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón, España). Registro sedimentario, geoquímico e histórico. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 536 pp.
- Mediato, J.F. y Santisteban, J.I. (2006): Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero*, 117, 519-524.
- Mediato, J.F., Mediavilla, R., Santisteban J.I. y Dabrio, C.J. (2011): Análisis estratigráfico y sedimentológico del registro holoceno del marjal de Almenara. Variaciones eustáticas. En: *Avances en Geomorfología Litoral*. 163-166
- Schultz, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and Chemicals data for the Pierce shale. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, 391-C, C1-C31.

## Bathymetry and geological setting of the Drake Passage (Antarctica)

### *Batimetría y contexto geológico del Paso de Drake (Antártida)*

F. Bohoyo<sup>1</sup>, R. D. Larter<sup>2</sup>, J. Galindo-Zaldívar<sup>3,4</sup>, P. T. Leat<sup>2</sup>, A. Maldonado<sup>4</sup>, A. J. Tate<sup>2</sup>, M. M. Flexas<sup>5</sup>; E.J.M. Gowland<sup>2</sup>, J.E. Arndt<sup>6</sup>, B. Dorschel<sup>6</sup>, Y.D. Kim<sup>7</sup>, J.K. Hong<sup>7</sup>, J. López-Martínez<sup>8</sup>, A. Maestro<sup>1,8</sup>, O. Bermúdez<sup>1</sup> and F.O. Nitsche<sup>9</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid, Spain. [fbohoyo@igme.es](mailto:fbohoyo@igme.es)

2 British Antarctic Survey, High Cross, Madingley Road. CB3 0ET Cambridge, United Kingdom.

3 Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. 18071 Granada, Spain.

4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT), CSIC/UGR. 18002 Granada, Spain.

5 Jet Propulsion Laboratory M/S 300-323, 4800 Oak Grove Drive. Pasadena, CA 91109, United States.

6 Alfred Wegener Institute, Van-Ronzelen-Str. 2. D-27568 Bremerhaven, Germany.

7 Korea Polar Research Institute, Get Pearl Tower 1508, Songdo Techno Park. Incheon 406-840, Korea.

8 Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid, Spain.

9 Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, 61 Route 9W. Palisades NY 10964, United States.

**Abstract:** The Drake Passage is an oceanic gateway of about 850 km width located between South America and the Antarctic Peninsula that connects the southeastern Pacific and the southwestern Atlantic oceans and is an important gateway for mantle flow, oceanographic water masses, and migrations of biota. This gateway developed within the framework of geological evolution of the Scotia Arc. As a consequence of this and subsequent submarine processes, this region shows a varied physiography. The new detailed map in the Drake Passage region is mainly founded on a compilation of precise multibeam bathymetric data obtained on cruises between 1992 and 2014, and covers the area between parallels 52°S and 63°S and meridians 70°W and 50°W. The new map that we present is based in a DTM with 200 m cell resolution of the seafloor in Drake Passage that permits identification of the main seafloor features and the map includes additional useful geological information. This work constitutes an international cooperative effort and is part of IBCSO project (International Bathymetric Chart of the Southern Ocean), under the SCAR umbrella.

**Key words:** bathymetry, seafloor, Drake-Passage, Scotia-Arc, Antarctica.

**Resumen:** El Paso de Drake es un pasillo oceánico de 850 km de anchura, localizado entre Sudamérica y la Península Antártica, que conecta los océanos Pacífico suroriental y el Atlántico suroccidental. Es un importante paso para el flujo mantélico, las masas de agua oceanográficas y las migraciones de la biota. Su desarrollo se enmarca dentro de la evolución geodinámica del Arco de Scotia. Debido a esto y a los procesos submarinos posteriores, esta región presenta una fisiografía del fondo muy variada. El nuevo mapa de detalle de la región del Paso de Drake esta principalmente fundamentado en la compilación de batimetría multihaz de alta resolución obtenida en campañas desde 1992 a 2014 y que cubre un área entre los paralelos 52°S y 63°S y los meridianos 70°O y 50°O. El nuevo mapa, del relieve del fondo del mar en el Paso de Drake, que presentamos con este trabajo está basado en un MDT con una resolución de 200m de paso de malla, que permite la identificación de las principales estructuras morfológicas, e incluye sobreimpuesta otra información geológica de utilidad. Este trabajo constituido en el marco de una cooperación internacional es parte del proyecto IBCSO (International Bathymetric Chart of the Southern Ocean), bajo los auspicios del SCAR.

**Palabras clave:** batimetría, fondo marino, Paso de Drake, Arco de Scotia, Antártida.

## INTRODUCTION

The opening of the main southern oceanic gateways, Drake Passage and Tasmanian gateway separating South America and Australia from Antarctica respectively, permitted the modern pattern of global ocean circulation to be established. This allowed extensive exchange of water between the main ocean basins and led to the development of the Antarctic Circumpolar Current, which contributed to the thermal isolation of Antarctica, and was partially responsible for global cooling at the Eocene-Oligocene

boundary and played an important role in late Miocene cooling.

The Drake Passage is an oceanic gateway of about 850 km width located between South America and the Antarctic Peninsula that connects the southeastern Pacific and the southwestern Atlantic oceans and influences exchanges of mantle flow, oceanographic water masses, and migrations of biota. This gateway developed within the framework of geological evolution of the Scotia Arc.

We present a new detailed map, with a 200 m cell resolution of the seafloor in Drake Passage that permits

identification of the main seafloor features. This initiative is part of IBCSO (International Bathymetric Chart of the Southern Ocean) (Arndt et al., 2012), under the SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) umbrella, which recognizes the importance of regional data compilations and mapping programs in areas of particular scientific interest around Antarctica, such as the Ross Sea, Drake Passage and the southern margin of the Weddell Sea.

**GEOLOGICAL SETTING**

The Scotia Arc includes the Scotia and Sandwich plates, which is bounded to the north by the North Scotia Ridge, to the south by the South Scotia Ridge, to the west by the Shackleton Fracture Zone, and to the east by the South Sandwich Trench. The Scotia Sea contains several active and extinct spreading ridges that led to the opening of the Drake Passage. Several continental banks and oceanic basins are located in Scotia Sea, notably its southern part (Fig.1; Barker 2001).

The Shackleton Fracture Zone (SFZ) occupies a central position in the Drake Passage and is an intra-oceanic ridge which rises several hundreds to thousands of meters above the surrounding seafloor. The SFZ separates the Scotia Plate of the Scotia Sea to the east and the former Phoenix and Antarctic plates to the west, part of the Pacific Ocean. The SFZ is an

active transpressional and left-lateral transcurrent fault that accommodates, in conjunction with the North Scotia Ridge and South Scotia Ridge, the relative motion between the Scotia Plate and the South-American and Antarctic plates and connects the Chile Trench with the South Shetland Trough. The SFZ is underthrust below Elephant Island. The SFZ intersects two extinct spreading centers – the West Scotia Ridge and the Phoenix–Antarctic Ridge – between which the SFZ acted as an oceanic ridge-to-ridge transform fault when both spreading centers were active (Bohoyo et al., 2016). The geodynamic evolution of the region, seismic activity and tectonic data suggest a complex evolution of the Drake Passage such that the SFZ began as an oceanic transform fault with strike-slip motion along most of its length and then formed a transpressive transcurrent fault zone as at present day. Uplift of the SFZ in the last 8 Ma has formed a barrier for bottom oceanic currents (Fig. 1; Livermore et al., 2004). The Phoenix–Antarctic spreading axis was extinct by chron C2A (2.6-3.6 Ma), when the Phoenix Plate became part of the Antarctic Plate, and following a long period of late Mesozoic and Cenozoic subduction of the Phoenix Plate below the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula. Subduction continued at the South Shetland Trough due to rollback processes at the hinge of subduction and active spreading in the Bransfield Strait (Larter y Barker, 1991; Maldonado et al., 1994).

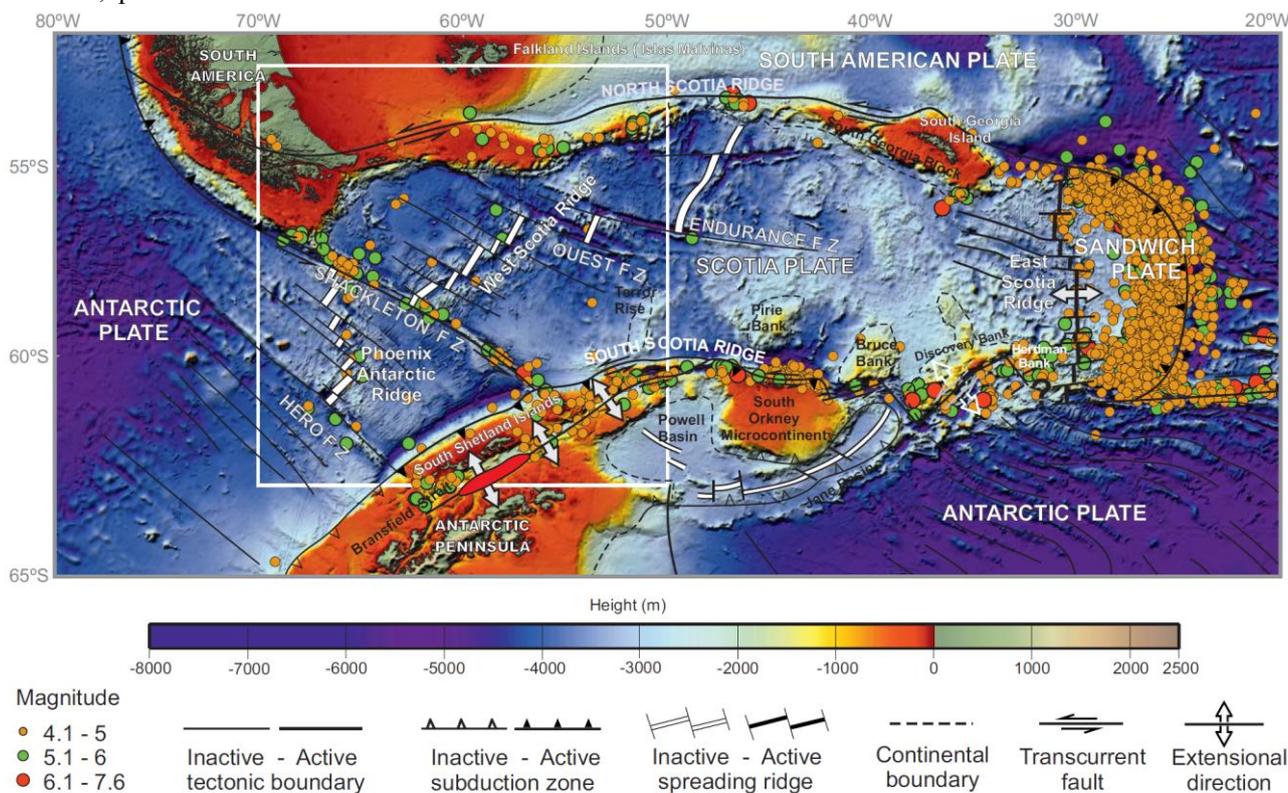


FIGURE 1. Geological map of the Scotia Arc. Bathymetry from GEBCO14 including IBCSO v1.0. White square identify the study region (Modified from Bohoyo et al., 2016)

The West Scotia Ridge formed most of the oceanic crust of the Scotia Sea from early Oligocene to its extinction after chron C3A (6.4 Ma) during a period of regional Scotia Sea compression after 17 Ma due to the migration of the pole of rotation (Maldonado et al., 2000). The West Scotia Ridge spreading segments are separated by former transform faults where the

easternmost Endurance and Quest Fracture Zones are recognizable. Recent studies of the Drake Passage geodynamics suggest opening of oceanic basins that developed in the southwestern Scotia Arc during Eocene time (Fig.1; Eagles y Jokat, 2014; Maldonado et al., 2014).

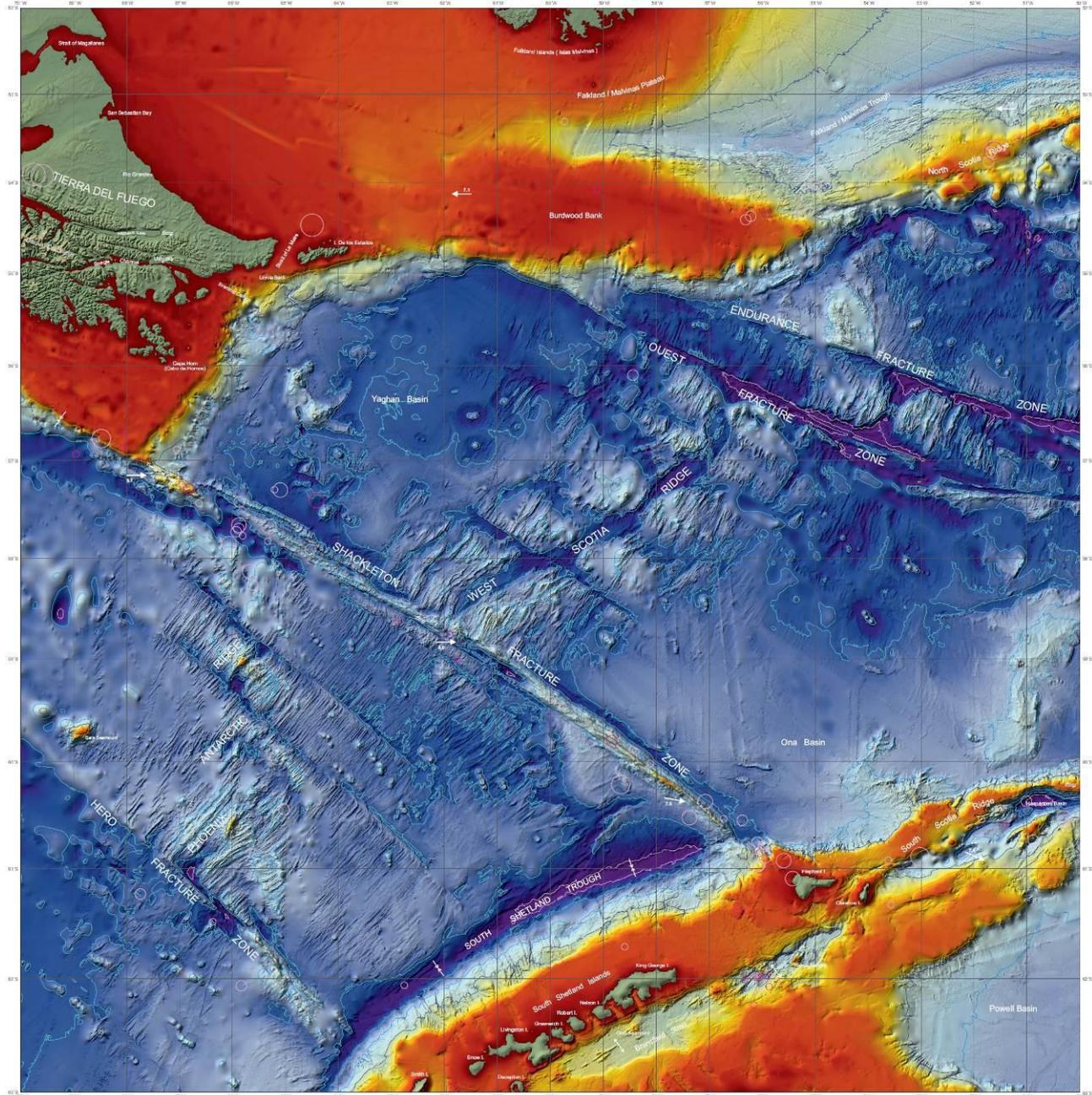


FIGURE 2. Bathymetry and geological setting of the Drake Passage. Color scale in Fig. 1. (Modified from Bohoyo et al., 2016)

## METHODOLOGY AND DATA

The map is mainly based on a compilation of precise multibeam bathymetric data obtained on cruises between 1992 and 2014 in the Drake Passage region, and covers the area between parallels 52°S and 63°S and meridians 70°W and 50°W (Fig. 2). This first version of the compilation constitutes an international

cooperative effort coordinated by the Geological Survey of Spain (IGME), the British Antarctic Survey (BAS), the Alfred Wegener Institute (AWI) and the Korean Polar Research Institute (KOPRI), together with USA data available from the Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO). The GEBCO14 dataset, including IBCSO v1.0 (Arndt et al., 2012), was used in order to fill gaps in the coverage (Fig. 3). This dataset

use satellite altimetry in areas where data is sparse. Merging and gridding the dataset has been conducted using GMT, Fledermaus, ArcGIS and Global Mapper.

The map's main cartographic characteristics are: a scale of 1: 1 500 000, Mercator projection in WGS84 ellipsoid, a DTM with a 200 m cell resolution displayed as a color image using a color table ranging from -6000 to 2500 m. Additionally, other useful geological information shown includes: seafloor magnetic lineations, historical seismicity (depth and magnitude) from the USGS Catalog, relative plate motion according TLP2003 (Thomas et al., 2003) model and main tectonic structures, together a brief geological setting description including the main scientific and cartographic references (Fig. 2).

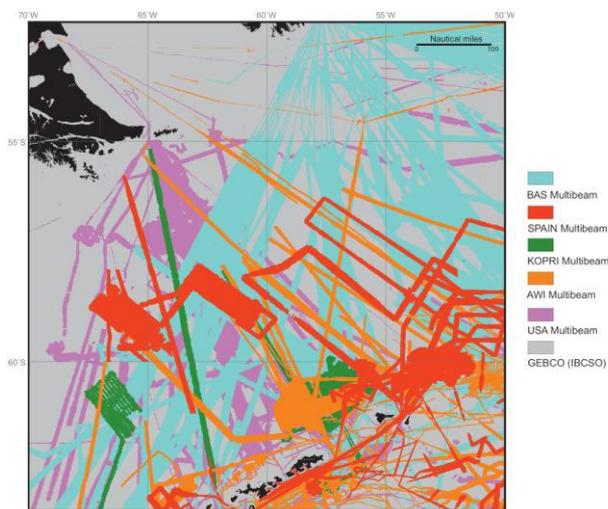


FIGURE 3. Map of bathymetry coverage compiled from a variety of different data sources. (Modified from Bohoyo et al., 2016)

## CONCLUSIONS

Seafloor digital elevation models are very important in geosciences, physical sciences and life sciences. The seafloor topography in the Drake Passage region is an important boundary condition for high-resolution ocean circulation models and also provides constraints on geodynamic models for the initiation and development of Drake Passage opening.

This new detailed geological and bathymetrical map in the Drake Passage region, mainly founded on a compilation of precise multibeam bathymetric data obtained on cruises between 1992 and 2014, that covers the area between parallels 52°S and 63°S and meridians 70°W and 50°W, represent an important resource to the Antarctic scientific community.

## ACKNOWLEDGEMENT

This work was supported through projects CTM2011-30241-C02/01ANT, CTM2014-60451-C2-02/01 and special action CTM2011-13970-E from

“Ministerio de Economía y Competitividad”. We thank the editors and reviewer, Dr. Casas, for their attention to our work

## REFERENCES

- Arndt, J. E., Schenke, H. W., Jakobsson, M., Nitsche, F. O., Buys, G., Goleby, B., Rebesco, M., Bohoyo, F., Hong, J., Black, J., Greku, R., Udintsev, G., Barrios, F., Reynoso-Peralta, W., Taisei, M. y Wigley, R. (2013): The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0 A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters. *Geophysical Research Letters*, 40: 3111–3117
- Barker, P.F. (2001): Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, 55: 1-39.
- Bohoyo, F., Larter, R.D., Galindo-Zaldívar, J., Leat, P.T., Maldonado, A., Tate, A.J., Gowland, E.J.M., Arndt, J.E., Dorschel, B., Kim, Y.D., Hong J.K., Flexas M.M., López-Martínez, J., Maestro, A., Bermudez, O., Nitsche, F. O. (2016 in edition): *Bathymetry and Geological Setting of the Drake Passage (1:1.500.000)*. BAS GEOMAP 2 series, Sheet 7, British Antarctic Survey, Cambridge, UK.
- Eagles, G. y Jokat, W. (2014): Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics*, 611: 28-50.
- Larter, R.D. y Barker, P.F. (1991): Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B12): 19586-19607.
- Livermore, R., Eagles, G., Morris, P. y Maldonado, A. (2004): Shackleton Fracture Zone: no barrier to early circumpolar ocean circulation. *Geology*, 32 (9): 797-800.
- Maldonado, A., Balanyá, J.C., Barnolas, A., Galindo-Zaldívar, J., Hernández, J., Jabaloy, A., Livermore, R., Martínez-Martínez, J.M., Rodríguez-Fernández, J., De Galdeano, C.S., Somoza, L., Suriñach, E. y Viseras, C. (2000): Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica). *Marine Geophysical Researches*, 21 (1-2): 43-67.
- Maldonado, A., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, F.J., Lobo, F.J., Lodolo, E., Martos, Y.M., Pérez, L.F., Schreider, A.A. y Somoza, L. (2014): A model of oceanic development by ridge jumping: Opening of the Scotia Sea. *Global and Planetary Change*, (123/B): 152-173.
- Maldonado, A., Larter, R. D. y Aldaya, F. (1994): Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13 (6): 1345-1370.
- Thomas, C., Livermore, R. y Pollitz, F. (2003): Motion of the Scotia Sea plates. *Geophysical Journal International*, 155: 789–804.

# Análisis de lineamientos en el Margen Continental de Galicia y en las llanuras abisales adyacentes a partir del Modelo Digital del Terreno: Implicaciones en la evolución morfoestructural

## *Lineament analysis of the Galician Continental Margin and adjacent abyssal plains from Digital Terrain Model: Implications for morphostructural evolution*

A. Maestro<sup>1,2</sup>, G. Jané<sup>1</sup>, E. Llave<sup>1</sup>, J. López-Martínez<sup>2</sup> y F. Bohoyo<sup>1</sup>

1 Dpto. Investigación de Recursos Geológicos, Instituto Geológico y Minero de España, Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. [a.maestro@igme.es](mailto:a.maestro@igme.es), [gloriajanesl@hotmail.com](mailto:gloriajanesl@hotmail.com), [e.llave@igme.es](mailto:e.llave@igme.es), [f.bohoyo@igme.es](mailto:f.bohoyo@igme.es)

2 Dpto. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, Ciudad Universitaria de Cantoblanco 28049 Madrid. [jeronimo.lopez@uam.es](mailto:jeronimo.lopez@uam.es)

**Resumen:** Para identificar las principales estructuras tectónicas recientes existentes en el Margen Continental de Galicia y en las llanuras abisales adyacentes, se ha realizado un análisis cuantitativo de las orientaciones y longitudes de estructuras lineales que tienen expresión batimétrica en el fondo marino. Se han identificado unos 5800 lineamientos a lo largo de toda la zona de estudio. El mayor número de lineamientos se sitúa en la zona de los altos de Charcot y Coruña, en el sector occidental de la zona del Banco de Galicia, en la zona de las plataformas marginales y en el sector septentrional del margen. El análisis de la orientación de los lineamientos muestra una dirección NE-SO dominante y tres máximos relativos de dirección NO-SE, E-O y N-S. La longitud de los lineamientos identificados supera los 44.000 kilómetros. Se observa una moda en torno a 5000 metros y una longitud media de aproximadamente 7800 m. Basándonos en diferentes estudios tectónicos realizados en el margen noroeste de la Península Ibérica, se determina que las orientaciones obtenidas a partir del análisis de lineamientos extraídos del MDT del Margen Continental de Galicia y de las llanuras abisales adyacentes son un reflejo de los sistemas de fracturas que han controlado los rasgos morfoestructurales que definen este sector.

**Palabras clave:** Estructura tectónica, llanuras abisales, Margen Continental Ibérico, morfología submarina

**Abstract:** The identification of recent major tectonic structures in the Galician Continental Margin and adjacent abyssal plains has been carried out by means of the quantitative analysis of the orientations and lengths of linear structures having bathymetric expression on the seabed. It has been possible to identify about 5800 lineaments throughout the entire study area. The largest number of lineaments is located in the Charcot and Coruña highs, in the western sector of the Galicia Bank, in the area of the Marginal Platforms and in the northern sector of the margin. The analysis of the orientation of the lineaments shows a NE-SW direction predominant and three relative maximum directions: NW-SE, E-W and N-S. The length of the lineaments identified is more than 44000 kilometers, with a mode around 5000 meters and an average length of about 7800 m. Based on different tectonic studies in the northwestern margin of the Iberian Peninsula, it has been possible to establish that the lineaments obtained from the analysis of the MDT of the Galician Continental Margin and adjacent abyssal plains correspond to the fracture systems that have controlled the morphostructural features defining this sector.

**Key words:** Tectonic structure, abyssal plains, Iberian Continental Margin, submarine morphology

## INTRODUCCIÓN

Para llevar a cabo la caracterización de las principales estructuras tectónicas recientes existentes en el Margen Continental de Galicia (Fig. 1A) y en las llanuras abisales adyacentes se han determinado los elementos lineales, identificados a partir de las expresiones morfológicas que las estructuras producen en el fondo marino. Los métodos de análisis de superficies, como es el análisis morfológico basado en los Modelos Digitales del Terreno (MDT),

proporcionan información rápida para el estudio de la geología del subsuelo (Jordan et al., 2005). El análisis morfológico de las características topográficas ha sido durante mucho tiempo aplicado a los estudios estructurales (p. ej., Frisch, 1997) y se ha convertido en una herramienta fundamental en los estudios tectónicos (p. ej., Keller y Pinter, 1996). En este trabajo se realiza un análisis cuantitativo de las orientaciones y longitudes de los lineamientos que definen los principales rasgos estructurales del Margen Continental de Galicia y de las llanuras abisales adyacentes, con el

propósito de realizar una caracterización morfoestructural de la zona de estudio.

## MARCO GEOLÓGICO

La formación de las principales estructuras tectónicas existentes en el Margen Continental de Galicia y en las llanuras abisales adyacentes es el resultado de diversos episodios extensionales durante el Mesozoico y compresivos durante el Cenozoico (Boillot y Malod, 1988).

El episodio principal de rotura continental sucedió en el Jurásico (Mauffret y Montadert, 1987). Esta actividad extensional culminó con la formación y crecimiento de la corteza oceánica del Atlántico Norte durante el Cretácico inferior (Srivastava et al., 2000). El resultado de esta actividad fue el desarrollo de un conjunto de fallas extensionales y bloques basculados, así como el emplazamiento de rocas procedentes del manto (peridotitas) (Boillot y Malod, 1988). Desde el

Cretácico superior al Eoceno superior la apertura del fondo oceánico dio lugar a la rotación en sentido antihorario de la Placa Ibérica con respecto a la Euroasiática, dando lugar a la formación del Golfo de Vizcaya. Finalmente la convergencia de Iberia hacia el norte durante el Cenozoico, debido al empuje de la Placa Africana al sur, dio lugar a la colisión de las placas Ibérica y Euroasiática y condujo a la formación del Orógeno Pirenaico y a la Fosa Marginal Nor-Ibérica en el límite de placas. De ese modo, la zona occidental del Margen Continental de Galicia y las llanuras abisales adyacentes presentan características propias de un margen de tipo pasivo no volcánico, resultado de movimientos de distensión relacionados con procesos de *rifting*, mientras que la zona más septentrional y el Margen Cantábrico se caracterizan por presentar rasgos propios de un margen activo, resultado de movimientos compresivos responsables del levantamiento de los Pirineos.

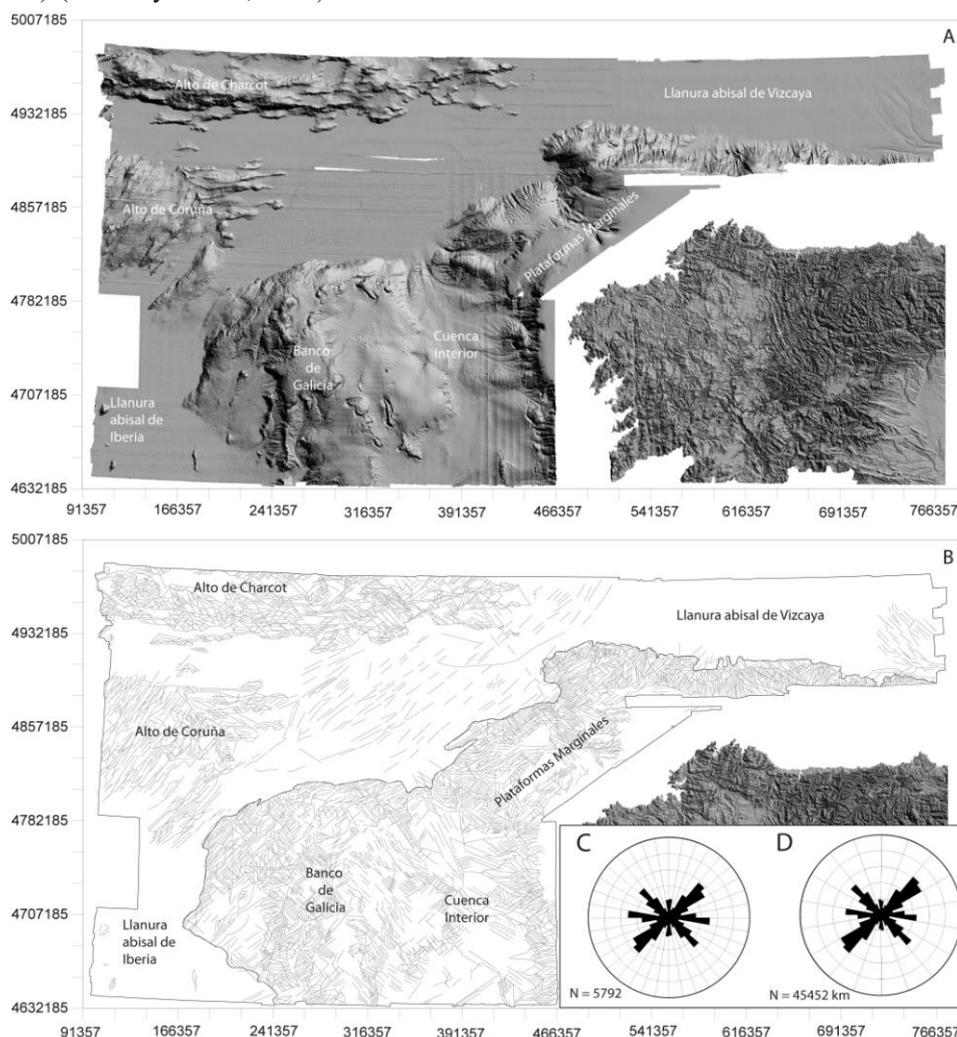


FIGURA 1. (A) Mapa batimétrico de la zona de estudio. (B) Mapa de lineamientos identificados en la zona de estudio. (C) y (D) Diagramas en rosa mostrando las principales orientaciones de los lineamientos en la zona de estudio, en función del número de lineamientos (C) y de su longitud en kilómetros (D). El círculo externo corresponde al 10% de los lineamientos.

## ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS

En la zona de estudio se ha realizado, a partir de una retícula de los datos batimétricos de 100 x 100 m obtenidos durante las campañas oceanográficas de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE), el MDT utilizando las herramientas del software ArcGis. El análisis detallado del MDT ha permitido identificar unos 5800 lineamientos a lo largo de toda la zona de estudio (Fig. 1.A y 1.B). El mayor número de lineamientos se sitúa en la zona de los altos de Charcot y Coruña, en el sector occidental de la zona del Banco de Galicia, en la zona de las plataformas marginales y en el sector septentrional del margen (Fig. 1.B).

El análisis cuantitativo de los lineamientos ha permitido determinar las direcciones preferentes que definen los rasgos morfoestructurales más relevantes que han controlado el depósito de los materiales plio-cuaternarios. Dicho análisis a lo largo de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico y las llanuras abisales adyacentes, considerando tanto el número de lineamientos como la longitud de la traza de éstos, muestra que presentan una dirección NE-SO

dominante. Además, se observa la presencia de otros máximos relativos de dirección NO-SE, E-O y, en menor medida, N-S (Fig. 1.C).

La longitud de los lineamientos identificados supera los 44.000 km. Se observa una moda en torno a 5000 m, una longitud media de aproximadamente 7800 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 2.A). La dirección de la totalidad de los datos fue analizada considerando, por un lado, el número de lineamientos en cada dirección y, por otro, la longitud de la traza de cada lineamiento. El resultado de los análisis estadísticos realizados no mostraba diferencias significativas en la distribución de las orientaciones considerando el número de datos o ponderando sus longitudes (Fig. 2.B): se observa un máximo absoluto en dirección ENE-OSO (N085-090E) y máximos relativos destacados en N045-050E, N130-135E, N175-180E y N000-005E. Atendiendo a la curva de frecuencia suavizada que muestran un máximo absoluto alrededor de N085E y tres máximos relativos en N45E, N130E y N000E (Fig. 2.C).

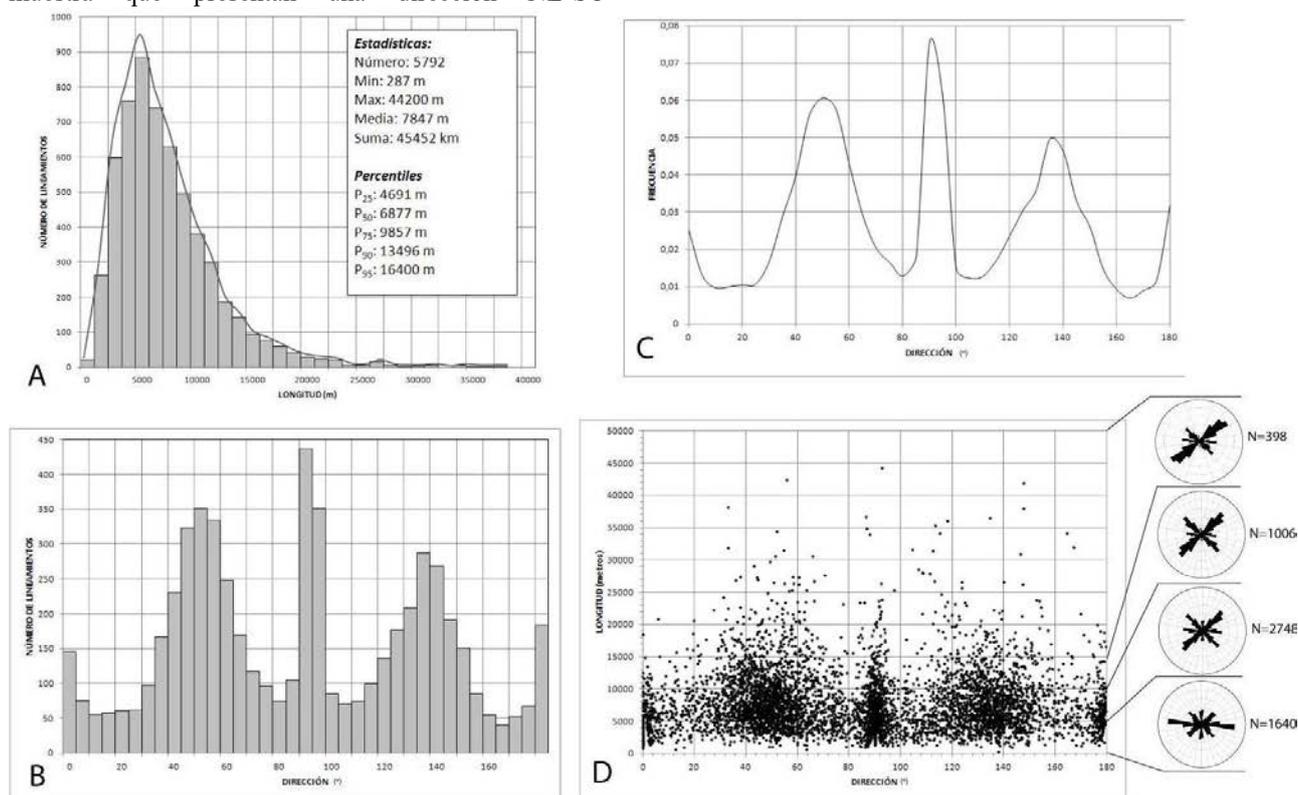


FIGURA 2. (A) Histograma mostrando las longitudes de los lineamientos cartografiados. (B) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos muestra que la mayor concentración de datos corresponde a los de orientaciones E-O, NE-SO y NO-SE y longitudes comprendidas entre 5000 y 10.000 m (Fig. 2.D). Los lineamientos de dirección E-O son

dominantes en el intervalo de longitudes comprendido entre 2500 y 5000 m, a medida que aumenta la longitud de los lineamientos también disminuye la importancia de esta orientación. Los lineamientos mayores a 10.000 m muestran varias direcciones preferentes,

predominando los de dirección NE-SO y NO-SE, mientras que en los lineamientos con longitudes por encima de 15.000 m se observa que la orientación dominante es la NE-SO (Fig. 2.D).

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Basándonos en los diferentes estudios previos de lineaciones de origen tectónico realizados en el margen y llanuras abisales del noroeste de la Península Ibérica, a partir de la interpretación de datos indirectos (sonografías, anomalías del campo gravitatorio terrestre y sísmica) (Roberts y Kidd, 1984; Druet, 2004; Rodríguez-Fernández et al., 2014), se observa que las orientaciones determinadas a partir del análisis de lineamientos obtenidas del MDT de la zona de estudio son un reflejo de los sistemas de fracturas que han controlado los rasgos morfoestructurales que definen este sector. La relación entre las fallas inferidas a escala cortical a partir del análisis de las anomalías gravimétricas de Aire Libre y Bouguer, y su reflejo en las lineaciones que se observan en la superficie del fondo marino en algunas situaciones, no pueden ser determinadas directamente. Los modelos analógicos sugieren que cuando una fractura de basamento se desplaza, la deformación se transfiere hacia las unidades suprayacentes desarrollando estructuras menores en la cobertera. Estas fracturas/fallas menores que se desarrollan en la cobertera no necesariamente se tienen que localizar exactamente sobre las fallas del basamento, pero si dentro de un abanico abierto hacia arriba, como se propone en los modelos de propagación de la deformación frágil (p. ej. Whithjack et al., 1990). En la superficie, estas fracturas se desarrollan a lo largo de bandas localizadas sobre la falla de basamento principal y su orientación dependerá de la componente y dirección de deslizamiento entre los bloques individualizados por los planos de falla del basamento, de las características mecánicas y geométricas de la cobertera, y de la magnitud de los esfuerzos que inducen la deformación.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en las actividades de los proyectos PROGEZEE (CTM2011-13367-E) del Ministerio de Ciencia e Innovación y del 'Proyecto para la realización de las actividades establecidas en el Convenio de colaboración entre el Ministerio de Defensa y el IGME para la ejecución de actuaciones en

el ámbito del Plan de Investigación Científica de la ZEEE', financiado por el IGME.

### REFERENCIAS

- Boillot, G. y Malod J. (1988). The north and north-west Spanish Continental Margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3/4, 295–316.
- Druet, M. (2004). *Análisis gravimétrico del margen occidental de Galicia*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas, 39 pp.
- Frisch, W. (ed.) (1997). Tectonic Geomorphology. In Proceeding of the Fourth Int'l. Conference on Geomorphology, *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 118 pp.
- Jordan, G., Meijninger, B.M.L., Van Hinsbergen, D.J.J., Meulenkamp, J.E. y Van Dijk, P.M. (2005). Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7, 163-182.
- Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). *Active Tectonics (Earthquakes, Uplift and Landscape)*. Prentice-Hall Inc. New Jersey, 338 pp.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1987). Rift Tectonics on the passive continental margin off Galicia. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 49-70.
- Roberts, D.G. y Kidd, R.B. (1984). Sedimentary and structural patterns on the Iberian continental margins: an alternative view of continental margin sedimentation. *Marine of Petroleum Geology*, 1, 37-48.
- Rodríguez-Fernández, L.R., López-Olmedo, F., Oliveira, J.T., Medialdea, T., Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio, F., Montes, M. y Nozal, F. (2014). *Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R. y Reid, I.R. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76.
- Withjack, M.O., Olson, J. y Peterson, E. (1990). Experimental models of extensional forced folds. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 74, 1038-1054.

## Marine gas hydrate: a future resource of natural gas for Europe? Hidratos de gas marinos: ¿un recurso futuro de gas natural para Europa?

M.P. Mata<sup>1</sup>, K. Wallman<sup>2</sup>, A. Neuman<sup>3</sup>, H. Marín-Moreno<sup>4</sup>, E. Piñero<sup>5</sup>, T. Minshull<sup>4</sup>, J.T. Vázquez<sup>6</sup>, D. Casas<sup>1</sup>, G. Ercilla<sup>5</sup>, A. Bernabeu Tello<sup>7</sup>, R. Carreira López<sup>7</sup>, V. Díaz del Río Español<sup>6</sup>, M.C. Fernández-Puga<sup>8</sup>, S. García Gil<sup>7</sup>, M. Gómez Ballesteros<sup>9</sup>, R. León<sup>1</sup>, N. López-González<sup>6</sup>, V. Magalhaes<sup>10</sup>, F. Martínez Ruiz<sup>11</sup>, L. Menezes Pinheiro<sup>12</sup>, D. Palomino<sup>6</sup>, D. Rey<sup>7</sup>, B. Rubio Armesto<sup>7</sup>, I. Sainz Diaz<sup>11</sup>, O. Sánchez-Guillamón<sup>6</sup>, S. Vadakkepuliambatta<sup>13</sup> and F. Vilas Martin<sup>7</sup>

1 Instituto Geológico y Minero. Depto Investigación en Recursos Geológicos. Ríos Rosas, 23, 28760 Madrid (Spain) p.mata@igme.es, d.casas@igme.es, r.leon@igme.es.

2. GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel. Wischhofstr. 1-3. 24148 Kiel (Germany). kwallmann@geomar.de

3. Hatter Department of Marine Technologies, Leon H. Charney School of Marine Sciences (CSMS), University of Haifa, Haifa 31905, (Israel). adinaneuman@gmail.com

4. National Oceanography Centre, Southampton, European Way, SO14 3ZH, Southampton, (UK), hector.marin.moreno@noc.ac.uk, tmin@noc.soton.ac.uk,

5 Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, P. Marítimo de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona (Spain). epinero@icm.csic.es, gemma@icm.csic.es

6 Instituto Español de Oceanografía. Centro Oceanográfico de Málaga. Puerto Pesquero, s/n. 29640- Fuengirola, Málaga (Spain).

juantomas.vazquez@ma.ieo.es, diazdelrio@ma.ieo.es, nieves.lopez@ma.ieo.es, desidere.palomino@ma.ieo.es, olga.sanchez@ma.ieo.es Instituto de

7 Dpto. de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Campus As Lagoas - Marcosende. 36310 Vigo (Spain) bernabeu@uvigo.es, rejinanjelorum@yahoo.es. sgil@uvigo.es, danirey@uvigo.es, brubio@uvigo.es, fvilas@uvigo.es

8 Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, UCA, Campus Río San Pedro. 11510 Puerto Real, (Spain). mcarmen.martinez@uca.es

9 Instituto Español de Oceanografía. Sede Central de Madrid, C/ Corazón de María 8, 28002, Madrid (Spain). Maria.gomez@md.ieo.es

10 Portuguese Sea and Atmosphere Institute (IPMA) & Instituto Dom Luiz (LA), (Portugal) vitor.magalhaes@ipma.pt

11. Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC), Avda. de Las Palmeras nº 4, 18100. Armilla, Granada (Spain). ignacio.sainz@iact.ugr-csic.es, fmruiz@ugr.es

12 University of Aveiro, Geosciences department and CESAM, LA, (Portugal). Imp@ua.pt

13 CAGE-Center for Arctic Gas Hydrate, Environment and Climate, Department of Geology, UiT-The Arctic University of Norway, 9037 Tromsø, (Norway). sunil.vadakkepuliambatta@uit.no

**Abstract:** Gas hydrates are crystalline compounds where a molecule of gas, mainly methane, is trapped in a cage of ice-water molecules. The importance of gas hydrates in nature is very high because it is an alternative source of energy and play a major role in the delicate balance of the global climate and in the marine geological risks. MIGRATE COST action is designed to integrate the experience of a large number of European research groups and industrial players to promote the development of multidisciplinary knowledge on the potential of gas hydrates as energy resource in Europe. Two of the objectives of the action aim to estimate the European inventory of exploitable gas hydrates and to assess environmental risks. In this work we show the occurrences of gas hydrates described in European margins including the Iberian Peninsula, with a first approximation on the thickness and location of the area of stability of gas hydrates in the Iberian margin.

**Key words:** Gas hydrate; exploration, production; environmental risk, continental margins

**Resumen:** Los hidratos de gas son compuestos cristalinos donde una molécula de gas, principalmente metano, queda atrapada en una red de moléculas de agua en forma de hielo. La importancia de los hidratos de gas en la naturaleza es muy alta ya que constituye una fuente alternativa de energía y a su vez juegan un papel importante en el delicado equilibrio del clima a nivel global y en los riesgos geológicos en el ámbito marino. La acción COST MIGRATE está diseñada con el fin de integrar la experiencia de un gran número de grupos de investigación europeos y agentes del sector para promover el desarrollo de conocimientos multidisciplinarios sobre el potencial de los hidratos de gas como fuente de energía en Europa. Dos de los objetivos de esta acción son realizar un inventario europeo de hidratos de gas explotables y evaluar los riesgos ambientales. En este trabajo se muestran los principales indicios de hidratos de gas en los márgenes europeos incluida la Península Ibérica, con una primera aproximación sobre el espesor y situación de la zona de estabilidad de hidratos de gas en el margen Ibérico.

**Palabras clave:** Hidratos de gas, exploración, producción, riesgos ambientales, márgenes continentales

## INTRODUCTION

Gas hydrates (GH) are ice-like crystalline compounds in which low molecular weight gases are embedded in cages formed by water molecules. Gas hydrates are stable at specific thermodynamic conditions (Sloan and Koh, 2008, and references therein). In marine settings, these generally correspond to water depths between 600-3000 m, although in polar areas hydrate can be stable at shallower depths (> 350 mwd). Hydrates are mostly made of biogenic (microbial) methane, although thermogenic gas hydrates also exist in petroleum areas as the Gulf of Mexico or the Caspian Sea. In marine environments, the gas hydrate stability zone – GHSZ, extends from the seafloor down to a depth where the temperature rise and hydrates became unstable. This base can expand to a thousand meters below the seafloor at deep waters.

The presence of GH can be detected by its geophysical, geological or geochemical signatures. One of the most common proxies is the acoustic expression presented in seismic records as an anomalous reflector known as BSR (bottom simulating reflector). Identifying BSRs has revealed the presence of gas hydrates in many continental margins as in the Blake Ridge in the North Atlantic Ocean, the Gulf of Mexico etc. Nevertheless, gas hydrates can also occur in the absence of a BSR, and it has been shown that their presence may be more sensitively detected from the distribution of electrical resistivity, derived from controlled source electromagnetic measurements (CSEM).

Due to the vast resources of gas hydrates that potentially exist in nature, they have been considered as an alternative source of energy, but they can also play a leading role in the delicate global climate balance and in the generation of geological hazards. For these reasons, since the 1970s scientists have been trying to quantify the global inventory of this resource, but these estimates have large uncertainties and so this is still a major challenge for the scientific community. The number of studies based on approximations from direct and indirect data is very high, and the estimation of global volumes of gas or the inventory of gas hydrates have significantly changed from the first approaches based on extrapolations from field data to the present geochemical model-derived estimations.

Current trends point out to the development of complex models that integrate an increasing number of variables on spatial data grids, such as those developed by Piñero et al. (2013), that presented a method based on transfer functions showing an estimation of C stored in the ocean floor in the form of hydrates between 3 and 445 Gt C, depending on compaction conditions and sedimentation. In addition to the parameters considered by these authors, methane migration from deep areas was added, so, the initial estimation of can be up to

about 550 GtC. The degree of uncertainty and disparity of the data on the amount of existing hydrates is still quite large. Estimates of methane hydrates in the permafrost globally indicate that resources are almost two orders of magnitude lower than in the marine environment (Sloan and Koh, 2008).

Although the mapping of the areas where hydrates are stable on the seabed is very broad and covers a major part of continental margins, deposits are not as abundant as expected, since the key is the availability of methane gas in the system. Direct data, that include retrieved hydrates or inferred by the presence of BSRs, account for only a small part of the theoretical estimations. The challenge, as occur in the case of conventional hydrocarbons, is to know exactly the specific points where they exist and the calculation of reserves, which is not easy, due to the lack of specific data on marine environments.

A prerequisite for an economically recoverable gas hydrate reservoir is adequate permeability of the gas hydrate-bearing sediment. Sandy sediment are the primary target marine reservoirs in the search for exploitable gas hydrate deposits. Turbidite-sequences and buried channel levees are the favorable settings, with high porosity and permeability where hydrates occupy the intergranular space. Hydrate sands can have saturation values ranging from 60% to 90%.

Different techniques have been tested for producing methane. The release of the gas can be induced by any or a combination of three techniques (the first two involving dissociation) i) increasing the temperature, ii) decreasing the pressure in the geological formation, and iii) chemical activation, notably the injection of CO<sub>2</sub> which exchanges with and releases CH<sub>4</sub> molecules from the hydrate structures.

Numerous countries around the world (e.g. Japan, South Korea, USA, China, Taiwan, India, New Zealand, Canada and Russia) are investing in hydrate R & D to explore their coasts and national waters, constrain the resource potential, and develop technologies for gas production from gas hydrates. This fact is due to gas hydrates may be considered as promising energy resource but with the present knowledge, the commercial dimension of hydrates is still unknown. Exploitation cost and technical difficulties associated to its submarine location are problems to be solved. But also economic situation of the energy market or the price of other conventional or unconventional sources are key parameters. Despite this, currently, there is an international consensus on further progress in the investigation of marine GH. The main research programs are being directed by the governments of countries like the US, China, Japan, Canada, India, Korea, Taiwan, Germany, Norway, Russia and New Zealand, with a very important support of large companies in the Oil & Gas sector.

In this paper we focus on the targets of the European COST action MIGRATE and also a brief compilation of the presence of gas and hydrates at the Iberian continental margins will be presented.

## MIGRATE

The COST action MIGRATE (<https://www.migrate-cost.eu>) hosted in Geomar Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel (Germany), is designed to integrate the expertise of a large number of European research groups and industrial players to promote the development of multidisciplinary knowledge on the potential of gas hydrates as energy resource. In particular, MIGRATE aims to i) estimate the European inventory of exploitable gas hydrates, ii) evaluate current gas hydrate technologies for exploration, production and monitoring, iii) assess environmental risks, and iv) prepare a field production test in European waters. National efforts will be coordinated through four Working Groups focusing on: 1. Resource assessment, 2. Exploration, production, and monitoring technologies. 3. Environmental challenges, 4. Integration, public perception, and dissemination.

## GH IN EUROPEAN CONTINENTAL MARGINS

Natural gas from gas hydrate deposits could play an important role in the future European energy system. It could i) enhance the security of energy supply, ii) contribute to the reduction of CO<sub>2</sub> emissions by replacing coal, and iii) complement renewable energies and stabilize the power grid by providing electricity during low-wind and/or low-light periods. Ultimately, gas hydrates could replace Europe's conventional gas reserves that will be depleted within the next decades and mitigate the growing dependence of Europe on natural gas imports.

A Worldwide Gas seeping and gas Hydrates database can be found in (<http://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/hydrates/>). Judd and Hovland (2007) described several examples of potential candidates for future exploitation in European continental margins.

The major gas hydrate regions on consideration in the action are: Barents Sea, Nyegga, South-West Greenland, Svalbard, Eastern Mediterranean, Black Sea, Western Black Sea, Eastern Black Sea, Southern Black Sea, Western Sea of Marmara, Gulf of Cadiz, and North-West Spain (Gran Burato).

The Barents Sea has been extensively studied because it is an area with a wide variety of source rocks and traces of hydrocarbons at different stratigraphic levels. A significant portion of these hydrocarbons have migrated towards the surface being trapped today as gas hydrates. In the continental shelf of Svalbard

(Norway), seismic data indicate a wide distribution of gas hydrates and free gas in several areas, such as Vestnesa Ridge and the Fram Strait. The Mediterranean Sea, presents some areas with signs and structures associated with fluid flow and the presence of gas hydrates. One of the main areas is in the Eastern Mediterranean off the coast of Turkey, known as Anaximander seamounts area.

The Black Sea has the most favorable conditions for the formation and accumulation of gas and gas hydrates due to the large amount of organic matter contents in the sediments, the high sedimentation rates associated with the discharge of large rivers (Danube, Dnieper and Dniester) and long periods of anoxia. The zone of gas hydrate stability has an average thickness of 300 m and occurs at water depths of between 620 m and 700 m occupying an area of 288,100 km<sup>2</sup>. Estimates of free gas content and gas hydrates are 10-50·10<sup>12</sup> m<sup>3</sup> and 0,1-1·10<sup>12</sup> m<sup>3</sup>.

In the framework of the MIGRATE action, a series of maps presenting hydrate indicators are in progress. These indicators include: direct sampling, BSR, gas seepage, pore water anomaly, gas chimney, velocity anomaly, high reflectivity zone, high resistivity, conventional petroleum provinces and Seabed Features.

## GH IN IBERIAN CONTINENTAL MARGINS

Free-gas (shallow gas) is frequent in Iberian continental margins in a wide variety of geological contexts as summarized recently by Garcia-Gil *et al.*, (2015), but GH are confirmed only in the south west Atlantic Margin. There are numerous areas along the Spanish continental margin (Garcia-Gil *et al.*, 2015 and references therein): The *NE Mediterranean* margin in the sectors of Cataluña-Murcia-Baleares (Cap de Creus, prodeltas of the rivers Muga-Fluvià, Ter, Besòs-Llobregat, the Ebro delta and continental slope Columbretes, Menor Sea slope and the Balearic margin). Along the sector of the *Alborán Sea* there is also evidence of the presence of shallow gas in the Almeria margin and in the Marginal Djibouti Platform, Guadalhorce prodelta and also in the western part of the Alborán Sea basin. The evidence of shallow gas in the *Sector of Galicia* has been intensely identified and described in the sediments of the Rias Baixas and there is a large depression, called "O Burato ERGAP" in the Galician continental margin slope, where escape of fluids have been detected by seismic and sediment cores. Rey *et al.* (2010) further reported the occurrence of two more giant pock marks in the Galician Continental Margin slope associated to extensive and intense fluid escape activity connected with deep gas reservoirs and supported by physicochemical evidence in piston cores. Shallow gas in estuarine environments, such as in the *Ria de Aveiro*, are also known (Duarte *et al.* 2007). On the other hand, the *Cantabrian Sea* gas

presence is also detected in the continental slope of Galicia-Ortega Spur and in the Basque continental shelf and in the upper Basque slope -southern flank of the Cap Breton and in the marginal platform of Landes.

The continental margin of the *Gulf of Cádiz* (Atlantic margins of Spain-Portugal and Morocco) is an area where for over 15 years national and international groups have been working on various aspects related to the presence and migration of methane. Evidence is the presence of free gas in sediments, surface structures like pockmarks, diapirs and mud volcanoes as well as records of discontinuous BSR. Recently has come to interesting conclusions about the diversity and origin of fluids involved in the different areas, highlighting the contribution of deep sourced fluids (Hensen et al 2007, 2015). Although there is no evidence of the existence of large volumes of gas hydrates at a regional scale, some studies relate the mud volcanoes as being associated with the expulsion of thermogenic gas. The occurrence of hydrates has been confirmed in 6 of these mud volcanoes (Pinheiro et al 2003; Hensen et al 2007, 2015), but strong indications of their presence are found in much more (Leon et al 2012). The hydrates occurrences at the Mud volcanoes represent between 3 and 16% of the volume of sediment, occupying from 5 to 31 % of the porosity (Mazurenko et al. 2002) and occur at Moroccan and Portuguese continental margins.

#### ACKNOWLEDGMENTS

COST Action ES1405 (MIGRATE). Marine gas hydrates - an indigenous resource of natural gas for Europe, (GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany).

#### REFERENCES

- Duarte, H., Pinheiro, L.M., Teixeira, F.C. and Monteiro, J.H., (2007): High-resolution seismic imaging of gas accumulations and seepage in the sediments of the Ria de Aveiro barrier lagoon (Portugal). *Geo-Marine Letters*, 27: 115-126.
- García-Gil, S., Cartelle, V., de Blas, E., de Carlos, A., Díez, R., Durán, R., Ferrín, A., García-Moreiras, I., García-García, A., Iglesias, J., Martínez-Carreño, N., Muñoz Sobrino, C. and Ramírez-Pérez, A., (2015): Gas somero en el margen continental Ibérico. *Boletín Geológico y Minero*, 126: 575-608.
- Judd, A. y Hovland, M. (2009): *Seabed Fluid Flow The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*. Cambridge, 475 pp.
- Hensen, C., Nuzzo, M., Hornibrook, E., Pinheiro, L.M., Bock, B., Magalhães, V.H. and Brückmann, W., (2007): Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz - indications for hydrothermally altered fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 1232-1248.
- Hensen, C., Scholz, F., Nuzzo, M., Valadares, V., Grácia, E., Terrinha, P., Liebetrau, V., Kaul, N., Silva, S., Martínez-Lorient, S., Bartolome, R., Piñero, E., Magalhães, V.H., Schmidt, M., Weise, S.M., Cunha, M., Hilario, A., Perea, H., Rovelli, L. and Lackschewitz, K., (2015): Strike-slip faults mediate the rise of crustal-derived fluids and mud volcanism in the deep sea. *Geology*, 43: 339-342..
- León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Vázquez, J.T., González, F.J., López-González, N., Casas, D., Mata, M.D., Fernández-Puga, M.D., Gimeénez-Moreno, C.J. and Díaz-del-Río, V., (2012): New discoveries of mud volcanoes on the Moroccan Atlantic continental margin (Gulf of Cadiz): morpho-structural characterization. *Geo-Marine Letters*, 32(5-6): 473-488.
- Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Belenkaya, I., Ivanov, M.K. and Pinheiro, L.M. (2002): Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cadiz. *Terra Nova*, 14, 321-329.
- Piñero, E., Marquardt, M., Hensen, C., Haeckel, M. and Wallmann, W. (2013): Estimation of the global inventory of methane hydrates in marine sediments using transfer functions. *Biogeosciences*, 10, 959-975.
- Rey, D & Gran Burato Science Team (2010): GB4240 Cruise Technical Report. Convenio de colaboración entre a Universidade de Vigo e a Consellería de Economía e Industria da Xunta de Galicia para a exploración da morfoestruturas singular da marxen continental occidental de Galicia coñecida como O Gran Burato. Universidade de Vigo. Gran burato MSC
- Sloan E. D. and Koh C. (2008): *Clathrate hydrates of natural gases*. 3rd ed., CRC press, Boca Raton, FL

# Caracterización ecológica del estuario de Oriñón (E de Cantabria, N de España) a partir de la distribución de las asociaciones de ostrácodos recientes

## *Ecological characterization of the Oriñón estuary (E Cantabria, N Spain) based on the distribution of the recent ostracod assemblages*

A. Ordiales<sup>1</sup>, J. Mendicoa<sup>1</sup> y B. Martínez-García<sup>2</sup>

<sup>1</sup> SciGea Servicios de apoyo a la investigación geológica y la divulgación científica, Zitek Leioa. Edificio de Rectorado, Planta baja, módulo 12, Universidad del País Vasco UPV/EHU 48080 Bilbao. servicios.scigea@gmail.com

<sup>2</sup> Dpto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU 48080 Bilbao. blancamaria.martinez@ehu.eus

**Resumen:** En este trabajo se describen, por vez primera, las asociaciones de ostrácodos recientes preservadas en el sedimento superficial del estuario de Oriñón (E de Cantabria), donde se han identificado 31 especies, 22 de ellas con ejemplares vivos en el momento de muestreo. De acuerdo a su distribución se han definido tres subambientes en esta área: una amplia zona de marisma caracterizada por el predominio de *Leptocythere castanea* y *Leptocythere porcellanea*; un medio estuarino con grandes variaciones de salinidad asociado a los márgenes de los canales principal y mareales que atraviesan la marisma, donde abunda *Loxoconcha elliptica*; y un ambiente de playa intermareal con importante influencia marina, en el que son comunes *Caudites calceolatus* y *Neocytherideis subulata*. La presencia de especies continentales de ambiente lacustre limita la influencia de agua dulce fluvial a la cabecera del estuario, mientras que la aparición de especies costeras define la entrada de agua marina hasta la parte central del mismo, tanto a través del canal principal como de los canales mareales de marisma. Esta delimitación ecológica de subambientes, así como la asociación principal identificada en este estuario, son similares a los descritos en otros estuarios del norte de España.

**Palabras clave:** ostrácodos recientes, estuario, ecología, Oriñón, Cantabria.

**Abstract:** In this paper the recent ostracod assemblages preserved in the superficial sediment of the Oriñón estuary (E Cantabria) are described for the first time, where 31 species have been identified, 22 of them with living individuals at sampling. According to their distribution, three subenvironment have been described in this area: A wide marshland zone characterized by the predominance of *Leptocythere castanea* and *Leptocythere porcellanea*; an estuarine environment with great salinity variations related to the main and tidal channel banks crossing the marsh, where *Loxoconcha elliptica* abound; and an intertidal beach environment with great marine influence where *Caudites calceolatus* and *Neocytherideis subulata* are common. The presence of continental species from lacustrine environment restricts the influence of the fluvial freshwater to the head of the estuary, while the appearance of coastal species defines the entrance of the marine water until the central part, both through the main channel and the tidal ones. This ecological delimitation, as well as the main assemblage, looks similar to other estuaries described in the north of Spain.

**Key words:** recent ostracods, estuary, ecology, Oriñón, Cantabria.

## INTRODUCCIÓN

Los ostrácodos son un grupo de microcrustáceos bivalvados que habitan en todos los ambientes acuáticos. Su distribución está relacionada con diversos parámetros ecológicos, muchos de ellos interrelacionados, tales como la salinidad o el tipo de sedimento (Rodríguez-Lázaro y Ruiz Muñoz, 2012). En los medios estuarinos, en particular, factores como el tiempo de emersión o el régimen hidrodinámico también les afecta de manera importante. Estos condicionantes, unidos a su rápida respuesta ante los cambios en el medio en el que habitan, convierten a los ostrácodos en unas herramientas muy útiles para realizar estudios medioambientales en los estuarios y marismas. En este trabajo se presenta, por vez primera,

una descripción de las asociaciones de ostrácodos recientes del estuario de Oriñón (E de Cantabria), que permitirá ampliar el conocimiento de la biodiversidad de esta área del sur del Golfo de Vizcaya. Además, y de acuerdo a las afinidades ecológicas de estas asociaciones, se realizará una delimitación de los diversos subambientes que conforman este estuario.

## LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO

El estuario de Oriñón está situado en el margen oriental de la Comunidad de Cantabria (N de España), en la desembocadura del río Agüera (Fig. 1). Se trata de un estuario somero, dominado por la dinámica mareal y de morfología alargada, con una orientación

aproximada N-S, que abarca un área de 0,6 km<sup>2</sup> y con un perímetro de 9,4 km. El área intermareal ocupa el 82 % del estuario, la salinidad media del mismo es de 18,37 ‰ y el río Agüera desemboca en el estuario un caudal medio de 3,7 m<sup>3</sup>/s de agua dulce (Galván Arbeiza, 2014). Geológicamente, la cabecera del estuario se desarrolla sobre un sustrato de areniscas del Aptiense Inferior (Fm. Ereza), mientras que la desembocadura está encajada en facies carbonatadas de edad Aptiense Superior a Albiense Superior (Rosales et al., 1994).

## MATERIAL Y MÉTODOS

Se han estudiado 15 muestras (Fig. 1) de sedimento superficial (primeros 3-4 cm) recogidas durante el mes de Diciembre de 2015 en bajamar. En cada punto de muestreo se realizó una medición de la conductividad del agua (Tabla I) mediante una sonda Hanna HI 9033. Posteriormente, las muestras fueron lavadas y tamizadas, analizándose la fracción mayor de 63 µm. Debido a la baja riqueza en ostrácodos observada, las muestras han sido tratadas con tricloroetileno para concentrar los individuos. De dicho residuo concentrado se ha extraído la totalidad de los ejemplares adultos y del último estadio juvenil (A-1) presentes en las mismas (Tabla I). Para la determinación taxonómica de los ejemplares se han utilizado los criterios morfológicos del caparazón, siguiendo las clasificaciones de Athersuch et al. (1989) y Meisch (2000). Los ejemplares que conservan las partes blandas tanto en el interior de los caparazones completos como de las valvas individualizadas se han considerado como vivos (biocenosis) durante el momento de muestreo. Así mismo, se ha estimado la riqueza individual mediante el índice nO (nº de individuos por gramo de sedimento levigado seco), el número de especies por muestra (S) y el índice de diversidad de Shannon (H) (Tabla I).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El empleo de las asociaciones biocenóticas y totales en este tipo de estudios ecológicos permite efectuar una caracterización ambiental muy completa del área de estudio. Así, la asociación biocenótica permite definir las condiciones del medio en el momento de recogida de las muestras, mientras que la asociación total informará de poblaciones que han sido previamente depositadas en su hábitat original, así como de posibles indicios de transporte hidrodinámico de los organismos en momentos previos a su enterramiento. En las 15 muestras estudiadas se han obtenido un total de 1115 individuos pertenecientes a 31 especies (23 géneros). Salvo en OÑ-9, en el resto de las muestras se han encontrado ejemplares vivos, estando la asociación biocenótica conformada por 606 ejemplares correspondientes a 22 especies (19 géneros). Las especies de ostrácodos más comunes en el estuario de Oriñón, tanto en la asociación total como en la biocenótica, son *Loxiconcha elliptica* Brady,

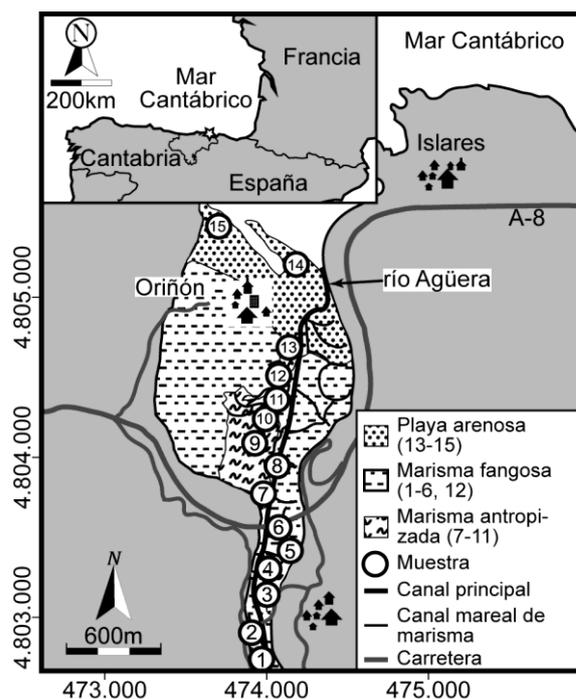


FIGURA 1. Situación geográfica de las muestras estudiadas. Se indica entre paréntesis el ambiente donde se han recogido.

*Leptocythere castanea* (Sars), *Leptocythere porcellanea* (Brady) y *Cytherois fischeri* (Sars), acompañadas por *Cyprideis torosa* (Jones), *Caudites calceolatus* (O.G. Costa) y *Neocytherideis subulata* (Brady) (Tabla I). Estas especies han sido previamente descritas en otros estuarios de Cantabria (ver Martínez-García et al., 2013), donde aparecen de manera abundante. De acuerdo a su distribución a lo largo de las muestras estudiadas, se han podido definir tres subambientes en el estuario de Oriñón.

El primer subambiente se caracteriza por la abundancia de *L. castanea* y *L. porcellanea*, acompañadas por *L. elliptica* y *C. fischeri*, tanto en la asociación total como en la biocenótica. Esta asociación es la más común en las muestras OÑ-1, 2, 3, 4, 5, 8 y 12 (ver Fig. 1), que presentan una riqueza, diversidad y conductividad del agua relativamente bajas (ver Tabla I). *Leptocythere castanea* y *L. porcellanea* son especies de aguas salobres que habitan en marismas. Por su parte, *L. elliptica* y *C. fischeri* son especies estuarinas capaces de soportar grandes cambios en la salinidad del agua (Athersuch et al., 1989). Así, este primer subambiente representa una zona de marisma con entrada periódica de agua marina.

El segundo subambiente se ha definido en las muestras OÑ-6, 7, 9, 10 y 11 (Fig. 1), donde *L. elliptica* es la especie más común, tanto en la asociación biocenótica como en la total, estando acompañada por *C. fischeri*, *L. castanea* y, en menor medida, *L. porcellanea* (Tabla I). Tanto la riqueza como la diversidad específica y la conductividad del agua presentan unos valores similares a los obtenidos en el primer subambiente. El predominio de *L. elliptica*

en estas muestras indicaría el desarrollo de un subambiente estuarino en el que se producen grandes cambios en la salinidad del agua, asociados a los márgenes del canal principal y los canales mareales de marisma.

Finalmente, el tercer subambiente se ha identificado en las muestras OÑ-13 (llanura arenosa), 14 y 15 (playa intermareal baja) (Fig. 1), en las que aumenta tanto el número de especies como la diversidad de Shannon (ver Tabla I), siendo los valores de conductividad los más elevados del estuario. En estas muestras, *C. calceolatus* y *N. subulata* son las especies más comunes, tanto en la asociación biocenótica como en la total. *Neocytherideis subulata* es una especie típica de medios litorales y costeros, mientras que *C. calceolatus* habita en la plataforma marina somera (Athersuch et al., 1989). Por tanto, este subambiente representa el área de playa intermareal con una importante influencia marina que produce el aumento de la conductividad del agua.

La presencia de numerosos ejemplares vivos de otras especies capaces de soportar grandes cambios en la salinidad del agua, como *Callistocythere murrayi* Whittaker y *C. torosa* (Athersuch et al., 1989), que aparecen de manera abundante en OÑ-1 y 10 respectivamente (ver Tabla I), remarcan la influencia de la salinidad como factor principal de control en la distribución de los ostrácodos en este estuario. Estas variaciones en la salinidad estarían asociadas al balance hídrico entre la entrada de agua marina en el estuario durante la pleamar y la descarga de agua fluvial. Así, la presencia en OÑ-1 y 3 de ejemplares vivos de *Cypria ophthalmica* (Jurine), *Cypridopsis vidua* (Müller), *Potamocypris pallida* Alm y *Pseudocandona albicans* (Brady) (Tabla I), especies que habitan en medios lacustres de agua dulce (Meisch, 2000), definiría la influencia de la componente fluvial hasta la posición de la muestra OÑ-3 a través del canal principal (ver Fig. 1). Por otro lado, la aparición de ejemplares, muchos de ellos biocenóticos, de *Callistocythere littoralis* (Müller), *Leptocythere psammophila* Guillaume o *N. subulata* en OÑ-7, 8, 10, 11 y 12 (Tabla I), especies que viven desde el estuario externo hasta el medio litoral (Athersuch et al., 1989), indicaría la entrada de agua marina hasta la posición en la que se ha obtenido la muestra OÑ-7 (Fig. 1). La muestra OÑ-13 presenta un elevado número de especies, tanto en la asociación total como en la biocenosis, encontrándose varias asociaciones mezcladas. Por tanto, esta zona se encuentra muy influenciada por las corrientes de agua, correspondiéndose con la zona de transición entre el sistema estuarino y el medio marino.

## CONCLUSIONES

El estudio de las asociaciones de ostrácodos presentes en el sedimento superficial del estuario de Oriñón (E de Cantabria) ha permitido diferenciar tres subambientes en esta área: una amplia zona de marisma sometida a la entrada periódica de agua marina, donde

dominan *L. castanea* y *L. porcellanea*; un ambiente estuarino con grandes cambios de salinidad asociado a los márgenes del canal principal y los canales mareales que atraviesan la marisma, caracterizado por la abundancia de *L. elliptica*; y una zona de playa intermareal, con importante influencia marina, en la que son comunes *C. calceolatus* y *N. subulata*. La presencia de especies de medios costeros define la entrada de agua marina hasta la parte central del estuario, mientras que la aparición de especies lacustres delimita la influencia fluvial a la cabecera del mismo. Tanto las especies de ostrácodos identificadas en el estuario de Oriñón como la diferenciación ecológica de sus subambientes a partir de dichas asociaciones, son similares a los descritos en otros estuarios próximos.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Germán Flor Blanco por sus comentarios, que han mejorado sustancialmente el presente trabajo. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto GIU 15/34 y una beca postdoctoral (Contratación para la especialización de personal investigador doctor) de la UPV/EHU (B. Martínez-García).

## REFERENCIAS

- Athersuch, J., Home, D.J. y Whittaker, J.E. (1989): *Marine and brackish water ostracods (superfamilies Cypridacea and Cytheracea)*. Synopses of the British Fauna nº 43. Linnean Society of London and Estuarine and Coastal Sciences Association, E.J. Brill, Leiden, 343 p.
- Galván Arbeiza, C. (2014): *Clasificación de estuarios a diferentes escalas espaciales mediante la integración de modelos físicos y biológicos*. Tesis Doctoral, Univ. de Cantabria, 441 p.
- Martínez-García, B., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Martín-Rubio, M. y Rofes, J. (2013): The Ostracoda (Crustacea) of the Tina Menor estuary (Cantabria, southern Bay of Biscay): Distribution and ecology. *Journal of Sea Research*, 83: 111-122.
- Meisch, C. (2000): *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*. Spektrum Akademischer, Verlag, Heidelberg, 522 p.
- Rodríguez-Lázaro, J. y Ruiz Muñoz, F. (2012): A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. En: *Ostracoda as proxies for Quaternary climate change* (D.J. Horne, J. Holmes, J. Rodríguez-Lázaro y F. Viehberg, eds.). Developments in Quaternary science nº 17. Elsevier, The Netherlands, 1-14.
- Rosales, I., Fernández-Mendiola, P.A. y García-Mondéjar, J. (1994): Carbonate depositional sequence development on active fault blocks: the Albian in the Castro Urdiales area, northern Spain. *Sedimentology*, 41: 861-882.

Estuario de Oriñón especies / muestra	OÑ-1		OÑ-2		OÑ-3		OÑ-4		OÑ-5		OÑ-6		OÑ-7		OÑ-8		OÑ-9		OÑ-10		OÑ-11		OÑ-12		OÑ-13		OÑ-14		OÑ-15			
	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v	t	v		
<b>Especies más abundantes</b>																																
<i>Callistocythere littoralis</i> (G.W. Müller, 1894)																			2				3	2	2	1	3	1	6	3		
<i>Callistocythere murrayi</i> Whittaker, 1978	<b>5</b>	<b>5</b>																							1		4	2	5	1		
<i>Caudites calceolatus</i> (O.G. Costa, 1853)																									<b>10</b>	<b>3</b>	<b>11</b>	3	<b>14</b>	3		
<i>Cyprideis torosa</i> (Jones, 1850)																			<b>48</b>	<b>24</b>	1	1										
<i>Cytherois fischeri</i> (Sars, 1866)			7	3	6	5	1	1	1					<b>7</b>	<b>3</b>	<b>40</b>	<b>30</b>	1				<b>19</b>	4	<b>18</b>	<b>13</b>	1	1	<b>13</b>	<b>5</b>			
<i>Leptocythere castanea</i> (Sars, 1866)	<b>8</b>	<b>7</b>	<b>68</b>	<b>63</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>4</b>	<b>4</b>	<b>13</b>	<b>12</b>	6	6	6	<b>3</b>	<b>40</b>	<b>37</b>					8	5	13	<b>12</b>	<b>17</b>	<b>15</b>						
<i>Leptocythere porcellanea</i> (Brady, 1869)	2	2	<b>37</b>	<b>36</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	1	1	<b>8</b>	<b>7</b>	3	3	2	2	18	18					2	2			<b>38</b>	<b>37</b>	1					
<i>Leptocythere psammophila</i> Guillaume, 1976													1	1	3	3											4	1	1	1	7	<b>4</b>
<i>Loxoconcha elliptica</i> Brady, 1868	<b>6</b>	4	<b>41</b>	<b>31</b>	6	4	<b>3</b>	1	3	2	<b>40</b>	<b>20</b>	<b>12</b>	1	<b>29</b>	14	<b>4</b>				<b>236</b>	<b>48</b>	<b>49</b>	<b>25</b>	<b>17</b>	11	6	1	1	1		
<i>Neocytherideis subulata</i> (Brady, 1868)													1													1	1					
<b>Especies accesorias de agua dulce</b>																																
<i>Cypria ophthalmica</i> (Jurine, 1820)	1	1																														
<i>Cypridopsis vidua</i> (O.F. Müller, 1776)					2	2																										
<i>Potamocypris pallida</i> Alm, 1914					2	2																										
<i>Pseudcandona albicans</i> (Brady, 1864)	2	1																														
nº individuos	24	20	153	133	32	29	9	7	25	21	49	29	30	10	130	102	5				316	83	82	52	76	66	79	14	43	18	62	22
S = nº de especies	6	6	4	4	6	6	4	4	4	3	3	3	7	5	5	5	2				7	5	5	5	5	5	21	8	15	7	15	10
H = índice de Shannon	1,6	1,6	1,2	1,1	1,7	1,7	1,2	1,2	1,1	0,9	0,6	0,8	1,5	1,5	1,4	1,4	0,5				0,8	1,1	1	1,2	1,2	1,1	2,6	1,8	2,3	1,7	2,4	2,2
nO = nº ostrácodos/gr.	6	6	36	9	1	1	1	1	11	11	13	13	35	6	30	20	1				66	3	6	1	10	10	14	1	1	1	1	1
Conductividad (mS/cm)	2,8		1,9		5,2		17,2		16,3		9,3										10,2		3,9		18,8		24,8		42,1		47,9	

TABLA I. Abundancia absoluta de las principales especies de ostrácodos identificadas (>1% del total de individuos por muestra). En negrita y sombreado se indican las frecuencias más altas. Se detallan, así mismo, las especies de agua dulce encontradas en las muestras estudiadas. Se incluyen los índices de riqueza y diversidad y los valores de conductividad medidos durante el muestreo.

# Geomorfología y procesos sedimentarios recientes en el sector norte del margen continental de Argentina

## *Geomorphology and recent sedimentary processes in the northern sector of the Argentine continental margin*

G. Ercilla<sup>1</sup>, G. Bozzano<sup>2</sup>, F. Estrada<sup>1</sup>, R. Violante<sup>2</sup>, J. Rengel<sup>3</sup>, D. Muñoz<sup>3</sup>, N. Páez Rubia<sup>4</sup>, O. Silvestri<sup>5</sup>, D. Spoltore<sup>2</sup> y T. Schwenk<sup>6</sup>

1 Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Paseo Marítimo de la Barceloneta, 37-49, 08003 Barcelona. [gemma@icm.csic.es](mailto:gemma@icm.csic.es), [festrada@icm.csic.es](mailto:festrada@icm.csic.es)

2 Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, C1270ABV Buenos Aires, Argentina. [grazi.hidro.gov.ar@gmail.com](mailto:grazi.hidro.gov.ar@gmail.com), [violante@hidro.gov.ar](mailto:violante@hidro.gov.ar), [spoltoredaniela@yahoo.com.ar](mailto:spoltoredaniela@yahoo.com.ar)

3 Instituto Hidrográfico de la Marina, Plaza San Severiano, 3, 11007 Cádiz. [jrenortega@fn.mde.es](mailto:jrenortega@fn.mde.es), [dmunsa1@fn.mde.es](mailto:dmunsa1@fn.mde.es)

4 Universidad de San Juan, Bartolome Mitre Este 396, J5402CWH San Juan, Argentina. [nadiapaezrubia@yahoo.com.ar](mailto:nadiapaezrubia@yahoo.com.ar)

5 Universidad de Buenos Aires, Viamonte 430, 1053, Buenos Aires, Argentina. [ornesilvestri@gmail.com](mailto:ornesilvestri@gmail.com)

6 Universidad de Bremen, Klagenfurter Str., D-28359 Bremen, Alemania. [tschwenk@uni-bremen.de](mailto:tschwenk@uni-bremen.de)

**Resumen:** En este trabajo se presentan los resultados preliminares sobre la geomorfología y los procesos sedimentarios recientes en el sector norte del margen continental de Argentina, en base a los datos acústicos y sísmicos obtenidos recientemente en la campaña MIXTO, a bordo del buque Hespérides. La morfo-sísmica y la estratigrafía reciente revela en la plataforma continental, la existencia de unidades agradantes y progradantes tapizadas por una unidad con paleocanales colmatados, barras de sedimento y bioconstrucciones; y en el talud continental la existencia de un campo de ondas de sedimento, valles, una superficie de erosión y un campo de surcos. La distribución espacial y temporal de estos elementos sedimentarios sugiere que la plataforma continental ha estado dominado por procesos sedimentarios costeros y de plataforma, relacionados con el avance y retroceso de la línea de costa durante el último cambio glacio-eustático. Los procesos sedimentarios dominantes en el talud continental han estado gobernados principalmente por la acción longitudinal de corrientes de fondo con variaciones laterales en sus características energéticas, y en menor medida por procesos transversales gravitacionales.

**Palabras clave:** geomorfología, procesos sedimentarios, margen continental de Argentina.

**Abstract:** *The present work presents the preliminary results about the geomorphology and recent sedimentary processes in the northern sector of the Argentine continental margin, based on the seismic and acoustic data obtained during the recent MIXTO cruise on board the Hesperides vessel. Morfo-seismic and stratigraphy of the recent sedimentary register indicate the presence on the continental shelf, of agradational and progradational units overlaid by infilled paleochannels, sediment bars and biconstructions; and on the continental slope, of a sediment wave field, valleys, erosive surface and a scour field. The spatial and temporal distributions of these sedimentary features suggest the continental shelf has been dominated by coastal and shelfal sedimentary processes related to the advance and retreat of the coastline and their associated sedimentary environments, during the last glacio-eustatic change. The dominant sedimentary processes on the continental slope are mainly related to bottom currents with variable energy flow along- and downslope, whereas the gravitational processes play a minor role.*

**Key words:** *geomorphology, sedimentary processes, Argentine continental margin.*

## INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se exponen los resultados morfológicos y sedimentarios obtenidos en la campaña MIXTO realizada recientemente (marzo, 2016) a bordo del buque español Hespérides, en el sector norte del margen continental argentino, frente a la ciudad de Bahía Blanca, (Fig.1A). La zona de estudio se extiende desde la plataforma continental externa, a 90 m de profundidad, hasta el talud inferior, a unos 4300 m.

El margen continental de Argentina es un margen pasivo que presenta una de las plataformas continentales más extensas del planeta. Desde el punto de vista sedimentológico es una margen de naturaleza silicoclastica y está cubierta por las aguas de origen subantártico las cuales son modificadas por las entradas costeras locales y los vientos predominantes (Violante et al., 2014; Lucas et al., 2005). Los rasgos morfosedimentarios actuales fueron originados durante el último cambio del glacio-eustático, por la acción de los procesos sedimentarios de dinámica costera y de plataforma somera (Violante et al., 2014). El talud

ENCUADRE GEOLÓGICO Y OCEANOGRÁFICO

continental adquiere su actual configuración sedimentaria durante el Plio-Cuaternario y está

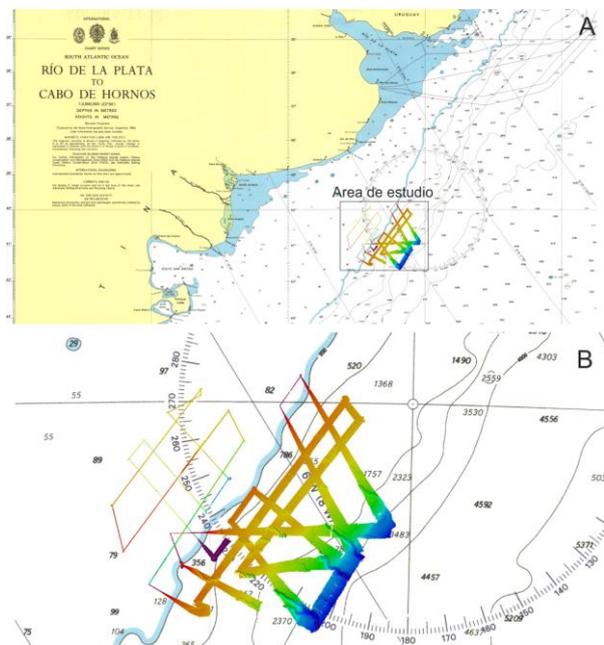


FIGURA 1. A. Localización del área de estudio en el margen continental septentrional de Argentina. B. Líneas mostrando la batimetría obtenida en la zona con las sondas multihaz.

y está caracterizado por una intensa actividad contornítica y turbidítica (Hernández-Molina et al., 2009; Preu et al., 2013). Los procesos contorníticos asociados a la interfase de masas de agua de diferente procedencia son responsables del desarrollo de terrazas en el talud continental (Preu et al., 2013). El talud continental en la zona de estudio está afectado por varias masas de agua: Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW), y Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW).

## RESULTADOS

En la campaña MIXTO se registraron datos sísmicos y acústicos. Los datos sísmicos comprenden unos 1800 km de perfiles de sísmica de muy alta resolución que fueron obtenidos con la sonda paramétrica TOPAS. Simultáneamente al registro de estos perfiles se efectuó el levantamiento batimétrico con las sondas multihaz SIMRAD EM120 y EM1002 (Fig. 1B).

El estudio preliminar de estos datos en la plataforma continental externa ha permitido caracterizar la arquitectura sedimentaria reciente y así como sus rasgos morfo-sísmicos. La arquitectura está caracterizada por el apilamiento de al menos tres unidades sísmicas (inferior, intermedia y superior) de espesor  $\geq 10$  m separadas por superficies erosivas. La unidad sísmica inferior está definida por facies semitransparente con configuración agradante. La unidad sísmica intermedia presenta facies estratificada

con reflexiones que progradan mar adentro. Esta unidad está cubierta por la unidad sísmica superior, integrada por barras de sedimento que generan relieves en el fondo de marino (altura  $< 5$  m y anchuras variables) y que están internamente definidas por facies transparente y estratificada progradante. Lateralmente, este registro sedimentario cambia y la unidad intermedia muestra la presencia de paleocanales sin expresión morfológica superficial. Estos paleocanales tienen hasta 4 km de ancho con un relleno estratificado de hasta 10 m. Los paleocanales están sellados por una unidad superior de respuesta acústica transparente, similar al de las barras, que está limitada a techo por una superficie irregular de carácter erosivo que conforma el fondo marino actual. Otro de los relieves cartografiados en el fondo marino actual son las bioconstrucciones, localizadas próximas al borde de la plataforma continental. Estas bioconstrucciones representan edificios aislados sin reflexiones internas y llegan a tener 5 m de alto.

El estudio morfo-sísmico del talud continental permite el establecimiento de tres dominios fisiográficos. El talud superior, con pendientes relativamente altas y forma de escarpe, se extiende desde el borde de la plataforma ( $\sim 100$  m) hasta los 1000 m de profundidad. El talud medio, con pendientes relativamente bajas y forma de terraza, se prolonga hasta los 2000 m de profundidad. El talud inferior, de nuevo con pendientes relativamente altas y forma de escarpe, se extiende más allá de los 4200 m. La cartografía morfo-sísmica permite definir al menos cuatro elementos morfo-sedimentarios principales: a) campos de onda de sedimento, b) valles, c) superficie de abrasión y d) campos de surco.

Los campos de onda de sedimento (a) se localizan en los tres dominios fisiográficos del talud y presentan características morfológicas (simétricas y asimétricas), de tamaño (longitud de onda  $< 2$  km, amplitud  $< 10$  km) y de configuración interna (no-agradantes con flancos erosivos a agradantes con flancos deposicionales) que varían espacialmente. Los valles (b) erosionan el fondo de la terraza y el escarpe del talud inferior. El sector superior de los valles hasta unos 1500 m de profundidad, muestra características morfológicas y sedimentarias diferentes a su recorrido más distal. Las principales diferencias hacen referencia principalmente a su trazado y definición de los márgenes, que son más irregulares en su sector superior y aparecen asociadas a los campos de onda de sedimento. La superficie de abrasión (c), identificada en la terraza de talud del sector norte es una superficie de reflectividad alta, con morfología plana, irregular o localmente ondulada, y representa la expresión superficial de una unidad transparente que cubre sedimentos estratificados. El campo de surcos (d) se localiza en el escarpe del talud inferior, también en el sector norte de la zona de estudio. Los surcos presentan fondo plano y dimensiones de hasta 700 m de ancho y 22 m de

relieve, y discurren de forma subparalela a oblicua a la pendiente regional.



FIGURA 2. Registro batimétrico y perfil de sismica TOPAS (obtenidos simultáneamente) mostrando las ondas de sedimentación identificadas en la parte proximal de la terraza, del talud continental medio.

## DISCUSIÓN

Los resultados preliminares obtenidos en la campaña MIXTO, reflejan la complejidad de procesos sedimentarios que han actuado en la evolución sedimentaria reciente (Pleistoceno superior-Holoceno) del sector norte del margen continental de Argentina. La plataforma continental ha estado gobernada por procesos sedimentarios costeros y de plataforma somera relacionados con el avance y retroceso de la línea de costa y de sus ambientes sedimentarios costeros, que se extendieron hasta el borde de la plataforma continental, al menos durante el último cambio glacio-eustático de cuarto orden.

Los procesos sedimentarios dominantes en el talud continental estarían principalmente relacionados con procesos contorníticos asociados con varias masas de agua: la Antártica Intermedia (AAIW), la Circumpolar Profunda Superior (UCDW) y la Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW) (Hernández-Molina et al., 2009; Preu et al., 2013). Los procesos contorníticos serían responsables de la formación del campo de ondas de sedimentación y de los surcos así como de la superficie de abrasión. La distribución de estas morfologías estaría condicionada por las diferentes características energéticas de las masas de agua y la topografía. Los procesos turbulentos asociados a la interfase entre AAIW y UCDW, podrían ser responsables de los procesos contorníticos más energéticos que afectan a la parte proximal de la terraza de talud (hasta 1500 m de profundidad), condicionando la formación de las ondas de sedimentación no-gradantes con flancos erosivos así como su retrabajo y también el de

los valles. Asimismo, la superficie de abrasión, donde no se identifican ondas de sedimentación, podría representar un incremento de la velocidad de las corrientes de fondo más allá de valor crítico que permite su formación. Con respecto a los procesos sedimentarios responsables de los valles, sus características morfo-sedimentarias sugieren una interacción entre los procesos contorníticos de alta energía y los gravitacionales en la parte proximal de la terraza de talud, mientras que la influencia de los procesos gravitacionales, es más evidente a partir de los 1500 m de profundidad, donde sus rasgos morfo-sedimentarios parecen estar más controlados por las características de los flujos gravitacionales.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se encuadra en el marco de la campaña MIXTO (COC-DI-2014-10) efectuada a bordo del buque Hespérides. Se agradece tanto al personal técnico de la UTM-CSIC, por su asistencia continuada durante la campaña MIXTO, como al comandante y resto de la dotación del Hespérides por la dedicación mostrada para llevar a buen término los objetivos de la campaña.

## REFERENCIAS

- Hernández-Molina J., Paterlini M., Violante, R., Marshall P., de Isasi M., Somoza L. y Rebesco M. (2009). Contourite depositional system on the Argentine slope: an exceptional record of the influence of Antarctic waters. *Geology*, 37 (6): 507-510.
- Lucas A.J., Guerrero R.A., Mianzán H.W., Marcelo Acha E., Lasta C.A. (2005): Coastal oceanographic regimes of the northern Argentine continental shelf. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65: 405-420.
- Preu B., Hernández-Molina F.J., Violante R., Piola A.R., Paterlini C.M., Scwenk T., Voifgt I., Krastel S. y Spiess V. (2013). *Deep-sea Research I*, 75: 157-174.
- Violante, R.A., Costa, I.P., Cavallotto, J.L., Paterlini, C.M., Marcolini, S., Bozzano, G. (2014): Rasgos morfosedimentarios, procesos y evolución de la plataforma continental Argentina desde el último máximo glacial. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 292-310.



Geoparque de Lanzarote y Archipiélago Chinijo. Los límites del área propuesta abarcan un total de 2.500 km<sup>2</sup> que incluyen desde la plataforma submarina hasta las partes emergidas de la isla de Lanzarote y los islotes que conforman el archipiélago Chinijo (Galindo et al. 2015). Es importante subrayar que este aspecto planetario estaba específicamente incluido en la documentación adicional enviada en Marzo de 2015 con objeto de alcanzar el estatus de miembro oficial del Global Geopark Network (Lanzarote and Chinijo Islands Geopark, 2015).

En este trabajo se sintetizan las principales actividades y objetivos científicos, geoeducativos y geoéticos, que caracterizan la importancia del geoparque mundial UNESCO de Lanzarote y Archipiélago Chinijo en el marco de las geociencias planetarias y se detallan las principales zonas de investigación en relación con los procesos geológicos considerados.

### ACTIVIDADES, OBJETIVOS Y ZONAS DE INVESTIGACIÓN

El conjunto de actividades y objetivos de investigación, geoeducación y geoética se estructura básicamente en tres grandes bloques:



FIGURA 1. Dos ejemplos de zonas y procesos de interés: procesos de precipitación de sulfatos de Ca y otras fases menores en las paredes internas de tubos de lava (Cueva de los Verdes) y Laguna de los Clicos, costa Oeste de Yaiza, hidrovulcán de El Golfo.

1) adquisición de nuevos conocimientos científicos, desde una perspectiva planetaria y astrobiológica, basados en la relevancia de Lanzarote como laboratorio natural y potencial análogo de Marte. En este sentido existe también una componente de retorno, integrando los aspectos planetarios en los aspectos propios del

geoparque; modelización de los procesos de interacción de las rocas volcánicas con el agua y su importancia en el ámbito de la habitabilidad planetaria en relación con el pasado de Marte;

2) modelización de los procesos de interacción de las rocas volcánicas con el agua y su importancia en el ámbito de la habitabilidad planetaria en relación con el pasado de Marte y

3) establecimiento de zonas piloto para la monitorización y realización de ensayos “no destructivos”, de acuerdo con criterios geoéticos, tanto en relación con la actual exploración robótica, como con la futura exploración humana del planeta rojo.

De acuerdo con estos bloques, el interés se centra en: a) las zonas hidrotermalizadas y sus posibles biomineralizaciones, estableciendo una caracterización mineralógica y geoquímica comparada entre rocas volcánicas frescas y alteradas y las nuevas fases de mineralización; b) las zonas de alteración (aguas meteóricas y marinas) debidas a interacciones de baja temperatura entre los fluidos y la roca volcánica; c) los tubos de lava (a distintas escalas) a través de la caracterización comparada de minerales (primarios y secundarios) expuestos y no expuestos a la radiación solar, y d) la integración de todos estos aspectos identificando y establecimiento lugares y rutas de interés geoeducativo, y también geoturístico, desde el punto de vista planetario y astrobiológico en relación con Marte.

Estas actividades que se están ya desarrollando en el geoparque mundial UNESCO de Lanzarote y Archipiélago Chinijo, contemplando determinadas zonas como potenciales análogos planetarios, conectan los aspectos clásicos relacionados con los geoparques con las geociencias planetarias y aportan un valor añadido que puede ser extrapolable a muchos otros territorios.

### REFERENCIAS

- Comité Español de Geoparques, CEG (2014): <http://geoparques.eu/comite-espanol-de-geoparques/el-comite/que-son-los-geoparques/>
- Galindo, I., Romero, C., Sánchez, N., Vegas, J., Guillén, C y Mateo, E. (2015): Sol, playa y mucha geología. Lanzarote y Archipiélago Chinijo declarados Geoparque. *Tierra y Tecnología*, 46: 42-49.
- González, J.L. y Martínez-Frías, J. (2011): Geoética: un reto para la deontología profesional. *Tierra y Tecnología*, 40: 10-14.
- International Association for Geoethics, IAGETH (2013): <http://www.icog.es/iageth/index.php/home/>
- Lanzarote and Chinijo Islands Geopark (2015): <http://proyectogeoparque Lanzarote.info/web/wp-content/uploads/2013/03/March-Report.pdf>

- Martínez-Frías, J., Nemeč, V., Nemcova, L., De la Torre, R. and Horneck, G. et al. (2009): Geoethics and Geodiversity in Space Exploration: Implications in Planetary Geology and Astrobiology. En: *9th European Workshop on Astrobiology, EANA 09*, 12-14 October 2009, Brussels, Belgium.
- Martínez-Frías, J., Horneck, G., De la Torre, R. & Rull, F. (2010): A geoethical approach to the geological and astrobiological exploration of the Moon and Mars. En: *38th COSPAR Scientific Assembly, PEX1: Protecting the Lunar and Martian Environments for Scientific Research*, 18-25 July Bremen, Germany.
- Martínez-Frías, J. (2011) IUGS-COGE and the significance of geoparks in geoscience education. En: *First International Conference on African and Arabian Geoparks*, 20-28 November 2011, El Jadida, Morocco.
- Martínez-Frías, J. González, J.L. y Rull, J. Geoethics and Deontology. From Fundamentals to applications in Planetary Protection. *Episodes* 34-4: 257-262.

# Los geoparques como áreas de investigación, geoeducación y geoética en geociencias planetarias: el geoparque de Lanzarote y Archipiélago Chinijo

## *Geoparks as areas of research, geoeducation and geoethics in planetary geosciences: Lanzarote and Archipiélago Chinijo geopark*

J. Martínez-Frías<sup>1</sup>, M<sup>a</sup> E. Mateo Mederos<sup>2</sup> y R. Lunar Hernández<sup>1,3</sup>

1 Instituto de Geociencias, IGEO (CSIC, UCM), Facultad de C.C. Geológicas, c/ José Antonio Nováis, 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. j.m.frias@igeo.ucm-csic.es

2 Cabildo de Lanzarote, Avenida Fred Olsen, s/n. Arrecife-Lanzarote (Islas Canarias) medioambiente2@cabildodelanzarote.com

3 Dpto. Cristalografía y Mineralogía, Facultad de C.C. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, c/ José Antonio Nováis, 2, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. lunar@geo.ucm.es

**Resumen:** Los geoparques se han convertido en uno de los principales programas de la UNESCO relacionados con las geociencias. De los 120 geoparques existentes en el mundo, el de Lanzarote y Archipiélago Chinijo es el único que contempla la evaluación y caracterización de determinadas zonas como potenciales análogos para la exploración e investigación geológica y astrobiológica de Marte. En este trabajo se sintetizan las principales actividades y objetivos científicos, geoeducativos y geoéticos, que caracterizan la importancia de este geoparque en el marco de las geociencias planetarias y se detallan las principales zonas de investigación en relación con los procesos geológicos considerados.

**Palabras clave:** *geoparques, Lanzarote, geociencias planetarias, geoeducación, geoética*

**Abstract:** *Geoparks have become one of the main UNESCO geosciences-related programmes. Among the 120 geoparks, the Lanzarote and Chinijo Islands Geopark is the only one which comprises the evaluation and characterization of some specific areas as potential analogs for the geological and astrobiological exploration and research of Mars. This work synthesizes the main scientific, geoeducational and geoethical objectives and activities, which typify the significance of this geopark in the framework of the planetary geosciences. Likewise, the most important research zones in relation with the considered geological processes are defined.*

**Key words:** *geoparks, Lanzarote, planetary geosciences, geoeducación, geoethics*

### TEXTO PRINCIPAL

Un geoparque es un territorio que contiene tanto un patrimonio geológico singular como una estrategia de desarrollo propia (CEG, 2014). Esto conlleva una serie de actividades entre las que se encuentran la investigación en geociencias, la educación, el patrimonio cultural, la divulgación y otras facetas que conectan de manera multidisciplinar geociencias y sociedad. Es en este marco en el que se incorpora también la componente geoética, de acuerdo con el concepto contenido en la definición oficial de la Asociación Internacional de Geoética (IAGETH, 2013), afiliada a la IUGS e IUGG y, específicamente en España, en el marco del artículo 4 (Compromisos con la Geoética) del código deontológico del Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (Martínez-Frías et al. 2011; González y Martínez-Frías, 2011). Los geoparques se han convertido en uno de los principales programas de la UNESCO, junto con otros más conocidos como Patrimonio de la Humanidad o Reservas de la Biosfera. España, con 11 geoparques, ocupa el segundo lugar a nivel mundial después de China.

En Martínez-Frías et al. (2009, 2010) se plantea la importancia de abordar conjuntamente los aspectos geoeducativos y geoéticos en la investigación en geociencias planetarias y astrobiología y dos años más tarde se formula la primera propuesta de integración de ambos aspectos en el marco de los geoparques (Martínez-Frías, 2011). Ninguna zona de la Tierra es realmente como Marte, ni siquiera como lo fue en el pasado. Pero sí existen determinadas áreas que, por su singularidad e importancia geológica, geomorfológica, mineralógica, petrológica, geoquímica, etc., son de gran importancia para comprender los procesos desarrollados en el planeta rojo, probar prototipos e instrumentación de vanguardia, desarrollar nuevos modelos científicos e interpretar sus paleoambientes y sus condiciones de habitabilidad.

De los 120 geoparques existentes en el mundo, el de Lanzarote y Archipiélago Chinijo es el único que contempla la evaluación y caracterización de determinadas zonas como potenciales análogos planetarios para la exploración e investigación geológica y astrobiológica de Marte. El Cabildo de Lanzarote presentó en 2014 la candidatura del



# Aproximación a la Geoética desde la investigación en comunicación social: la tecnología extractiva de fractura hidráulica como estudio del caso en España

## *Approaching Geoethics from research on social communication: the drilling technology of hydraulic fracturing as case study in Spain*

E. H. Lopera-Pareja<sup>1</sup>, D.A. Martín-Sánchez<sup>2</sup> y A. García-Laso<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Unidad de Investigación en Cultura Científica, Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT), Avda. Complutense, 40 – 28040 Madrid, emilia.lopera@ciemat.es

<sup>2</sup> Unidad de Emprendimiento Social, Ética y Valores en la Ingeniería (UESEVI) de la E.T.S.I. de Minas y Energía de la UPM, C/Ríos Rosas, 21 - 28003 Madrid, domingoalfonso.martin@upm.es, ana.garcia.laso@upm.es

**Resumen:** Desde el marco teórico de las interéticas y mediante la técnica de análisis de contenido, este trabajo explora la construcción del discurso a favor y en contra del fracking y los valores esgrimidos por los diferentes agentes implicados, según la cobertura informativa de El País en 2013 y 2014. Los resultados obtenidos muestran que en España el discurso sobre la técnica del fracking responde al esquema del análisis costes (riesgos)-beneficios para explicar el impacto que dichas instalaciones pueden tener en los recursos naturales de pequeñas comunidades, tanto en términos medioambientales, económicos y de salud. La articulación del discurso optimista presenta esta tecnología extractiva como garantía de “seguridad energética”, mientras que el discurso contrario la enmarca como fuente de “problemas medioambientales” e incluso desastres naturales que pueden manifestarse como microseísmos.

**Palabras clave:** Geoética, fracking, discurso mediático, agentes sociales, valores.

**Abstract:** Under the umbrella of interethics theoretical framework and applying content analysis techniques, this paper explores the construction of the discourse in favour and against fracking as well as the underlying values depending on the involved social agents, such as there are shown through El País newspaper press coverage in 2013 and 2014. According to our findings the press discourse on fracking technology in Spain is based on cost (risk)-benefit analysis in order to communicate how natural resources from small local communities may be affected by the implementation of these energetic facilities mainly due to environmental, economic and health impacts. While in the optimistic press discourse this technology is claimed as a guarantee of “energy security”, from a pessimistic view it is framed as a source of “environmental problems” and even natural disasters such as possible micro-earthquakes.

**Key words:** Geoethics, fracking, press discourse, social agents, values.

## INTRODUCCIÓN

La extracción de combustibles fósiles mediante la técnica de fractura hidráulica, conocida como fracking, es un tema del que existe un gran desconocimiento en la sociedad española en su conjunto: casi el 60% de los encuestados admite no tener formada una opinión al respecto y, entre aquellos que sí la tienen, el 24% considera que los perjuicios superan los beneficios (Muñoz-van den Eynde, 2015: 24).

En cuanto a la esfera política, durante los últimos años se ha ido adaptando el marco regulatorio nacional para facilitar la implantación de esta tecnología extractiva de hidrocarburos. Al mismo tiempo, el Tribunal Constitucional -previo recurso del Gobierno- ha ido anulando leyes autonómicas anti-fracking de Cantabria, La Rioja y Navarra por conflicto de competencias en la gestión de recursos estratégicos; la oposición pública, generalmente local y provincial, se ha canalizado a través de conocidas ONGs y plataformas ciudadanas específicas.

La demanda de más información para el diseño de políticas públicas se atiende mediante la investigación para mejorar la comprensión, la prevención y la mitigación del impacto potencial de la exploración y explotación de yacimientos de *shale gas* mediante fracking (p. ej. el proyecto europeo FracRisk). Pero además de la parte técnica, las grandes repercusiones y el alcance político, social y económicos de estas aplicaciones técnico-científicas también requiere del concurso de la ética (Muñoz Ruiz, 2015).

## Marco teórico

Ante este tipo de situaciones, con diversidad de actores implicados, pluralidad de intereses y complejidad contextual, según este autor sería recomendable partir de la ética consecuencialista aplicando el concepto de interéticas, acuñado por él. Aplicando esta perspectiva ética, la gestión de estas situaciones demandan la interacción de las respectivas éticas de cada grupo implicado, en cada caso y atendiendo a cada contexto (Muñoz Ruiz, 2015). Cada parte va a defender unos valores, entendiendo valor

como “el grado de utilidad o aptitud de las cosas para satisfacer las necesidades o proporcionar bienestar y deleite”, tal y como recoge la primera acepción del diccionario de la Real Academia Española de la Lengua.

Para la clasificación operacional de estos valores se acude a la teoría sociológica del postmaterialismo (Inglehart, 2008), que asume que en las sociedades occidentales se viene produciendo en las últimas décadas un cambio gradual del predominio de valores materialistas, que anteponen el desarrollo económico, a los denominados valores postmaterialistas, relacionados con la defensa del medio ambiente y la salud, entre otros.

Precisamente en estos escenarios abiertos, caracterizados por el desconocimiento de la ciudadanía, conflicto entre las instituciones nacionales y autonómicas y contestación pública local, los medios de comunicación adquieren un papel relevante como fuentes de información, como creadores de opinión y, en definitiva, como espacio público en que se construyen socialmente los significados; en este caso, el impacto potencial de la aplicación tecnológica del fracking.

### Objetivos

Atendiendo a todo lo anterior, este trabajo tiene los siguientes objetivos: 1) medir la evolución de la atención mediática al fracking en España en el periodo 2013-2014; 2) analizar el tono del discurso (positivo/negativo/neutro); 3) determinar la presencia de los distintos agentes sociales; 4) analizar los impactos negativos y positivos de esta técnica extractiva según la prensa.

### DATOS Y MÉTODO

La recogida de datos de este trabajo se realizó aplicando la técnica de análisis de contenido (Riffe, Lacy y Fico, 2005) a la cobertura informativa del fracking publicada en El País en 2013 y 2014. El corpus de análisis consta de 94 unidades de análisis (noticias) seleccionadas a través de la hemeroteca virtual del citado diario por incluir en alguna parte del texto los criterios de búsqueda “fractura hidráulica” o “fracking”. Mediante el procedimiento de codificación se extrajo la información relativa a las siguientes variables del discurso mediático: volumen de atención mediática; tono; presencia de agentes sociales; y presencia de valores postmaterialistas y materialistas (Tabla I). Los datos codificados se almacenaron en una base de datos en Access, a cuyos registros se accede mediante consultas.

### RESULTADOS

El nivel de atención mediática dedicado al fracking (objetivo 1) alcanzó su pico máximo en el segundo

trimestre de 2013, con más de veinte informaciones, y su valle, el primer trimestre de 2014, con solo tres. La cifra media fue de 11,75 informaciones/trimestre. La mayor cobertura obtenida en 2013 coincidió con la cancelación del proyecto Castor. Este proyecto de almacenamiento de gas natural, aprovechando la antigua explotación petrolera de Amposta, se clausuró debido a la ocurrencia de seísmos de mayor intensidad de la prevista por los expertos.

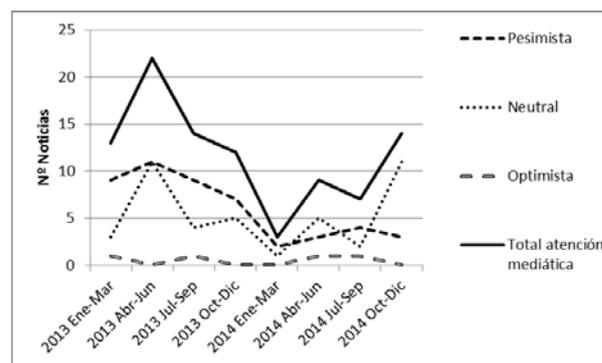


FIGURA 1. Evolución trimestral de la atención mediática dedicada al fracking en El País en el periodo 2013-2014 y de los tonos del discurso mediático.

En el análisis del tono de las noticias (objetivo 2) se comprobó que durante la gestión de la crisis de Castor se publicaron más informaciones pesimistas sobre la viabilidad de la tecnología (Fig. 1), destacando sus riesgos y pasando por alto su valor como fuente de energía alternativa. También hay que subrayar la escasa presencia de informaciones con un punto de vista optimista durante todo el periodo analizado.

La presencia de los distintos agentes sociales en la cobertura informativa (objetivo 3) está polarizada a favor y en contra del fracking, con una sobrerrepresentación de estos últimos, que aparecen en prácticamente siete de cada diez noticias (Fig. 2). La postura anti-fracking llega a la prensa de la mano de asociaciones ciudadanas, plataformas creadas *ad hoc* – como *Fracking Ez*, y ONGs, que hacen causa común con la mayoría de las autoridades regionales y locales, sobre todo en el País Vasco, la Comunidad Valenciana, Cataluña y Andalucía.

En el polo opuesto, las asociaciones públicas y privadas de la industria energética –SHESA, ACIEP y Shale Gas España– defienden sus intereses sectoriales contando con el apoyo de las autoridades nacionales que, en la búsqueda de un perfil bajo en esta controversia, solo aparecen en cuatro de cada diez noticias (Fig. 2). Entre las empresas que, según la prensa, han mostrado interés por los posibles yacimientos de shale gas en España se mencionan BNK, Aruba Petroleum, Montero Energy y Teredo Oils Limited, entre otras.

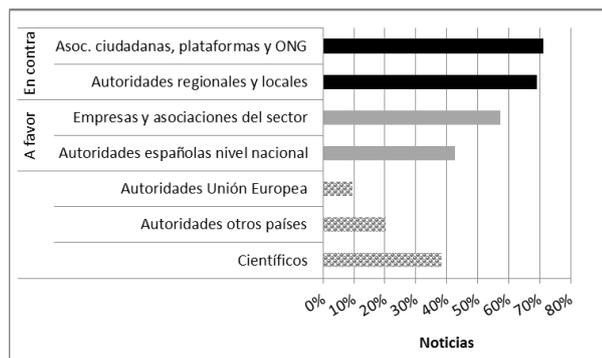


FIGURA 2. Presencia de los agentes sociales implicados en el caso del fracking y su posicionamiento ante la tecnología según la cobertura informativa de *El País*.

Además de estos dos bloques opuestos y claramente diferenciados, la cobertura informativa también incluyó un tercer grupo de agentes sociales –autoridades de la UE y de otros países, y científicos-, cuyo posicionamiento o bien es neutral, como ocurre en la UE, o no es homogéneo para cada categoría de agente implicado, sino que varía según cada caso. Precisamente esto es lo que ocurre con los científicos, lo que contribuye a crear incertidumbre y a alimentar el debate.

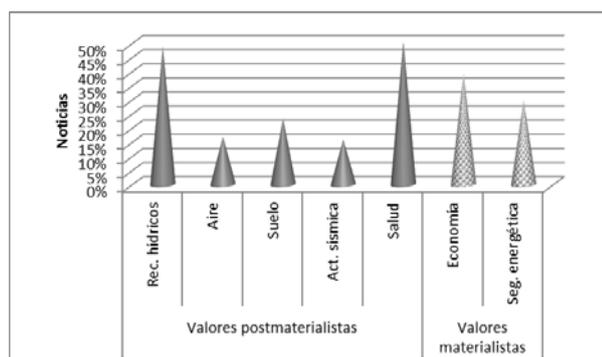


FIGURA 3. Impactos potenciales del fracking en los valores postmaterialistas y materialistas según su cobertura informativa en *El País*.

En cuanto al análisis de la representación mediática de los impactos de esta tecnología (objetivo 4), el apoyo al fracking se argumentó aludiendo a impacto positivo sobre valores materialistas, como la mejora de la economía –creación de puestos de trabajo y recaudación de nuevos impuestos a las empresas del sector- (39%) y la seguridad energética (30%) (Fig. 3). Por otro lado, la oposición al fracking se articuló mediante la defensa de valores postmaterialistas, como la preservación del medio ambiente y sus recursos naturales, la salud (51%) y la no exposición a posibles micro sismos (16%).

Dentro de los recursos naturales, los que más preocupan son los recursos hídricos, amenazados según prácticamente la mitad de las noticias; en particular, los acuíferos subterráneos. La posible contaminación del suelo por los productos químicos usados en el fracking es otro de los aspectos negativos destacados.

## CONCLUSIONES

El discurso mediático sobre el fracking en España durante 2013 y 2014 se caracterizó por ofrecer un enfoque pesimista de la tecnología, mucho más acusado en los meses de 2013 que coincidieron con la crisis de microseísmos del proyecto Castor. En cuanto a los agentes sociales del discurso, aquellos reticentes a la aplicación de esta tecnología –asociaciones ciudadanas, ONGs y autoridades regionales y locales- disfrutaron de mayor espacio informativo para defender sus intereses que los agentes favorables a esta tecnología –empresas del sector y autoridades nacionales-.

La visión predominante es, por tanto, la de los agentes sociales contrarios al fracking, que armaron la defensa de sus intereses en términos de costes/riesgos para el entorno y la salud (valores postmaterialistas). Aunque en menor medida, el discurso también incluyó el punto de vista de los agentes sociales favorables a la implementación de la tecnología, que defendieron su postura aludiendo a los beneficios expresados en términos de crecimiento económico y seguridad energética (valores materialistas). Esta representación social dicotómica del debate mediático del fracking se ha hallado también en el Reino Unido (Jaspal y Nerlich, 2014).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado con el apoyo del proyecto de investigación “Concepto y dimensiones de la cultura del riesgo” (FFI2014-58269), financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España.

## REFERENCIAS

- Inglehart, R. (2008). Changing values among western publics from 1970 to 2006. *West European Politics*, 31(1-2): 130-146.
- Jaspal, R. y Nerlich, B. (2014). Fracking in the UK press: Threat dynamics in an unfolding debate. *Public Understanding of Science*, 23(3): 348-363.
- Muñoz Ruiz, E. (2015). *Economía biológica: las interéticas*. Blog Ágora de la Fundación Ramón Areces. Disponible en: <http://www.fundacionareces.es/fundacionareces/portal.do?IDM=101&NM=1&TR=C&IDR=1493>.
- Muñoz-van den Eynde, A. (2015). Factores que contribuyen a construir la imagen pública de la ciencia. La relación entre percepción, interés y conocimiento. En: *Percepción Social de la Ciencia y la Tecnología 2014*. FECYT, Madrid, 15-44.
- Negro, S. E. (2012). Fracking wars: Federal, state and local conflicts over the regulation of natural gas activities. *Zoning and Planning Law Report*, 35(2): 1-16.

Riffe, D., Lacy, S. y Fico, F. (2005). *Analyzing media messages using quantitative content analysis in research*. Lawrence Erlbaum Associates, Mahwah, N.J.

<b>Tono del discurso</b>		Optimista Pesimista Neutral	
<b>Agentes sociales</b>		Autoridades	Locales Regionales Nacionales Unión Europea Otros
		Compañías energéticas Lobbies industria Plataformas antifracking ONG Ciudadanos	
<b>Valores</b>	<b>Postmaterialistas</b>	Agua	Contaminación acuíferos Aumento gasto del agua Tratamiento aguas residuales
		Aire	Contaminación Malos olores
		Suelo	Productos químicos Ubicación de los pozos Aumento tráfico pesado Destrucción del paisaje Impacto visual áreas protegidas
		Salud	
		Aumento actividad sísmica	
	<b>Materialistas</b>	Economía	Creación de empleo Nuevos ingresos por impuestos
		Seguridad energética	

TABLA I. Listado de variables organizadas por categorías y subcategorías de la ficha de codificación del análisis de contenido aplicado a la cobertura informativa del fracking en *El País* en 2013 y 2014. Las categorías y subcategorías de los valores postmaterialistas se basan en los aspectos del fracking regulados en Estados Unidos (Negro, 2012).

## La ética en la educación universitaria. Un modelo viable.

### *Ethics in higher education. A viable model*

D.A. Martín-Sánchez<sup>1</sup>, A. García-Laso<sup>1</sup>, J.L. Costafreda-Mustelie<sup>1</sup> y E. H. Lopera-Pareja<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Unidad de Emprendimiento Social, Ética y Valores en la Ingeniería (UESEVI) de la E.T.S.I. de Minas y Energía de la UPM, C/Ríos Rosas, 21 - 28003 Madrid, [domingoalfonso.martin@upm.es](mailto:domingoalfonso.martin@upm.es), [ana.garcia.laso@upm.es](mailto:ana.garcia.laso@upm.es), [jorge.costafreda@fgomezpardo.es](mailto:jorge.costafreda@fgomezpardo.es)

<sup>2</sup> Unidad de Investigación en Cultura Científica, Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT), Avda. Complutense, 40 - 28040 Madrid, [emilia.lopera@ciemat.es](mailto:emilia.lopera@ciemat.es)

**Resumen:** En el ámbito de la enseñanza superior de las materias relacionadas con las geociencias (Geología, Ingeniería Geológica e Ingeniería de Minas) se hace necesario que los estudiantes se formen en ciertas competencias sociales como son los criterios éticos y los valores. Las reflexiones que se analizan en esta comunicación se enmarcan en el contexto socioeconómico de una profunda crisis de valores asociada a una difícil situación económica. Teniendo en cuenta que se trata de una tendencia social, política, económica y medioambiental se hace necesario que la educación superior tenga un papel fundamental en la adquisición de estas competencias..

**Palabras clave:** Ética, competencias sociales. mentorización, valores.

**Abstract:** *In the field of higher education for matters related to the Geosciences (geology, geological engineering and mining engineering) it is necessary for students to be trained in certain social skills such as ethical criteria and values. Considerations discussed in this communication are part of the socio-economic context of a severe crisis of values associated with a difficult economic situation. Taking into account this is a social, political, economic and environmental trend, it is necessary that higher education plays a key role in the acquisition of these skills.*

**Key words:** *Ethics, social skills. mentoring, values.*

### INTRODUCCIÓN

La implantación de los principios del Espacio Europeo de Educación Superior (EEES) está originando en la mayor parte de las universidades españolas una reforma profunda de las enseñanzas, no solo desde el punto de vista formal, sino también de las ideas fundamentales que la asisten, que durante muchos años habían permanecido inalteradas. Se plantea en muchos casos cuáles son los objetivos a cumplir por los procesos formativos y se pone en cuestión que la preparación para la profesión, o incluso la adquisición de conocimientos, sea la única meta de los estudios superiores.

Existe en algunas universidades la creencia de que los conocimientos adquiridos y las habilidades desarrolladas deben complementarse, e incluso subordinarse, a una formación integral del estudiante como individuo social. Es lo que se ha dado en llamar transversalidad, palabra comodín de significado incierto, pero que alude al hecho de que las competencias específicas de las distintas asignaturas deben verse integradas en un contexto de beneficio social. Esto supone hacer partícipes a los estudiantes de una reflexión sobre la finalidad última de sus estudios, los criterios sociales de reparto de la riqueza, los medios de acceso al poder y la forma de ejercerlo, la necesidad de participación activa en el servicio a la sociedad, el compromiso de defensa ecuaníme de ideas,

no solamente científicas y técnicas, sino también sociales y económicas, y otros muchos aspectos.

En suma, lo que se pretende bajo el epígrafe de la transversalidad es la formación en valores de los estudiantes universitarios y la inclusión de la ética profesional y social en las enseñanzas.

### Marco teórico

Con el objetivo de generar un cambio de cultura en la educación, estamos desarrollando desde 2006 en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas y Energía (ETSIME) de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) un proyecto (Fig. 1) encaminado a paliar esta carencia. Este proyecto ha ido tomando forma y hoy es algo más ambicioso: una Unidad de Emprendimiento Social, Ética y Valores, cuyas actividades se han ido integrando en los planes de estudio como asignaturas optativas de gran aceptación y participación estudiantil. También con numerosas actividades externas, como los talleres de aprendizaje servicio, con los que se pretende que los futuros egresados adquieran no solo los conocimientos científicos y técnicos precisos, sino también los conocimientos sociales necesarios para que su labor contribuya realmente al bienestar de la sociedad. Deben comprender la realidad de forma crítica, y ello implica necesariamente la reflexión sobre la razón de ser de las realidades sociales.

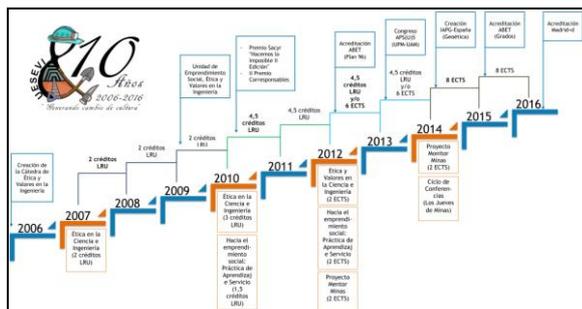


FIGURA 1.- Evolución de la UESEVI

A lo largo de sus diez años de vida, la UESEVI ha ido modelándose y adaptándose a las circunstancias configurándose una serie de actividades que se materializaban como asignaturas de libre elección, proyectos técnicos de emprendimiento y labores de tutela por pares entre nuestros estudiantes de diferentes curso (Martín-Sánchez et. al., 2014). Las actividades fundamentales desarrolladas en el proceso de tutela son el proyecto mentor y el proceso monitor (proyecto piloto en el curso 2014-2015), ambos muy ligados al sistema de garantía interna de calidad (SGIC) (García Laso, A. et. al., 2016).

Alumnos de segundo en adelante, ayudan a sus compañeros de primero a que el salto entre el instituto y la universidad no sea tan brusco, tanto a nivel administrativo y de gestión (proyecto mentor), como a nivel académico (proyecto monitor).

Estas iniciativas han resultado extraordinariamente exitosas. Los alumnos de últimos cursos implicados en la UESEVI transmiten a sus tutelados de primeros cursos su propia experiencia. Esta educación por pares produce un efecto que el profesor (a pesar de su calidad como docente) no puede conseguir, pues la empatía que se produce entre los alumnos de distintos cursos, así como sus vivencias compartidas impactan de forma directa en los recién llegados. Ciertamente, las palabras mueven pero los ejemplos arrastran.

## Objetivos

El objetivo principal es ofrecer a los estudiantes una formación en criterios éticos de forma aplicada. Esto implica una formación íntegra en valores que les transmita la necesidad de atenerse a códigos éticos y de buenas prácticas en todas sus actividades, y que incluya la creación de valor social como condición inherente a cualquiera de sus actuaciones.

De esta forma se busca alcanzar una universidad moderna que mejore su calidad, fomente el emprendimiento social y sirva para generar bienestar e influir positivamente en todos los ámbitos de la sociedad.

## METODOLOGIA

Como ya se ha comentado, todas nuestras acciones están enclavadas dentro del SGIC, decisión que hace que estas acciones se interioricen por la dirección del centro y que sean aceptadas por toda la comunidad-

universidad como un medio para alcanzar los estándares de calidad deseados por todos (VERIFICA, ABET, EURACE., etc.). Desde el punto de vista funcional, la participación de los estudiantes comienza con las acciones de acogida, bien como sujetos pacientes cuando son estudiantes de primer curso, bien cuando forman parte del proceso de mentorización y monitorización. En estas primeras actuaciones los alumnos de primeros cursos comienzan a ver en sus pares actitudes de colaboración que potencian la aceptación de las competencias sociales que posteriormente se les irán presentando.

El comienzo de este camino son tanto el proyecto mentor como el monitor, donde se mejora el proceso de acogida y se forma a los alumnos en competencias transversales como el liderazgo, la resolución de conflictos, la gestión de grupos, etc. La acción que desarrollan los alumnos de cursos superiores está enfocada a orientar a los estudiantes de primer curso en el “día a día” del centro además de su orientación para el mejor aprovechamiento del tiempo y la optimización de los estudios. Abundando en esta dirección nace en 2015 el proyecto monitor con el fin de que sirva de refuerzo académico de los alumnos sin la necesidad de la presencia del docente, pero sí bajo su estricta supervisión.

Una vez en la senda de las competencias sociales resulta sencillo disponer de estos alumnos para seguir profundizando en el mundo de la ética y los valores. Esta segunda actuación se hace en dos escalones: por un lado la ética y el emprendimiento social, por otro lado los valores y el aprendizaje servicio.

El primero se lleva a cabo con la actividad formativa de Ética y Valores en la Ingeniería, cuyo objetivo principal es ofrecer a los estudiantes una formación en criterios éticos de forma aplicada. Esto implica una formación íntegra en valores que les transmita la necesidad de atenerse a códigos éticos y de buenas prácticas en todas sus actividades, y que incluya la creación de valor social como condición inherente a cualquiera de sus actuaciones.

En el programa se combinan el análisis de los contextos históricos en los que se ha desarrollado la ética como parte de la filosofía moral hasta la implantación de las éticas profesionales (deontologías), aplicadas como códigos de conducta, con la visión aplicada que estudia y explora casos y problemas. (Muñoz et al., 2011) A causa de esta síntesis y ensamblaje nos movemos en el terreno de las éticas aplicadas (interéticas).

El segundo escalón consiste en la actividad formativa de Aprendizaje Servicio (APS), que constituye la experiencia práctica que persigue poner en valor la cohesión y la cooperación de índole social como factores estratégicos de impacto socio económico, y la empatía, la solidaridad y el compromiso como valores sociales representativos.

La universidad no debe perder su función transformadora de la realidad y, en el momento actual, necesita más que nunca vincularse con el mundo exterior.

Una definición simple sería “Aprender a través de hacer un servicio a la comunidad” (Batlle 2010). Introduciendo la interdisciplinariedad que existe en la realidad, se coordinan actividades con distintos grupos de personas, universitarios, no universitarios, profesionales, etc., que se unen para hacer un servicio a un colectivo social, es decir, se forman equipos compuestos por varios perfiles donde empiezan a interactuar los valores.

Toda actitud emprendedora supone iniciativa, participación, implicación y compromiso. Esta metodología incita a la participación real, al compromiso y a la implicación más allá del espacio educativo, por lo que entra en la formación humana de la persona.

En el Curso de Ética y Valores se fija una estructura de proyecto sobre el que se descuelgan una serie de conceptos enmarcados dentro de las éticas aplicadas.

Se trabaja la ética a modo de reflexión y los valores desde su movilización. El marco de fondo de todas las actuaciones son dos espacios que se definen como: Recursos, Energía, Medio Ambiente y Sociedad [REMAS] y Recursos, Energía, Medio Ambiente y Repercusión Económica [REMARE]

A partir de este marco se desarrollan una serie de temas, que plantean dilemas éticos que permiten a los estudiantes movilizar sus intereses, creencias y valores encaminándolos a la construcción de sus valores en el marco de una ética personal.

Con las reflexiones que de estos espacios se recogen, los estudiantes se van preparando para actuar conforme a los criterios que van construyendo en el intercambio con el otro, todo esto, sin perder de vista el origen y la aplicación de todo conocimiento: la persona. Cualquier tecnología, cualquier acción y cualquier necesidad se observan desde y para la persona, actuando desde el ejemplo. Los alumnos deben, conforme a sus intereses y valores, apostar por una necesidad sentida de ellos y su entorno para poner a su servicio toda la capacidad innovadora, creativa y emprendedora que les permita generar y trabajar una solución que aumente el bienestar común.

Una vez puesta sobre la mesa la realidad actual, y realizadas una serie de reflexiones acerca de la misma, se da una vuelta de campana y se ofrece la posibilidad de comenzar a ver las cosas desde otras perspectivas.

Para ello nos acercamos al concepto de emprendimiento social y se comienza a practicar el espíritu emprendedor.

## RESULTADOS

El análisis de los resultados es el producto de la observación y la modificación en cada uno de los

procesos, y de esa forma iremos analizándolos independientemente.

La participación de los estudiantes ha ido modificándose a lo largo de los 5 años de programa de tal forma que el número de mentores se ha ido estabilizando desde el curso 2010-11 con 10 mentores, pasando por los 41 mentores del 2011-12 y los valores estándares próximos a 30 hasta llegar al 2014-15. Es de relevancia la mayor presencia de hombres en todas las ediciones menos en el curso 2013-14 donde prácticamente se igualan. Las titulaciones de partida de los mentores son mayoritariamente ALUMNOS PRE-BOLONIA hasta el año 2013-14 que empiezan a cobrar protagonismo los alumnos de BOLONIA.

En cuanto a los alumnos mentorizados ha ido aumentando desde 2010-11 cuando se implanta de forma experimental con 21 alumnos, de los que el 76 % son mujeres y el 24 % hombres. Este patrón se invierte pasando a un 74% masculino en el año 2011-12 y se mantiene con mayor presencia de mentorizados masculinos -69% y 66% y 72%- en los cursos 2012-13, 2013-14 y 2014-15, respectivamente.

La participación del personal docente e investigador (PDI) también ha ido incrementándose y buscando la paridad desde dos profesores en la ediciones 2010-11 y 2011-12, para después incrementarse hasta 6 profesores en el curso 2012-13 y de 9 PDI en el 2013-14, 7 hombres y 2 mujeres. La situación actual es de 11 PDI con 7 hombres y 4 mujeres.

La participación del PAS ha sido uniforme colaborando con el programa 2 secretarías y 1 informático de apoyo a Moodle.

Siguiendo con los indicadores estadísticos, es de relevancia el alto porcentaje de alumnos mentorizados que pasan a ser mentores (>70%). Si establecemos una comparación entre el número de alumnos que han ido incorporándose al proyecto mentor como mentorizados y la variación de la matrícula en los diferentes años de implantación de este proyecto, vemos que refleja de forma no paralela un aumento del número de mentorizados a lo largo del tiempo, no reflejando de forma simétrica la disminución del número de alumnos del año 2012-2013.

Con respecto a las diferentes poblaciones productivas del proyecto, se ve como existe una evolución y se produce una optimización de los efectivos. Es digno de mención el alto número de mentores utilizados en el curso 2011-2012, cuando el proceso estaba poco maduro y existía cierta desconfianza en el programa formativo de los mentores. A medida que va transcurriendo el proyecto, se van optimizando los cursos de formación y se van necesitando menos mentores para atender a más mentorizados

El análisis de los resultados se ha realizado en tres niveles: Aceptación por parte de los participantes, rendimiento académico y participación de agentes externos.

El número de alumnos en las actividades de ética y APS han ido aumentando a lo largo de los últimos años

No solamente es importante la variación creciente en cuanto a las poblaciones implicadas sino que es de vital importancia que la satisfacción de los colectivos sea alta. En la UPM cualquier actividad docente ha de ser evaluada por los componentes mediante el mecanismo DOCENTIA que analiza a través de una serie de ítem el índice de satisfacción de los colectivos. La escala de medida es sobre cinco y la media extraída es de 4,3.

En cuanto a la cooperación inter centros se ha ido incrementando progresivamente, lo que ha supuesto un enriquecimiento de los contenidos de las actividades planificadas. De esta forma juegan un papel muy importante organismos como el CIEMAT, Valnalón S.A, H2i institute, la Fundación Gomez Pardo (FGP), Fundación Caja de Ingenieros y CASIO, importantes en financiación y participación de personal. La Fundación Ana Bella (mujeres maltratadas), La Fundación Tomillo y el Colegio de Religiosas de María Inmaculada, que aportan colectivos desfavorecidos al borde de la exclusión social sobre los que nuestros alumnos interactúan. También es de gran apoyo la organización de emprendedores sociales Ashoka y la Dirección de la ETSI de Minas y Energía, a las cuales se someten los proyectos que preparan los alumnos en función de la temática.

Por último se incorporan a las actividades la Escuela Europea de Coaching -que ayuda a formar a nuestros estudiantes- y la Sociedad Española de Medicina Psicosomática y Psicología Médica que, junto con la empresa UNIPSI S.L.P., prestan servicio en el Servicio de Asistencia Psicológica para nuestra comunidad universitaria.

## CONCLUSIONES

La iniciativa refuerza la constante búsqueda de la interdisciplinariedad y de la cooperación como idea directora, y la relación con agentes externos en los procesos de innovación social. También considera la apuesta por dotarse de marcos propios con dimensiones y dinámicas éticas, como resultado de un proceso de investigación y reflexión a partir de estudios sobre las relaciones entre ciencia, tecnología y sociedad.

A lo largo de ese proceso se ha ido conformando un programa que ofreciera una síntesis entre teoría y práctica, integrando aproximaciones de las humanidades y ciencias sociales con las que emanan de la actividad científico-tecnológica y de su impacto en el desarrollo socio económico.

La tecnología, en conexión con el progreso científico, es una de las principales fuerzas que contribuye al cambio en la humanidad. Los egresados desarrollan esta tecnología, y sus actividades tienen por tanto un impacto económico, social y ambiental. En el caso de la ingeniería de minas, su efecto no es siempre positivo en la sostenibilidad de los recursos, en la calidad del medio y en el bienestar de los pueblos afectados por las explotaciones. Por ello, se hace evidente la necesidad de incluir dimensiones éticas en su formación, contribuyendo al reconocimiento de la necesidad del emprendimiento social para una reinversión de las enseñanzas universitarias. Tales necesidades ya han sido detectadas por muchas empresas, que adoptan en sus estrategias el concepto relacionado de responsabilidad social corporativa.

## REFERENCIAS

- Ávila, C. S. (2010). Red de mentoría en entornos universitarios españoles: resultados de un análisis comparativo. *Revista Mentoring&Coaching Universidad y Empresa*, 3, 13-29
- Calvo Perez B, et al (2013). Las competencias sociales en la ingeniería. El nuevo lunes: Ciencia en Acción: Tribuna. <http://www.elnuevolunes.es/>
- Battle, R (2010) Aprendizaje Servicio. Retrieved from <http://roserbattle.net/aprendizaje-servicio/>
- García Laso, A et al. (2015) Integrative learning toward social responsibility in teaching engineering. *Handbook of Research on Quality Assurance and Value Management in Higher Education*, IGI.
- García Laso, A et al. (2014). *Desarrollo de competencias en las enseñanzas de ingeniería mediante la participación en programas con organizaciones sociales. El caso de la UESEVI* (Tesina), Universidad Politécnica de Madrid.
- Martin, D.A. et al (2014). Experiences in Social Innovation: A Platform for Ethics Through a School of Engineering Studies. *Journal of Cases on Information Technology*, 16(3), 4-17, July-September 2014
- Muñoz E, et al (2011). Experiencias cruzadas sobre innovación social: el valor de las interéticas. En: *Participación y cultura científica en contexto internacional*. , Colección Anejos Arbor, CSIC, La Catarata; Madrid, 225-250.
- Muñoz, E. (2007) Ética de la Ingeniería: Reflexiones y propuestas para la puesta en marcha de una Cátedra de Ética y Valores en la Ingeniería, *ET.S.I de Minas y Energía*, *Minas* nº 4, 16-18.
- Muñoz, E. (2008) Dinámica y dimensiones de la ética en la investigación científica y técnica. En *Ética de la investigación* (Arbor, vol. CLXXXIV, núm.730, 197-206.

## Criterios éticos en el uso de los recursos hídricos *Ethical criteria in the use of water resources*

F. Villarroya

Grupo HidroYmab. Departamento de Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. UCM 28040 Madrid. [ferminv@ucm.es](mailto:ferminv@ucm.es)

**Resumen:** Cualquier persona, independientemente de sus creencias o inclusive de su increencia, lleva grabado en su interior un código ético que le hace percibir el agua como un recurso esencial para la vida. Esa percepción o aprehensión intelectual puede y debe ser ilustrada por el conocimiento científico y contribuir, de esta forma, a gestionar el recurso de forma satisfactoria para la generación actual y futuras. La encíclica *Laudatio Si* de Francisco ha puesto más énfasis, si cabe, en aspectos de solidaridad inter e intrageneracional. En muchas de las decisiones que se tomen sobre la gestión del agua o su gobernanza, subyace una carga ética. El agua es la savia de la naturaleza y tiene un valor económico. El saber compatibilizar ambas facetas o inclusive priorizarlas tiene una fuerte carga ética. Las decisiones que se tomen deben hacerse sobre una base científica y técnica que informe sobre las alternativas dentro de un marco de precaución y moderación. Aparte del Derecho Humano Universal de acceso al agua potable, hay que recordar que la naturaleza se constituye en un usuario más que reclama sus derechos (calidad del agua, caudales ecológicos, mantenimiento de los humedales). El hombre con su poder tecnológico pone en riesgo la cantidad y calidad del agua y el principio de unicidad de la cuenca, implícito en la naturaleza, al verse afectado por los trasvases de amplio debate en España sobre todo en épocas de sequías. Temas como la sobreexplotación de recursos hídricos (superficiales y subterráneos), cambio climático y su influencia en los componentes del ciclo hidrológico (incluida la recarga a los acuíferos con superposición en muchos casos de actuaciones antrópicas relativas al uso de los terrenos dentro de las cuencas), comportan tomar decisiones con una fuerte componente ética. La participación ciudadana transparente en el proceso de toma de decisiones (gobernanza) es clave para dar con soluciones apropiadas, justas y solidarias.

**Palabras clave:** ética del agua, sobreexplotación, derecho al agua, competencia de usos, gobernanza del agua.

**Abstract:** *Anyone, regardless of their beliefs or even their unbelief, is engraved with an ethical code that makes him perceive water as an essential resource for life. That perception or intellectual apprehension can and should be illustrated by scientific knowledge and contribute thus to manage the resource in a satisfactory manner for current and future generation. The Laudatio si of Pope Francis has put more emphasis, if possible, on issues of inter and intra-generational solidarity. In many of the decisions made on water management or governance, underlies an ethical layer. Water is the lifeblood of nature and has an economic value. Knowing reconcile both facets or even prioritize has a strong ethical burden. Decisions taken should be done on a scientific and technical basis to report on alternatives within a framework of caution and moderation. Apart from the universal human right of access to drinking water, must keep in mind that nature constitutes a user who claims their rights (water quality, environmental flows, maintenance of wetlands). Man with his technological power threatens the quantity and quality of water and the principle of basin unit, implicit in nature, to be affected by the transfers of extensive debate in Spain especially in times of drought. Topics such as overexploitation of water resources (surface and groundwater), climate change and its influence on the components of the hydrological cycle (including aquifer recharge overlap in many cases anthropogenic activities relating to land use within basins), involve making decisions with a strong ethical component. The transparent citizen participation in the decision-making process (governance) is key to finding appropriate, fair and solidarity solutions.*

**Key words:** *water ethic, overexploitation, water rights, competing uses, water governance*

### INTRODUCCIÓN: DERECHO HUMANO DE ACCESO AL AGUA

El agua es la savia de la Naturaleza pero también tiene un valor económico, tal como se afirmó en 1992 en la Conferencia Internacional sobre el Agua y el Medio Ambiente (declaración de Dublín). Estas dos afirmaciones no agotan el carácter multifacético que tiene este elemento, pues también, entre otros muchos, hay que tener en cuenta su valor escénico, cultural, espiritual, su arraigo en la cultura popular y por lo tanto en la cognición humana. La Asamblea General de

Naciones Unidas declararon el Derecho Humano de acceso al agua el 28 de julio de 2010, dando así un punto de inflexión en plena época de ejecución de los objetivos del Milenio que, por lo que respecta al agua, deja el final del año 2015 con los objetivos cumplidos en cuanto acceso a agua potable. Aun así quedan 630 millones de personas sin acceso a una fuente mejorada de agua potable y más de 2400 millones sin acceso a una red de saneamiento. Para los próximos quince años se ha acordado alcanzar una serie de metas denominadas Agenda 2030 de Objetivos de Desarrollo Sostenible. Tales objetivos son muy ambiciosos pues

se quiere lograr para finales de 2030 la disponibilidad de agua y el saneamiento para toda la población humana (objetivo 6). La encíclica de Francisco *Laudatio si* ha supuesto otro empujón muy fuerte para concienciar y sensibilizar en los aspectos de conservación y gestión ecológica de los recursos en general y del agua en particular.

España es un país supuestamente escaso en recursos hídricos. Sin embargo el precio del agua es significativamente más barato que en otros países del norte de Europa más ricos en agua (1,54 €/m<sup>3</sup> de media frente a 4 €/m<sup>3</sup> de algunos países nórdicos y de centro Europa). Las cifras de personas sin acceso al agua nos debería hacer reflexionar: cualquier ciudadano en España puede acceder a un grifo de agua potable y a una red de saneamiento en cualquiera de los más de 31,5 millones de segundos que tiene cada año, y todo al precio indicado. Somos en eso, un país privilegiado.

El agua debe tener la consideración de bien público por su carácter insustituible y esencial para la vida. El agua no puede tratarse como un bien económico sin más: debe usarse con racionalidad y con visión de garantía con los demás (los de ahora y los del futuro). La consideración de bien público, no conduce necesariamente a que su gestión (abastecimiento) quede excluida del sector privado: en cada caso se tendrá que decidir cuál es la gestión más conveniente. A la hora de gestionar los recursos de agua hay que tener en consideración las tres bases en que se asienta el desarrollo sostenible: equidad social, eficiencia económica y protección del medio ambiente. Además todas las acciones y medidas que se tomen deben ser juzgadas bajo una triple óptica de objetivos, medios y consecuencias (Hoffman 1987).

## ACUÍFEROS Y RÍOS TRANSFRONTERIZOS. MINERÍA DEL AGUA

Tenemos en España ríos transfronterizos con Portugal y Francia, que debemos respetar en sus aspectos de cantidad y calidad. Para ello hay establecidos convenios como el de Albufeira. Pero fuera de nuestras fronteras se dan casos muy importantes, como es el caso del Nilo, Rin, y Danubio, por poner tres ejemplos. En cuanto a las aguas subterráneas en España hay casos de acuíferos compartidos entre dos cuencas hidrográficas, pero no son problemas graves en cuanto a su magnitud. El caso más significativo es el de la Mancha Oriental-Mancha Occidental donde existe un trasvase subterráneo de agua de la segunda a la primera. A nivel internacional cabe destacar el acuífero de Nubia en el norte oriental de África compartido por Libia, Egipto, Chad y Sudán y el acuífero Guaraní, compartido por Argentina, Paraguay, Uruguay y Brasil. Son necesarios acuerdos entre países que comparten el acuífero a fin de proceder a su gestión y explotación. La minería del agua, esto es la explotación de un acuífero agotando paulatinamente sus reservas, tiene un fuerte comportamiento ético de cara a la naturaleza y a

generaciones futuras. En principio la minería del agua si está convenientemente justificada, no constituye necesariamente una calamidad, siempre y cuando se produzcan compensaciones y se tenga buscada una alternativa para que la generaciones futuras tengan satisfecha su demanda (por ejemplo con recursos procedentes de desalación, reutilización, recarga gestionada, agua superficial...).

## GOBERNANZA DEL AGUA

El capital social es lo que más incentiva las acciones colectivas. El capital social se refiere a las normas y redes que facilitan la acción colectiva. Esto produce confianza y reciprocidad: los usuarios de aguas subterráneas confían en que los demás mantengan sus promesas y se relacionan entre sí con reciprocidad. El capital social refleja el valor del compromiso de la comunidad que pueda conducir a un beneficio mutuo y a la cooperación. Pero el capital social no sólo se encuentra en las relaciones sociales, sino también en la propia condición humana. Este carácter cognitivo del capital social serían los valores, actitudes y creencias que predisponen a los individuos a cooperar. Esta predisposición, junto a las redes y roles sociales producen como resultado confianza, tolerancia, reciprocidad y cooperación. Todas estas categorías tienen un fondo de ética.

¿Cómo podemos evaluar si la gobernanza es buena? De acuerdo con Rieu-Clarke et al. (2008) hay varios elementos clave de la buena gobernanza. Entre estos componentes podemos destacar la rendición de cuentas, el marco legal, la transparencia, la accesibilidad a la información, la participación, la aplicación de la ley, la capacidad de respuesta, el consenso, la orientación, la eficacia y la eficiencia, la equidad y una visión estratégica (Rica Izquierdo, 2016).

## USOS DEL AGUA: LA NATURALEZA UN USUARIO MÁS

La determinación de a qué fin destinar las aguas tiene una fuerte carga ética. La ley de Aguas de España establece que el uso prioritario es el de abastecimiento doméstico: pero también la naturaleza se constituye como un usuario más, que reclama sus derechos. De esa forma se establecen unos mínimos en las corrientes superficiales (los denominados caudales ecológicos) que son de difícil y controvertida cuantificación. Un principio implícito en el ciclo del agua es el de respetar la unicidad de cuenca tal como se recoge en la Directiva Marco del Agua de la UE. Por lo tanto los trasvases de cuenca que tanto debate ha generado en España con motivo de la planificación hidrológica y que es recurrente en las épocas de sequías, se oponen a esta máxima en principio asumida por la ciudadanía. El trasvase Tajo-Segura, el más importante de España, establece un mínimo de 6 m<sup>3</sup>/s al paso del río Tajo por Aranjuez con el fin de diluir las aguas, muy

contaminadas, que ofrece el río Jarama, en el punto en que rinde aguas al Tajo. Se ha generado gran polémica con la aprobación del denominado memorándum sobre el Tajo (acuerdo entre la administración central y las autonómicas, todas ellas gobernadas por el PP en el momento de la firma). Lo más significativo es que se establece un mínimo de un volumen de 400 hm<sup>3</sup> en el conjunto de Entrepeñas y Buendía para que se pueda realizar un trasvase hacia el río Segura (anteriormente estaba en 240 hm<sup>3</sup>).

### **SOBREEXPLOTACIÓN DE ACUÍFEROS**

Un aspecto especial de la crisis del agua lo supone la explotación intensiva de aguas subterráneas. A la sobreexplotación de acuíferos se han dedicado dos importantes simposios en España (Pulido-Bosch et al, 1989 y Simmers et al, 1993). Los pros y contras de la sobreexplotación de acuíferos han sido convenientemente analizados por Llamas y Custodio (2003) y Llamas (2010) entre otros. Los aspectos éticos han sido abordados por Llamas et al. (2009) y Custodio (2000). De acuerdo con estos autores, la intensa explotación de acuíferos -término que proponen utilizar en lugar de sobreexplotación- no siempre es sinónimo de calamidades ambientales y socioeconómicas.

### **REFLEXIONES FINALES Y CONCLUSIÓN**

Como establece la DMA de la EU, hay que aplicar al agua la recuperación total de costes con eliminación de subsidios. Ello conducirá al aumento del precio del agua. Con lo recaudado debe incentivarse el mantenimiento de las infraestructuras hidráulicas, la reutilización del agua, y acopio de fondos para abordar futuras inversiones. Se debe fomentar el ahorro sobre todo en el regadío y así disminuir la presión sobre la crisis del agua urbana y el medio ambiente. Los principios de subsidiariedad y precaución se deben aplicar con criterio ético huyendo por igual de actuaciones desmedidas como de un inmovilismo

paralizante, que con frecuencia es una situación peor que la que se pretende remediar (Custodio, 2010).

### **REFERENCIAS**

- Custodio, E. (2000). Some relevant ethical issues in relation to freshwater resources and groundwater. *Boletín Geológico y Minero* 111(6): 121-130.
- Custodio, E. (2010). *Aspectos éticos de la denominada crisis del agua*. En Llamas (coord. 2010) pp 91- 118.
- Hoffman, S. (1987) Superpower ethics: the role of the game. *Ethics and international affairs* vol 1, p 34.
- Llamas, M.R. (2010). (Coord) *Implicaciones éticas en algunos debates científicos*. Instituto de España ISBN 978-89-92901-025.
- Llamas, M.R. y Custodio, E. (eds.) (2003). *Intensive Use of Groundwater. Challenges and Opportunities*. Balkema Publishers. The Netherlands. 478 pp.
- Llamas, M.R., Martínez-Cortina, L., Mukherji, A. (eds.) (2009). *Water ethics*. Third Marcelino Botín Foundation Water Workshop. Santander. CRC Press: 1-368.
- Pulido-Bosch, A., Castillo, A., Padilla, A. (1989). *Sobreexplotación de Acuíferos*. Congreso Nacional de Almería. Asociación Española de Hidrogeología. Madrid.
- Rica, M. (2016). *Análisis de las acciones colectivas en la gobernanza del agua subterránea en España bajo la perspectiva de sistemas socioecológicos*. Tesis doctoral. Facultad de CC. Geológicas. UCM (Inédita).
- Rieu-Clarke, A., Allan, A., y Magsig, B. (2008). *Assessing governance in the IWRM context*. STRIVER project policy brief, issue n.8, Dundee, Reino Unido.
- Simmers, I., Villarroya, F. y Rebollo, L.F. (1993). *Selected Papers on Acuífer Overexploitation*. International Association of Hydrogeologists, Heise 3. Germany.



## Dos casos de intrusismo científico en la paleontología peruana

### *Two cases of unqualified scientific practice in the Peruvian palaeontology*

J.C. Gutiérrez-Marco<sup>1</sup>, A.A. Sá<sup>2,3</sup> y D.C. García-Bellido<sup>4</sup>

1 Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, José Antonio Novais 12, 28040 Madrid. jegrpto@ucm.es

2 Departamento de Geología, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 5000-801 Vila Real, Portugal. asa@utad.pt

3 Centro de Geociências, Rua Sílvio Lima, Universidad de Coimbra-Pólo II, 3030-790 Coimbra, Portugal.

4 The Environment Institute, Department of Biological Sciences, University of Adelaide, SA 5005, Australia. Diego.Garcia-Bellido@adelaide.edu.au

**Resumen:** Se presenta el caso de los peruanos Klaus Hönninger Mitrani y Carlos A. Vildoso Morales, considerados como paleontólogos de prestigio en los medios de comunicación de su país. Ambos lideran empresas de apariencia institucional, el llamado “Museo Paleontológico Meyer-Hönninger” y el “Instituto Peruano de Estudios en Paleovertebrados”, respectivamente. Las actividades de “investigación científica” del primero han sido prácticamente desactivadas por las autoridades del Ministerio de Cultura, tras exigirle permisos de prospección, y también por la denuncia pública de fraude en el *I Simposio Internacional Paleontología del Perú* (Lima, 2013). Sin embargo, las operaciones del segundo, quien esgrime una falsa titulación en Paleontología por la Universidad de La Plata (Argentina), han experimentado un incremento sustantivo, con contratos sobre patrimonio paleontológico suscritos con la organización del rally Dakar 2014 y compañías mineras, hasta el punto de que C.A. Vildoso ostenta actualmente el cargo de presidente del comité organizador del IX Congreso Latinoamericano de Paleontología.

**Palabras clave:** Geoética, Intrusismo científico, Paleontología, Latinoamérica, Perú.

**Abstract:** *The case of Klaus Hönninger Mitrani and Carlos A. Vildoso Morales from Peru, considered prestigious palaeontologists by the media in their country is discussed here. They both lead official-looking businesses, the “Meyer-Hönninger Palaeontological Museum” and the “Peruvian Institute of Palaeovertebrate Studies”, respectively. The “scientific research” activities of the former have been basically deactivated by authorities of the Ministry of Culture, after requiring it to obtain prospection permits, and after a public complaint for fraud in the First International Symposium of Palaeontology of Peru (Lima, 2013). However, the dealings of the latter, who claims to have a title on Palaeontology from the University of La Plata (Argentina), which is fake, has experienced a considerable increase, with palaeontological heritage contracts with the organization of the 2014 Dakar Rally and mining companies. The prominence of the position he has attained is such that he is the President of the Organising Committee of the IX Latinamerican Palaeontological Congress.*

**Key words:** *geoethics, unqualified scientific practice, palaeontology, Latin-America, Peru.*

## INTRODUCCIÓN

Los casos de fraude e intrusismo profesional son tan minoritarios en la paleontología como en cualquier otra ciencia, pero a veces las personas que descubren o sospechan de su existencia no la denuncian a tiempo y los falsarios pueden prosperar hasta tales extremos, que cualquier sospecha contra ellos llega a resultar por un tiempo increíble y difícil de fundamentar.

En un fraude tan señalado como el “caso Gupta”, por el que fósiles de todo el mundo eran descritos como procedentes de lugares remotos del Himalaya, resulta paradigmático observar cómo muchos especialistas y colegas indios del geólogo Vishwajit Gupta sospechaban de sus actividades, pero el prestigio adquirido por el farsante ya era tal, que nadie osó cuestionar sus trabajos. Fueron más de 20 años de actividades dudosas, hasta que Talent (1989) demostró

los primeros fraudes con pruebas irrefutables, finalmente seguidas por una legión de artículos que invalidaron científicamente cualquier trabajo que tuviera a V.J. Gupta como autor o coautor (Ruffel et al., 2012; Shah, 2013).

Más modernamente, el “caso Imam” fue desvelado en una revista científica española (Aguirre, 2004), logrando probar que el geólogo egipcio Mostapha Mansour Imam había hecho pasar como africanos (de Libia o Egipto) muchos fósiles copiados de trabajos ajenos o incluso reciclados de sus propias publicaciones, pero cambiándoles el lugar de hallazgo (Aguirre, 2004; Granier et al., 2009). Como en el caso precedente, cualquier nuevo manuscrito que pudiera aportar Imam está vetado en cualquier revista científica de prestigio, si bien se sospecha que siga intentando publicar bajo pseudónimo.

Los casos que aquí presentamos se refieren al Perú, y a dos de los supuestos paleontólogos más populares y destacados por los medios de comunicación de ese país en los decenios de 2000 y 2010. A diferencia de los anteriores, sus protagonistas no arrastran tras de sí una carrera fraudulenta en términos de “producción científica”, por la sencilla razón de que ésta no existe, al menos en los cauces habituales. Sin embargo, ambos pseudopaleontólogos aparecen con frecuencia en la prensa o en las redes sociales como autores de descubrimientos sensacionales de fósiles en su país, impostando una profesión para la que no están ni remotamente titulados, pero que perjudica a la credibilidad científica de la paleontología peruana.

Una vez tomado conocimiento de su existencia, el dilema ético entre denunciar a los tramposos o el “mirar hacia otro lado”, al no ser un tema directamente relacionado con nuestra propia actividad, se resolvió tratando de aportar la presente visión sumaria del problema, con el fin de que nadie pueda alegar en lo sucesivo un desconocimiento del mismo: ni en los círculos profesionales, ni en la administración peruana, ni de cara a los medios de comunicación, pues algunos de los supuestos “grandes descubrimientos” paleontológicos, llegaron a “colarse” en medios de todo el mundo e incluso a difundirse por la BBC británica en abril de 2011.

## EL “CASO HÖNNINGER”

En el año 2009 saltó a la prensa peruana que un aficionado a la paleontología, nacido en Chiclayo y de profesión ingeniero informático, iba a montar en Laredo (Trujillo) el “primer museo paleontológico peruano”, según unas versiones, o “latinoamericano”, según otras. Se trata del Museo Paleontológico Meyer-Hönninger, una empresa registrada como Asociación NCP (= de actividad no clasificada) el 17 de agosto de 2009, a cargo de su fundador Klaus Hönninger Mitrani, un chiclayano de padre alemán y madre peruana. Este entusiasta de la paleontología había reunido una colección de fósiles y réplicas de dinosaurios durante su estancia en Alemania, y pretendía divulgar esta ciencia y sensibilizar a la opinión pública de su país sobre la importancia de conocer y proteger el rico patrimonio paleontológico peruano. Su exposición de fósiles recorrió diversas sedes (Trujillo, Chiclayo, Lima –distritos de Surco y Villa El Salvador–), al tiempo que los medios de comunicación comenzaron a encumbrarle como un auténtico paleontólogo profesional, de gran prestigio nacional e internacional, algo que Hönninger mismo fomentaba desde Wikipedia y las redes sociales, donde incluso llegó a ser tratado en Facebook como “personaje público”.

Su historial mediático incluye supuestos descubrimientos de importantes fósiles peruanos, nunca respaldados por publicaciones científicas pero aireados ante los medios de comunicación con evidente

desconocimiento de la literatura paleontológica previa, tales como “el primer esqueleto de Megalodón encontrado a nivel mundial” (2006), un cráneo de *Smilodon* (2009), un molde endocraneal de *Kentriodon* neógeno (2009), hojas de tabaco fosilizadas del Pleistoceno (2010), siete especies nuevas del Albiense de la Amazonia (2011), ámbar mioceno con insectos, arácnidos, microfósiles y pelos de roedor (2011), etc. Incluso le definieron como autor de la llamada “Hipótesis Hönninger”, por la que la extinción masiva del K/Pg habría comenzado, por causas climáticas que condujeron al enanismo de ciertos foraminíferos, cinco millones de años antes de la caída del asteroide del Yucatán.

Su bagaje de conocimientos paleontológicos se fundamentaba, al parecer, en falsas titulaciones en la especialidad: la primera de ellas obtenida en el “Instituto Praehistorica” de Hanau (Alemania), que en realidad es un laboratorio privado de preparación de fósiles, en parte con fines comerciales, dirigido por Ingo Meyer. La segunda supuesta titulación proviene del “Wyoming Dinosaur Center” de EE.UU., un centro igualmente privado, que mantiene un programa de pago (*Dinosaur Academy*) para enseñar a excavar dinosaurios a estudiantes de bachillerato. En su desaparecida página de Wikipedia, Hönninger constaba como “miembro honorario” de ambas instituciones.

En sus años de mayor popularidad mediática, Hönninger protagonizó también un pretendido “encuentro en la tercera fase”, en el desierto de Ocucaje, con extraterrestres de cabeza alargada que le recordaban a los cráneos deformados por la civilización Paracas, lo que le llevó incluso a ser entrevistado por el programa español de TV “Cuarto Milenio”, desplazado al Perú a ese efecto (Fig. 1).



FIGURA 1. Captura de imagen de Klaus Hönninger, interviniendo en el programa de TV “Cuarto Milenio” (canal Cuatro de España, año 2012). En el rótulo consta como “profesor y director del Museo Meyer-Hönninger de Perú”.

Invitado en un principio por las autoridades culturales peruanas para intervenir en la regulación de los recursos paleontológicos de la nación, Hönninger se enemistó pronto con los miembros del actual Ministerio de Cultura, por mantener una firme oposición personal a que el “rally Dakar” volviera a

atravesar los desiertos de Ica y Ocucaje, debido al daño producido en 2012 tanto por los vehículos como por sus campamentos y los espectadores, en los extensos yacimientos de cetáceos y otros vertebrados marinos fósiles allí existentes. Esta oposición le llevó a denunciar ante los medios el haber recibido amenazas de muerte contra su persona (mediando “billetes colombianos ensangrentados”), y que un grupo de 50 premios Nobel “alternativos” (en posesión del *Right Livelihood Award*) escribiesen al gobierno peruano reclamándole protección personal (mayo de 2013).

A partir de su desencuentro con las autoridades del Ministerio de Cultura, que desde entonces pasaron a vigilar la legalidad de sus prospecciones, Hönninger se vio cuestionado igualmente en una conferencia invitada, impartida en septiembre de 2013, durante el I Simposio Internacional de Paleontología del Perú celebrado en Lima, donde salieron a la luz sus múltiples actividades oportunistas y de intrusismo profesional (Gutiérrez-Marco, 2014). Fue entonces cuando comenzó a declinar en su quehacer como pseudopaleontólogo, para pasar a centrarse en otras actividades. Se da la circunstancia de que Hönninger había suscrito acuerdos con la Universidad privada Ricardo Palma (Lima) y que, poco antes del congreso, había acordado con la municipalidad limeña la construcción del llamado “Dinopark” en el Parque Zonal Huáscar de Villa El Salvador (un distrito al sur de Lima). El proyecto llegó a estar presupuestado en alrededor de 1,3 millones de dólares al cambio, y era calificado como el “primer museo peruano de Paleontología”. Tras haberse mantenido por varios años una exposición informativa en el lugar de emplazamiento del museo, con réplicas de esqueletos y modelos de dinosaurios, el proyecto quedó “congelado” y fue finalmente desestimado a comienzos de 2015, para ser reemplazado por la construcción de equipamientos deportivos. No obstante, *Dinopark* ha logrado reconvertirse en el futuro “Parque temático paleontológico y Museo de la Humanidad” que, bajo la dirección de Hönninger, se ubicará previsiblemente en la ciudad de Tacna, esperemos que con objetivos exclusivamente divulgativos y desligados de la *investigación* o el *rescate* paleontológicos.

En la actualidad, Klaus Hönninger ya no ostenta públicamente su pasada condición de paleontólogo pero, tras su paso frustrado por la política (en 2014 optó a la presidencia del Gobierno Regional de Lambayeque), hoy en día compagina la dirección del “Museo Meyer-Hönninger” (¿virtual en el momento presente?) con los cargos de “Investigador Principal” y “Director de Relaciones Internacionales” del Instituto de Investigaciones y Estudios Socio-Territoriales (IIEST). Se trata de una nueva empresa privada (Asociación NCP, Lima 2015), cuyo nombre denota apariencia institucional, y donde el *currículum* de Hönninger se halla casi completamente desvinculado de la Paleontología, si bien mantiene varias referencias

dudosas en cuanto a sus actividades pasadas y presentes no paleontológicas.

### EL “CASO VILDOSO”

Se trata de un caso solapado en el tiempo con el anterior pero más enrevesado, dado que su protagonista, Carlos Antonio Vildoso Morales, afirma haber egresado como paleontólogo en 1990 en la Universidad de La Plata (Argentina). Una afirmación desmentida por su expediente académico, que prueba que sólo cursó 7 asignaturas de la licenciatura en Biología, de las que aprobó 3, perdiendo la condición de alumno regular en 1991. Tras verse envuelto en diversas polémicas por incumplimiento de contratos en el Museo de La Plata (Argentina) y en el Museo de La Nación (Perú), en 1995 funda el Instituto Peruano de Estudios en Paleovertebrados (IPEP), en realidad una empresa cuya actividad comercial se encuadra como Asociación de actividad no clasificada, con la que llega a contratar proyectos de rescate y protección de elementos paleontológicos con compañías mineras. También para la demarcación de aquellos elementos fósiles “in situ” que pudieran resultar afectados por el trazado del rally Dakar 2014 (Fig. 2), por encargo de la compañía francesa organizadora del mismo. Otras fuentes de financiación del “Instituto” son la organización de exposiciones paleontológicas itinerantes, la edición de una revista y la venta de materiales educativos (Vildoso Morales, 2012).

Persona activa en los medios de comunicación de su país y en las redes sociales, Vildoso trabaja y figura habitualmente como un paleontólogo investigador, pese a la ausencia de capacitación laboral conocida, lo que en numerosos lugares del mundo sería calificable como intrusismo profesional. Los resultados de sus presuntas investigaciones son publicados por la propia revista del IPEP y en algunos resúmenes de congresos que presuponen, de buena fe, la integridad de sus participantes. No hay constancia de publicaciones internacionales suyas como autor o en coautoría, ni tampoco figura con ninguna en el Directorio Nacional de Investigadores de Ciencia y Técnica del Perú.

De las informaciones periodísticas se deduce que Vildoso está en posesión de una valiosa colección de fósiles peruanos, cifrada por él mismo en unas 50.000 piezas que, aparentemente, guarda(ba) en su casa del barrio de San Isidro (Lima), de acuerdo a lo publicado en su momento por el diario La República. El mismo medio que en 14 de enero de 2013 le calificó como “amante de la paleontología –pero no paleontólogo–” (sic). En marzo de 2016, su biografía en la web del IX Congreso Latinoamericano de Paleontología lo (auto)define como “investigador con casi tres décadas de trayectoria en paleontología de vertebrados”, con docencia ejercida por varios años en el programa de Arqueología de la Universidad San Luis Gonzaga de Ica.

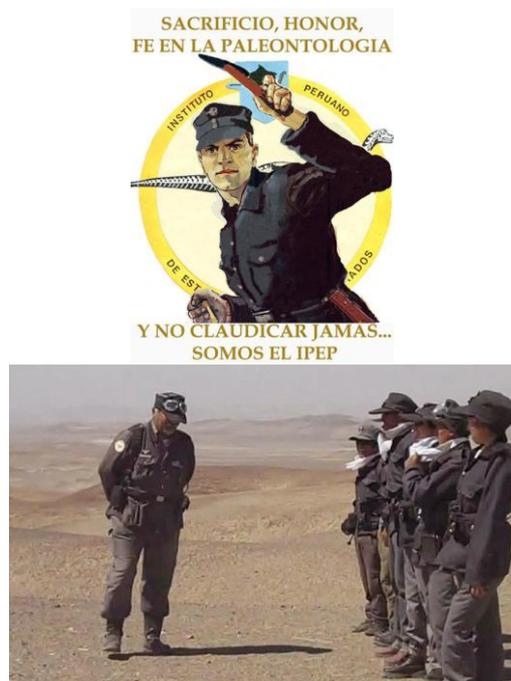


FIGURA 2. Consignas y estética paramilitar entre los integrantes de la empresa “Instituto Peruano de Estudios en Paleovertebrados”. Abajo y a la izquierda, su presidente Carlos A. Vildoso. Imágenes reproducidas de Facebook (en acceso abierto).

## CONCLUSIONES

El falso historial como paleontólogo de K. Hönninger fue borrado de Wikipedia a comienzos de 2014, tras ser calificado como “promocional” por varios editores, y contener exclusivamente referencias a artículos periodísticos sin base científica. Aparte de eso, es autor de un pequeño libro de divulgación titulado “Buscando al gigante” (Ed. San Marcos, Lima 2014), referido a las campañas para encontrar al “Megalodón” en los desiertos de Ica. Los contenidos que Hönninger difunde ahora en las redes sociales están impregnados mayoritariamente de connotaciones filosóficas, medioambientalistas y arqueológicas, o de oposición, por ejemplo, a la “telebasura” y a la vuelta del rally Dakar al Perú, pero apenas con referencias paleontológicas.

En cambio, Carlos Vildoso se ha aliado con tres paleontólogos peruanos, en connivencia plena con el Ministerio de Cultura, para la organización del IX Congreso Latinoamericano de Paleontología (Lima, 20-24 de septiembre de 2016). En dicha convocatoria ostenta, ni más ni menos, que el cargo de Presidente del Comité Organizador.

Tanto Vildoso como Hönninger han denostado durante años los resultados científicos obtenidos por otros paleontólogos del país, notablemente el Dr. Rodolfo Salas y su equipo del Museo de Historia Natural de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), quienes paradójicamente son casi los únicos que producen resultados científicos de

relevancia en los términos establecidos por las bases de datos internacionales (Fig. 3). Que nosotros sepamos, ninguno de ellos, ni tampoco los paleontólogos del INGEMMET (el servicio geológico peruano) o la nueva Asociación Paleontológica del Perú, fueron invitados a sumarse a la candidatura limeña como sede del próximo Congreso Latinoamericano de Paleontología, finalmente presidido por C.A. Vildoso.



FIGURA 3. Reproducción de una diapositiva de la conferencia plenaria del I Simposio Internacional sobre Paleontología peruana (J.C. Gutiérrez-Marco, 13 de septiembre de 2013), con un “podio simbólico” de los paleontólogos peruanos más cualificados en sus resultados científicos, recopilados por las bases de datos internacionales WoK y Scopus. Los dos primeros puestos corresponden a científicos no profesionales del Museo de Historia Natural “Javier Prado” de Lima (UNMSM).

## AGRADECIMIENTOS

A los diversos colegas americanos y europeos que nos han proporcionado una salvaguarda documental muy valiosa, con la que sostener todas las afirmaciones vertidas.

## REFERENCIAS

- Aguirre, J. (2004): Plagiarism in Palaeontology. A new threat within the scientific community. *Revista Española de Micropaleontología*, 36: 349-352.
- Granier, B., Feist, M., Hennessey, E., Bucur, I.I. y Senowbari-Daryan, B. (2009): The Imam case. Additional investigation of a micropaleontological fraud. *Carnets de Géologie* 2009/04: 1-14.
- Gutiérrez-Marco, J.C. (2014): La Paleontología peruana actual a través de las bases de datos internacionales: científicos, aficionados e intrusos oportunistas. En: *I Simposio Internacional Paleontología del Perú*. INGEMMET, Lima, 134.
- Ruffel, A., Majury, N. y Brooks, W.E. (2012): Geological fakes and frauds. *Earth-Science Reviews*, 111: 224-231.
- Shah, S.K. (2013): *Himalayan Fossil Fraud - A view from the galleries*. Palaeontological Society of India, Special Publication 4, 140 p.
- Talent, J.A. (1989): The case of the peripatetic fossils. *Nature*, 338 (6217): 613-615.
- Vildoso Morales, C.A. (2012): Paleontology in Peru: just beginning. *Palaeontologia Electronica*, 15, 2-3E: 7 p.

## Canteras en el Altomedievo, materiales pétreos para la construcción de la Iglesia de San Pedro de La Mata (Sonseca, Toledo)

### *Early Medieval Quarries, stones materials for building San Pedro de La Mata church (Sonseca, Toledo)*

E. Álvarez Areces<sup>1</sup>, M.A. Utrero Agudo<sup>2</sup>, J. Fernández Suárez<sup>3</sup> y J.M. Baltuille Martín<sup>4</sup>

1 Dpto. Infraestructura Geocientífica y Servicios. Instituto Geológico y Minero de España - IGME. 28045. Madrid. e.alvarez@igme.es

2 Instituto de Historia - CSIC. 28037. Madrid. mariaangeles.utrero@cchs.csic.es

3 Dpto. Infraestructura Geocientífica y Servicios. Instituto Geológico y Minero de España - IGME. 28045. Madrid. j.fernandez@igme.es

4 Dpto. Infraestructura Geocientífica y Servicios. Instituto Geológico y Minero de España - IGME. 28045. Madrid. jm.baltuille@igme.es

**Resumen:** Tras los trabajos arqueológicos publicados en la iglesia de San Pedro de La Mata, este estudio pretende conocer con detalle las canteras de las que se han extraído los materiales pétreos para la construcción en el Altomedievo de esta edificación. Son áreas de explotación en las que secularmente se ha extraído material, por lo que la superposición de actividades extractivas es frecuente. En el presente trabajo de investigación nos aproximamos a las técnicas empleadas en la extracción de los granitos empleados como elemento estructural en el edificio y los mármoles utilizados en los elementos decorativos conservados en el museo de la localidad de Arisgotas (Toledo).

**Palabras clave:** canteras históricas, granito, mármol, técnicas extractivas, Toledo.

**Abstract:** After the archaeological work published in the San Pedro de La Mata church, this study seeks to examine in detail the quarries from which were extracted stone materials for construction in the Early Medieval of this building. They are areas of exploitation in which secularly has been extracted material, so that overlapping extractive activities is common. In this research we approach the techniques used in the extraction of granites used as a structural element in the building and the marble used in the decorative elements preserved in the museum of Arisgotas (Toledo).

**Key words:** historical quarries, granite, marble, extractive techniques, Toledo.

### INTRODUCCIÓN

La iglesia toledana de San Pedro de La Mata está situada a 28 km al sur de la ciudad de Toledo, en el término municipal de Sonseca, es uno de los monumentos clave en la historia y arqueología de la Tardoantigüedad y el Altomedievo en la Península Ibérica. Arqueólogos, historiadores e historiadores del arte se han interesado por ella, siendo frecuente su estudio en las más destacadas monografías que se han ocupado del estudio de la cultura material y el arte toledano y de la península en este periodo.

La calidad constructiva de sus muros alzados en técnica de sillería tallada en granito y unida a hueso permiten datar el inicio de la construcción en la segunda mitad del s. VII. Es el estudio de la escultura decorativa en el que San Pedro de La Mata ha alcanzado mayor repercusión, los fragmentos conservados se han integrado dentro de un grupo de escultura arquitectónica, dispersa y descontextualizada en su mayoría, localizada de manera general en la ciudad de Toledo y sus alrededores.

Actualmente la iglesia de San Pedro de La Mata presenta un estado de conservación ruinoso y urge de un plan de conservación y definición de un perímetro de protección, para frenar el avanzado estado de ruina de la misma (Fig. 1).



FIGURA 1. Vista parcial de la iglesia de San Pedro de La Mata, construida sobre un lanchar de granito.

## ANTECEDENTES

En el marco del proyecto: “Subvención para la realización de proyectos de investigación del Patrimonio Arqueológico y Paleontológico de Castilla-La Mancha, 2014”, otorgada por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes, en el que se enmarca esta comunicación, se ha realizado el análisis arqueológico de los alzados conservados. La definición de la configuración del edificio original ha identificado su inmediata ruina, comprobando que afectó a gran parte de su estructura y, posteriormente, a su restauración bajomedieval.

Realizándose así mismo el análisis de los materiales decorativos (Fig. 2) procedentes de la iglesia, piezas en la actualidad dispersas y reutilizadas en la construcción de las iglesias parroquiales de Casalgordo y Arisgotas en los siglos XV y XVI, y otras conservadas en el Museo Visigodo de Arisgotas, así como aquellas reutilizadas en diferentes casas de la localidad como piezas de umbral, jamba o sillarejo.



FIGURA 2. Elemento decorativo San Pedro de La Mata, realizado en mármol.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La iglesia de San Pedro de La Mata está localizada a 2 km al norte de los primeros relieves de los Montes de Toledo, representados por la Sierra de Yébenes y de Castañar, concretamente en la Hoja Geológica 685-Los Yébenes (IGME, 1990). El contexto geológico es el de la Zona Centro Ibérica, presentando los rasgos petrológicos y estructurales propios de la misma (Julivert et al., 1972) caracterizada por la gran extensión de granitos y granitoides (Vera et al., 2004). El edificio se dispone sobre los afloramientos del plutón granítico de Sonseca, orlado por una banda de metamorfismo de contacto en dirección E-O afectando a los materiales cámbricos y ordovícicos que se corresponden con el flanco Sur del anticlinorio Sonseca-Navahermosa. El granito de Sonseca se encuentra cubierto en parte por sedimentos cuaternarios.

## ESTUDIO Y PROCEDENCIA DE LOS MATERIALES PÉTREOS EMPLEADOS

A partir de las muestras seleccionadas en los alzados estudiados arqueológicamente y de una primera identificación visual de los mismos, se han identificado las siguientes litologías: granito gris y granito beige, empleados como elementos estructurales en forma de sillares heterométricos, con un mayor volumen de la variedad gris. Así como el empleo de mármol en los elementos decorativos, reutilizados posteriormente como elementos constructivos en diferentes construcciones del entorno. La existencia de materiales cuarcíticos (cantos y ripio), identificados en las fábricas posteriores, justifica no haber realizado la caracterización de los mismos en esta primera fase de trabajo.

### Canteras de granito

Se definen dos áreas donde se han extraído bloques de granito; una a 250 m de distancia al noreste de la iglesia (Área A) y otra a 400 m al suroeste (Área B), con superficies de afloramiento de 3,60 ha y 2,80 ha, respectivamente. En ellas se conservan numerosas huellas del uso de cuñas, sillares cuadrangulares adosados al macizo rocoso o a medio retallar y, en otros casos, huellas de extracción de bloques con las necesarias rozas a pico.

En la denominada Área A (Fig. 3) se identifican hasta cuatro frentes antiguos, parcialmente tapados por depósitos, probablemente de desechos de cantera procedentes de las explotaciones de su entorno inmediato y con huellas de uso de cuñas de diversos tamaños. La existencia de marcas con diversos estados de conservación y tamaños, huellas de actividad extractiva en bolos y frentes, abandono de frentes con la reactivación de otros, y colmatación de vaciados con restos de extracciones posteriores y derrubios superficiales evidencia la superposición de sucesivas fases de explotación en el área, tanto del granito gris como del beige.

En el Área B (Fig. 3) se identifican un total de cinco frentes antiguos con huellas de uso de cuñas, bloques a medio retallar, etc. Presentan también la colmatación parcial de vaciados y el ocultamiento de frentes en su parte delantera por derrubios superficiales y posteriores restos extractivos. En esta área se extraía granito gris.

Es así evidente la existencia de una actividad extractiva a lo largo del tiempo en las áreas señaladas, hecho que, junto al ocultamiento parcial de frentes antiguos por colmatación de rellenos, hace probable la desaparición de trazas de explotaciones coetáneas a la construcción de La Mata. Con el fin de realizar un estudio petrográfico comparativo con las muestras obtenidas en el edificio, se tomaron muestras en las Áreas A y B de las dos variedades graníticas (Fig. 3).



FIGURA 3. A. Áreas de extracción A y B y su localización respecto al edificio. B. Marcas de cuña. C. Sillar adosado al macizo rocoso. D. Marca de corte. E. Frente de cantera en el Área B.

### Canteras de mármol

En el paraje conocido como “La Estrella”, a 3 km al suroeste de La Mata, afloran materiales carbonatados del Cámbrico inferior, con metamorfismo de contacto por la intrusión de rocas graníticas, correspondiéndose con mármoles, calizas macrocristalinas o skarns (Pérez González et al., 1990). Estos materiales aparecen en forma de afloramientos aislados y con escasa continuidad lateral.

En esta zona se diferencian dos áreas de explotación (Fig. 4): 1) cercanías de la fuente de Rafael, donde destaca una explotación abandonada en la década de los 90 del pasado siglo, según testimonio oral, y que borró cualquier indicio de extracción histórica de este material; 2) entorno de la fuente del Machero (propiedad privada), donde se han identificado seis vaciados antiguos asociados a la explotación de mármol. Ambas son explotaciones no muy profundas, con frentes de explotación de 1 a 1,50 m, plantas pseudocirculares en algunos casos y con marcas de corte y material suelto de cantería.

Asimismo, mediante el estudio de la fotografía aérea, a 9,5 Km al oeste del paraje de “La Estrella”, en la finca privada del Castañar (Mazarambroz), se localizó una cantera en afloramiento de materiales carbonatados similares a los descritos. La imposibilidad de acceder a ella impide confirmar, al menos por el momento, si estos materiales fueron explotados para manufacturar elementos decorados. En este caso, la existencia de labores en los años 60 del pasado siglo, asociada a la fabricación de terrazo, ha borrado todo rastro de actividad extractiva pasada.

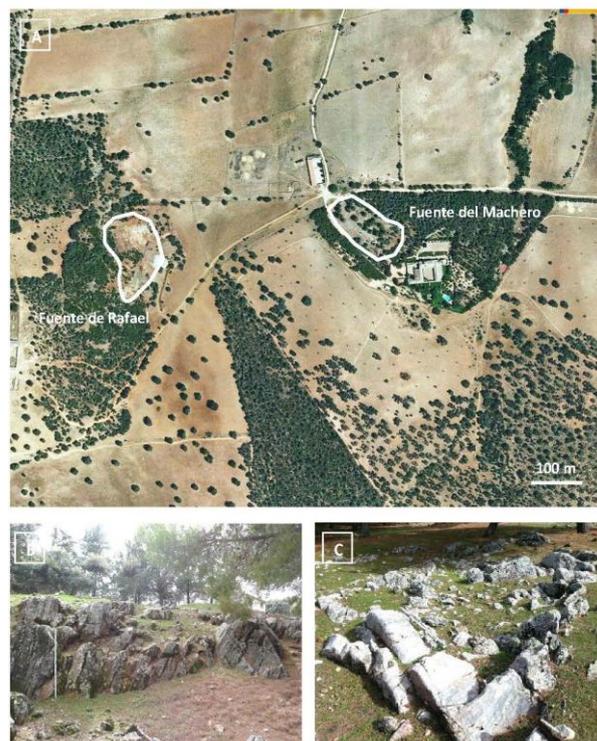


FIGURA 4. A. Localización de las áreas de explotación de mármol. B. Frente de cantera. C. Marcas de corte y extracción de material marmóreo.

### CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Macroscópicamente existen dos tipos de granito: granito gris y granito beige. En ambos casos se trata de una roca homogénea, compacta y coherente. El granito gris es una roca leucocrática, inequigranular, con textura porfídica, con fenocristales prismáticos de feldespato y tamaños que ocasionalmente superan los 3 cm, cuarzo de tamaño medio y micas con cierta tendencia al agrupamiento. En el edificio se distingue este granito en estado avanzado de arenización, debido a la explotación de bolos graníticos previamente alterados. El granito beige o rosado es una roca granuda, mesocrática, con textura fanerítica, equigranular de grano fino, con un mayor porcentaje en máficos y oxidaciones.

Al microscopio óptico de polarización (POL), el granito gris presenta textura porfídica, hipidiomórfica, holocristalina e inequigranular. El tamaño de la mayoría de los cristales es medio (2-3 mm), los feldespatos presentan tamaños mayores. Su mineralogía, presenta minerales esenciales: cristales de plagioclasa (36%) como fenocristales o como componentes de la matriz de grano medio; cuarzo alotriomorfo (30%) que en ocasiones aparece como agregados policristalinos, formados por individuos de hábito con cierta tendencia al redondeamiento; secciones subidiomorfos de feldespato potásico (25%); y como mineral máfico principal, biotita pardo-rojiza formando láminas subidiomorfos de buen tamaño, o bien moscovita en forma de agregados (9%). Como minerales accesorios, circón, como inclusiones en los cristales de biotita, con frecuentes halos de desintegración y como secundarios, sericita por alteración de los feldespatos plagioclasas, más común en sus núcleos y clorita por alteración parcial de biotita. Se clasifica como un Monzogranito (Fig. 5).

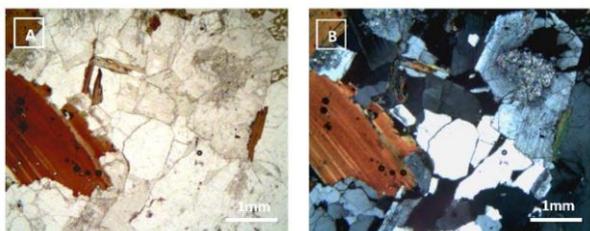


FIGURA 5. A. Aspecto textural del monzogranito B. Textura del monzogranito con nicols cruzados

Respecto al granito beige, su textura es hipidiomórfica, holocristalina y equigranular, siendo el tamaño de los cristales menor, en el rango de grano medio a fino. En cuanto a su composición, sus minerales esenciales son: plagioclasa (35%), cuarzo (30%), feldespato potásico (10%) y un gran porcentaje de minerales máficos, biotita (25%). Es un monzogranito biotítico (Fig. 6).

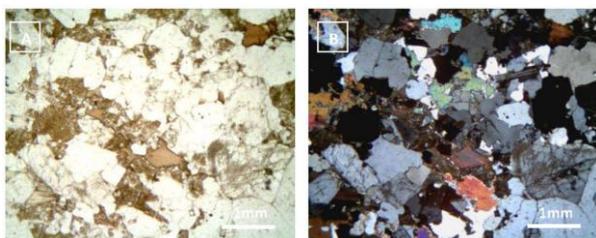


FIGURA 6. A. Monzogranito biotítico, aspecto textural, B. Textura con nicols cruzados.

Respecto al mármol, macroscópicamente se identifican dos tipos: mármol gris y mármol blanco. Independientemente de su coloración, se trata de una roca homogénea, compacta, coherente y densa, con textura fanerítica, siendo la variedad blanca de mayor tamaño de grano que la gris; ambas formadas mayoritariamente por carbonatos.

Microscópicamente es una roca metamórfica con textura granoblástica, constituida por un conjunto de cristales con tendencia al empaquetamiento hexagonal y presencia de puntos triples a 120°. Su fábrica, es isótropa, monominerálica, formada por mosaico de cristales de calcita más o menos equidimensionales, con maclas sin deformar. Estos rasgos texturales permiten interpretar como singénéticos a los minerales formadores, no observándose deformaciones postmetamórficas intragranulares. Se clasifica como un mármol.

Microscópicamente, ambos presentan rasgos texturales similares, presentando mayores tamaños de los cristales los del mármol blanco (2-3 mm) (Fig. 7).

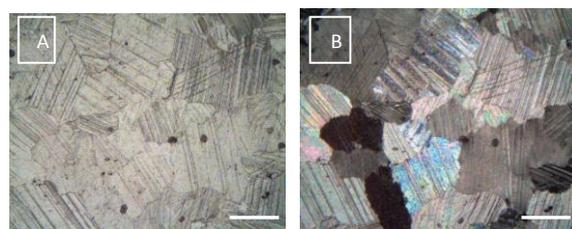


FIGURA 7. A. Rasgos texturales del mármol. B. Aspecto textural del mármol, nicols cruzados.

## CONCLUSIONES

Se han identificado y estudiado petrográficamente las litologías empleadas en la construcción del edificio, monzogranitos y mármoles, y se han localizado las áreas de extracción de estos materiales, que se corresponden, para los granitos, con dos grandes áreas en el entorno del monumento, que aún conservan sus improntas extractivas y, en el caso de los mármoles, localizas a una distancia de 3 km del edificio.

## AGRADECIMIENTOS

A la Consejería de Educación, Cultura y Deportes de Castilla-La Mancha por la subvención para la realización del proyecto, dirigido por la investigadora María Ángeles Utrero Agudo, en el que se enmarca esta comunicación.

## REFERENCIAS

- Julivert, M y Truyols, J. (1983): "El Ordovícico en el Macizo Ibérico", Libro Jubilar José M<sup>a</sup> Ríos: 192-246.
- Pérez González, A. et al. (1990): Memoria del Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja número 685 (Los Yébenes), ITGE. Madrid. 5-51.
- Vera, J.A. ed. (2004): "Geología de España". Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 14: 68-124.
- IGME (1990): Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. Hoja número 685 (Los Yébenes), ITGE. Madrid.

## Avance del estudio petrográfico de los tholoi de La Pastora y Matarrubilla, Valencina de la Concepción (Sevilla)

### *Advance in the petrographic study of the tholoi of La Pastora and Matarrubilla, Valencina de la Concepción (Sevilla)*

L.M. Cáceres<sup>1</sup>, J.M. Vargas<sup>2</sup>, T. Donaire<sup>1</sup>, F. Muñoz<sup>3</sup> y J. Rodríguez-Vidal<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21071 Huelva. [mcaceres@uhu.es](mailto:mcaceres@uhu.es)

<sup>2</sup> Ayuntamiento de Valencina de la Concepción, Casa de la Cultura, Plaza de España, 9, 41907 Valencina de la Concepción, Sevilla.

<sup>3</sup> Grupo de Investigación RNM 293, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva.

**Resumen:** Se han caracterizado petrográficamente las rocas con las que están contruidos los tholoi de La Pastora y Matarrubilla en el yacimiento prehistórico de Valencina de la Concepción. Así, se han diferenciado tres tipos de rocas: cuarzoarenita paleozoica, granito y arenisca calcárea neógena; cada una de ellas con un uso determinado en la arquitectura de los monumentos. Además, en Matarrubilla, la cámara del tholos está ocupada por un bloque masivo de yeso tallado a modo de pila. Esta caracterización permitirá su comparación con afloramientos naturales cercanos.

**Palabras clave:** Megalito, Valencina de la Concepción, La Pastora, Matarrubilla.

**Abstract:** We have characterized petrographically rocks which are constructed the tholoi of La Pastora and Matarrubilla in the prehistoric site of Valencina de la Concepción. So, there are three types of rocks: Paleozoic quartzarenite, granite and Neogene calcareous sandstone; each with a specific use in the architecture of the monuments. Furthermore, the chamber of the tholos of Matarrubilla is occupied by a massive block of gypsum carved as a shallow trough. This characterization will allow comparison with natural nearby outcrops.

**Key words:** Megalith, Valencina de la Concepción, La Pastora, Matarrubilla,

### INTRODUCCIÓN

El yacimiento prehistórico de Valencina de la Concepción-Castilleja de Guzmán se localiza a unos 8 kilómetros al oeste de Sevilla, sobre la plataforma del Aljarafe. Su extensión, estimada en 460 ha (Vargas, 2003, 2004), lo convierte en un asentamiento excepcional y principal de la Edad del Cobre suribérico (Nocete, 2005). Entre los restos arqueológicos que se conservan en la actualidad, destacan los monumentos megalíticos de su área de necrópolis, de los cuales dos están abiertos al público y son el objeto de estudio en este trabajo: La Pastora y Matarrubilla (Fig. 1). Ambas son construcciones de tipo tholoi, es decir, estructuras con corredor y cámara circular con falsa cúpula por aproximación de hiladas. Las hiladas mencionadas son de la mampostería que constituye las paredes de todo el monumento, mientras que la cubierta tanto del corredor como de la cámara la forman grandes losas de piedra. Finalmente, toda la construcción se cubría por un túmulo de materiales sueltos que, en el caso de La Pastora, alcanzaba una potencia máxima en el momento de su descubrimiento de unos 2 m (Tubino, 1868).

El tholos de La Pastora es el monumento que mejor se conserva del yacimiento. Posee un corredor de 42,3

m de longitud, siendo el más largo de todo el megalitismo ibérico, mientras que su anchura media es de 1 m y su altura varía de 1,4 a 1,8 m. Este pasillo se articula en tres tramos que se separan mediante ortostatos verticales y sobresalientes, a modo de puertas con jambas y dintel. Por otro lado, la cámara presenta un diámetro de 2,6 m y una altura de 2,7 m. Por su parte, el tholos de Matarrubilla ha sufrido diversas alteraciones y reconstrucciones a lo largo del siglo XX. Cuenta con un corredor continuo de unos 30 m de longitud y 2 m de altura, mientras que la cámara tiene un diámetro de 2,8 m.



FIGURA 1. Localización de los tholoi de La Pastora y Matarrubilla en el entorno de Valencina de la Concepción y Castilleja de Guzmán.

En los dos monumentos se han utilizado tres tipos de rocas para su construcción (Cáceres et al., 2013): cuarzoarenita en bloques menores que, a modo de ladrillos, constituyen la mampostería de las paredes; grandes bloques de granito situados en el techo de las cámaras y en parte del corredor de La Pastora; y arenisca calcárea en bloques menores culminando las paredes de ambas cámaras, pero también en bloques grandes como cubierta de los corredores y, sólo en La Pastora, como jambas, dinteles y losas de suelo. Finalmente, en Matarrubilla se conserva, ocupando gran parte de la cámara, un bloque monolítico de 1,7 m de largo, 1,25 de ancho y 0,5 m de alto. Este bloque presenta una entalladura central a modo de pila y es de una litología diferente al resto del conjunto monumental. Tradicionalmente ha sido considerado un bloque de mármol, sin embargo nuestro estudio petrográfico ha permitido caracterizarlo como yeso.

## PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS DE LOS MONUMENTOS

Para el estudio petrográfico se procedió, además de las observaciones en el monumento, al análisis de láminas delgadas mediante un microscopio Nikon Eclipse LV-100 POL, conectado a una cámara Nikon DS-Fi.

### Cuarzoarenita

Se trata de rocas paleozoicas que se presentan en bloques decimétricos y con formas romboédricas (Fig. 2A), generalmente las caras de los bloques son naturales por estratificación-foliación y diaclasas. Aunque la arenisca es mayoritaria, también se observan niveles de lutitas alternantes. Estos materiales muestran laminaciones horizontales y cruzadas. La cuarzoarenita está bien clasificada, formada por cuarzo y, en menor proporción, plagioclasa, mica blanca, minerales opacos y una matriz fundamentalmente sericítica. La lutita presenta una composición mineralógica similar con mayor abundancia de sericita. Esta alternancia se observa también en lámina delgada (Fig. 2B).

Rocas similares han sido citadas en afloramientos paleozoicos a unos 30 km al norte del asentamiento de Valencina. En estos momentos se está procediendo a su estudio para determinar su posible coincidencia y, por tanto, determinar su área de procedencia.

### Granito

Los bloques de granito parecen todos bastante homogéneos, excepto uno de ellos que presenta un dique de aplita en uno de sus bordes (Fig. 2C), lo que provoca un interesante contraste de textura y color.

Al microscopio se observa una textura hipidiomórfica equigranular, entre 1 y 2 mm (Fig. 2D). Su composición básica es de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y biotita, aunque esta última en

menor proporción. Como minerales accesorios se han identificado, además de la biotita, apatito, minerales opacos y circón. También se encuentran como minerales secundarios clorita, que aparece como resultado de la alteración de los cristales de biotita, y sericita, por alteración de los feldespatos alcalinos.

Una característica microscópica que presentan algunas muestras de estas rocas de La Pastora es una textura micrográfica, con intercrecimientos de cuarzo y feldespato alcalino (Fig. 2D). En otras muestras se puede observar este intercrecimiento aunque menos patente y más difícil de visualizar. Granitos petrográfica y composicionalmente similares se han observado en el batolito de la Sierra Norte de Sevilla.

### Arenisca calcárea

Este tercer tipo de roca es el que se ha utilizado con mayor funcionalidad en los monumentos, sobre todo en La Pastora (Fig. 2E). Son rocas de edad neógena que presentan numerosas estructuras sedimentarias y biogénicas originales del depósito (sinsedimentarias) y previas a los procesos diagenéticos de consolidación de dichos depósitos. Entre las estructuras sedimentarias destacan marcas de corriente muy evidentes, así como laminaciones principalmente horizontales. Respecto a las estructuras de bioturbación destacan por su abundancia el icnogénero *Ophiomorpha*, que son madrigueras verticales y horizontales relacionadas con la actividad de crustáceos decápodos.

Por otro lado, algunas losas de arenisca presentan estructuras de bioerosión (Cáceres et al., 2013, 2014) y restos de organismos marinos recientes. Dichos organismos han sido datados, mediante radiocarbono, entre 5460 y 4300 años B.P. Todo ello se ha interpretado como el resultado de una actividad biológica desarrollada en la zona intermareal de un medio costero, donde afloraban estas rocas y de donde fueron extraídas para la construcción del monumento. La actividad biológica debió finalizar con dicha extracción (Cáceres et al., 2014). Rocas de este tipo y en un contexto como el que se describe para las fechas mencionadas, se han localizado a unos 20 km al sur de Valencina, como entorno más probable y cercano.

Esta roca se clasifica como una cuarzoarenita calcárea y fosilífera. Presenta un tamaño de grano muy fino (en torno a 0,1 mm) y en general está bien clasificada (Fig. 2F). Mineralógicamente está compuesta por granos de cuarzo en un porcentaje en torno al 60 %, los cuales presentan formas angulosas a subangulosas. Son abundantes también los restos fósiles como foraminíferos, bivalvos, espículas y placas de equinodermos, en un porcentaje cercano al 20 %. Como componentes minerales minoritarios se encuentran plagioclasas, mica blanca, turmalina y opacos. El resto de la roca, sobre el 20 %, lo constituye un cemento carbonatado que engloba y une todos los componentes anteriores.

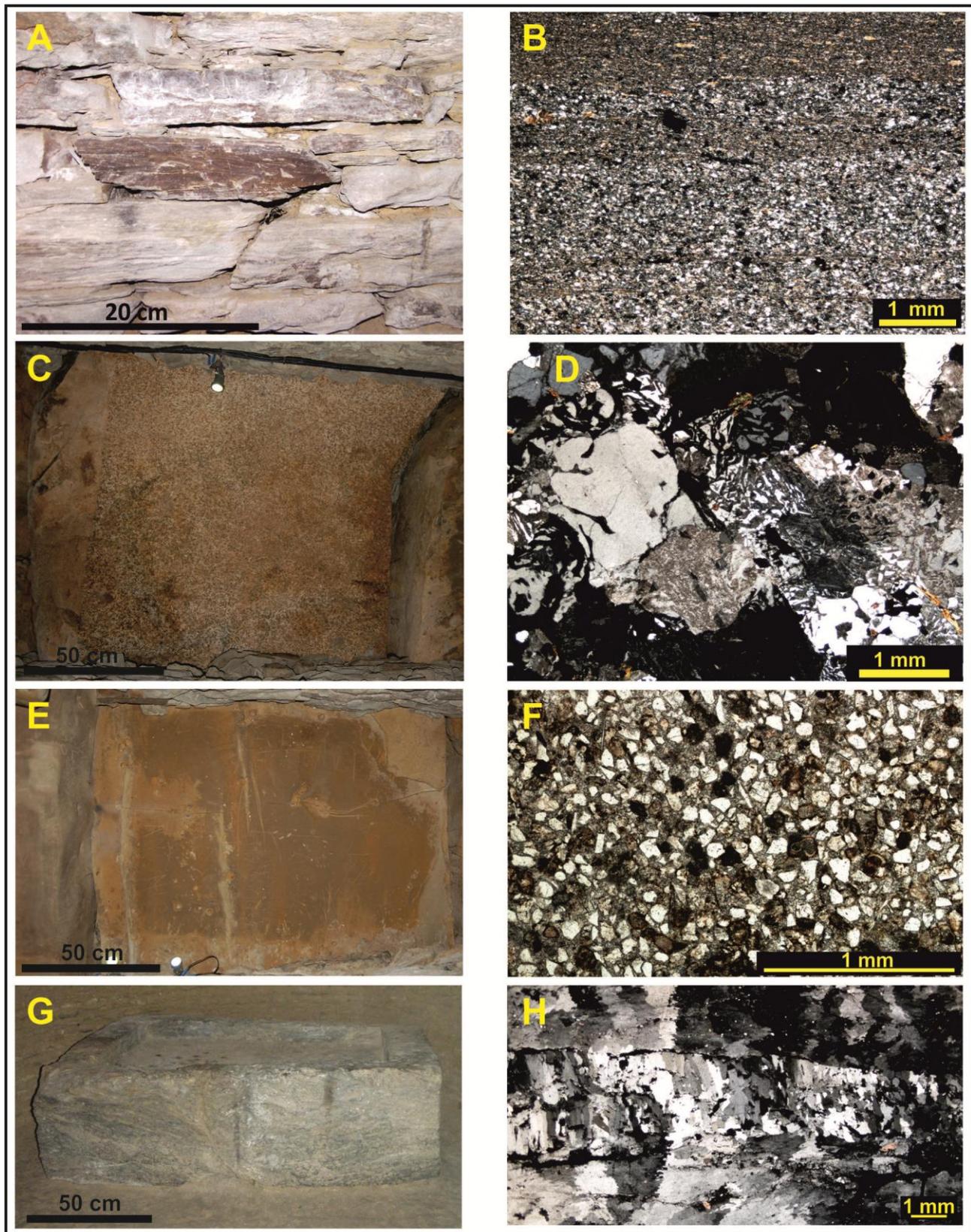


FIGURA 2. Piedras de los tholoi de La Pastora y Matarrubilla, ejemplos de bloques y cobijas en la columna de la izquierda y láminas delgadas en la columna de la derecha. A y B areniscas y lutitas paleozoicas, detalle de la pared de La Pastora (A) y lámina (B) en la que se aprecia la alternancia de entre areniscas (colores claros) y lutitas (bandas oscuras). C y D granito, losa del techo del pasillo de La Pastora (C) con dique de aptita a la derecha y lámina delgada (D) con textura micrográfica. E y F arenisca neógena, cobija del techo de La Pastora (E) y lámina (F) en la que se observan los granos de cuarzo mayoritarios (blanco), la matriz calcárea (gris) y algunos restos de foraminíferos. G y H pila de yeso de Matarrubilla, fotografía del bloque en su conjunto (G) y lámina delgada (H) de una muestra de la roca.

## Yeso

La pila de Matarrubilla está constituida por un único bloque de yeso masivo y compacto (Fig. 2G), considerado tradicionalmente de naturaleza marmórea. No obstante, una observación más detallada, además del análisis petrográfico, ha concluido con la verdadera litología de este material. El yeso es de tipo alabastrino, lo que facilitó la adecuada realización de su entalladura. Presenta intercalaciones de niveles centimétricos blancos, con otros oscuro-verdosos y algunos rojizo-amarronados muy replegados.

Al microscopio aparece esencialmente como un intercrecimiento de cristales irregulares de tamaño milimétrico (Fig. 2H), textura comúnmente atribuida al reemplazamiento de anhidrita. También aparece en pequeñas venas que cortan el entramado anterior y donde los cristales se disponen como fibras de menor tamaño que forman un ángulo recto con los bordes de la vena. Además, se observan pequeños núcleos dispersos por toda la lámina de minerales arcillosos.

Este tipo de roca es un yeso triásico perteneciente a las cordilleras Béticas, cuyos afloramientos más cercanos se sitúan al SE de Valencina, al otro lado del Guadalquivir. Existen afloramientos yesíferos a unos 50 km, en esa dirección, del asentamiento. No obstante, las referencias a afloramientos y explotaciones de yesos de la naturaleza descrita para la pileta se encuentran algo más alejada en torno a 75 km, en los límites entre las provincias de Sevilla y Cádiz (IGME, 1982).

## CONCLUSIONES

Tres tipos de rocas fueron utilizados para la construcción de los monumentos estudiados: cuarzoarenita, granito y arenisca calcárea. Estos materiales hasta ahora no habían sido caracterizados ni clasificados desde el punto de vista petrográfico. Una vez caracterizados, podrán ser comparadas, en estudios futuros, con afloramientos naturales de litologías similares en el entorno regional del yacimiento y así poder determinar las posibles áreas de procedencia. Los distintos tipos de rocas se recolectaron con una finalidad específica, utilizándose en diferentes sectores del monumento. Así, la cuarzoarenita componen las paredes de los monumentos a modo de un mampuesto. El granito se ha utilizado exclusivamente como losas de techo, principalmente para las cámaras. La arenisca calcárea son las rocas que se han usado con mayores funciones: como cobijas de techo, bloques que culminan las paredes de las cámaras, losas que cubren el suelo y dinteles y jambas en las distintas puertas; estas dos últimas sólo en La Pastora. Además, en Matarrubilla se utilizó otro tipo de roca diferente para el bloque-pileta de la cámara, un yeso masivo.

La variación litológica y funcional de los materiales estudiados determina que la construcción de estos monumentos debió estar planificada previamente con un elevado grado de sofisticación. Además, implica un gran conocimiento del medio natural para la localización y extracción de estos materiales, cuya distribución se estima en un radio de unos 30 km de Valencina, con la excepción del yeso cuyos afloramientos más cercanos se sitúan entre 50 y 75 km del asentamiento, lo que redonda más en la importancia de la exclusividad de este material.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de investigación geoarqueológica en el área del tholos de La Pastora (Ayuntamiento de Valencina de la Concepción y DGBC de la Junta de Andalucía). Además, el proyecto MICINN-FEDER CGL2010-15810 y el grupo PAI: RNM293.

## REFERENCIAS

- Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Muñiz, F. y Donaire, T. (2013): Rasgos bioerosivos en rocas de la Pastora (Valencina de la Concepción, Sevilla): Implicaciones cronológicas y paleoambientales. En: *El asentamiento prehistórico de Valencina de la Concepción (Sevilla): Investigación y tutela en el 150 aniversario del descubrimiento de La Pastora* (L. García, J.M. Vargas, V. Hurtado, T. Ruiz y R. Cruz-Auñón, Eds.). Universidad de Sevilla, 219-232.
- Cáceres, L.M., Muñiz, F., Rodríguez-Vidal, J., Vargas, J.M. y Donaire, T. (2014): Marine bioerosion in rocks of the prehistoric tholos of La Pastora (Valencina de la Concepción, Seville, Spain): archaeological and palaeoenvironmental implications. *Journal of Archaeological Science*, 41: 435-446.
- IGME (1982): Investigación geológica y tecnológica de los yesos de Andalucía. Servicio de documentación.
- Nocete, F., Alex, E., Nieto, J.M., Sáez, R. y Bayona, M.R. (2005): An Archaeological approach to regional environmental pollution in the south-western Iberian Peninsula related to Third millennium BC mining and metallurgy. *Journal of Archaeological Science*, 32: 1566-1576.
- Tubino, F.M. (1868): Monumento Prehistórico de Castilleja de Guzmán. *Gaceta de Madrid 23 de marzo 1868*. Madrid.
- Vargas, J.M. (2003): Elementos para la definición territorial del yacimiento prehistórico de Valencina de la Concepción (Sevilla). *Spal*, 12: 125-144.
- Vargas, J.M. (2004): *Carta Arqueológica Municipal, Valencina de la Concepción*. Consejería de Cultura. Junta de Andalucía, Sevilla.

## Rubefaction processes prospecting criteria within the roman goldmining context of the EriaGold Mining District (León, NW Spain)

### *Proceso de rubefacción actual como criterio de prospección en el contexto de la minería aurífera romana del Distrito Aurífero del Valle del Eria (León, NO España)*

J. Fernández-Lozano, J.A. Blanco-Sánchez, J. García-Talegón and P. Franco

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca37008Salamanca.jfl@usal.es

**Abstract:** The Eria Gold Mining District represents one of the most extensive Roman mining remains in the northwest of Spain. Gold mineralization in this area is associated with quartz veins and dykes in Paleozoic rocks (primary) and Miocene and Quaternary sediments (secondary). Hitherto, ancient prospecting works in Miocene materials were focused on the location of alluvial fan deposits according to the Roman literary descriptions. However, the finding of mining areas and remains of hydraulic structures located in reddish-orange hillside deposits suggests that there may have had other prospective indicators. We present a mineralogical study of optical microscopy and X-Ray diffraction for the provenance analysis of iron oxides studied in pebbles (within these sediments) and ironstone deposits located next to the main mining areas. The formation of secondary goethite, probably related to the recent chemical weathering of chlorites (formed during Variscan metamorphism), could be the responsible for the intense reddish coating. This could have served to Roman miners as gold signs, beyond other indications such as texture and roundness of rock-pebbles in sediments.

**Key words:** ironstones, rubefaction, Roman gold mining, EriaGold Mining District, Miocene.

**Resumen:** El Distrito Minero Aurífero del Valle del Eria representa uno de los yacimientos romanos más extensos del noroeste peninsular. Las mineralizaciones de oro están asociadas a venas y diques de cuarzo en rocas paleozoicas (primarios), y a sedimentos miocenos y cuaternarios (secundarios). Hasta ahora, los indicios de oro en depósitos miocenos habían sido enfocados a la explotación de conglomerados en facies de abanicos aluviales, según describen las fuentes literarias romanas. Sin embargo, el hallazgo de explotaciones y restos de estructuras hidráulicas en depósitos de ladera con coloraciones rojizo-anaranjadas, producidas por la presencia de óxidos de hierro, sugiere que la textura no fue el único aspecto prospectivo. Se presenta el estudio mineralógico por microscopía óptica y difracción de Rayos-X para el análisis de procedencia de estos óxidos, presentes en cantos de sedimentos y en las rocas próximas a los yacimientos explotados. La formación de goethita secundaria posiblemente relacionada con la alteración reciente de clorita (originada durante el metamorfismo de bajo grado) podría ser la responsable de la rubefacción. Este proceso de enrojamiento podría haber servido como referencia prospectiva para los mineros romanos a la hora de explotar los depósitos auríferos, por delante de otros indicios como la granulometría y la morfología de los cantos.

**Palabras clave:** depósitos de hierro, rubefacción, minería aurífera romana, Distrito Aurífero del Eria, Mioceno.

### INTRODUCTION

Roman mining in NW Iberia is recorded within a gold mineralization band across the provinces of Galicia, León, Zamora and Salamanca. In the area of León, four mining districts have been extensively described: Las Médulas (declared a World Heritage Site by UNESCO in 1997) and Las Omañas in the northern part; La Valduerna and the Eria Valley to the south (Domergue and Herail, 1978; Sánchez-Palencia et al., 2000; Sánchez-Palencia, 2015; Fernández-Lozano et al., 2015).

The roman mining sites are mainly located over primary deposits, where gold nuggets are associated with mesothermal quartz veins and dikes; and secondary gold deposits comprising fluvio-glacial sediments, pediments, Quaternary terraces and Miocene conglomerates. This scarce geological information yielded

no precise age of the Miocene sediments, but correlation with nearby areas suggests a coeval sedimentation evolution occurring during the formation of alluvial fans and associated braided fluvial channels (Miocene, Heredia et al., 2015). Hitherto, the mineralization evidence was based on the recognition of coarse conglomerate facies, Miocene in age, and the ancient sources such as Pliny the Elder (Bird, 2004). However, the study of reddish sediments distribution in the area provides new insights of the presence of Roman mining sites, associated to recent peneplain deposits that have been worked. We present a systematic study of red beds located along the Eria River Valley (southwest León Province; Fig.1), distinguishing between two different hillside deposits: i) typical Miocene alluvial fan deposits (below 1075 m of elevation), and ii) recent peneplain rubefaction deposits, over that altitude. In order to establish the distribution of iron oxides responsible for the reddish colour of the sediments, we

have carried out an optical microscopy analysis and X-Ray Diffraction technique in folded ironstone rocks and red sediments.

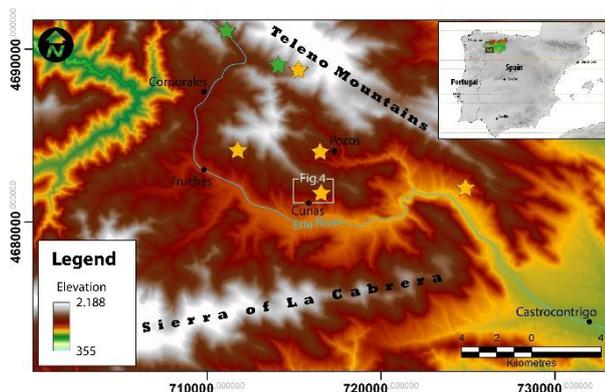


FIGURE 1. Location map of the Eria Gold Mining District (SW Province of León). Sample location (green stars) and red-hillside sediments (yellow stars)

Our results show the presence of iron-rich minerals such as chlorite (metamorphic) and other micas within the fresh rock samples; and iron hydroxides like goethite included in pebbles within rubefacted sediments. The absence of goethite in fresh rock indicates a secondary origin and can be considered as the result of a transformation process responsible for the strongly colour of the penneplains sediments. Therefore, we can establish a correlation between colour and texture of the sediments with the presence of recently found gold exploitation sites, mining trenches, channels and water reservoirs described in this work. These archaeological elements have been found in areas that does not correspond with the typical Miocene alluvial fan facies, located topographically below 1075 m of altitude.

## GEOLOGICAL AND MINING FRAMEWORK

The study area is located in the southwestern part of the province of León, between La Cabrera and Teleno Sierras (Fig.1). The surface extension of the mining area in the Eria valley reaches more than 13,000 ha, representing one of the major gold districts during Roman Imperial age. The main gold mineralization is associated with secondary and, to a minor extent, primary deposits (Valladaropen pite in Pozos de Cabrera, Manzaneda, etc.; Fernández-Posse and Sánchez-Palencia, 1988, Fernández-Lozano et al., 2015).

The Eria River Valley comprises a siliciclastic succession of Lower-Middle Ordovician rocks (Pérez-Estaún, 1978). The stratigraphic sequence is formed, from bottom to top, by thick beds of quartzite that represent the closure of the Truchas syncline (Armorican quartzite); a sandy transition beds increasing the amount of shales towards the top; and the Luarca Formation (Middle Ordovician) conformably laying and predominantly comprising black slates. The latter

contains intercalations of volcanic and volcaniclastic rocks acid-intermediate in composition (riodacites).

Ironstone rocks are associated to transition beds and volcaniclastic rocks of the Luarca Fm. The former comprises three red-coloured sequences with a thick quartzite bed to the top (Fig.2A). They are quartz-rich, frequently showing sedimentary structures (cross-stratification), positive gradation surfaces and sedimentary banding within the serie. Rubefaction is responsible for the presence of complex alteration surfaces, onion-ring structures, etc. In the study area, we have found remains of ancient extraction of iron in open-pit quarries and underground mines. The origin of these mines is probably Roman in age, assessed by the nearby presence of gold mines, although a more ancient origin cannot be ruled out. The underground mine presents two 7 m-long galleries without any wall protection. It was directly excavated on rock, and the toolmarks are still preserved (Fig.2B).

The Miocene deposits are found over 1075 m of altitude. They are associated to broad alluvial fan systems, comprising pebble to boulder-size red conglomerates. Although their age remains unclear, the nearby similar sediments of the Duero and Bierzo basins yielded a Miocene age (Heredia et al., 2005).



FIGURE 2. A) Ironstone beds separated by a thick quartzite layer. B) Ancient iron underground mine entrance. The inside is divided into two galleries where the toolmarks are still recognisable.

Over 1075 m red sediments are represented by pediments comprising conglomerates with angular pebbles encased in a sandy-clay matrix.

## METHOD

A mineralogical and textural analysis of 24 rock samples was carried out by optical microscopy and X-ray diffraction. We studied samples from fresh ironstone rocks and pebbles from peneplain sediments, which were worked by the Romans for the extraction of gold. The examination of thin sections with a microscope, using transmitted light, aimed at recognition of mineralogy and existing relationships between primary and secondary minerals. We also estimated the metamorphic degree and mineral paragenesis. The X-ray diffraction was carried out at University of Salamanca laboratory. Rocks were previously prepared according to differences in compositions, granulometry, colour, etc.

## RESULTS

The combination of optical microscopy and X-Ray diffraction analysis provides useful information of texture and mineralogy of rock samples (Fig.3).

Thin-sections carried out in fresh rock display that the ironstones are rich in angular to subangular quartz grains. The presence of gradation indicates a sedimentary character. No alkaline feldspar was found and micas were accessory minerals, while rocks were rich in chlorite. Carbonate and opaque minerals were scarce and formed cements. Some samples were strongly deformed, developing internal foliation along mica-rich or iron oxides (hematite) filling planes. The rock samples from peneplain sediments showed similar content in quartz, highlighting the absence of feldspars. We observed significantly fewer amount of chlorite and micas. However, the presence of iron hydroxides such as goethite was found coating the matrix and filling voids as radial cements.

X-Ray Diffraction analysis indicated the presence of chlorite, quartz, micas (moscovite), iron oxides (hematites) in the ironstone beds. We also distinguished siderite as secondary mineral. Peneplain sediment were composed mainly by goethite, previously not observed in fresh rock, as well as a residual amount of chlorite. The rock pebbles were rich in quartz.

## DISCUSSION

Alluvial fan deposits comprising red Miocene conglomerates are widespread along the western border of the Duero basin. Traditional archaeological prospection works have focused the study of Roman gold mining works in the location of Miocene outcrops, which are recognized due to the presence of their characteristic geometric shapes and colours. This

has also supported by ancient literary sources focusing the attention in the coarse grain facies. However, this approach, established during the prospection surveys carried out in most of the gold districts from the Province of León, has been based on textural characteristics.

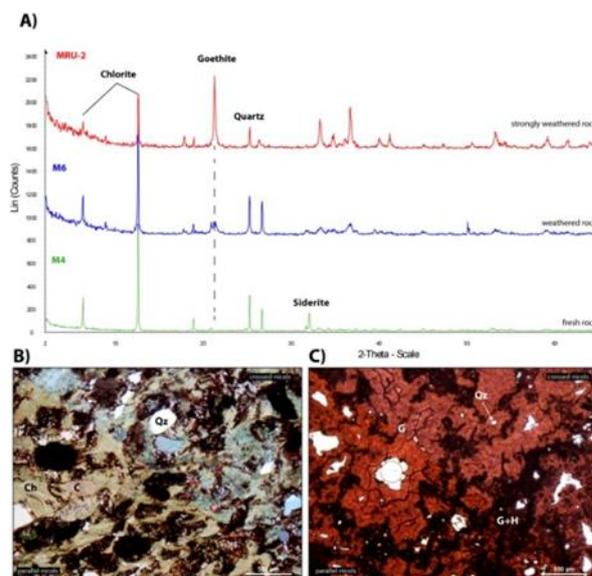


FIGURE 3. A) X-Ray diffraction results for rocks samples illustrating the progressive reduction of goethite. B) Thin-section microphotography of chlorite-rich ironstone. C) Strongly weathered rock, where chlorite has been transformed into goethite.

The finding of rubefacted sediment over 1075 m of altitude affected by mining works (which does not correspond with typical Miocene alluvial fan facies), suggests that other parameters could have been taken into account as prospection indicators by Romans (Fig.4). The mineralogical analysis of rocks and rock pebbles in sediments shown in this work indicate that the reddish color of peneplain sediments was the result of a rubefaction process occurred by transformation of chlorite into goethite. The secondary formation of goethite by in-situ alteration processes may reflect different conditions than those occurred in Miocene sediments, indicating a rapid and widespread transformation process. We observed that rock fragments were provided by nearby ironstones and iron-rich volcanic rocks (>30 ppb of gold according to Guinea and Frías, 1992).

We suggest that the presence of rubefacted peneplain deposits, characterized by conglomerates with angular quartzitic rock pebbles, may have been used as prospective criteria by Roman miners. These facies are confined in valleys over 1075 m, where Miocene deposits are absent. Therefore, further archaeological works should be carried out attending to texture, geometry and also coloration of the sedimentary deposits. Our study reveals new mining sites and a complex hydraulic infrastructure comprising canals and

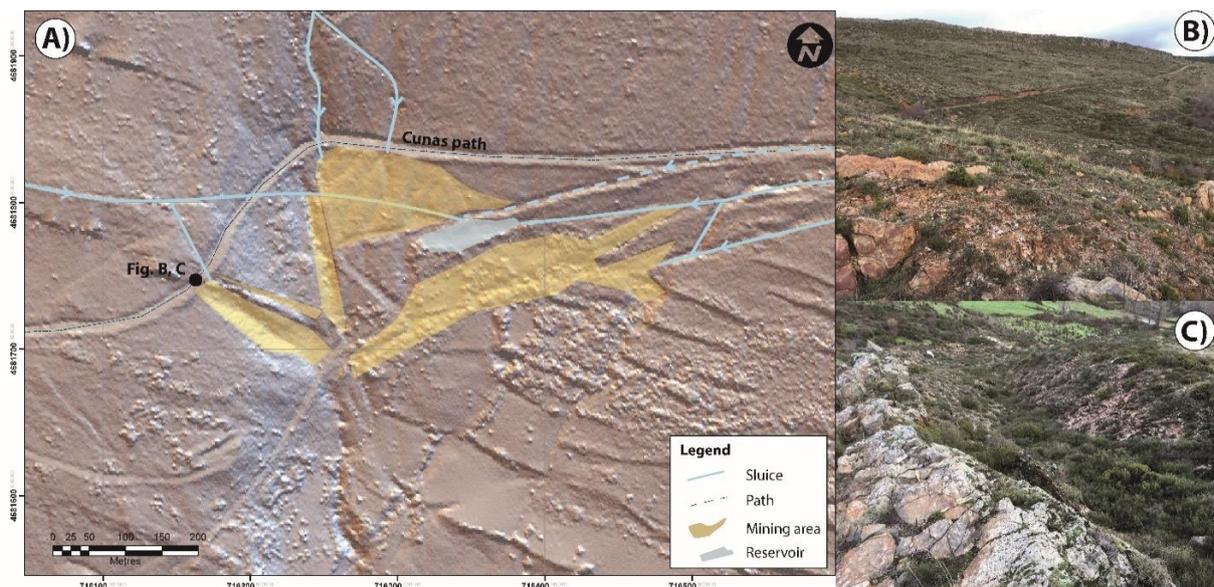


FIGURE 4. A) Mining area of Cunas, located in the central part of the Eria Valley Gold District. A) Distribution of the roman mining works and hydraulic systems comprising a complex network of canals and a water reservoir. B) Peneplain sediments comprising a matrix supported conglomerates affected by rubefaction process. C) mining trench adjacent to iron-rich Ordovician volcanic rocks (foreground). See Figure 1 for location of the mining area

water reservoirs that have not been previously described in the Eria Gold Mining District. These results may provide new insights into the prospection techniques and exploration methods used by Romans and can be used for the recognition of ancient gold mining works within the context of the Roman Empire in Europe.

## CONCLUSIONS

Rubefaction processes affecting recent peneplain deposits, comprising coarse angular conglomerates, are the result of weathering and secondary transformation of chlorite into iron-rich oxides (goethite). The intense reddish colours could have been used as prospection criteria for the Roman exploitation of gold deposits, as it has been suggested by the presence of mining works found along the Eria River Valley. We report the presence of remnants from the extensive hydraulic infrastructure and new mining sites, which were not described as typical mining sites within Miocene and Quaternary deposits (alluvial fans, fluvio-glacial and terraces), opening new opportunities for the detection of new ancient gold mining works.

## REFERENCES

- Bird, D. (2004): Pliny's arrugia water power in roman gold-mining. *The Bulletin of the Peak District Mines Historical Society*, 15: 58-63.
- Domergue, C. and Herail, G., (1978): *Mines d'or romaines d'Espagne. Le district de la Valduerna (León). Etude géomorphologique et archéologique*. Publications de l'Université de Toulouse -Le Mirail. Série B, 305 p.
- Fernández-Posse, M.D. and Sánchez-Palencia, F.J. (1988): *La Corona y el Castro de Corporales II: campaña de 1983 y prospecciones en la Valdería y la Cabrera (León)*. Ministerio de Cultura, Dirección General de Bellas Artes y Archivos, Junta de Castilla y León, Consejería de Educación y Cultura.
- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G., and Fernández-Morán, M.A. (2015): Using airborne LiDAR sensing technology and aerial orthoimages to unravel roman water supply systems and gold works in NW Spain (Eria valley, León). *Journal of Archaeological Science*, 53: 356-373.
- Guinea, J.G. and Frías, J.M. (1992). *Recursos minerales de España*. Vol. 15: Editorial CSIC-CSIC Press.
- Heredia, N., Fernández-Rubio, L.P., Martín-González, F. and Bahamonde, J.R. (2015): Depositional style and tectonostratigraphic evolution of the El Bierzo Tertiary Subbasin (Pyrenean orogen, NW Spain). *Geologica Acta*, 13(1): 1-24.
- Pérez-Estaun, A. (1978): *Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. IGME, 92: 151 p.
- Sánchez-Palencia, F.J., (2015): *Minería romana en zonas interfronterizas de Castilla y León y Portugal (Asturia y NE Lusitania)*. Junta de Castilla y León, 240 p.
- Sánchez-Palencia, F.J., Fernández-Posse, M.D., Fernández Manzano, J., Orejas, A., Pérez, L.C. and Sastre, I. (2000): Las Médulas (León), un paisaje cultural patrimonio de la humanidad. *Trabajos de Prehistoria*, 57(2): 195-208.

## Evolución histórico-geográfica de la extracción de piedra natural para la construcción civil y religiosa de San Ciprián (N de Lugo, Galicia)

### *Historical and geographical evolution of extraction the natural stone for the construction of civil and religious San Ciprián (N Lugo, Galicia)*

J. Fernández Suárez<sup>1</sup>, E. Álvarez Areces<sup>1</sup> y J.M. Baltuille Martín<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Módulo de piedra y patrimonio monumental. Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios, Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid. j.fernandez@igme.es; a.areces@igme.es; jm.baltuille@igme.es.

**Resumen:** A lo largo de los siglos las rocas han sido utilizadas como materiales naturales de construcción, fijando así un paisaje armónico, pues la utilización de piedra natural en pequeñas poblaciones reflejaba la utilización de recursos cercanos a los lugares de asentamiento humano. La localización de las canteras históricas tiene, además del componente del conocimiento histórico, socio-económico e industrial sobre la tecnología aplicada para la explotación, el de permitir definir el estado original del material. En pocas poblaciones puede seguirse la evolución histórico-temporal de la extracción de piedra en función del crecimiento de los asentamientos humanos, así que el caso de San Ciprián es un excepcional ejemplo que nos permite observar, a lo largo de los siglos, los cambios de distribución de las explotaciones de piedra natural en relación con el crecimiento urbanístico de esta localidad lucense.

**Palabras clave:** Canteras históricas, piedra natural, patrimonio arquitectónico, Galicia.

**Abstract:** Throughout the centuries the stones have been used as natural building material setting a harmonic landscape, as the use of natural stone in small towns reflected as little use of nearby places of human settlement resources. The location of the historic quarries has also component of historical knowledge, socio-economic and industrialists on the technology used for the operation, allowing define the original state of the material. In few populations can follow the historical-temporal evolution of stone extraction depending on the growth of human settlements, so the case of San Ciprián is an exceptional example that allows us to observe, over the centuries, changes distribution of holdings of natural stone in relation to the urban growth of this Lugo town.

**Key words:** historic quarries, natural stone, architectural heritage, Galicia.

### INTRODUCCIÓN

La población de San Ciprián (43°42'01,88"N / 7°26'11,26"O, coordenadas del faro de San Ciprián) es una localidad situada en la franja costera de la provincia de Lugo (Galicia, España) (Fig. 1). Administrativamente pertenece al término municipal de Cervo, dentro de la comarca de La Mariña Occidental. Desde el punto de vista eclesiástico pertenece a la parroquia de Santa María de Lieiro, diócesis de Mondoñedo, nota importante, pues gran parte del patrimonio monumental pertenece a edificaciones religiosas.

En la evolución histórica de San Ciprián tiene mucho que ver sus características geográficas. Por un lado se encuentra la Atalaya, isla donde se sitúa el asentamiento de Porto de Riba, que, en este momento, se encuentra unida a la parte continental por un tómbolo de arena. Actualmente se encuentra fijado, y con una carretera que conecta ambas partes, pero que en otros momentos históricos antiguos, el agua cubría, quedando aislado, ventaja aprovechada para la defensa

por sus habitantes. En la parte continental se instaló, a partir del siglo XV, un asentamiento conocido como Figueiras. Con el paso de los siglos este asentamiento fue creciendo, principalmente por el margen derecho de la ría, hasta la segunda mitad del siglo XX, cuando, tras la construcción de la fábrica de Alúmina-Aluminio, S.A. (década de 1970), se crearon los asentamientos de La Veiga, Galiñeira y Galdín, conformando lo que actualmente se conoce como San Ciprián. La zona de Lieiro, si bien no estuvo exenta de este crecimiento, experimentó un aumento moderado, incluso en épocas más recientes.

Son varios los elementos del patrimonio arquitectónico de San Ciprián que pueden verse en la actualidad, escogidos para este trabajo. Es el granito el punto común para las construcciones de San Ciprián, sin excepciones. En la figura 1 se señalan los seleccionados para este trabajo. Hay que resaltar que en la actualidad, y principalmente en la zona de Figueiras, es reseñable la existencia de un gran número de edificaciones destinadas a vivienda, con un gran valor arquitectónico, histórico y artístico, que han llegado

hasta nuestros días por estar contruidos en piedra, y que a modo de conjunto, se toman en cuenta para este trabajo.



FIGURA 1. Situación de los elementos del patrimonio arquitectónico seleccionado (color azul) y de las canteras históricas asociadas (color rojo).

## LOCALIZACIÓN DE CANTERAS HISTÓRICAS Y SU RELACIÓN CON EL PATRIMONIO ARQUITECTÓNICO.

Se han localizado en la población de San Ciprián-Lieiro una serie de canteras y zonas de explotación relacionadas con el patrimonio arquitectónico. Estas explotaciones tienen la característica común de explotar piedra granítica, ser de pequeño tamaño, utilizadas para unas construcciones concretas y puntuales, si bien una de ellas (Atalaya E) se llegó a explotar de manera semi-industrial, suministrando losas para el empedrado de calles a ciudades tan distantes como Oviedo (Asturias) (Claverol et al, 2014).

### Área de Porto de Riba – Cubelas

En esta zona se investigaron tres áreas de extracción de piedra para la construcción de edificaciones (Fig. 2).

Los denominados Frentes N, situados en el extremo septentrional de Punta Atalaya, se encuentran actualmente cubiertos por arenas y vegetación, conservando únicamente la morfología de los frentes de cantera. Pequeños afloramientos con escalonamiento y marcas de extracción claramente reconocibles (cuñas), son visibles actualmente, pero con la construcción del mirador, el número de los mismos se ha visto reducido notablemente. Estas cuñas, a pesar del gran tamaño que presentan en algunos casos, son similares a otras localizadas en otras zonas de explotación romana, como es el caso de Proserpina, en Mérida (Pizzo, 2011), por lo que su origen bien pudiera ser romano. Esta zona de aprovechamiento

correspondería, principalmente, a las primeras fases de construcción del castro, en época celta, y su ampliación en época romana. Complementaría la utilización de bloques naturales recogidos de las zonas cercanas a la costa, que son observables actualmente en los muros de las edificaciones, donde aparecen redondeados por la acción del aire y agua.

En el extremo este aparecen numerosas señales de utilización de piedra y algún bloque suelto, sin embargo las marcas localizadas por el momento tienen unas características modernas (siglos XIX y XX), constando de grandes cuñas y barrenos, así como una zona de acopio y/o trabajo a lo largo del límite de costa este de Punta Atalaya, parte tapado actualmente, que prácticamente llega hasta la fábrica de salazón conocida como el “Castillo” de Cubelas. La distribución de las marcas localizadas es bastante irregular, pues en la parte norte de la zona se localizan cuñas pero no barrenos, siendo a la inversa en la parte cercana a la fábrica de salazón. En esta zona, en los alrededores de la fábrica, estas marcas continúan, siendo muy probable su utilización de ambas zonas para la construcción de la misma. Por cercanía y calidad de los afloramientos es posible que esta zona surtiera de material, también, tanto al castro como las construcciones de la zona del puerto.

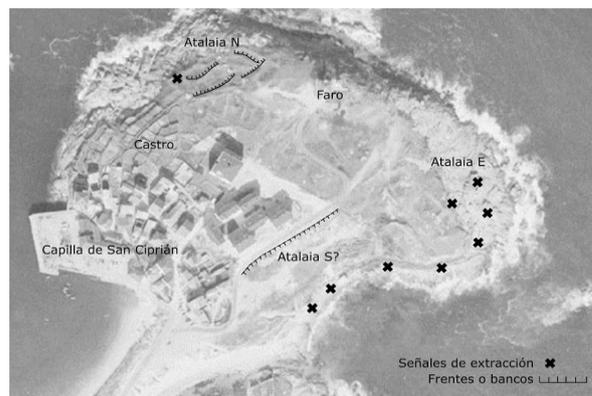


FIGURA 2. Situación de las zonas de explotación principales en la Atalaya (o Atalaya).

La zona que plantea más problemas es la situada en la parte sur de Punta Atalaya, actualmente tapada con materiales de excavación de construcciones de la segunda mitad del siglo XX, siendo imposible identificar afloramientos naturales. Según documentación consultada (Barro Quelle, 1989), en esta zona, se encontraba una plaza donde, desde la Edad Media, eran descuartizadas las ballenas. Esta plaza de cantera, y el talud por el que discurre la carretera que va al faro, constituirían la zona de explotación de materiales utilizados para la posible construcción de parte de la capilla de Porto de Arriba y las construcciones de casas particulares durante esta época, si bien la reutilización de materiales pétreos del castro debió de ser alta. Sin embargo la fuerte removilización de materiales, durante la construcción

reciente de las casas, impide asegurar totalmente el origen de las rocas.

### Área de Figueiras

A pesar que la urbanización de esta zona ha sido constante e importante en los últimos cinco siglos, y probablemente haya frentes ocultos por las construcciones, se ha podido constatar la presencia de dos zonas explotación de materiales tanto al este como al oeste del asentamiento de Figueiras, de donde se extrajo material para la construcción del poblado y la Capilla de San Andrés.

La zona este, es donde mejor se puede apreciar la explotación de rocas para la construcción, pudiendo observarse una evolución temporal de la misma desde métodos artesanales (cuñas) hasta más modernos (mediante la presencia de barrenos para precortar los bloques). Estos métodos de extracción indican que esta zona estuvo en funcionamiento desde la época medieval hasta bien entrado el siglo XX (Fig. 3).



FIGURA 3. Marcas de extracción y bloques en el área de Figueiras.

El método más tradicional es la utilización de cuñas para el precorte de los bloques, aunque no hay referencias a si el material utilizado fue la madera o el metal. Lo que sí se puede observar es la oxidación de las oquedades de las cuñas, lo que nos lleva a pensar en la utilización de este segundo material. En la actualidad se puede observar un bloque (2x1x1 m) con signos claros de extracción mediante este método, que no llegó a completarse. Hay otros bloques, de más pequeño tamaño (1x0,5x0,5 m), con marcas de extracción de corte mediante cuñas, que fueron abandonados tras su separación del macizo. En épocas más recientes, la utilización de barrenos para la explotación de esta zona ha estado más extendida. Son numerosos los agujeros presentes en el área, tanto en bloques aislados como en el mismo terreno.

Se ha constatado, además, la presencia de una “lajera”, zona para la extracción de lajas de granito que, antes de la llegada de la pizarra de techar, servían

para el recubrimiento de las viviendas de la zona. Aprovechando la característica natural de alteración de los granitos (cortezas de meteorización), la extracción de este material se realizaba manualmente, obteniéndose material de formas irregulares y tamaños variables. Se han observados dimensiones importantes de unos 40x30 cm y grosores de entre 3 y 6 cm, en los restos que actualmente son observables.

En la zona oeste aflora un plutón granítico, donde se sitúa el monumento a la Marina de Guerra, donde aparecen signos de explotación, a modo de barrenos, sin que se haya podido constatar la presencia de marcas de extracción artesanal. Hay acumulados numerosos bloques de granito en la zona, sin embargo el derribo de unas casas situadas junto a esta zona en la década de 1990, nos impide asegurar que la totalidad de los mismo provenga de esta zona de explotación.

### Área de la ría

#### Cantera de O Torno

Frente a la playa de O Torno, al otro lado de la ría, existe una cantera de extracción de piedra para construcción, que estuvo en funcionamiento hasta mitad del siglo XX. En la actualidad son visibles claramente tanto el frente como la plaza de cantera, y algunos bloques en la zona. La extracción, según los restos observables en la actualidad, era realizada de forma artesanal mediante cuñas, sin marcas de barrenos. La cercanía de la Fábrica de Salazón y Aserradero de la ría, que permitía el transporte de los sillares de granito, así como la similitud de las rocas del afloramiento y los muros indican la procedencia de las mismas.

#### Cantera de As Laxas

En la zona de comienzo de los “pasos” de la margen izquierda de la ría, era observable, hasta no hace muchos años, un antiguo frente de extracción de rocas de unos 2-3 metros de altura y hasta 20 m de anchura. De esta zona, debido a su proximidad, fueron extraídos los “pasos” a lo largo de los siglos, así como materiales para las construcciones de las edificaciones de la zona. En la actualidad la zona ha desaparecido debido a nuevas edificaciones y remodelaciones.

#### Zona del Puente Medieval

Se han localizado dos zonas de explotación de piedra de construcción en el margen derecho del puente, del Bajo Medioevo. Por proximidad y volumen de roca explotada es más que probable su origen en estas dos zonas.

En la zona más cercana al puente son observables varios bloques sueltos, así como como bancos, marcas de cuñas y rozas y segmentaciones de granito en los

frentes. En la zona más alejada aparecen bancos de explotación escalonados, así como una trinchera recubierta de escombros y vegetación de los que pudo haber sido otro frente cantera.

### Área de Lieiro

La zona de extracción de las rocas para la construcción de la Iglesia de Santa María de Lieiro se encuentra situada muy cerca del templo. Parte de la zona de extracción se encuentra desaparecida por la construcción de casas y la creación de fincas, pero aún son observables signos de explotación de material pétreo.



FIGURA 4. Situación de la Iglesia de Santa María de Lieiro y la cantera en una fotografía del año 1915, hoy prácticamente desaparecida. Hernández San Pelayo, 1935.

Hasta hace relativamente poco tiempo, años 20 del siglo XX, se podía ver la antigua cantera, con varios frentes y bancos de extracción (Fig. 4). Actualmente son visibles algunas zonas de afloramiento con marcas de extracción de piedra en una de las fincas no construidas, así como bancos escalonados junto a los muros de una de las nuevas edificaciones.

### Área de Galdín

La antigua cantera de Galdín, hoy parcialmente desaparecida por las obras de desmonte de nuevas edificaciones, aunque visitable, estuvo en funcionamiento a partir de la década de 1970, aunque, en cualquier caso no antes de 1956 como refleja la fotografía aérea del vuelo americano de este año. La utilización de las rocas de esta cantera está determinada por la expansión de la población de San Ciprián a partir de esa década con la implantación del complejo fabril de Alúmina-Aluminio, S.A., y la necesidad de construcción de viviendas para los trabajadores.

No hay constancia de la utilización de estas rocas en ningún elemento patrimonial del pueblo, pero marca el fin de la explotación de piedra de construcción en la zona de San Ciprián, que se había extendido desde hacía más de dos milenios.

## CONCLUSIONES

A partir de este estudio, se puede seguir la evolución de las zonas de extracción de piedra para construcción a medida que el asentamiento fue avanzando geográfica y temporalmente, desde la zona de Porto de Riba, en épocas celta y romana, hasta períodos más modernos de construcción de la localidad, durante el siglo XX.

Se localizan las canteras históricas relacionadas con el patrimonio arquitectónico de San Ciprián, si bien en algunos casos han desaparecido parcial o totalmente. No se puede afirmar la inexistencia de otras zonas de extracción actualmente desaparecidas, especialmente en la Zona de Porto de Riba y Figueiras. Es muy probable que se sitúen bajo las actuales edificaciones, aprovechando los huecos para las mismas.

La tecnología empleada para la extracción de dicha piedra fue evolucionando con el paso de los siglos. Se han localizado signos de explotación artesanal mediante cuñas en las zonas de extracción más antiguas (Porto de Riba, Figueiras y Lieiro). En las explotaciones más modernas o reutilizadas, se localizan signos de barrenos y un volumen de roca mayor, situándolas en un marco de explotación semi-industrial (O Torno y Galdín).

En todas las zonas, se han observado marcas de extracción de piedra, sin embargo es en la zona sur de Porto de Riba donde quedan dudas, debido al enterramiento, natural o artificial, de las zonas de explotación.

## AGRADECIMIENTOS

A la fototeca del Concello de Cervo, por el acceso al material gráfico de su colección.

## REFERENCIAS

- Barro Quelle, M. (1989): San Ciprián, parroquia de Lieiro. *Serie Etnográfica limitada*. Edición do Castro, Sada, 276 pp.
- Gutiérrez Claverol, M., Luque Cabal, C. y Pando, L.A. (2015): Canteras históricas de Oviedo. Aportación al patrimonio arquitectónico. *Hércules Astur de Ediciones*. Oviedo, 256 pp.
- Hernández Sampelayo, P. (1935): Hierros de Galicia - Tomo III- fascículo segundo. Criaderos de hierro de España tomo IV. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid.
- Pizzo, A. (2011): Las canteras de granito de Augusta Emérita: Localización y sistemas de explotación. *Actas del Congreso Internacional 1910-2010*. Mérida, 365-389.

## Modelo de emersión de barreras estuarinas por secuencias tempestíticas en la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel (Huelva)

### *Emersion model of estuarine barriers by tempestite sequences at the mouth of Tinto and Odiel rivers (Huelva)*

P. Gómez<sup>1,2</sup>, J. Rodríguez-Vidal<sup>1,2</sup>, M.L. González-Regalado<sup>1</sup>, L.M. Cáceres<sup>1,2</sup>, A. Toscano<sup>1</sup>, M.J. Clemente<sup>1</sup>, A. Redondo<sup>1</sup>, F. Ruiz<sup>1</sup>, M. Abad<sup>3</sup> y T. Izquierdo<sup>3</sup>

1 Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de CC Experimentales, Campus del Carmen, Avda. Tres de Marzo s/n, 21071 Huelva

2 Campus Internacional de Excelencia CEIMAR, C/ Cantero Cuadrado, Universidad de Huelva, 21071 Huelva. jrvidal@dgeo.uhu.es

3 Departamento de Geología. Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

**Resumen:** El estuario de Huelva está constituido por cuerpos de marisma y barras arenosas correspondientes a antiguos sistemas litorales generados durante el Holoceno medio-superior. El techo del cordón arenoso de La Cascajera está formado por facies tempestíticas de abanicos de desbordamiento, cuya estructura interna consiste en estratificación cruzada de bajo ángulo hacia tierra, en la zona de sobrepaso, y de alto ángulo o sigmoidal en la zona distal, donde vuelca sobre los antiguos canales mareales. Estos niveles registran los temporales principales ocurridos aproximadamente desde la segunda mitad del siglo I a.C. hasta finales del siglo I d.C.

**Palabras clave:** tempestitas, abanico de desbordamiento, Holoceno, Huelva, SO España.

**Abstract:** The present Huelva estuary is formed by bodies of salt marsh and sand bars corresponding to ancient coastal system generated during the mid-late Holocene. The upper sedimentary layers of La Cascajera sand barrier are constituted by a tempestitic sequence of northward progradational washover-fans. The geological signature of these high energy formations depends on the type and availability of source material for transport, flow dynamics, topography and preservation potential. The calibrated and modelled AMS dates in marine shells provide a storminess time range between the second half of first century BC and the entire first century AD.

**Key words:** tempestites, washover fan, Holocene, Huelva, SW Spain.

### INTRODUCCIÓN

En la desembocadura de la conocida como “Ría de Huelva”, en la actual confluencia de los ríos Tinto y Odiel, se localiza la Isla de Saltés, concretamente entre las flechas litorales de Punta Umbría y Punta Arenillas, y limitada por los canales de Padre Santo y de Punta Umbría (Fig. 1). Geomorfológicamente está constituida por un cuerpo de marisma salada, que incluye en su interior restos aislados de antiguos cordones y flechas litorales, rodeados por marisma fangosa.

Esta zona ha sido objeto de numerosos estudios, tendentes a explicar su evolución geológica holocena, aunque nunca se había dispuesto de afloramientos superficiales de calidad, debido al relieve suave del paisaje. En los últimos años, la erosión producida por el desplazamiento lateral de un canal mareal, al noroeste de la barrera arenosa de La Cascajera (Fig. 2), ha dado lugar a varios cortes naturales en los que en bajar afloran algo más de tres metros de serie estratigráfica. Estos afloramientos poseen un gran valor geológico, ya que han permitido realizar observaciones geo-arqueológicas que han ayudado a comprender tanto la evolución del relleno sedimentario de este estuario como su poblamiento humano.

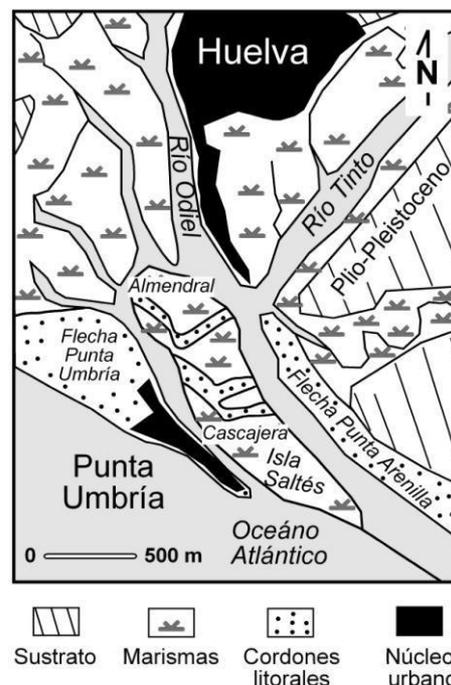


FIGURA 1. Esquema geomorfológico y localización de la zona de estudio (La Cascajera) en la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel.

## MARCO GEOMORFOLÓGICO

Durante el Holoceno medio, y coincidiendo con el final del presente máximo transgresivo Postglaciar, las desembocaduras fluviales de los ríos suratlánticos ibéricos se vieron invadidas por el medio y la dinámica marina. Los datos hasta ahora disponibles apuntan a que la fase sedimentaria inicial de estos estuarios (6-4 ka BP) se produjo con un relleno fluvio-marino de fondo de canal y por playas-protegidas de naturaleza arenosa, adosadas a las riberas de las ensenadas e interdigitadas con aluviones de pequeños arroyos.

A partir de hace unos 4000 años los sedimentos estuarinos comenzaron a emerger en forma de llanura de cheniers, progradantes hacia la bocana. Primero fue el del Almendral (Fig. 1), que servía de antigua entrada al estuario, junto a las primitivas flechas de Punta Umbria y Punta Arenilla; después todo el sistema se iría desplazando hacia el sur, acompañando a la emersión de los cordones de El Acebuchal y La Cascajera, que se consolidó como barrera emergida en el tránsito de los siglos I y II d.C. (Rodríguez-Vidal et al., 2015).

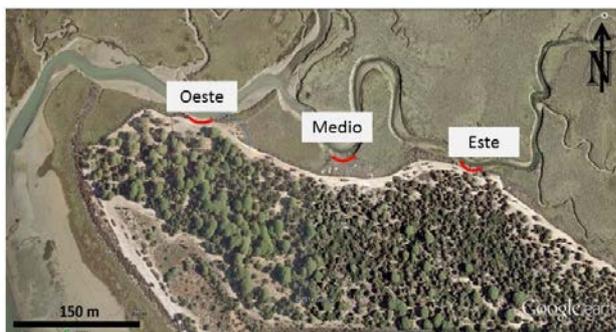


FIGURA 2. Localización de los perfiles geológicos aflorantes en el extremo NO de la barrera de La Cascajera (Isla Saltés). El perfil Este es el estudiado para este trabajo.

## METODOLOGÍA

Los grupos de Geomorfología y Paleontología de la Universidad de Huelva llevan dos años trabajando en estos afloramientos del cordón de La Cascajera (Fig. 2). Los trabajos de campo se han centrado básicamente en la limpieza de los cortes naturales y en la excavación de trincheras verticales, donde se han realizado observaciones geomorfológicas, sedimentológicas, paleontológicas y arqueológicas. Las muestras obtenidas se han utilizado para los análisis de laboratorio de tipo granulométrico, macro y microfaunístico, arqueológico y de dataciones radiométricas (radiocarbono-AMS) en conchas de bivalvos (*Glycymeris*).

## RESULTADOS

Los trabajos previos que hemos realizado en esta zona (Rodríguez-Vidal et al., 2014 y 2015), en el perfil

Oeste de La Cascajera (Fig. 2), han permitido diferenciar hasta cuatro facies sedimentarias que conforman una asociación típica de medios estuarinos, con diferente grado de influencia marina y escasa o nula influencia fluvial. La construcción de estas barreras estuarinas se inicia con bajíos arenosos (*shoal*) o con una llanura mareal arenosa, localizados en zonas próximas a la desembocadura, sobre la que se elaboró una llanura de cheniers. El techo de la secuencia y la emersión definitiva de la barrera se produjo por agradación y progradación sucesiva de abanicos y lóbulos de desbordamiento (*washover fans/lobes*) que registran la caída de sedimentos arenosos bioclásticos a la marisma y a los canales mareales, por acción de tormentas que rebasaban la barrera.

### Análisis paleontológico

La facies superior, en todos los perfiles estudiados en La Cascajera (Fig. 2), se caracteriza principalmente por sedimentos arenosos bioclásticos, producidos por la removilización de los depósitos que previamente formaban los cheniers, dunas y playas adosadas. En ella se han diferenciado tres subfacies:

**Subfacies 1 y 2.** Las valvas y fragmentos de moluscos constituyen un importante componente de estas subfacies con abundantes bivalvos desarticulados (*Glycymeris* sl., *Chamelea gallina*, *Dosinia lupinus*, *Crassostrea gigas*, *Mimachlamys varia*), conchas de gasterópodos (*Bittium reticulatum*, *Messalia varia*, *Nassarius incrassatus*) y espículas de equinodermos que muestran procesos de abrasión y desgaste. Las características paleontológicas de los restos indican la actuación de corrientes energéticas.

La microfauna está bien representada por asociaciones de foraminíferos marinos bentónicos (*Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*, *Nonion commune*, *Heterolepa bellincionii*, *Triloculina trigonula*). También son abundantes las asociaciones de ostrácodos marinos (*Urocythereis oblonga*, *Xestoleberis communis*, *Costa edwardsii*).

La macro y microfauna presente en estas subfacies caracteriza las áreas marinas someras de las costas del suroeste de España (<30 m de profundidad), sometidas a la acción de fuertes corrientes mareales y oleaje (Gofas et al., 2011; Ruiz et al., 2005).

**Subfacies 3.** En esta subfacies destacan las capas de conchas densamente empaquetadas, formadas por el bivalvo *Glycymeris violacescens* que muestran superficies erosivas inclinadas del SE al NO y frecuentes procesos de imbricación y orientación de valvas. En estos materiales la microfauna está ausente.

La inclinación que presentan los niveles de conchas en la base y el grado de abrasión, desgaste y bioerosión que muestran los restos de bivalvos, indicarían condiciones de alta energía. En la superficie de algunas

valvas se ha observado la presencia de anélidos y crustáceos cirrípedos incrustantes, que denotan un tiempo de exposición de los restos frente a la acción de organismos.

### Cronología radiocarbónica-AMS

La edad de esta formación sedimentaria se ha determinado con el análisis de dos muestras de conchas de *Glycymeris* (Tabla I), seleccionadas a muro y techo del sector más oriental del afloramiento Este. Dichas muestras se han analizado en el Centro Nacional de Aceleradores-CNA de Sevilla. Los resultados se han calibrado con el reservorio marino regional (Martins y Soares, 2013) y la curva Marine13 (Reimer et al., 2013), así como su modelaje con el programa OxCal v4.2.4 (Bronk Samsey and Lee, 2013).

Muestra laboratorio	Edad <sup>14</sup> C (años BP)	Edad sin modelar aC/dC 2σ	Edad modelada aC/dC 2σ
CNA-2817	2263±31	167aC-71dC	104aC-99dC
CNA-2820	2210±32	112aC-135dC	54aC-127dC

TABLA I. Dataciones <sup>14</sup>C-AMS y fechas calendario, modeladas y sin modelar, de muestras de conchas marinas *Glycymeris* recolectadas en las facies tempestíticas del perfil Este (La Cascajera).

### Arquitectura sedimentaria

Para definir y caracterizar esta facies suprayacente, de génesis tempestítica, hemos estudiado el perfil estratigráfico Este (Fig. 2), en el sector occidental de la barrera de La Cascajera, ya que ofrece una gran longitud y calidad de afloramiento, permitiendo observaciones sedimentarias y faunísticas de bastante detalle.

La longitud actual de este perfil es de unos 50 m y su cota se sitúa a 2,3 m s.n.m. La disposición de los cuerpos sedimentarios es de abanicos de desbordamientos adosados en *offlap* y progradantes hacia el NO-NNO, no llegando a aflorar las facies infrayacentes anteriormente mencionadas. En la figura 3, el perfil alcanza una potencia de unos 3,3 m, ya que el contacto con el agua en la foto se encuentra en situación de bajamar, a -1 m s.n.m.

El tramo más superficial (U-3 en Fig. 3) tiene unos 80 cm de potencia, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (<10°) hacia el NO (310°), que se estructura en niveles de entre 5 y 12 cm de espesor de conchas densamente empaquetadas y matriz arenosa. Cada nivel presenta un diámetro de valvas de *Glycymeris* bastante homométrico y con diferentes estados de conservación, lo que nos hablaría de su no contemporaneidad. Los contactos entre niveles son netos y texturalmente diferentes, por lo que cada capa debería corresponder con distintos episodios de desbordamiento, posiblemente casi contemporáneos.

Dentro de la facies que constituye la unidad U-3 se pueden diferenciar hasta cuatro tipos, en los que por sus tamaños de grano y contenido/estado de la fauna es

posible determinar las características energéticas de cada evento tempestítico. El primero de los tipos está constituido por conchas básicamente de *Glycymeris* de entre 2 y 4 cm de diámetro, densamente empaquetadas y escasa matriz arenosa, disposición espacial muy variable de las valvas y distinta antigüedad. El segundo tipo es semejante al anterior, pero con menor tamaño de valvas de *Glycymeris* (1-2 cm), una diversidad mayor de valvas de otras especies marinas y algunos cantos silíceos de tamaño grava pequeña (<1 cm). El tercer tipo presenta capas de conchas muy trituradas-fragmentadas y pequeñas valvas completas (<1 cm), con disposición concha-soportada, desorganizada y con orientación muy variable, matriz arenosa y abundantes cantos silíceos; también se observan pequeñas intercalaciones de arena fina con niveles de conchas en posición hidrodinámica. El cuarto tipo se localiza preferentemente hacia el techo de la unidad U-3 y está formada por arenas finas con valvas dispersas de *Glycymeris* (2-4 cm) en posición hidrodinámica.

Las unidades estratigráficas U-2 y U-1 forman el cuerpo principal y el frente sumergido del *washover fan* (Fig. 3) y poseen espesores de hasta 2,5 m de capas de conchas marinas, principalmente *Glycymeris*, con valvas desorganizadas y empaquetamiento denso; es decir, es la “escombrera” frontal de los episodios tempestíticos, con arquitectura semejante a un *delta foreset*. Reposan estratigráficamente sobre las facies infrayacentes de bajíos arenosos (Rodríguez-Vidal et al., 2015), los márgenes de los canales estuarinos o las llanuras mareales fangosas.

### CONCLUSIONES

Los eventos más frecuentes que afectan a estas costas son los temporales debidos a borrascas atlánticas que pueden llegar a provocar fuertes vientos, generalmente de poniente y raramente por encima de los 120 km/h, que azotan el litoral. Éstos se producen normalmente en invierno y con alturas de ola significante de 6 a 6,5 metros (IGN, 1991).

Las barreras internas del estuario de Huelva han registrado la sucesiva progradación prehistórica-histórica de su bocana, como resultado de la transformación de sus bajíos en barras emergidas por capas de tormenta y *washovers fans* en el *backshore*. La morfología y estructura interna de estos abanicos de derrame depende de múltiples factores, como la granulometría de los sedimentos originales, la pendiente de la trasplaya, o bien si se han depositado en el margen de un canal mareal o sobre los fangos de la llanura de marea. Suele consistir en una estratificación cruzada de bajo ángulo inclinada hacia tierra en la zona de sobrepaso y estratificación cruzada de alto ángulo (30°) o sigmoidal (*delta foreset*) en la zona más distal, que vuelca dentro de los canales de marea (*tidal inlets*). Este tipo de arquitectura estratigráfica coincide con un medio inundado en la zona distal del abanico.



FIGURA 3. Vista parcial del afloramiento SE-NO estudiado en el meandro Este de La Cascajera durante la bajamar de -1m. Las Unidades del abanico de desbordamiento se representan en la zona frontal sumergida (U-1), el cuerpo principal del abanico (U-2) y las capas superiores de sobrepaso (U-3). El espesor de este corte en la foto es de 3,30 metros.

Estos resultados, junto con los ya publicados previamente (Rodríguez-Vidal et al., 2015), muestran que la facies superior tempestítica ha registrado los temporales principales, en esta antigua bocana, desde aproximadamente la segunda mitad del siglo I a.C. hasta finales del siglo I d.C.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MICINN-FEDER CGL2010-15810, CEI-Patrimonio 2014-Marismas del Odiel-PatrimoniUN10 y CeiMar Huelva, así como los grupos PAI: RNM293, RNM238. Los trabajos de campo se realizaron gracias a la asistencia del Paraje Natural de las Marismas del Odiel.

#### REFERENCIAS

Bronk Ramsey, C. y Lee, S. (2013): Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon*, 55 (2-3): 720-730.

Gofas, S., Moreno, D. y Salas, C. (Eds.). (2011): *Moluscos marinos de Andalucía*. Vols I y II. Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico, Universidad de Málaga, 798 p.

IGN-Instituto Geográfico Nacional (1991): *El medio marino*. Atlas Nacional de España, Sección III. Madrid.

Martins, J.M.M. y Soares, A.M.M. (2013): Marine radiocarbon reservoir effect in Southern Atlantic Iberian coast. *Radiocarbon*, 55(2-3): 1123-1134.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. y van der Plicht, J. (2013): IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4): 1869-1887.

Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Clemente, M.J., Ruiz, F., Izquierdo, T., Toscano, A., Gómez, P., Campos, J., Bermejo, J. y Martínez-Aguirre, A. (2014): Relleno morfosedimentario y poblamiento humano del estuario de los ríos Tinto y Odiel (Huelva) durante la segunda mitad del Holoceno. En: *XIII Reunión de Geomorfología*, Cáceres 2014, 604-607.

Rodríguez-Vidal, J., Abad, M., Cáceres, L.M., González-Regalado, M.L., Clemente, M.J., Gómez, P., Toscano, A., Izquierdo, T., Ruiz, F. y Soares, A.M.M. (2015): Registro de tempestitas en llanura de *cheniers* durante los siglos I a.C./d.C. (estuario de Huelva). *Geo-temas*, 15: 77-80.

Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J., Carretero, M.I., Abad, M., Olías, M. y Pozo, M. (2005): Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 212-229.

## Geoarqueología y registro geológico del último milenio en el pozo de la antigua Fábrica de Tabacos (Gijón, N España)

### *Geoarchaeology and geological record of the last millennium in the well of the ancient Fábrica de Tabacos (Gijón, N Spain)*

Montserrat Jiménez-Sánchez<sup>1</sup>, Belén Naves-Ramos<sup>1</sup>, Daniel Ballesteros<sup>1</sup>, Santiago Giralt<sup>2</sup>, Ana Moreno<sup>3</sup> y Blas Valero-Garcés<sup>3</sup>

1 Departamento de Geología, Grupo GeoQUO, C/ Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo. mjimenez@geol.uniovi.es, bnaves@geol.uniovi.es, ballesteros@geol.uniovi.es

2 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, C/ Lluis Solé i Sabaris, 08028 Barcelona. sgiralt@ictja.csic.es

3 Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Avda. Montañana, 1005, 50019 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es, blas@ipe.csic.es

**Resumen:** Durante las excavaciones realizadas en la antigua Fábrica de Tabacos de Gijón (2008-2009), se descubrieron restos de un pozo de factura romana que albergaba numerosos hallazgos arqueológicos. En este trabajo se caracteriza la evolución geológica del registro sedimentario a partir del estudio estratigráfico, geoquímico y geocronológico de dos sondeos manuales de 1,45 y 1,65 m de longitud. El modelo de evolución incluye cinco etapas: 1) construcción del pozo y funcionamiento del mismo (anterior? a los siglos V-VI); 2) inicio de la colmatación del pozo con sedimentación de tipo palustre (siglos V-VII); 3) predominio de vertidos antrópicos de material sólido (siglo VII); 4) reinicio de la sedimentación de tipo palustre con vertidos antrópicos puntuales (siglos VII-VIII) y 5) aportes antrópicos sólidos y colmatación final de la estructura (al menos, siglo VIII). El relleno sedimentario constituye un archivo geoarqueológico de excepcional interés, con información relevante para el conocimiento de la historia geológica y paleoambiental de la región durante los siglos VI a VIII.

**Palabras clave:** Geoarqueología, pozo romano, geocronología, Gijón.

**Abstract:** During the 2008-2009 archaeological excavations carried out in the ancient Fábrica de Tabacos (Gijón), a Roman well structure was discovered, covered by a sedimentary infill with archaeological remains. This work deals with the geological and depositional characterization of the sedimentary infill. Two hand drill cores of 1.45 m and 1.65 m long were studied, using stratigraphic, geochemical and geochronological techniques. The evolutionary model of the sedimentary infill includes 5 phases: 1) construction and functioning as a well (prior? to 5<sup>th</sup>-6<sup>th</sup> centuries); 2) abandonment of the well and sedimentation in a restricted palustrine-like environment (5<sup>th</sup>-7<sup>th</sup> centuries); 3) a phase dominated by dumping of organic-rich landfill material (7<sup>th</sup> century); 4) re-starting of palustrine-like environment with some landfill episodes (7<sup>th</sup>-8<sup>th</sup> centuries); and 5) a final phase as a dumping site (at least during the 8<sup>th</sup> century). The sedimentary infill is an outstanding geoarchaeological archive that provides key information to improve the knowledge of the region from the 6<sup>th</sup> to the 8<sup>th</sup> centuries.

**Key words:** Geoarchaeology, Roman well, Geochronology, Gijón.

### INTRODUCCIÓN

El estudio geológico de los rellenos sedimentarios preservados en excavaciones arqueológicas proporciona información sobre la interacción entre la actividad antrópica y los procesos naturales, contribuyendo a la explicación de la génesis de los yacimientos arqueológicos y permitiendo su contextualización en la dinámica ambiental activa durante su formación.

Durante las excavaciones realizadas en la antigua Fábrica de Tabacos de Gijón, entre los años 2008 y 2009, se descubrieron restos de una construcción cuadrangular con unas dimensiones de planta de 6 x 6 m (Fig. 1), que fue interpretada como un pozo de

factura romana. Dicha estructura se encontraba colmatada por una acumulación de sedimentos con numerosos restos faunísticos y arqueológicos, de entre los que destacaban fragmentos de latericio, cuencos de cerámica, calzado de cuero, una fuente y un cubo de madera, así como restos de una silla (Fernández-Ochoa et al., 2016).

En este trabajo se resume la investigación geológica desarrollada, con el fin de apoyar la excavación arqueológica y contribuir a explicar la génesis del yacimiento (Jiménez-Sánchez et al., 2016). Los objetivos de esta comunicación son: 1) la caracterización geológica del relleno sedimentario del pozo y 2) la elaboración de un modelo explicativo de su génesis.

## MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, la antigua Fábrica de Tabacos de Gijón se encuentra ubicada, al igual que todo el barrio de Cimadevilla y el Cerro de Santa Catalina, sobre un sustrato geológico de edad jurásica, parcialmente recubierto de depósitos cuaternarios que afloran escasamente, debido a la propia existencia de las edificaciones del casco urbano de Gijón y a las numerosas intervenciones que se han desarrollado en toda la zona desde épocas históricas (Fig. 1 A).

Seguendo a Gutiérrez-Claverol et al. (2002), el sustrato geológico está constituido por la Formación Gijón, en concreto por la subunidad denominada “Miembro de Calizas magnesianas de Gijón”. Esta sucesión incluye una parte basal, con 15 m de arcillas de tonos abigarrados; una parte intermedia, formada por alternancias de calizas dolomíticas pardas y grises y margas grises; y una parte superior, constituida por calizas dolomíticas. Además, son frecuentes los niveles de brechas de colapso, a las que también se asocian niveles lutíticos. La potencia de esta subunidad litológica está cercana a los 175 m y aflora a lo largo de la costa gijonesa, desde el Cerro de Santa Catalina hasta el Rinconín, en el sector oriental de la Playa de San Lorenzo (Fig. 1A).

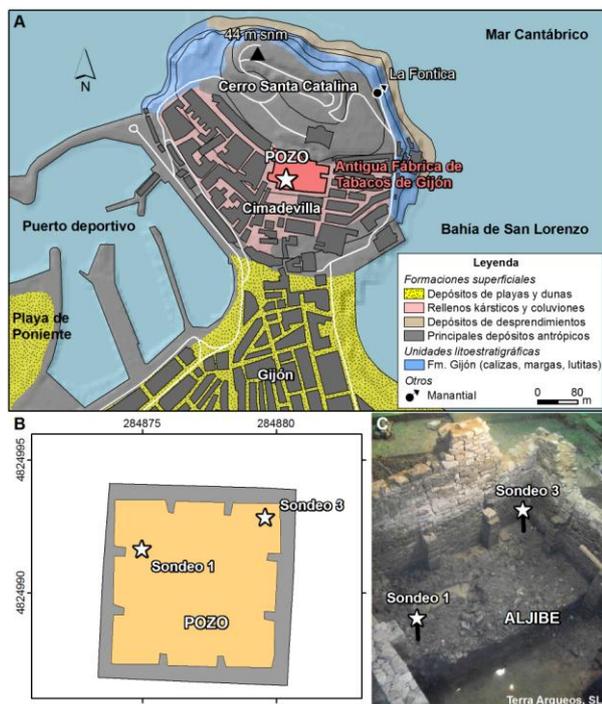


FIGURA 1. A) Localización del pozo de la antigua Fábrica de Tabacos de Gijón en su contexto geológico (mapa basado en Gutiérrez-Claverol et al., 2002 y observaciones propias), la información topográfica está tomada del CNIG-IGN; B) planta del pozo con la ubicación de los sondeos (basada en datos de Terra Arqueos, S.L.); C) ubicación de los sondeos sobre el terreno (Terra Arqueos, S.L.).

Desde el punto de vista geomorfológico, el área de Cimadevilla y el Cerro de Santa Catalina, que alcanza 44 m de altitud, puede ser caracterizado como un tómbolo, esto es, una antigua isla unida al continente mediante depósitos arenosos de playa, situados entre la bahía de San Lorenzo y el sector hoy ocupado por el Puerto Deportivo de Gijón y la Playa de Poniente.

## METODOLOGÍA DE TRABAJO

Con el fin de caracterizar el relleno sedimentario se tomaron dos testigos (1 y 3) con una sonda manual a la que se acopló un dispositivo tipo “Riverside” (Fig. 1B, 1C). El sondeo 1 alcanzó 165 cm de profundidad (139 cm recuperados) y el sondeo 3, 145 cm (120 cm recuperados). Posteriormente, se procedió a la caracterización estratigráfica, geoquímica y geocronológica de ambos testigos. Para ello, se levantaron columnas estratigráficas y se muestrearon los testigos a intervalos de 2 cm. Se obtuvo un total de 113 muestras de sedimento fino que fueron remitidas para su estudio geoquímico al Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC (Zaragoza y Jaca), donde se determinó el contenido en azufre (TS), carbono total (TC), carbono orgánico total (TOC) y carbono inorgánico total (TIC) con un analizador elemental LECO SC144DR, y se realizó la medida de cationes mayores mediante ICP-OES, expresándose los resultados en mg/kg de sedimento seco.

Una vez obtenidos los primeros resultados relativos a la presencia de carbono orgánico, y las primeras testificaciones y estudios estratigráficos de los sondeos, se seleccionaron 7 muestras de madera y/o sedimentos orgánicos localizados a distintos niveles, con el fin de proceder a su datación mediante radiocarbono. Con ellas se pretendía datar el inicio y el final de las secuencias estudiadas, así como el inicio y terminación de algunos eventos significativos. Tres muestras pertenecen al sondeo 1 y cuatro muestras al sondeo 3. Los análisis radiométricos fueron realizados por el laboratorio Beta Analytic mediante  $^{14}\text{C}$ -AMS, y calibrados mediante el programa CALIB (versión 7.1.html, Reimer et al., 2004, Stuiver et al., 2015), utilizando la curva de calibración IntCal13. Las edades calibradas se expresan considerando el rango acotado por dos veces la desviación estándar ( $2\sigma$ ) y, teniendo en cuenta los objetivos y el contexto del trabajo, se expresan en años después de Jesucristo (dC).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados correspondientes a la caracterización estratigráfica y geocronológica de los sondeos se sintetizan en este apartado. Los datos cronológicos obtenidos para las 7 muestras analizadas se reflejan en la Tabla 1. Los resultados se dan en años BP y años dC.

Todas las muestras, excepto dos (S1M33 y S3M56), son de macrorrestos de plantas terrestres o fragmentos de madera.

ID	EDAD (a BP)	EDAD (a dC)	SIGLOS
S1M02	1.310 ± 30	656-726	VII-VIII
S1M33	1.870 ± 30	73-226	I-III
S1M41	1.390 ± 30	604-672	VII
S1M50	1.400 ± 30	599-668	VI?-VII
S3M08	1.320 ± 30	653-722	VII-VIII
S3M41	1.470 ± 30	546-644	VI-VII
S3M55-54	1.450 ± 30	561-651	VI-VII
S3M56	1.560 ± 30	421-563	V-VI

TABLA I. Resultados de las dataciones por radiocarbono (AMS), expresando los resultados calibrados  $2\sigma$  en años dC.

La Figura 2 integra la información estratigráfica y geocronológica, junto con la interpretación genética del relleno. En el sondeo 1 se han distinguido un total de 10 tramos y en el sondeo 3 un total de 13 tramos. El relleno está compuesto por un nivel basal de gravas de cuarzoarenita con matriz arcillosa y limosa, al que se superponen tramos de arcillas y limos oscuros con laminaciones, que alternan con otros de arcillas más compactas y/o fragmentos de roca, con frecuentes restos de organismos animales y vegetales. Este conjunto recubre un sustrato margoso-arcilloso, interpretado como parte de la Formación Gijón, con calizas y margas jurásicas.

En primer lugar, se puede interpretar que, en el sondeo 1, el tramo 10 corresponde a un sustrato margoso alterado y removilizado, que constituiría el fondo del pozo. Consecuentemente, la base del pozo podría encontrarse en niveles margosos de la Formación Gijón, como los descritos en Gutiérrez-Claverol et al. (2002), aunque su cimentación se encuentra en un nivel de calizas localizado por debajo de las margas.

El tramo 9 del sondeo 1 y el tramo 13 del sondeo 2 han sido correlacionados por su posición estratigráfica, cronología y composición litológica, interpretándose como una capa basal del pozo que representaría la etapa 1 de evolución de su relleno sedimentario. El nivel basal está constituido por gravas de origen antrópico y una matriz de arcillas y limos que se habría depositado por decantación, con posterioridad a las gravas. Se ha interpretado que las gravas fueron vertidas posiblemente tras la construcción del pozo para, probablemente, filtrar el agua y evitar su turbidez por removilización del sedimento fino del fondo (Jiménez-Sánchez et al., 2016), tal como se ha descrito en otros yacimientos arqueológicos (p.e. Pokorný et al., 2006).

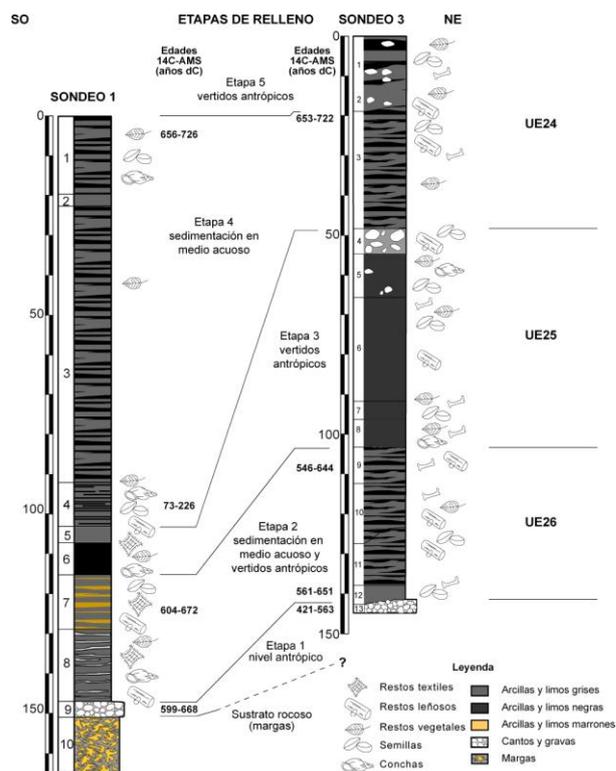


FIGURA 2. Correlación de los sondeos 1 y 3 incluyendo las edades obtenidas mediante radiocarbono (tabla 1) y la interpretación genética del relleno del pozo. Se muestra también la posible correlación con las unidades estratigráficas (UE 24, UE25, UE 26) definidas en la excavación arqueológica (Fernández Ochoa et al., 2016).

En ambos sondeos, el resto de la sucesión está constituido por una alternancia de tramos de arcillas con laminaciones, más abundantes en el sondeo 1, y tramos que además presentan otros materiales más heterogéneos, sin estructuras sedimentarias y con grandes variaciones en textura y composición, que incluyen fragmentos de roca, material de construcción y restos vegetales y de huesos. Las primeras han sido interpretadas como el resultado de episodios de decantación, en un medio con lámina de agua fluctuante, mientras que el segundo tipo de niveles puede ser interpretado como el resultado del predominio de vertidos de origen antrópico, acompañados de otros episodios de caída de material por gravedad. Combinando la información geológica y geocronológica se ha elaborado un modelo de formación del relleno sedimentario del pozo, que incluye las siguientes etapas:

Etapa 1 (anterior? a siglos V-VI): construcción y funcionamiento del pozo. Al menos, la etapa de funcionamiento podría estar representada por el nivel basal de recubrimiento del fondo (tramos 9 del sondeo 1 y 13 del sondeo 3). La datación obtenida en la matriz arcillo-limosa del nivel 13 del sondeo 3 (421-563 años cal dC) postdata este proceso, sugiriendo que la preparación del lecho de gravas y, en consecuencia, la construcción (o remodelación) y funcionamiento del

pozo, pudo haberse realizado con anterioridad a los siglos V-VI.

Etapa 2 (siglos V-VII): comienzo de episodios de sedimentación en medio acuoso de tipo palustre y de colmatación del pozo, con el depósito de materia orgánica del nivel 13 del sondeo 3 (421-563 años cal dC, siglos V-VI). El proceso de colmatación proseguiría en los siglos VI-VII (561-672 años cal dC).

Etapa 3 (siglo VII): vertidos de origen antrópico, con predominio de material sólido, que estarían en correspondencia con los niveles 8 a 4 del sondeo 3 y su parte distal (niveles 6 y 5) en el sondeo 1. El pozo habría sido utilizado como zona de vertido y no como reservorio de agua durante este periodo.

Etapa 4 (siglos VII-VIII): Predominio de los procesos de sedimentación acuosa por decantación (tramos 4 a 1, sondeo 1, tramo 3, sondeo 3), con algún aporte antrópico. Así, el pozo volvió a tener una lámina de agua sobre su relleno, existiendo la posibilidad de que hubiera sido reutilizado. La fecha de inicio de esta etapa es desconocida porque la datación de la base del tramo 4 del sondeo 1 proporcionó una edad más antigua (siglos I a III), que podría ser explicada por la existencia de un vertido. Esta etapa finalizaría a edades similares en los dos sondeos, comprendidas entre 653 y 722 años cal dC (siglos VII-VIII).

Etapa 5 (siglo VIII o posterior): Tras la etapa anterior de sedimentación acuosa, se da una nueva etapa de aportes sólidos al medio. Con ella se iniciaría el proceso final de colmatación de la estructura, que no puede ser establecido con precisión, debido a la falta de conservación de la parte superior de la secuencia del relleno sedimentario.

## CONCLUSIONES

Se ha detectado una importante señal antrópica en el conjunto del relleno sedimentario del pozo romano de la antigua Fábrica de Tabacos de Gijón. Los procesos de relleno detectados se pueden asociar a un ambiente con lámina de agua variable, restringido, al que llegan distintos aportes de restos animales y vegetales y vertidos antrópicos intencionados, similar a un ambiente palustre en condiciones naturales.

El modelo de formación propuesto incluye cinco etapas. La etapa 1 estaría relacionada con la construcción y funcionamiento del pozo, (anterior a siglos V-VI?), mientras que las etapas 2 a 5 son claramente indicativas de la pérdida de funcionalidad de la estructura, proceso que según los datos cronológicos se habría iniciado en los siglos V-VI (421-563 años cal dC) y habría finalizado en el siglo VIII o con posterioridad.

El estudio geológico ha permitido explicar los procesos acaecidos tras el abandono del pozo romano de la Fábrica de Tabacos de Gijón, cuyo relleno sedimentario constituye un archivo geoarqueológico de excepcional interés, porque guarda información de una época poco conocida de la historia de Asturias: la de los siglos VI-VIII.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la empresa Terra Arqueos S.L. su aportación en la realización de los sondeos y al Ayuntamiento de Gijón la financiación de la investigación (proyectos FUO-EM-403-10 y FUO-EM-342-09).

## REFERENCIAS

- Fernández-Ochoa, C., García-Díaz, P., Gil-Sendino, F., y Orejas-Saco Del Valle, A. (2016): El registro arqueológico. Excavaciones en el el Sector 20. En: *La Fábrica de Tabacos de Gijón. Arqueología e Historia de un espacio milenario* (C. Fernández-Ochoa et al., eds). Ayuntamiento de Gijón, Gijón, 110-121.
- Gutiérrez-Claverol, M., Torres Alonso, M., y Luque Cabal, C. (2002): *El subsuelo de Gijón. Aspectos geológicos*. Cervantes-Ayuntamiento de Gijón, Gijón, 462 pp.
- Jiménez-Sánchez, M., González-Álvarez, I., Domínguez-Cuesta, M.J., y Requejo Pagés, O. (2011): Enhancing rescue-archaeology using geomorphological approaches: archaeological sites in Paredes (Asturias, NW Spain). *Geomorphology*, 132: 99-110.
- Jiménez-Sánchez, M., Naves-Ramos, B., Ballesteros, D., Giralt, S., Moreno, A., Valero-Garcés, B., y Jiménez Muñoz, V. (2016): El relleno sedimentario del pozo de la antigua Fábrica de Tabacos de Gijón: un archivo geológico de los siglos VI-VIII. En: *La Fábrica de Tabacos de Gijón. Arqueología e Historia de un espacio milenario* (C. Fernández-Ochoa et al., eds). Ayuntamiento de Gijón, Gijón, 180-189.
- Pokorný, P., Boenke, N., Chytráček, M., Nováková, K., Sádlo, J., Veselý, J., Kuneš, P. y Jankovská, V. (2006): Insight into the environment of a pre-Roman Iron Age hillfort at Vladař, Czech Republic, using a multi-proxy approach. *Vegetation History Archaeobotanic*, 15: 419-433.
- Reimer, P.J., Brown, T.A., y Reimer, R.W. (2004): Discussion: Reporting and calibration of Post-Bomb 14C Data. *Radiocarbon*, 46: 1299-1304.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. y Reimer, R. (2015): Calib Radiocarbon Calibration, versión 7.1.html (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>).

## Prospección arqueofísica del Islote Forban (Sainte Marie, Madagascar)

### *Archaeophysical exploration of Forban Island (Saint-Marie, Madagascar)*

J.A. Morales<sup>1</sup>, J. A. Grande<sup>2</sup> y T. Valente<sup>3</sup>

1 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Avda. 3 de marzo, s/n. 21007 Huelva. [jmorales@uhu.es](mailto:jmorales@uhu.es)

2 Centro de Investigación para la Ingeniería en Minería Sostenible - CIPIMS. Escuela Técnica Superior de Ingeniería. Universidad de Huelva. Ctra. Palos de la Frontera. s/n. 21819 Palos de la Frontera. Huelva. España. [grangil@uhu.es](mailto:grangil@uhu.es)

3 Institute of Earth Sciences, Pole of the University of Minho, Campus de Gualtar, 4710-057 Braga, Portugal. [teresav@dct.uminho.pt](mailto:teresav@dct.uminho.pt)

**Resumen:** El islote Forban se encuentra en el centro del estuario de Ambodifotatra, en la costa oeste de la isla de Sainte Marie (Madagascar). Esta isla fue el centro de una importante actividad pirata a finales del Siglo XVII y principios del XVIII y en ella se establecieron capitanes célebres como Kidd o Labusse, que desde este centro controlaban el paso de embarcaciones comerciales que viajaban a través del océano Índico, cruzando el cabo de Buena Esperanza y pasando cerca de Sainte Marie. Existen documentos que atestiguan que en el islote Forban pudieran estar enterrados uno o varios tesoros. En marzo de 2015 se realizó una prospección arqueofísica con el objetivo de localizar posibles anomalías que pudieran estar en relación con la actividad pirata en el islote. Para ello, se utilizaron técnicas de Geo-radar y una sonda de muy baja frecuencia Abem-Wadi. La prospección ofreció resultados positivos en varios de los perfiles, lo que culminó con el hallazgo de un importante tesoro por parte de las autoridades malgaches.

**Palabras clave:** Islote Forban, prospección arqueofísica, Geo-radar, Abem-Wadi.

**Abstract:** Forban Island is located on the center of the Ambodifotatra Estuary, in the west coast of Sainte Marie Island in Madagascar. This island was the headquarter of an important pirate activity in the late XVII and early XVIII centuries and there operate famous captains as Kidd or Labusse. From this headquarter the pirates controlled the navigation of commercial ships which travelled across the Indian Ocean to the Cape of New Hope passing nearby Sainte Marie coasts. Different documents suggest that in Forban Island would be one buried or more treasures. In march 2015 an archaeophysic prospection was conducted to locate possible anomalies related with the pirate activity in the island. To get this objective Ground-Penetration Radar techniques and an Abem-Wady very low frequency sound. This prospection obtained positive results in some of the profiles. Finally an important treasure was found by Malagasy authorities.

**Key words:** Forban island, archaeophysics prospection, Ground-Penetrating Radar, Abem-Wadi.

## INTRODUCCIÓN

A finales del Siglo XVII el pirata humanista James Misson, con la colaboración de un fraile dominico llamado Caraccioli, fundó una colonia utópica llamada Libertalia al noreste de Madagascar. En principio, esta colonia fue ideada como refugio de piratas con actividad en el océano Índico de forma semejante a lo que supuso la isla Tortuga para los piratas del Caribe. La gran diferencia es que Libertalia fue fundada bajo unos principios de convivencia que se guiaban por la igualdad de derechos entre personas de distinta raza y nacionalidad, en la que el sistema de gobierno era por completo democrático y todo estaba sometido a votaciones igualitarias. En la colonia no había diferencias entre clases sociales y el dinero se guardaba conjunta e igualitariamente. Al ser su población un ejemplo de convivencia multiétnica, la comunidad hablaba una lengua franca parecida al esperanto, mezcla de francés, inglés, holandés, portugués y

malgache. La elección de Madagascar se fundamentó en que ninguna de las potencias de la época había reclamado la isla como colonia, además de su evidente interés geo-estratégico (Baer, 2007; Leeson, 2010).

Se ha debatido ampliamente sobre la existencia real de Libertalia y sobre su emplazamiento en la costa noreste de Madagascar (Gosse, 1946; Grey, 1971; Woodard, 2007). Hoy, las pruebas arqueológicas parecen demostrar que se situó alrededor de la Bahía de Ambodifotatra, en la cara oeste de la isla de Sainte Marie, una pequeña isla alargada, de unos 50 kilómetros de largo por 6 de ancho situada al noreste de la costa de Madagascar (Fig. 1).

Los firmantes de este trabajo recibimos el encargo por parte de la productora *October Films Ltd.* para prospectar mediante estudios geofísicos y localizar posibles anomalías metálicas que pudieran identificarse con tesoros enterrados.

La zona de trabajo se centró en el islote Forban, donde se supone que pudieron ser enterrados los

tesoros de los Capitanes La Buse y Kidd. Evidentemente, los fines de esta productora estaban centrados en la filmación de un documental con el objetivo de proyectarlo en *History Channel*.

## METODOLOGÍA

Durante dos semanas los trabajos de prospección se desarrollaron con total autonomía y sin ser interferidos por las labores de filmación. A lo largo del islote se trazaron diferentes perfiles que fueron prospectados utilizando dos técnicas geofísicas diferentes. Por una parte, se utilizó un Geo-radar MALA con una antena de frecuencia 800 KHz y, por otra, se utilizó una sonda Abem Wadi VLF. Esta sonda capta ondas de muy baja frecuencia emitida por emisoras de radio militares después de que hayan atravesado el terreno, captando todas las anomalías del mismo, entre las cuales se encuentran posibles fallas, acuíferos o elementos metálicos. Esta última tecnología ha sido utilizada recientemente con fines arqueológicos en la localización de la tumba de Cleopatra (Abbas et al. 2012).

En el islote Forbán se establecieron dos zonas de estudio (Fig. 2). En la parte oeste del islote es conocido que se situaba un antiguo fortín. Este fortín es ahora una zona llana utilizada como campo de cultivo y no presentó mayor dificultad en su prospección. Se realizaron tres perfiles paralelos que cubrían toda su superficie, además de uno diagonal.

En la parte más oriental del islote la pendiente era muy escarpada, además de estar completamente colonizada por vegetación selvática. Esto hizo necesario limpiar previamente los perfiles. En esta zona de la isla las líneas fueron trazadas de forma transversal a unas lineaciones que podían observarse a través de la selva en las fotografías aéreas y que se decía que eran unos antiguos túneles trazados por los buscadores de tesoros.

Todos los puntos de inicio y final de las líneas fueron localizados usando GPS.

## RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Los perfiles de Geo-radar realizados en el antiguo fortín mostraron una única anomalía, que también apareció en los registros de Abem-Wadi del perfil Pirate 5. Esta anomalía consistía en una estructura lineal alargada que discurría entre un antiguo pozo y la línea de costa (Fig. 3A). Esta estructura fue interpretada como una antigua acequia.

En la zona oriental de la isla, los perfiles Pirate 4 y 6 no mostraron anomalías, sin embargo en el perfil Pirate 3 se cortó netamente con el Geo-radar una anomalía vertical. Ésta coincidía con los cimientos de un muro construido artificialmente, y que afloraban en la superficie del terreno (Fig. 3B).

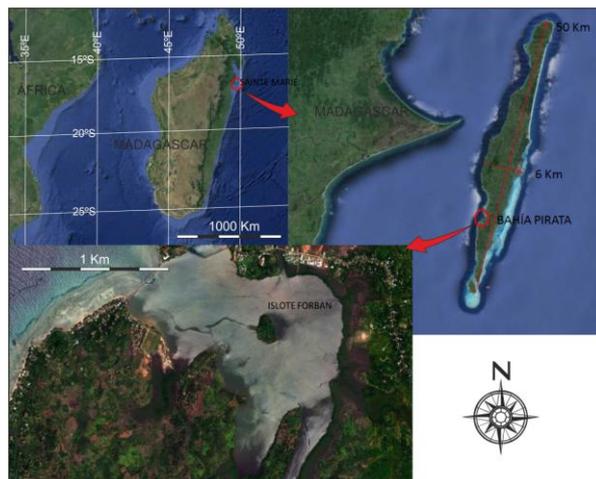


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio.



FIGURA 2. Localización de los perfiles realizados en el Islote Forbán. Los perfiles en amarillo sólo se realizaron utilizando Geo-Radar, mientras que los rojos se prospectaron con las dos técnicas utilizadas. La línea azul marca la localización de un hipotético túnel.

Fue precisamente el perfil Pirate 3 el que ofreció los mejores resultados con la sonda VLF Abem-Wadi, al aparecer una fuerte anomalía subsuperficial de, al menos 3 metros de anchura, que se extendía por encima de los 5 metros de profundidad. Los resultados obtenidos con esta sonda fueron procesados a través de dos *softwares* diferentes. Por un lado, el tratamiento con el programa *SECTOR* permitió obtener una clara imagen en blanco y negro de la anomalía, permitiendo además separarla de una zona de alta conductividad electromagnética relacionada con una posible intrusión marina en la zona de manglar anexa a la zona estudiada (Fig. 4). Adicionalmente, se trataron los datos obtenidos con el programa *RAMAG*, que convierte los datos espaciales en una imagen en color que refleja los incrementos de conductividad electromagnética respecto a las zonas adyacentes (Fig. 5). Ambas imágenes permitieron identificar a esta anomalía como

una respuesta de alta conductividad electromagnética de origen artificial, compatible con una importante acumulación de metales.

La misión de este equipo de investigación finalizó al entregar un detallado informe al Delegado regional del Ministerio de Cultura, Jacquit Vanghou y tuvimos

que regresar a España sin conocer el resultado arqueológico. Al parecer, semanas después de que volviéramos a España, las autoridades locales forzaron una excavación, de la que se extrajo un importante tesoro. Hasta ahora no ha trascendido la naturaleza de este tesoro, ni su valor real, ni el lugar en el que se encuentra depositado.

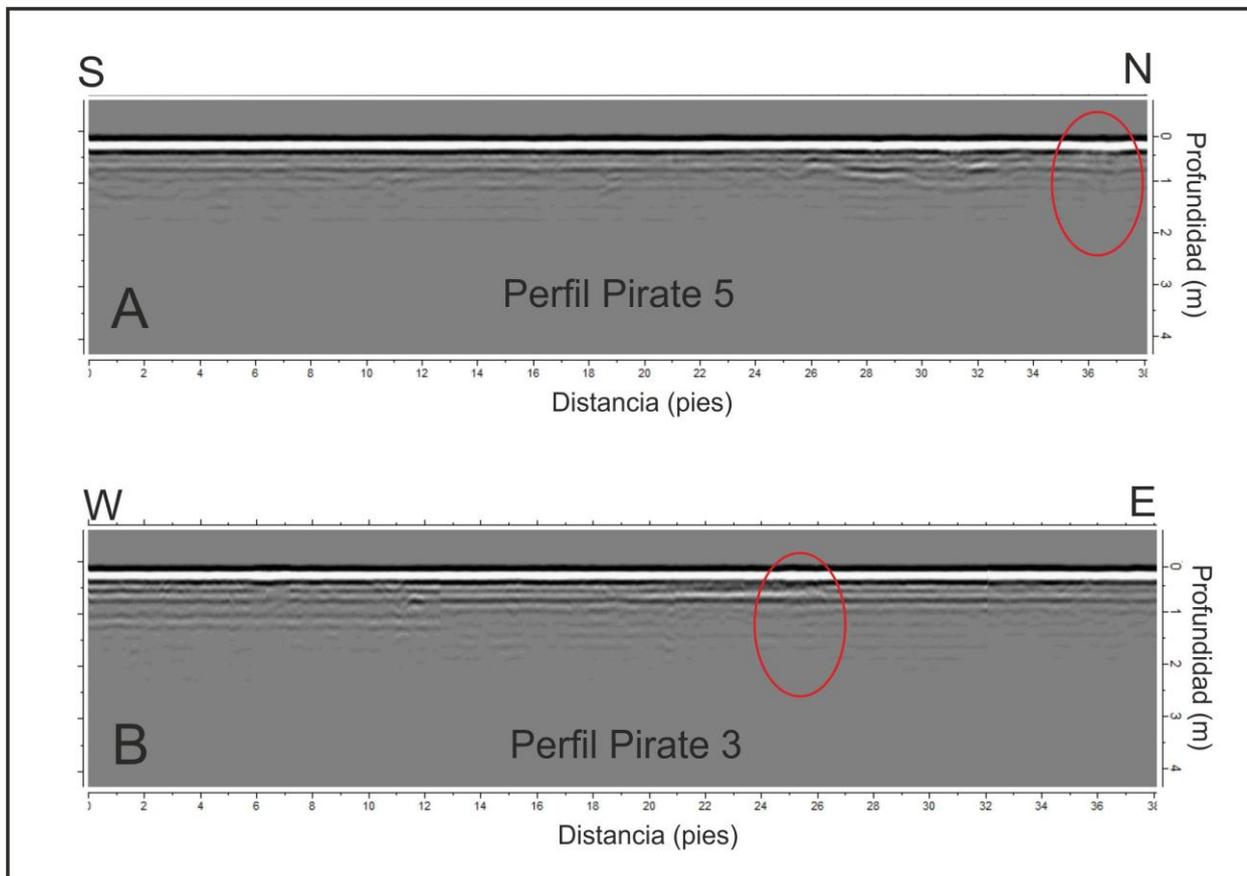


FIGURA 3. A) Perfil de Geo-radar en el fortín, donde se muestra la anomalía interpretada como una antigua acequia. B) Perfil de Geo-radar Pirate 3, donde se muestra la anomalía interpretada como los cimientos de un muro.

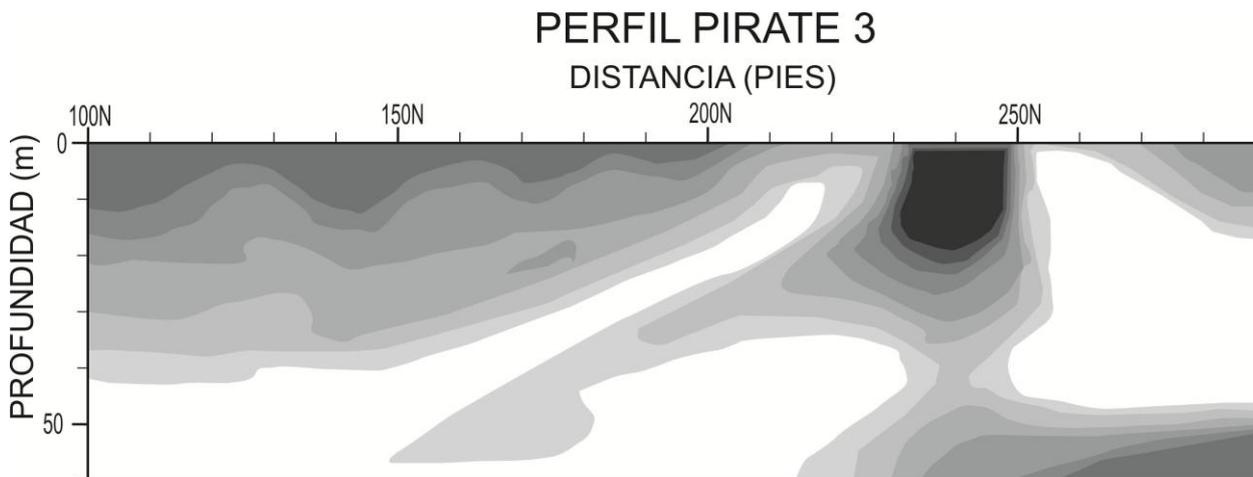


FIGURA 4. Parte final del perfil Pirate 3 obtenido con la sonda VLF Abem-Wadi, procesado con el software *SECTOR*. Se observa una gran anomalía en colores oscuros en torno a la distancia 240 pies. A la derecha abajo se observa una zona de mayor conductividad debida a la presencia de un acuífero de agua salada.

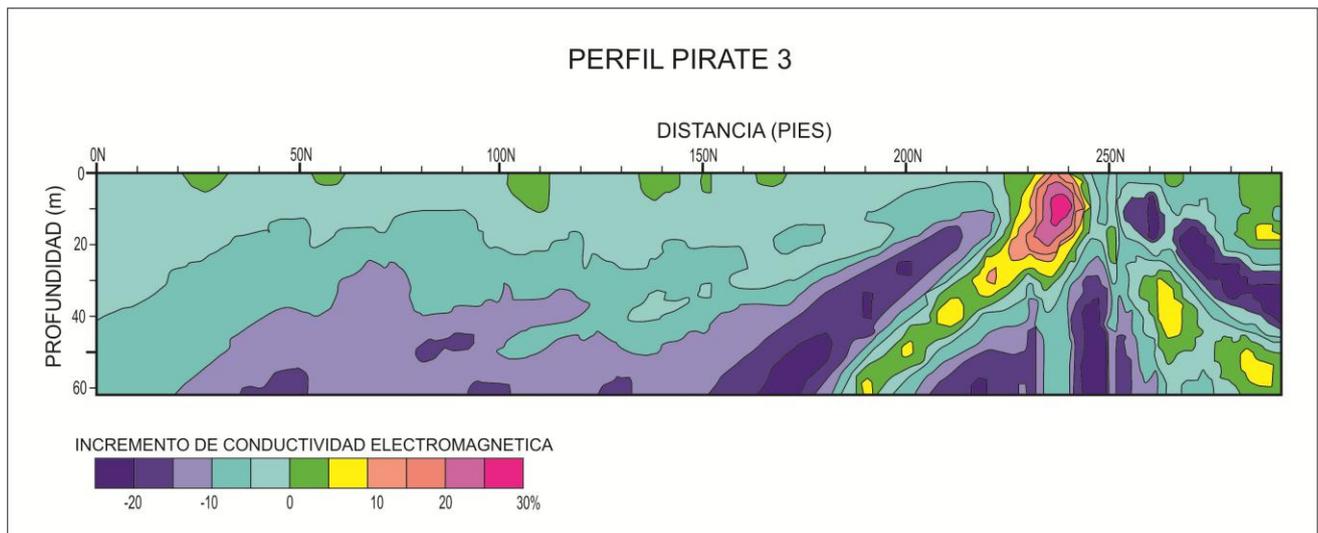


FIGURA 5. Perfil Pirate 3 obtenido con la sonda VLF Abem-Wadi, procesado con el software RAMAG para obtener incrementos de conductividad electromagnética. Con colores rosáceos se observa la misma anomalía que en la figura anterior, aunque la intrusión salina de la zona inferior derecha ha dejado de observarse.

## CONCLUSIONES

El empleo conjunto de técnicas geofísicas tales como Geo-radar y sondas VLF se ha demostrado útil en la localización de elementos de interés arqueológico. En aquellos elementos no metálicos, el Geo-radar permite obtener una buena aproximación, así como de una buena delimitación cartográfica de elementos arquitectónicos enterrados.

Para elementos metálicos, la sonda VLF permite obtener resultados muy precisos en cuanto a la profundidad y dimensiones de las anomalías. En este caso, el tratamiento de los datos con el software *SECTOR* se ha demostrado muy útil en la elaboración de perfiles del subsuelo.

La aplicación de estos métodos en el islote Forbán (Isla Sainte Marie, Madagascar) ha permitido obtener buenos resultados, tanto en la delimitación de estructuras antrópicas sumergidas como acequias y muros, permitiendo además la localización de un importante tesoro enterrado.

Los resultados de esta investigación han sido divulgados en el sexto capítulo de la serie documental "El tesoro perdido de los caballeros templarios", emitido en España en el canal Historia en febrero de 2016.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por October Films, LTD.

## REFERENCIAS

- Abbas, A.M.; Khalil, M.A.; Massoud, U.; Santos, F.M; Mesbah, H.A.; Lethy, A.; Soliman, M. and Ragab, S.A. (2012): The implementation of multi-task geophysical survey to locate Cleopatra Tomb at Tap-Osiris Magna, Borg El-Arab, Alexandria, Egypt "Phase II". *Journal of Astronomy and Geophysics*, 1: 1-11.
- Baer, J.H. (2007): *British Piracy in the Golden Age: History and Interpretation, 1660-1730*. Pickering and Chatto, London, 4 vols., 1760 pp.
- Gosse, P. (1946): *The History of Piracy*. Tudor Publishing Company, New York, 349 pp.
- Grey, C. (1971): *Pirates of the Eastern Seas (1618-1723): a lurid page of history*. Kennikat Press, London, 336 pp.
- Leeson, P.T. (2010): Pirational choice: The economics of infamous pirate practices. *Journal of Economic Behavior & Organization*, 76: 497-510
- Woodard, C. (2007): *The Republic of Pirates: Being the True and Surprising Story of the Caribbean Pirates and the Man Who Brought Them Down*. Harcourt, New York, 388 pp.

# Record of a Roman Earthquake (2<sup>nd</sup> Century AD) in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain): Micromorphological analysis of liquefaction

## *Registro de un terremoto romano (siglo II AD) en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España): Análisis micromorfológico de niveles de licuefacción*

P.G. Silva<sup>1</sup>, E. Roquero<sup>2</sup>, M.A. Rodríguez-Pascua<sup>3</sup>, P. Huerta<sup>1</sup>, T. Bardaji<sup>4</sup>, J.L. Giner<sup>5</sup>, M.A. Perucha<sup>3</sup> and J.Elez<sup>1</sup>

1 Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila. España; [pgsilva@usal.es](mailto:pgsilva@usal.es)

2 Dpto. Edafología. E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España. [elvira.roquero@upm.es](mailto:elvira.roquero@upm.es)

3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME). C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España; [ma.rodriguez@igme.es](mailto:ma.rodriguez@igme.es), [ma.perucha@igme.es](mailto:ma.perucha@igme.es)

4 U.D. Geología. Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares (Madrid), España. [teresa.bardaji@uah.es](mailto:teresa.bardaji@uah.es)

5 Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid. España; [jorge.giner@uam.es](mailto:jorge.giner@uam.es)

**Resumen:** Este estudio presenta evidencias sedimentológicas y micromorfológicas de la ocurrencia de un terremoto de época Romana (II siglo AD) en las antiguas zonas palustres del sector central de la Depresión del Guadalentín (Murcia). Los análisis sedimentológicos (afloramiento), texturales y micromorfológicos (lámina delgada) muestran claros signos de licuefacción con el desarrollo de convolutas, inyecciones de arena y estructuras boudinadas en materiales limo-arenosos a meso y micro-escala. El análisis muestra la capacidad de este tipo de estudios para identificar paleosismos de magnitud  $\leq 5,0$  Mw en el límite de sensibilidad (VI-VII) de la Escala Macrosísmica ESI07.

**Palabras clave:** Micromorfología, deformaciones sin-sedimentarias, licuefacción, Guadalentín, Murcia, SE España.

**Abstract:** This study present sedimentological and micromorphological evidence on the occurrence of an ancient seismic event of Roman age (2<sup>nd</sup> Century AD) in the ancient palustrine environments of the Guadalentín Depression (Murcia). Sedimentological (outcrop-scale), textural and micromorphological (thin-section) analyses evidence clear signals of liquefactions, such as the development of convolute lamination, injection dikes and boudinage levels on sandy-silt materials at both meso and micro-scale. The study shows the capability of this kind of analyses in the identification of paleoseismic events with size  $\leq 5.0$  Mw on the sensitivity threshold (VI-VII) of the ESI07 Intensity Scale.

**Key words:** Micromorphology, sof-sediment deformation, liquefaction, Guadalentín, Murcia. SE Spain.

## INTRODUCTION

The Guadalentín Depression is the more outstanding landscape feature generated by strike-slip faulting within the central segment of the Eastern Betic Shear Zone (EBSZ). This tectonic depression is bounded by the NE-SW sinistral strike-slip faults of Lorca-Alhama de Murcia (LAF) to the West and by the Palomares (PLF) and North-Carrascoy (NCF) to the East. However in its central sector a set of roughly N-S trending normal faults delimit its boundary with the Campo de Cartagena basin (Fig. 1). Several studies identify relevant drainage changes in this area from the Bronze Age to Roman times (Silva et al., 2008; Calmel-Avila et al., 2009). This zone evolved under lacustrine to palustrine (playa-lake) conditions until at least Roman times. In detail the zone was subject to fluvial capture processes from the Late Bronze Age resulting in the progressive fragmentation of the ancient Holocene lacustrine-palustrine environments and the establishment of likely-exorheic conditions by canalization works developed during Muslim times

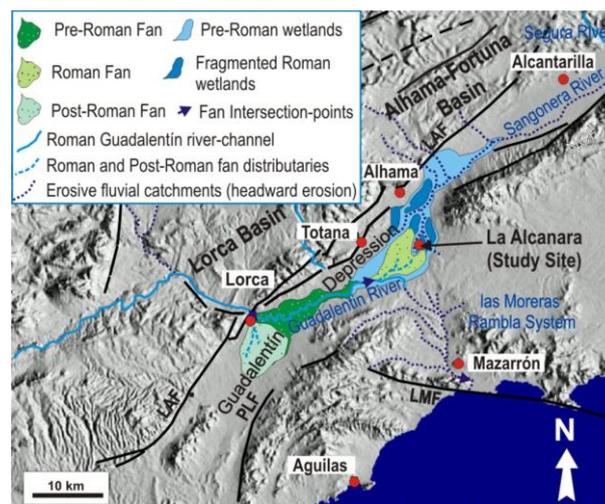


FIGURA 1. Paleogeographical sketch-map of the Guadalentín Depression during Roman times, showing the main faults of the area: (Silva et al., 2008). The studied Roman palustrine levels record the occurrence of soft-sediment

deformation structures probably linked to an ancient earthquake in the zone. The present work is focused in the sedimentological and micromorphological analyses of the liquefaction features, as well as in the geochronology of the observed deformations. The analyses provide evidence on the event-intensity, age and more significant meso and micro features of the liquefied level in the central sector of the Guadalentín Depression, near the locality of Totana (Fig. 1).

## THE LIQUEFIED HORIZON

The liquefied horizon is recorded in the central sector of the Guadalentín Depression, c. 10 km ESE of the locality of Totana in the present inset channel-valley of the Guadalentín River (Fig. 1). The site is located close to the La Alcanara geodetic landmark, in the present incised channel of the Guadalentín river. The stratigraphy of the zone is reasonably well stated by the battery of  $^{14}\text{C}$  dates collected for the central sector of the Guadalentín Depression by Calmel-Avila (2002), Silva et al. (2008) and Calmel-Avila et al. (2009). Figure 2 shows the main stratigraphic units in the zone of Neolithic, Chalcolithic, Bronze Age, Roman and Medieval age, most of them separated by differently developed paleosols. The more outstanding paleosol in the zone is that corresponding to the Late Bronze Age with characteristic reddish to orange color (Calmel-Avila, 2002). This paleosol records the main ancient environmental rupture occurred in the area: the fragmentation and progressive desiccation of the old prehistoric wetlands. As a consequence of the Sangonera-Guadalentín fluvial capture (Silva et al., 2008). This environmental catastrophe triggered the overall depopulation of the area, the nearly total abandonment of the Bronze Age sites (Calmel-Avila, 2002). The re-establishment of sedimentation during Roman times produced the re-filling of the incised pre-roman channels in the central sector of the Depression (Figs. 1 and 2), giving place to the occurrence of fragmented palustrine zones and distal aggradation fan-lobes feed by the Guadalentín alluvial fan channel and tributaries (Silva et al., 2008).

The liquefied horizon is located in the base of a more complex soft-sediment deformation level 28 cm thick (Fig. 3). The deformed level is presently buried by a fluvial terrace deposit (+5-6 m above the present river thalweg) of Medieval age (Fig. 2). The liquefied level is placed onto a discrete charcoal level, dated ( $^{14}\text{C}$ ) in  $1900 \pm 35$  BP and  $1890 \pm 35$  BP by two different laboratories (Fig. 2; Silva et al., 2008). The resulting calibrated calendar ages presented by these authors, AD 49 - 133, place these deposits within the Roman period (second half of the 1<sup>st</sup> century to the first half of the 2<sup>nd</sup> century).

The liquefied level (10-12 cm thick) consists of laminated deposits featured by the inter-bedding of centimetric to milimetric thick fine sands-coarse silts and clayey silt levels clearly disrupted by multiple injection structures (Fig. 3). Textural analyses of the liquefied materials indicate that these consist on convolute lamination and small fine-sand to silt size (0.2 – 0.02 mm) injection dikes disrupting clayey silt laminated levels with dominant (c. 80%) particle diameters between 0,02 – 0,002 mm. The liquefied level is overlaid by disrupted bodies of fine sand and laminated silt and clays showing some minor injection structures and chaotic internal structure, specially the sandy levels (Fig. 3). Eventually the soft-sediment deformation structures finish upwards in a thin fairly warped level of fine sands, which would represent the ancient sub-aquatic floor of the palustrine (playa-lake) area coetaneous to the underlying soft-sediment deformations. The whole deformed level is sealed by horizontal thick-laminated sand and silt levels (Fig. 3).

## MICRO MORPHOLOGICAL ANALYSES

Micro-morphological analyses of soft sediment deformations are commonly related to glacial environments or cryoturbations (Phillips et al., 2013). Data reported by these authors focus on soft-sediment deformation features printed in sub-glacial laminated tills triggered by differential loading or by shearing stress caused by the movement of the overlying ice-

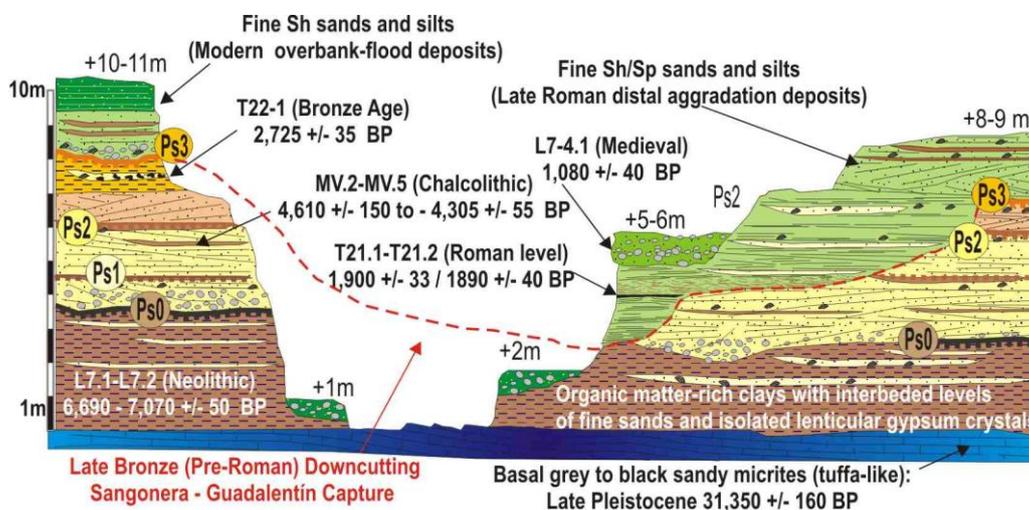


FIGURE 2. Synthetic cross-section of La Alcanara site displaying the different historic and pre-historic stratigraphic units existing in the

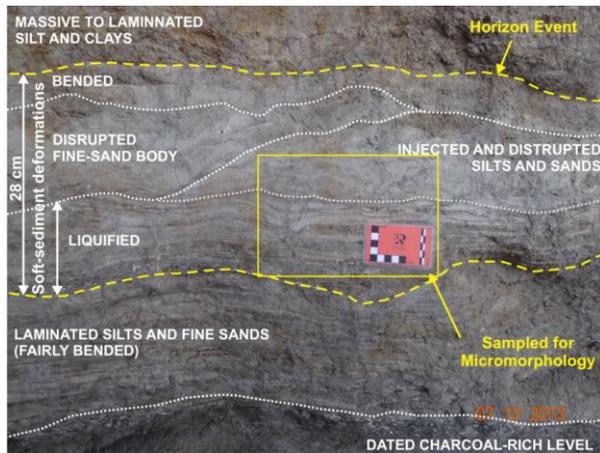


FIGURE 3. Detailed view of the soft-sediment deformation level outcropping at La Alcanara site. Observe different deformational

caps. At present, there are not micro-morphological analyses of suspect soft-sediment deformations triggered by seismic shaking.

In detail, the upper few centimeters of basal liquefied horizon displays convolute lamination and injection dikes isolating fine sand lenticular “micro-pebbles” resembling boudinage-like structures (Figs. 3 and 4). Micromorphological analyses on thin sections evidence the generation of similar fine-sand lenticular pebbles at millimetric scale, as well as disharmonic folding and warping of finer silt levels (Figs. 4a and b). These are surrounding the sand-pebbles and more detailed images show that silt levels are graded with smaller particle sizes in their inner edges (Fig. 4c), which is clear evidence of liquefaction (i.e. Phillips et al., 2013). In addition, the thin silt films surrounding the micro-pebbles show the occurrence of cross-shaped shear planes (Fig. 4b) providing evidence of differential shearing between the two different particle-size populations within the sample. In fact, it seems to be that both particle size laminas underwent liquefaction. Density contrasts between the two liquefied sediments led to the development of a complex „vinaigrette-like” texture as those reported in subglacial environments (i.e. Phillips et al., 2013). In our case these comprise rounded to lenticular silt-sandy pebbles within a matrix of variably homogenized and graded clayey silt (Fig. 4c).

Thin section analyses on the overlying disrupted levels show evidence of hydro-fracturing and the formation of subsidiary lenticular fine-sand isolated pebbles (Fig. 4d). The micromorphology evidence the hydro-fracturing injection of fine-sand dykes in better consolidated silt-size materials and some kind of silt grading in the lower zones of the protruded silts (Fig. 4d). Differences between the liquefied horizon (Figs. 4b and c) and the upper disturbed levels (Fig. 4 d) seem to be presumably related to the water content (moisture) of the disturbed sediments during their

deformation. Irregular cracks are dominant in the upper zone (disturbed) and more plastic (curved ones) are present in the basal liquefied horizon, including boudinage, rounded lenticular sand pebbles, lobulated contacts and micro-flame structures. In summary, the more significant microscopic features of liquefaction (Phillips et al., 2013) are present in the studied samples. In absence of suspect overburden triggers in the zone, we interpret the recorded soft-sediment deformation structures as seismites, as those commonly recorded in lacustrine and palustrine environments (i.e. Rodríguez-Pascua et al., 2010; Becker et al., 2002).

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The set of soft-sediment deformations features observed at the outcrop scale have been subject of thin section analyses. The micromorphological features include the occurrence of mm-size convolute laminations, injection dikes (hydrofracturing) and the generation lenticular sand bodies (micro-pebbles) and boudinage-like laminations (Figs.3 and 4a). These features are identified as classical pillow and dishes structures in macro and meso-scale analyses (i.e. Rodríguez-Pascua et al., 2010). The performed analyses indicate that fine-sandy silt levels were preferentially mobilized intruding in finer clayey silt levels. Shearing structures in the confining clayey silt materials are evident in the borders of injected fine-sand dykes (Fig. 4b and c). However, the micromorphological features suggest that both types of sediments underwent differential liquefaction generating „vinaigrette-like” texture featuring liquefaction processes in other environments (i.e. Phillips et al., 2013).

Taking into account the thickness of the basal liquefied level (10-12 cm) and the particle size of the liquefied materials (< 0.02 mm), it is possible to estimate the minimum size of the intervening seismic event. Following the geological guide-lines of the Environmental Seismic Intensity ESI-07 (Silva et al., 2015), is possible to relate the recorded seismites to seismic sacking of intensity  $\geq$  VI. This is the minimum threshold for the occurrence of sand ejection at surface, no observed in our case. On the other hand empirical limits for liquefaction (i.e. Rodríguez-Pascua et al., 2009) indicate that the minimum magnitude of the intervening event will be 5.0-5.5 Mw. In summary, the analyzed level of soft-sediment deformations suggest the occurrence of a c. 5.0 Mw earthquake causing seismic shaking of intensity VI to VII in the central sector of the Guadalentin Depression. The charcoal level pre-dating the deformation indicates that this ancient earthquake took probably place during the 2<sup>nd</sup> century AD (Roman times).

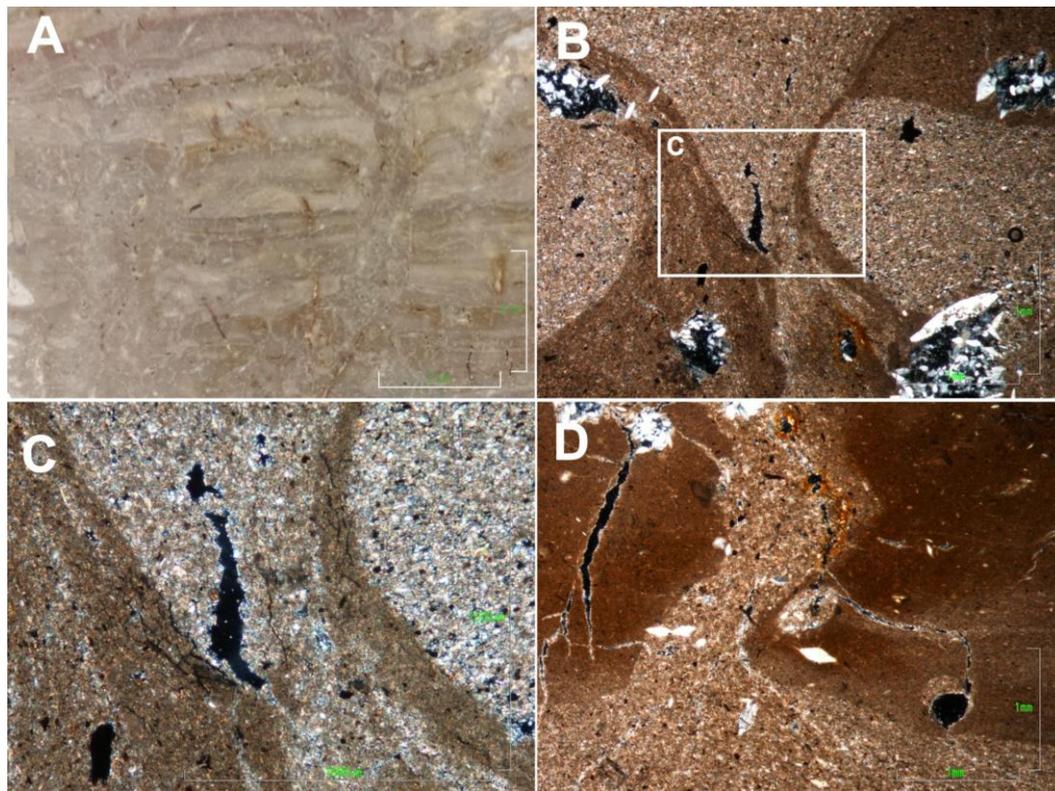


FIGURE 4. (a) Sampled block for micromorphological analyses displaying clear liquefaction features at meso-scale. (b) Thin section showing convoluted and injected fine-sand bodies in graded fine silt-size materials. (c) Detail of the occurrence of micro-shearing

The proposed size parameters for the Roman earthquake are within the range of the stronger historical and instrumental earthquakes produced by the Lorca-Alhama de Murcia Fault (Martínez-Díaz et al., 2012), the more probable seismic source for this event. The discrete liquefied horizon provides evidence of an ancient Roman earthquake not cataloged in the Spanish seismic catalogue or identified in paleoseismic analyses (Martínez-Díaz et al., 2012). The micromorphological study developed in this work, evidences that future similar analyses would probably record the occurrence of no-surface faulting paleoseismic events in the range, or even fairly down, to 5.0 Mw with seismic intensities of VI-VII ESI-07.

#### ACKNOWLEDGMENTS

Supported by CGL2012-37281-C02.01, CGL2015-67169-P (USAL), CGL2015-69919-R (UAH) and CATESI-07 (IGME). A contribution of the W.G. QTECT-AEQUA.

#### REFERENCES

- Becker, A., Davenport, C.A. and Giardini, D. (2002): Paleoseismicity studies on end-Pleistocene and Holocene lake deposits around Basle, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 149: 659–678.
- Calmel-Avila, M. (2002): The Librilla “rambla” an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain). *Quaternary International*, 93-94: 101-108.
- Calmel-Avila, M., Silva, P.G., Bardaji, T., Goy, J.L. and Zazo, C. (2009): Drainage system inversion in the Guadalentín Depression during the late Pleistocene–Holocene (Murcia, Spain). In: *Advances in studies of desertification* (Romero, C., et al., eds.). Serv. Pub. Univ. Murcia, 461–464.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E. and Ortunño, M. (2012): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 170–181.
- Phillips, E., Lipka, E. and Van der Meer, J.M. (2013): Micromorphological evidence of liquefaction, injection and sediment deposition during basal sliding of glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 81: 114 – 137.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V.H., Israde-Alcántara, I. and Pérez-López, R. (2010): Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). *Quaternary International*, 219: 66 -78.
- Silva, P.G., Calmel-Avila, M., Bardaji, T., Goy, J.L. and Zazo, C. (2008): Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. *Geomorphology*, 100: 144-153.
- Silva, P.G., Guerrieri, L. and Michetti, A.M. (2015): Intensity scale ESI 2007 for assessing earthquake intensities. In: *Encyclopedia of Earthquake Engineering*, (Beer, M. et al., Eds.), Springer-Verlag, Berlin, Germany, 1219-1237.

# Evolución paleoambiental holocena de la Bahía Algeciras/Gibraltar

## *Holocene palaeoenvironmental evolution of Algeciras/Gibraltar Bay*

M.J. Clemente-Pérez<sup>1</sup>, M.L. González-Regalado<sup>1</sup>, J. Rodríguez-Vidal<sup>1,5</sup>, L.M. Cáceres<sup>1,5</sup>, A. Toscano<sup>1</sup>, P. Gómez<sup>1,5</sup>, F. Ruiz<sup>1</sup>, M. Abad<sup>2</sup>, C. Finlayson<sup>3</sup>, G. Finlayson<sup>3</sup> y D. Fa<sup>4</sup>

- 1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21071 Huelva, España. [mariajje@hotmail.es](mailto:mariajje@hotmail.es)  
 2) Departamento de Geología. Universidad de Atacama. Copiapó, Chile.  
 3) The Gibraltar Museum, 18-20 Bomb House Lane, PO Box 939. Gibraltar, UK.  
 4) The University of Gibraltar, Campus de Punta Europa, Gibraltar, UK.  
 5) Campus Internacional de Excelencia CEIMAR, C/ Cantero Cuadrado, Universidad de Huelva, 21071 Huelva, España.

**Resumen:** La bahía de Algeciras/Gibraltar ha sufrido a lo largo del Holoceno fluctuaciones del nivel marino que han afectado a los procesos sedimentarios y han condicionado su evolución ambiental. Este estudio analiza varios testigos de sondeos geotécnicos realizados en el extremo septentrional del Peñón de Gibraltar, en la zona “*The Inundation lagoon*”, próxima al aeropuerto. El análisis sedimentológico y paleontológico de estos testigos ha aportado datos sobre la evolución paleoambiental reciente de la bahía Algeciras/Gibraltar. Se han diferenciado hasta 5 etapas evolutivas controladas por el ascenso del nivel del mar durante el presente periodo interglaciar, así como por la dinámica costera, eventos de alta energía y por la acción antrópica. La secuencia registra una etapa inicial marina infralitoral que evoluciona gradualmente hacia condiciones marinas marginales (bahía). Esta bahía queda abierta o cerrada al mar intermitentemente, dando paso a una laguna costera. Esta laguna se va colmatando rápidamente, quedando registrados niveles de eventos de alta energía, diferenciados por las asociaciones de fauna marina, que se vinculan al tsunami producido tras el terremoto de Lisboa de 1755. En la fase final de colmatación de la laguna se produjo el relleno natural terrestre con depósitos antrópicos en la parte más superficial.

**Palabras clave:** Holoceno, Algeciras, Gibraltar, Paleoambiente, Paleontología.

**Abstract:** During the Holocene Algeciras/Gibraltar Bay has experienced sea-level fluctuations that have affected the sedimentary processes and have conditioned its environmental evolution. This study analyses various geotechnical cores drilled at the northern end of the Rock of Gibraltar, in the so-called “*The Inundation lagoon*”, close to the airfield. Sedimentological and paleontological analyses of these cores have provided data on the mid-late Holocene environmental evolution of Algeciras/Gibraltar Bay. We have identified five evolutionary stages controlled by sea level rise during the present interglacial highstand, coastal dynamics, high-energy marine events and anthropogenic activity. The sequence registers an early marine infralittoral stage gradually evolving into marginal marine conditions (bay). This bay was open or closed intermittently to the sea, giving way to a coastal lagoon. This lagoon rapidly silted up, with high-energy events recorded by the association of marine fauna, which have been linked to the tsunami that followed the 1755 Lisbon earthquake. The final stage of the silting up process corresponds to a terrestrial sedimentation with very recent anthropogenic deposits at the top of the sequence.

**Key words:** Holocene, Algeciras, Gibraltar, Palaeoenvironment, Paleontology.

## INTRODUCCIÓN

El registro geológico marino y costero del Estrecho de Gibraltar ha sido clave para el estudio de las fluctuaciones del nivel del mar durante del Holoceno. A partir del estudio sedimentológico y paleontológico de diversos testigos de sondeos geotécnicos, realizados para la ampliación del aeropuerto por la empresa Sergeyco Andalucía S.L. y localizados en el extremo septentrional del Peñón de Gibraltar, se aportan datos sobre la evolución paleoambiental holocena de la bahía Algeciras/Gibraltar. Este estudio se localiza en la zona denominada como *The Inundation* (Fig. 1), una antigua laguna costera, recientemente colmatada por actividad

humana, que presenta un registro sedimentario de sondeo de hace más de 4000 años (Rodríguez-Vidal et al., 2011). La antigua laguna se adosaba a la cara norte del Peñón y se formó por un doble tómbolo, de arena a Poniente y grava-arena a Levante, que unía el Peñón rocoso con el continente. Esta zona está actualmente desecada y ocupada por edificaciones e infraestructuras urbanas, por lo que la laguna ya no existe.

## METODOLOGÍA

Se han estudiado dos testigos de sondeo; BH2 con una longitud de 9 m, del que se han estudiado 20 muestras representativas (ver Clemente-Pérez et al.,

2013), y BH1, de casi 20 m de longitud, de los que se han analizado 35 muestras en total (Fig. 2). Inicialmente se procedió al análisis textural y sedimentológico de las distintas facies. Posteriormente se seleccionaron 10 gr de cada muestra para su levigado y el estudio paleontológico, procediendo a la identificación con lupa binocular de la malacofauna (gasterópodos y bivalvos) y de la microfauna (asociaciones de foraminíferos y ostrácodos). En la parte superior del testigo BH2 se han datado (*Beta Analytic*) dos muestras de materia orgánica por  $^{14}\text{C}$ -AMS, que ofrecen edades calibradas a  $2\sigma$  de 2750-2850 años BP en la muestra 215 y de 3980-4290 años BP en la muestra 264 (Rodríguez-Vidal et al., 2011).



FIGURA 1. Localización geográfica de la zona de estudio y de los sondeos (BH-1/2) realizados en las inmediaciones de las pistas del aeropuerto de Gibraltar.

## RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Las asociaciones de foraminíferos en las muestras estudiadas, junto con el análisis sedimentológico de los dos testigos de sondeo (Fig. 2) y la revisión de trabajos publicados, han permitido diferenciar hasta 5 etapas de evolución de este sector, controladas por la fase final de ascenso eustático durante el Presente Interglaciario, la dinámica costera y, en última instancia, por la acción de eventos marinos de alta energía y la actividad humana.

Las etapas evolutivas (Fig. 3) se describen de mayor a menor antigüedad y de muro a techo de los sondeos, siguiendo la correlación estratigráfica de los niveles estudiados en la figura 2:

**Etapas 1:** Predominaron las condiciones marinas someras, representadas por la asociación de foraminíferos bentónicos *Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*, *E. macellum*, *E. advenum*, *Quinqueloculina vulgaris*, *Q. contorta*, *Q. lucida* y *Lenticulina inornata*, así como gasterópodos marinos (p.e. *Euspira fusca*, *Peringia ulvae*), espículas de equinoideos y fragmentos de bivalvos (p.e. *Acanthorcadia aculeata*, *Cardium edule*).

**Etapas 2:** Registra un tránsito gradual hacia condiciones marinas marginales (bahía-marisma) con predominio de *Ammonia tepida*, *Elphidium advenum*, *E. crispum*, *E. aculeatum* y *Quinqueloculina seminulum*, *Q. lucida*, *Hanzawaia bouena* y *Haynesina germanica*. Gasterópodos marinos como *Alvania tessellata*, *Nassarius reticulatus*, *Columbella rustica* y restos de bivalvos, como *Chamellea gallina* y *Scrobicularia plana*.

**Etapas 3:** Formación de una laguna costera (lagoon) con conexión marina intermitente, registrada por la abundancia de foraminíferos como *Ammonia tepida* y escasos ejemplares de *A. beccarii* y *Elphidium crispum*, de afinidad marina. Aparecen gasterópodos marinos como *Peringia Ulvae*, *Tricolia tenuis*, *Gibbula Divaricata* y *Nassarius incrassatus*.

**Etapas 4:** Relleno rápido de esta laguna por sedimentos arenosos, como consecuencia del material arrastrado por la inundación de las olas de un tsunami (terremoto de Lisboa de 1755), representado por asociaciones de *Ammonia tepida* y ejemplares del orden Miliolida. En la parte más alta del tramo aparecen ejemplares de *A. beccarii*, *Elphidium crispum* y *Lenticulina* sp., de mayor afinidad marina.

**Etapas 5:** Registra la colmatación de la laguna costera por la dinámica sedimentaria natural del sistema, tanto de génesis marina como terrestre. Se caracteriza por la abundancia de gasterópodos continentales pulmonados (*Xerotricha apicina*, *Euconulus fulvus*, *Theba pisana*) y algunos gasterópodos marinos como *Hydrobia acuta*. En su parte más alta el relleno es de naturaleza antrópica.

La sucesión de estas etapas sedimentarias ha permitido reconstruir las fases principales de la evolución paleoambiental de la Bahía de Algeciras/Gibraltar desde el Holoceno medio-superior hasta la actualidad (Fig. 3). El análisis de otros sondeos cercanos, en fase de estudio, permitirá precisar con más detalle los cambios ambientales de este sector de tránsito entre el Atlántico y el Mediterráneo.

**CONCLUSIONES**

Este trabajo ha permitido, mediante el estudio micropaleontológico y sedimentológico de muestras procedentes de sondeos geotécnicos, interpretar la evolución paleoambiental y geomorfológica de la Bahía de Algeciras/Gibraltar, en concreto en la zona del tómbolo de Gibraltar durante el Holoceno medio-final, que ha registrado la dinámica de las olas de los temporales de Levante del Mediterráneo y la menos energética de Poniente en la bahía. Igualmente, se han

reconocido los sedimentos tsunamigénicos del terremoto de Lisboa de 1755.

**AGRADECIMIENTOS**

Para este estudio se han utilizado testigos de sondeos geotécnicos facilitados por la empresa Sergeycy Andalucía S.L. Agradecemos la financiación de los grupos PAI: RNM293/238 de la Universidad de Huelva y del proyecto MICINN-FEDER CGL2010-15810/BTE.

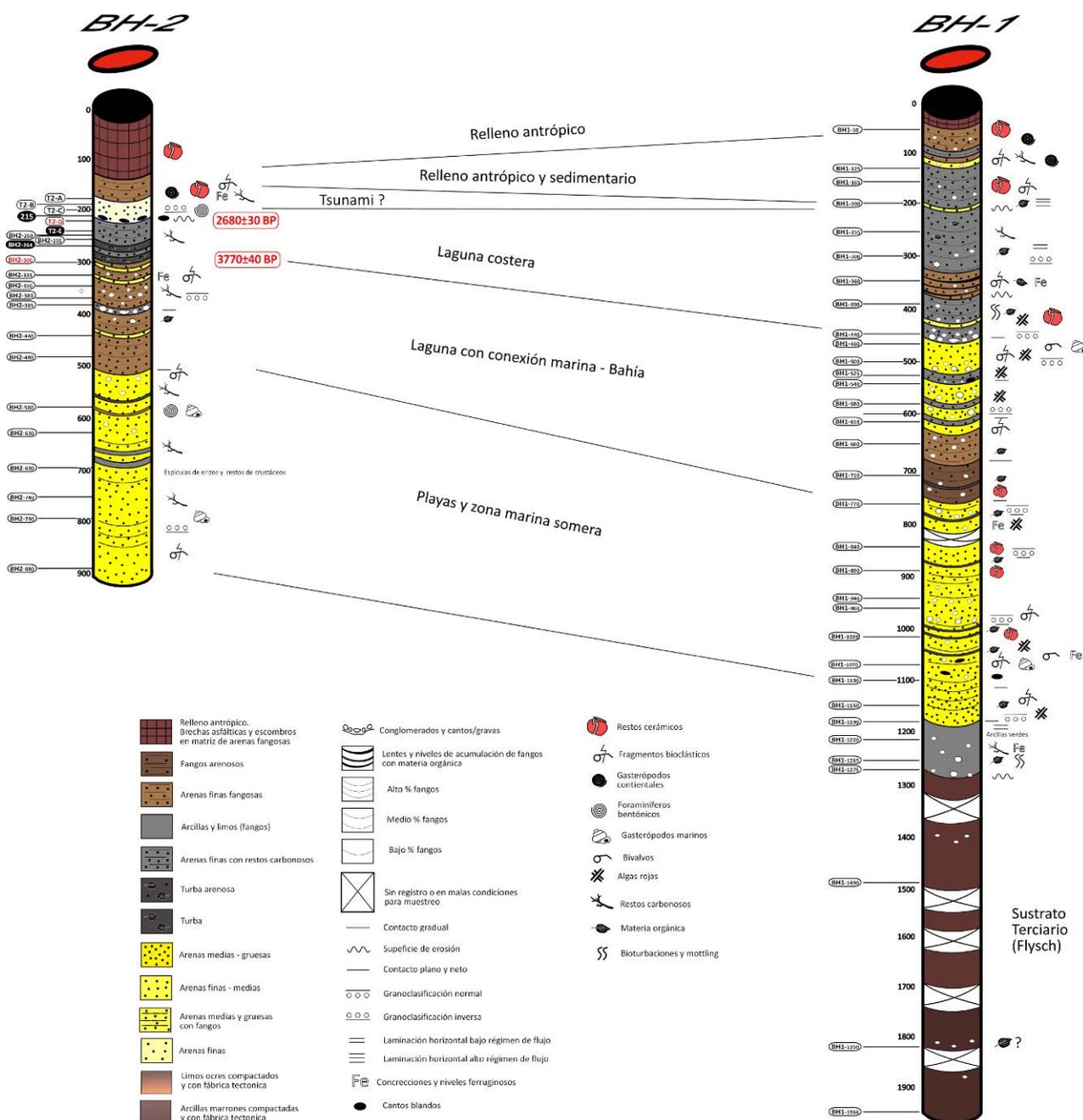


FIGURA 2. Descripción de los testigos de sondeos BH2 y BH1. Localización de las muestras dentro de cada testigo, datos obtenidos y correlación e interpretación de facies.

## REFERENCIAS

Clemente-Pérez, M.J., Abad, M., González-Regalado, M.L., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Toscano, A., Pérez-Quintero, J.C., Ruiz, F., Finlayson, C., Finlayson, G. y Fa, D. (2013): Datos preliminares sobre la evolución paleoambiental de la Bahía de Algeiras/Gibraltar durante el Holoceno. *V RCANS Congress*. Universidad de Huelva, Huelva.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Finlayson, C., Finlayson, G., Fa, D., Rodríguez-Llanes, J.M. y Bailey, G. (2011): The recorded evidence of AD 1755 Atlantic tsunami on the Gibraltar coast. *Journal of Iberian Geology* 37 (2): 177-193.

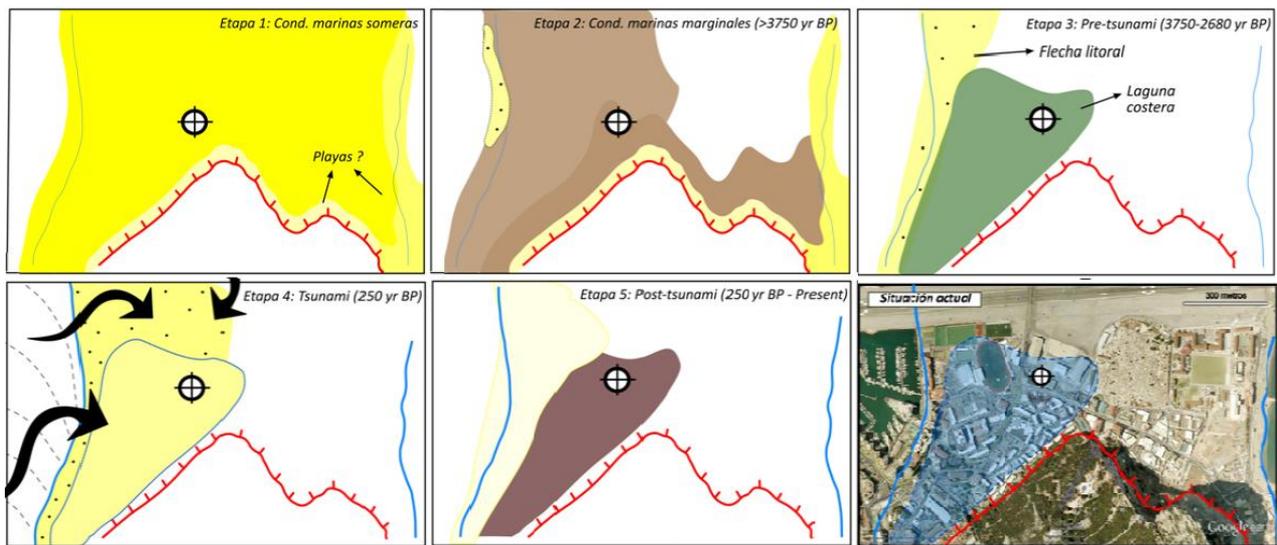


FIGURA 3: Evolución paleoambiental holocena del sector meridional del istmo de Gibraltar. Reconstrucción realizada a partir de los datos obtenidos en el análisis de los testigos de sondeos y las cartografías históricas facilitadas por el Gibraltar Museum (Rodríguez-Vidal et al., 2011).

# Los efectos orientados del terremoto de Lisboa (1755) en el patrimonio de Sevilla (Valle del Guadalquivir, España)

## *1755 Lisbon earthquake effects in the Seville's heritage (Guadalquivir Valley, Spain)*

M.A. Rodríguez-Pascua<sup>1</sup>, F.J. Morales Manzanos<sup>2</sup>, M.A. Perucha<sup>1</sup>, I. Palomo Lozano<sup>2</sup>, P.G. Silva<sup>3</sup> y J.L. Giner<sup>4</sup>.

1 Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España; [ma.rodriiguez@igme.es](mailto:ma.rodriiguez@igme.es), [ma.perucha@igme.es](mailto:ma.perucha@igme.es)

2 Escuelas Francesas, S.A.L. C/ Almendralejo, 18. 41019-Sevilla. España; [javier.morales@andaluciajunta.es](mailto:javier.morales@andaluciajunta.es), [inmapalomo@escuelasfrancesas.es](mailto:inmapalomo@escuelasfrancesas.es)

3 Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila. España; [pgsilva@usal.es](mailto:pgsilva@usal.es)

4 Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid. España; [jorge.giner@uam.es](mailto:jorge.giner@uam.es)

**Resumen:** El terremoto de Lisboa de 1755 fue el más destructivo de la historia de Europa. Este terremoto afectó a la Península Ibérica en su totalidad. La intensidad máxima de este terremoto fue X (EMS-1998) y afectó seriamente al patrimonio cultural español. Esos efectos han perdurado en muchos edificios, como ocurre en el patrimonio de la ciudad de Sevilla, que fue una de las más dañadas en España. Los daños en esta ciudad han sido clasificados utilizando el método de Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs), con objeto de estudiar estas estructuras de deformación y su orientación con respecto a la llegada de las ondas sísmicas.

**Palabras clave:** Terremoto de Lisboa (1755), Sevilla, Efectos Arqueológicos de Terremotos (EAEs).

**Abstract:** *The 1755 Lisbon Earthquake was the most destructive earthquake in the Europe history. This earthquake affected the entire Iberian Peninsula. The intensity of this earthquake was X (EMS-1998) and damaged the historical heritage of Spain. These effects are currently present in buildings, like in Seville's heritage that was one of the most damaged cities in Spain. The damages in this city are classified in this paper using the new classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE), in order to study the strain structures and the seismic wave orientation.*

**Key words:** *Lisbon Earthquake (1755), Seville, Earthquake Archaeological Effects (EAE).*

## INTRODUCCIÓN

El terremoto de Lisboa del 1 de noviembre de 1755 ha sido el mayor terremoto que ha afectado a Europa en tiempos históricos. Este terremoto no solo afectó a la población en un sentido físico, sino que cambió la forma de pensar con respecto al origen de los terremotos y provocó que se cimentasen las bases de la sismología moderna. El terremoto de Lisboa afectó a gran parte de la Península Ibérica y el norte de África, llegándose a sentir en países centro europeos como Alemania (Martínez Solares, 2001). El epicentro del terremoto aún es objeto de debate científico (Gutscher, 2004), aunque la posición aproximada parece claro que está al SW del Cabo de San Vicente, independientemente de la falla exacta que lo generó. La intensidad máxima de este terremoto es X (EMS-1998) (Martínez Solares y Mezcua, 2002) localizándose en el sur de Portugal y entorno de Lisboa, pero con efectos importantes en el resto de la Península Ibérica. Algunos de estos efectos aún son visibles en nuestro patrimonio histórico, como son iglesias y grandes catedrales. Este es el caso de la ciudad de Sevilla que sufrió graves daños en su patrimonio. Algunos de esos efectos aún son visibles en la actualidad, lo que ayuda a comprender su comportamiento ante un terremoto y la direccionalidad de la onda que le afectó.

## SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Sevilla se encuentra en el valle del Guadalquivir, a orillas de dicho río. Esto hace que una parte importante del casco histórico de la ciudad se asiente sobre la llanura de inundación del Guadalquivir y, por tanto, esté cimentado sobre sedimentos holocenos no consolidados. Este hecho debió producir un efecto sitio importante en Sevilla, lo que agravó los daños producidos por el terremoto, llegando a alcanzar una intensidad de VIII, estando situada a 370 km de la zona epicentral (EMS-1998, Martínez Solares, 2001) (Fig.1).

## METODOLOGÍA

Algunos de los efectos del terremoto de Lisboa que aún se conservan en el patrimonio sevillano fueron documentados por diferentes observadores que han sido recopilados por Martínez Solares (2001) y con posterioridad Udías (2010). Este último publica una serie de documentos inéditos, que en algunos casos muestran descripciones detalladas de los daños en gran parte del patrimonio. También se han consultado los datos aportados por Gentil Govantes (1989). Esta última publicación ha sido especialmente útil, ya que en muchos casos detalla

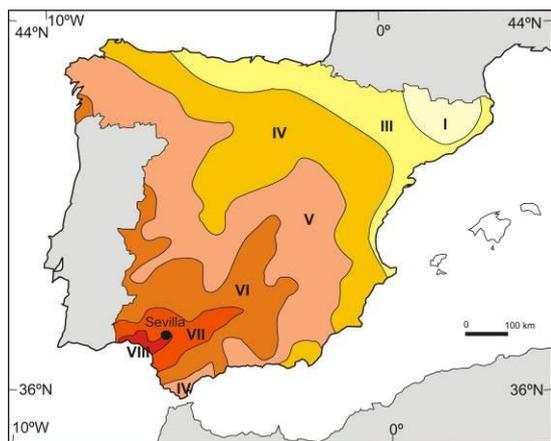


FIGURA 1: Situación de Sevilla sobre el mapa de isosistas del terremoto de Lisboa de 1755 (intensidades en EMS-1998) (modificada de Martínez Solares, 2001).

los efectos en los edificios por lo que pueden deducirse las orientaciones de los daños. Con estos datos y las observaciones realizadas sobre el terreno se ha realizado una clasificación de los efectos utilizando la escala de Efectos Arqueológicos de Terremotos (*Earthquake Archaeological Effects, EAAs*, Rodríguez-Pascua et al., 2011). Se ha utilizado cartografía de la época, concretamente el mapa de Olavide de 1771, ya que aquí se pueden identificar las localizaciones de muchas iglesias que desaparecieron años después del terremoto.

Para calcular las direcciones de movimiento del sustrato se han utilizado métodos de geología estructural clásica, con objeto de orientar los daños y las deformaciones producidas en los edificios (Giner et al., 2011 y 2012). Esta metodología fue aplicada con éxito durante el terremoto de Lorca de 2011 (Giner et al., 2012; Rodríguez-Pascua et al., 2012), donde se obtuvieron trayectorias de deformación tanto a escala de toda la localidad como a escala de algunas de sus construcciones más emblemáticas como la Colegiata de San Patricio.

### EFFECTOS DEL TERREMOTO DE LISBOA (1755) EN EL PATRIMONIO DE SEVILLA

A continuación se describirán los EAAs producidos por el terremoto de Lisboa (1755) en distintas construcciones del patrimonio de Sevilla:

*Catedral:* sobre el terreno tan solo se han podido constatar la presencia de algunas grietas y desplazamiento de bloques de sillería en las bóvedas de la nave principal y laterales. Si utilizamos las descripciones de época aportadas por Udías (2010) podemos destacar la siguiente por dar idea de una caída orientada hacia los N240°E: “Torre muy dañada y reparada, uno de sus fragmentos rompió la “Capilla de Nuestra Señora de Granada” en la puerta que llaman del Lagarto que también rompió el impacto”. En este otro caso la orientación de la caída parece ser la misma: “En

gradas, un niño de 12 años, que cogió uno de los arruinados remates de la catedral”.

*San Andrés:* citada en crónicas de época (Udías 2010) como “inservible”. Fachada sur con efectos visibles actualmente, cuya restauración ha sacado a la luz la fábrica de ladrillo donde se puede ver el arco colapsado de la puerta de entrada (Fig. 2). La dirección del arco es N085°E, por lo que el movimiento debió producirse paralelo a este muro para generar el colapso de la clave del arco. La fachada principal, perpendicular a la nave central y a la anterior tiene una portada con las claves reparadas. Los arcos interiores de la nave principal están deformados y plegados (dirección de la nave:



FIGURA 2: Puerta sur de la Iglesia de San Andrés, en la que se puede ver el colapso y posterior reparación del arco de fábrica de ladrillo.

N085°E).

*Convento de San Antonio:* situado en el límite occidental de la ciudad, junto al Guadalquivir. Es citado en crónicas de época (Udías, 2010) donde se puede deducir una orientación de caída de la torre hacia los N240°E: “Una campana, o esquión, cayó con media torre sobre la Iglesia, rompió la bóveda, y la solería del coro alto, cayendo al bajo, donde estaba una señora, a quien sumergió la campana y ruinas que condujo”.

*San Martín:* en crónicas de época se citan daños en su interior pero sin especificar (Udías, 2010). Actualmente es posible ver un basculamiento de la fachada principal de 5° hacia el E (dirección de la fachada N-S), que indicaría una dirección de movimiento medio E-O. En el interior es posible ver la fábrica de ladrillo de la fachada sin enlucido donde se aprecian grietas verticales y a 45°.

*San Julián*: en crónicas de época se cita que fue “Desprendida la pared de la nave del Sacrificio”. Actualmente su fachada principal está basculada 8° hacia los N270°E. Indicando una dirección media de movimiento E-O.

*La O*: basílica construida extramuros de la ciudad, en la que una descripción histórica indica un colapso del tejado de la torre hacia los N°110E: “todo desnudo el capitel de su torre, cuyos fragmentos mataron a uno que del templo salía”. También se observan deformaciones y desprendimientos de las yeserías en los arcos perpendiculares a la fachada principal, estas serían compatibles con la dirección del desplome de la torre.

*Convento de la Trinidad*: también construida a extramuros, según crónicas de época indican que “se desplomó el cañón de su bóveda”. Teniendo en cuenta la orientación de la misma en el mapa de Olavide esta indicaría una dirección aproximada de movimiento perpendicular a la nave principal, E-O. Sin que se hayan podido contrastar efectos en la actualidad.

*Santa Ana*: sería la tercera construcción a extramuros citada en crónicas históricas (Udías, 2010) en las que se indica que está “condenada”. Los importantes daños que debió sufrir son visibles en los arcos de la nave principal (N150°E) donde aparecen grietas a 45° (en los muros laterales) y deformaciones en los arcos, siendo esta dirección de la nave principal la media de movimiento del terreno.

*Reales Alcázares*: los daños fueron cuantiosos en este conjunto palaciego (Martínez Solares, 2001). De las descripciones históricas no ha sido posible sacar orientaciones claras de movimiento. Sin embargo, de la observación directa del palacio se han podido identificar 9 fracturas en la base y techo columnas (“dipping broken corners”) en las dependencias del Palacio de Don Pedro. Concretamente en los patios de las Muñecas y de las Doncellas y en el Salón de los Embajadores, donde la dirección media de movimiento es N005°E (Fig. 3).

*Palacio de los Duques de Medina Sidonia*: las descripciones de época nos permiten deducir una dirección de movimiento por caída de elementos decorativos N070°E: “El escudo y las sirenas que coronaban la puerta se desprendieron sin hacer daño alguno a dos señoras que salían”.

*Palacio Pinelo*: en este caso no se han encontrado citas históricas al respecto, pero dentro del palacete del s. XVI es posible identificar una serie de EAes que indicarían una dirección media de movimiento N-S. Patio porticado con el lateral O cizallado (dirección del corredor cizallado: N015°E), la cizalla es diestra. También es posible observar el desplazamiento del fuste de una columna de una ventana 12 cm hacia el E (Fig. 4). Teniendo en cuenta estas dos direcciones la dirección media de movimiento del sustrato sería NE-SO.



FIGURA 3: Borde fracturado (“dipping broken corner”) del fuste de una de las columnas del Patio de las Muñecas. Rosa de direcciones de los 9 datos tomados de este tipo de estructuras. Reales Alcázares.

*Castillo de San Jorge*: situado en la margen derecha del Guadalquivir y extramuros de la ciudad presenta evidencias de EAes. Las más destacables son: deformaciones en arcos y arcos demolidos (de dirección N012°E), grietas penetrativas (en muros de ladrillo (de dirección N012°E), caída de muros (de dirección N120°E caídos hacia los N012°E) que en apariencia fueron reciclados como pavimento, pavimentos plegados. Por tanto la dirección media de movimiento sería N012°E.



FIGURA 4: Fuste de columna desplazado en el capitel. Patio del Palacio de Pinelo.

## CONCLUSIONES

Tras las observaciones de EAes realizadas en los edificios, las deducidas de las descripciones históricas, su clasificación y análisis para la obtención de la dirección media de movimiento del sustrato, se ha obtenido una orientación media de movimiento ENE-OSO. Tan solo las construcciones

extramuros de la zona SO de Sevilla, en la margen

Gentil Govantes, P. (1989): *El riesgo sísmico en*

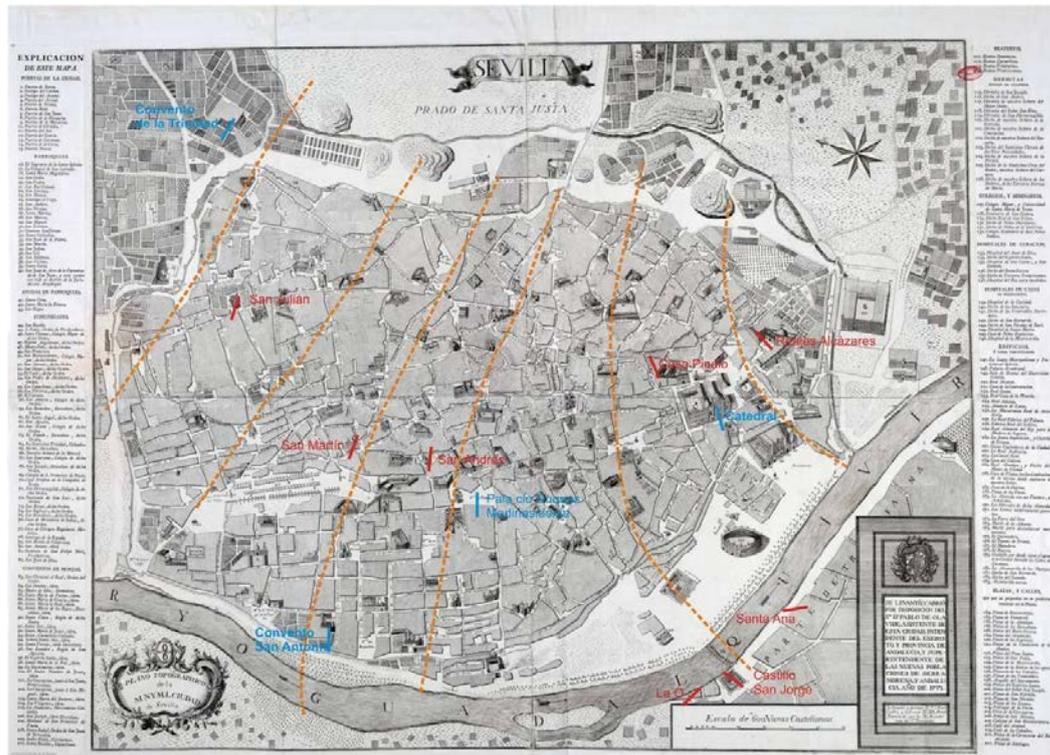


FIGURA 5: Mapa de la ciudad de Sevilla realizado por Olavide en 1771 donde se pueden localizar las principales edificaciones patrimoniales afectadas por el terremoto de Lisboa de 1755. En rojo aparecen las edificaciones donde se han podido medir EAEs y las orientaciones de las direcciones medias de movimiento del sustrato con el terremoto y en rosa de las que se han deducido las orientaciones de los EAEs mediante la interpretación de las descripciones históricas. Las líneas de trazos en naranja son las trayectorias de movimiento medio del sustrato calculadas mediante las orientaciones de los EAEs. Nótese que el norte queda a la izquierda de la figura.

derecha del Guadalquivir, presentan orientaciones que tienden a ser E-O, posiblemente debido a un efecto sitio relacionado con depósitos fluviales paralelos a este tramo del río que tiende a disponerse E-O.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: CATESI-07 (IGME), CGL2012-37281-C02.01 y CGL2015-67169-P (USAL). Una contribución del Grupo de trabajo QTECT-AEQUA.

## REFERENCIAS

Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R., Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H., y Lario Gómez, J. (2011): *Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI. Serie Investigación. Fundación MAPFRE*, 96 pp.

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F. y Cabañas, L. (2012): Análisis estructural de danos orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismología. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4): 503-513.

Sevilla. Servicio de publicaciones de la Universidad de Sevilla. 257 pp.

Gutscher, M.A. (2005): What Caused the Great Lisbon Earthquake? *Science*, 305: 1247-1248.

Martínez-Solares, J.M. (2001): *Los efectos en España del terremoto de Lisboa*. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Martínez-Solares, J.M. y Mezcua, J. (2002): *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900)*. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Fomento. 756 pp.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., and Reicherter, K., (2011): A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Martín-González, F., Giner-Robles, J.L. y Silva, P.G. (2012): Efectos arquitectónicos del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Neoformación y reactivación de efectos en su Patrimonio Cultural. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4): 487-502.

Udías, A. (2010): *El Terremoto de Lisboa en España (testimonios inéditos)*. Muñoz Moya ED. Brenes (Sevilla). 132 pp.

## Evolución de la vegetación en el contexto geoarqueológico de la ensenada colombina de Palos (Palos de la Frontera, Huelva)

### *Evolution of the vegetation in the geoarchaeological context of the Palos Columbian Bay (Palos de la Frontera, Huelva)*

B. Ruiz-Zapata<sup>1</sup>, M.J. Gil García<sup>1</sup>, J. Campos<sup>2</sup>, P. Gómez<sup>3</sup>, J. Rodríguez-Vidal<sup>3</sup>, L.M. Cáceres<sup>3</sup> y J. Bermejo<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente. Edificio de Ciencias, Campus Externo, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, Madrid. [blanca.ruiz@uah.es](mailto:blanca.ruiz@uah.es)

<sup>2</sup> Departamento de Historia, Geografía y Antropología, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva, 21071 Huelva.

<sup>3</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21071 Huelva.

**Resumen:** Se presentan los datos polínicos procedentes del sondeo PR-2, realizado en la antigua ensenada colombina de Palos de la Frontera. A partir de los resultados obtenidos, la composición de la vegetación responde a una componente climática de carácter mediterráneo relativamente seco. Los cambios observados a lo largo de la secuencia, permiten constatar la intervención del hombre en el entorno a través de la deforestación, que actuó fundamentalmente sobre el encinar y el pinar, y del uso de dicho territorio; sobre todo de los espacios abiertos con fines ganaderos (expansión de plantas nitrófilas) y del cultivo y/o potenciación del olivo. A su vez, clima y actividad antrópica son responsables de la evolución sedimentaria, que culminó con la colmatación de la ensenada, explicando así la reducción a nivel polínico de los taxones de ribera y el aumento de las plantas acuáticas, asociadas a zonas encharcadas.

**Palabras clave:** Palinología, Paleogeografía, Puerto Colombino, Palos de la Frontera, Huelva.

**Abstract:** This work presents the results of the PR-2 core palynological record analysis in the geoarchaeological context of the Palos Columbian Bay (Palos de la Frontera). The observed vegetation communities respond to relatively dry Mediterranean climate conditions. Changes along the sequence point towards human intervention in this environment through: 1) deforestation (essentially holm oak and pine forest); 2) the use of these new open lands for farming purposes (increase of nitrophilic plants); and 3) the cultivation and/or empowerment of the olive tree. Altogether, climate and anthropic activities controlled the sedimentary evolution of the area that ended with the cove infilling. This change has been recorded in the decrease of the riverine taxa pollen levels and the consequent increase of the aquatic plants associated to flooded areas.

**Key words:** Palinology, Palaeogeography, Columbian harbour, Palos de la Frontera, Huelva.

### INTRODUCCIÓN

La conmemoración del V Centenario del Descubrimiento de América, en el año 1992, sirvió para llevar a cabo una serie de proyectos que giraron en torno a la revalorización de los Lugares Colombinos. La significación histórica que el antiguo Puerto de Palos representa en el Descubrimiento, motivó que el Ayuntamiento de Palos de la Frontera (Fig. 1) promoviera un proyecto urbanístico que supuso la remodelación general del espacio que durante los siglos XV y XVI fue ocupado por el enclave portuario. En este contexto, la citada corporación y la Liga Naval Española encargan una “Prospección geofísica para la ubicación del embarcadero o puerto de Palos de la Frontera”, realizada durante los años 1988-89, que pone en evidencia estructuras constructivas soterradas al pie de la ladera y en el margen izquierdo del estero. Para reconocer estas estructuras, posiblemente portuarias, reconstruir la historia paleoambiental y poner en valor la zona de la antigua ensenada del Palos colombino, el Ayuntamiento de Palos de la Frontera y la Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía, encargaron a la Universidad de

Huelva el estudio denominado “Proyecto de investigación geo-arqueológico del estero de La Fontanilla: El Puerto histórico de Palos de la Frontera (Huelva)”.



FIGURA 1. Localización de la paleo-ensenada de Palos de la Frontera (línea blanca) en la margen izquierda de la desembocadura del río Tinto, dentro del estuario de Huelva (imagen Google Earth modificada).

Este estudio fue publicado en el libro de Pozo Blazquez et al. (1996). Los análisis polínicos realizados en algunos de los sondeos mecánicos no fueron publicados, aunque sí utilizados para la interpretación paleoambiental de la antigua ensenada colombina. El sondeo PR-2 de dicha publicación, realizado en la ensenada y que alcanzó los 15 m de profundidad, se muestreó para el análisis polínico y sus resultados se presentan en este trabajo.

Desde el punto de vista sedimentario, estas muestras son representativas de las tres fases evolutivas de relleno reciente de la ensenada; desde una fase inicial abierta al estuario del río Tinto, durante los siglos XIV-XV, a un borde de estuario con llanuras de inundación y marisma a lo largo de la segunda mitad del siglo XV-XVI. Finalmente, su colmatación se asocia a una fuerte continentalización, producida a lo largo de los siglos XVI-XIX.

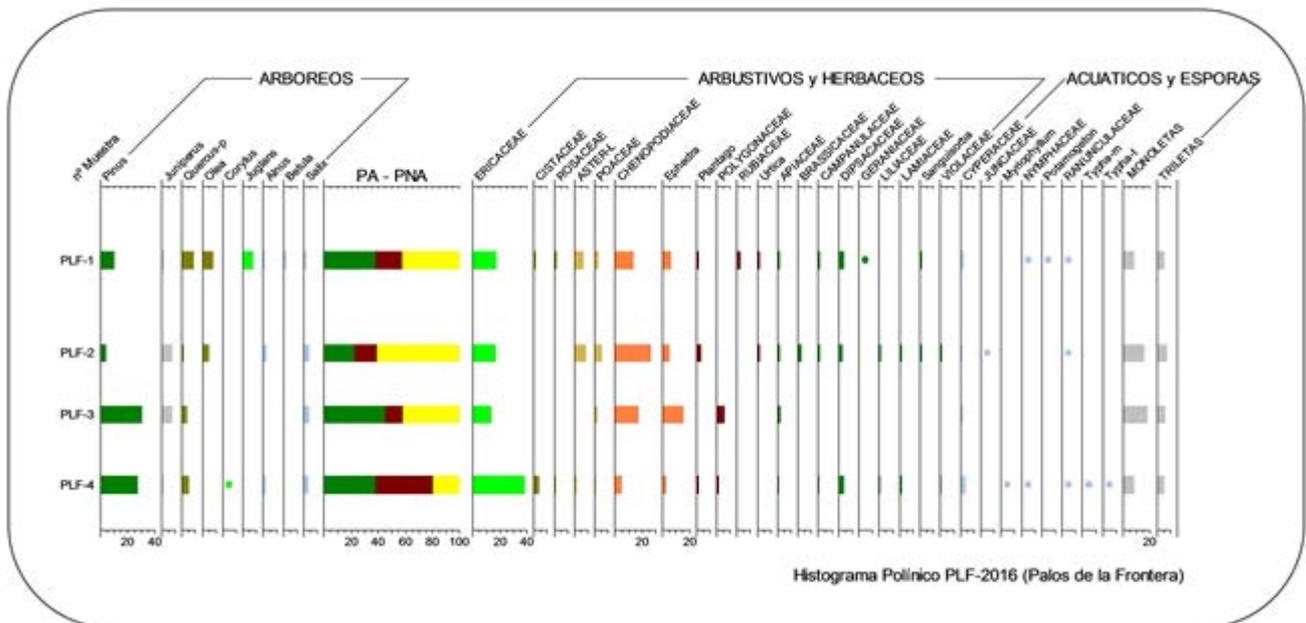


FIGURA 2. Histograma polínico detallado de la secuencia del sondeo PR-2.

## METODOLOGÍA

La extracción de los granos de polen se realizó de acuerdo con los protocolos estándar (Couteaux, 1977; Girard y Renault-Miskovsky, 1969; Goeury y Beaulieu, 1979), consistentes en un ataque con ácidos y álcalis. El residuo obtenido fue conservado en tubos Eppendorff con glicerina. El tratamiento estadístico de los datos se ha llevado a cabo con el paquete informático TILIA® y TILIA-GRAPH® (Grimm, 1987). Los porcentajes relativos de los taxones arbóreos, arbustivos y herbáceos se calculan sobre la suma base, permitiendo así obtener la imagen porcentual de la estructura de la vegetación, a través de la relación polen arbóreo (PA) / no arbóreo (PNA); el valor porcentual de los taxones acuáticos y de las esporas se ha obtenido a través de la suma total, para no alterar la imagen de la vegetación local y regional. En el Histograma polínico los taxones, cuyos porcentajes no superan el 2%, se han representado a modo de presencias (Fig. 2).

Para facilitar la interpretación de los datos, se ha realizado un Diagrama sintético, que permite comparar el comportamiento de *Pinus* y *Juniperus*, con las agrupaciones de los taxones más representativos del

perfil, que comparten unas determinadas exigencias ecológicas, como respuesta a la instalación de unas determinadas condiciones climáticas, o cuyo desarrollo está ligado con la mayor o menor presión antrópica sobre el territorio (Fig. 3). En el primer caso, las agrupaciones responden a los epígrafes de: Bosque perenne (*Quercus* tipo perennifolio, Cistaceae, Rosaceae y Ericaceae), Bosque de Ribera (*Alnus*, *Betula* y *Salix*), taxones herbáceos Xéricos (Asteraceae y Poaceae) y Estépicos (Chenopodiaceae, y *Ephedra*).

Para el segundo caso, junto a las curvas de *Olea*, *Corylus* y *Juglans*, se representan las agrupaciones correspondientes a: Pastizal (Apiaceae, Brassicaceae, Campanulaceae y Poaceae), Ruderal (Asteraceae liguliflorae y Dipsacaceae) y, finalmente, las plantas Nitrofilas (Chenopodiaceae, Geraniaceae, *Plantago*, Polygonaceae, Rubiaceae y *Urtica*), asociadas a la presencia de ganado. La representación utilizada, mediante curvas, mantiene la misma escala gráfica, pero no numérica, de manera que pese a la diferencia porcentual entre los elementos comparados, se pueda resaltar la presencia/ausencia y evolución de cada uno de ellos. Finalmente, se ha llevado a cabo un análisis estadístico de componentes principales (ACP), realizado con la aplicación Biplot, (del paquete Excel

Microsof). Se ha trabajado con la totalidad de las muestras y las agrupaciones de taxones más representativos, desde el punto de vista climático (Fig. 4, ACP-1) y antrópico (Fig. 4, ACP-2), para establecer las relaciones entre ellas.

## RESULTADOS ANALÍTICOS

El Histograma polínico detallado (Fig. 2) revela la identificación de un total de 29 taxones, de los que 9 son arbóreos, 3 arbustivos y 17 herbáceos, junto a 8 elementos acuáticos y esporas monoletas y triletas. En él queda patente el desarrollo de un paisaje abierto (PA-PNA), dominado inicialmente por el estrato arbustivo y, en menor medida, arbóreo, que evoluciona hacia el dominio del estrato herbáceo, como expresión de una intensa deforestación. El dominio de pino y encina, junto a *Chenopodiaceae* y *Ephedra*, definen la instalación de unas condiciones mediterráneas, relativamente secas y, como tal, se constata en el diagrama sintético (Fig. 3), a través de la reducción del pinar, del bosque perenne y del bosque de Ribera, junto a la expansión de los taxones Xéricos y Estépicos. Estas condiciones más extremas quedan patentes en la zona central del diagrama, mientras que tanto a muro como a techo, el desarrollo del bosque perenne y el de

ribera, denotan unas temperaturas más suaves y una mayor disponibilidad de agua.

Desde la perspectiva del impacto antrópico, destaca el escaso desarrollo de los pastizales y ruderales y la expansión de las plantas nitrófilas. La presencia y comportamiento de *Olea*, *Corylus* y *Juglans*, podría responder a procesos de potenciación y/o introducción, para determinados usos/explotación. De muro a techo, el comportamiento observado permite constatar como la deforestación viene asociada a usos ganaderos y de explotación del olivo, así como a la existencia de astilleros que requerían gran cantidad de madera. La relación de las muestras con la selección de taxones y agrupaciones de taxones, considerados tanto desde el punto de vista climático (Fig. 4, ACP-1) como antrópico (Fig. 4, ACP-2), ha revelado que para el primer caso, de los 7 componentes obtenidos, los dos primeros explican el 93,32% de la variabilidad de los datos, mientras que en el caso del ACP-2, de los 10 componentes obtenidos, los dos primeros explican el 80,14%. En ambos casos, la distribución de las muestras respecto a las variables elegidas, permite visualizar la distribución de muro a techo de las muestras, de acuerdo a la variación del clima y del hombre.

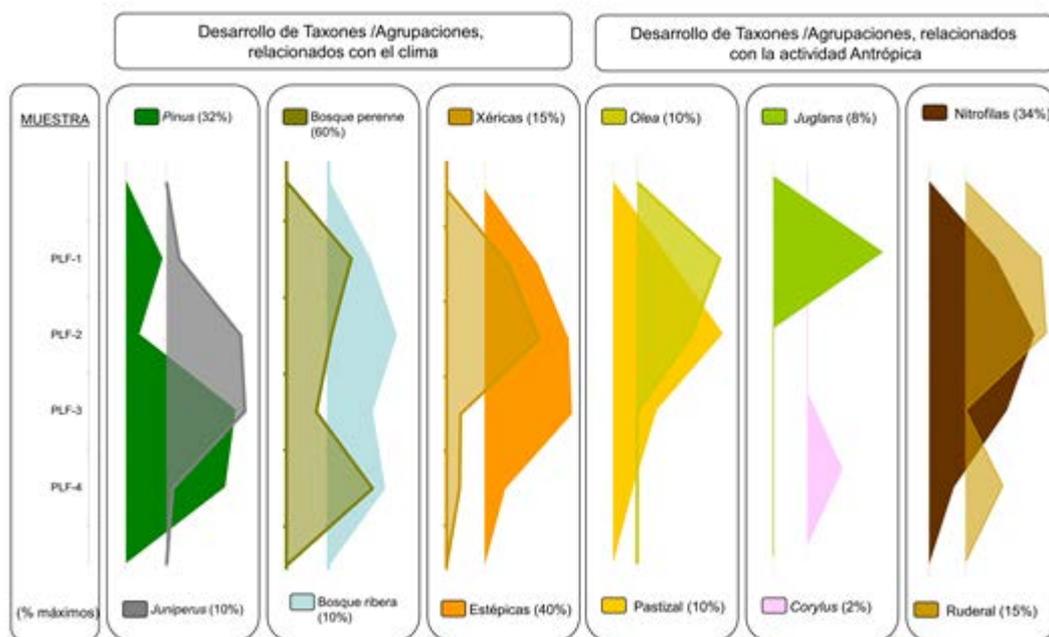


FIGURA 3. Diagrama sintético con las agrupaciones climáticas y antrópicas de la secuencia del sondeo PR-2

## CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos del análisis polínico, evidencian la estrecha relación existente entre clima, vegetación y actividad antrópica, a su vez constatada a través de la información de las fuentes históricas y de los estudios arqueológicos (Pozo et al., 1996). Los

hechos más relevantes se resumen en 3 fases caracterizadas por:

- Fase I (finales del siglo XIV y principios del XV): para este momento las laderas están estabilizadas y la ensenada, presenta un canal bien marcado. La escasa población apenas deja huella sobre la vegetación. El

polen evidencia la presencia de un bosque abierto de pinos y encinas, con un sotobosque de brezos y jaras, exponentes de unas condiciones cálidas y con una cierta disponibilidad de agua, asociada al cauce, así como un bajo desarrollo de los Pastizales, Ruderales y de las plantas Nitrófilas.

- Fase II (mitad del siglo XV y principios del XVI): bajo unas condiciones de estabilidad general, tienen lugar las primeras fases de ocupación estable, asociadas a la explotación del bosque y al desarrollo de cultivos en la zona de ensenada, a cubierta de vientos; esto último supuso aterrazamientos y, por tanto, aceleración de la erosión, con la consiguiente colmatación de los canales (paso de llanura de inundación a marisma). A nivel polínico, se constata la caída del encinar y, posteriormente, del pinar, la expansión de *Juniperus*, de las plantas Estépicas y de las Nitrófilas, como clara señal de la antropización, bajo unas condiciones más secas.

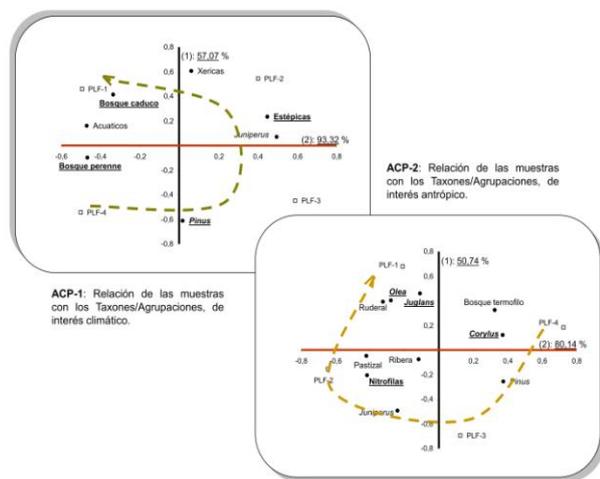


FIGURA 4. ACP de las muestras con las agrupaciones climáticas (ACP-1) y antrópicas (ACP-2), de la secuencia PR-2.

- Fase III (segunda mitad del siglo XVI hasta el XIX). Tras el descubrimiento de América, se produjo la descapitalización y el cese de la actividad económica. A lo largo de la misma, tuvo lugar la rotura del equilibrio, reactivándose los procesos de erosión y sedimentación que acabaron colmatando la ensenada (problemas para la navegación). La despoblación de la zona trajo consigo el abandono de las zonas de cultivo (no detectadas a nivel polínico, salvo en la presencia de *Olea*).

A la vista de lo expuesto, se concluye, cómo el análisis polínico revela el comportamiento de un paisaje vegetal abierto, resultado de: a) un clima de tipo

mediterráneo (encina, brezo y jara) que, progresivamente, se torna más seco (desarrollo de plantas Estépicas y pérdida porcentual de los taxones de ribera); b) de la actividad antrópica que incide en la deforestación, primero sobre el encinar y después sobre el pinar, al tiempo que aumentan los taxones Nitrófilos, *Olea* y, en menor medida, *Juglans*.

De los cultivos citados en las fuentes históricas (tipo vid), no queda constancia a nivel polínico, por la poca producción en granos de polen de dicho taxón y su escasa capacidad de transporte; y c) de la evolución sedimentaria, que controlada por el clima y la actividad antrópica, conlleva, entre otros, la colmatación de la ensenada, lo que explica por un lado la reducción de los taxones de ribera y el aumento de las plantas acuáticas, asociadas a zonas encharcadas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto “Investigación geo-arqueológica del estero de La Fontanilla: El Puerto histórico de Palos de la Frontera (Huelva)” y los grupos PAI: RNM-293 y HUM-132. Es una contribución a los Campus internacionales CEIMAR-Huelva y CEI-Patrimonio.

## REFERENCIAS

- Couteaux, M. (1977): *A propos de l'interpretation des analyses polliniques de sediments minéraux, principalement archéologiques*. In: Le Milieu Végétal, les faunas et l'Homme. Supplément Bulletin A.F.E.Q., 47: 259-276.
- Girard, M. y Renault-Miskovsky, J. (1969): Nouvelles techniques de préparation palynologie appliquées à trois sédiments du Quaternaire final de l'Abri Cornille (Istres, Bouches-du Rhone). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 4: 275-284.
- Goeury, C. y Beaulieu, J.L. (1979): À propos de la concentration du pollen à l'aide de la liquer de Thoulet dans les sediments minéraux. *Pollen et Spores*, 21: 239-251.
- Grimm, E.C. (1987): CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 13: 13-35.
- Pozo Blázquez, F., Campos Carrasco, J.M. y Borja Barrera, F. (1996): *Puerto histórico y castillo en Palos de la Frontera*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 210 p.

# Características y cinemática de las estructuras de pliegues y cabalgamientos de la Formación Las Tórtolas al este de Chañaral, Cordillera de la Costa, norte de Chile

## *Characteristics and kinematics of the thrust and fold structures of the Las Tórtolas Formation to the east of Chañaral, Cordillera de la Costa, northern Chile*

L. Sáez<sup>1</sup>, J. Díaz-Alvarado<sup>1</sup>, C. Fernández<sup>3</sup>, N. Rodríguez<sup>1</sup> y P. Fuentes<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geología, Universidad de Atacama, Copayapu 485, Copiapó, Chile. saez.leonidas.figueroa@gmail.com; juan.diaza@uda.cl; natalia.rodriguez@uda.cl; paulina.fuentes@uda.cl

<sup>2</sup> Dpto. Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva 21007 Huelva. fcarlos@uhu.es

**Resumen:** La Formación Las Tórtolas, formada por una sucesión de filitas y cuarcitas, con intercalaciones menores de calizas, chert pelágicos, conglomerados y metabasitas, forma parte del basamento de edad Paleozoico superior en la Cordillera de la Costa en el norte de Chile. La Formación está dividida en dos dominios en función de sus características estructurales. Al oeste, la mélangé de Chañaral conforma el dominio dúctil con una intensa deformación y pérdida total de la continuidad sedimentaria original. Al este, el dominio frágil-dúctil (objeto de este estudio) representa una faja corrida y plegada, dominada por cabalgamientos y pliegues de propagación de falla asociados con vergencia al W. En conjunto, La Formación Las Tórtolas es descrita como un paleo- complejo de acreción formado por un canal de subducción (mélangé de Chañaral) y un prisma de acreción (dominio frágil-dúctil). Las numerosas estructuras y escamas tectónicas apiladas en la zona de estudio son sintéticas o paralelas a la paleo- zona de subducción y denotan un gran acortamiento y engrosamiento del prisma por acreción frontal.

**Palabras clave:** Formación Las Tórtolas, prisma de acreción, subducción, pliegues de propagación de falla, cabalgamiento.

**Abstract:** The Las Tórtolas Formation, comprised by a succession of phyllites and quartzites, interbedded with minor limestones, pelagic chert, conglomerates and metabasites, is part of the upper Paleozoic basement in the Coastal Range in northern Chile. The Formation is divided into two domains according to its structural characteristics. To the west, the Chañaral mélangé constitutes the ductile domain with an intense deformation and the total disruption of the original sedimentary bedding. To the east, the brittle-ductile domain (the aim of this study) represents a thrust and fold belt, dominated by thrust faults and associated propagation folds verging to the W. Together, the Las Tórtolas Formation is described as a paleo- accretionary complex conformed by the subduction channel (Chañaral mélangé) and the accretionary prism (brittle-ductile domain). The numerous structures and tectonic sheets stacked in the study area are synthetic or parallel to the paleo- subduction zone and denote a large shortening and thickening of the prism by frontal accretion.

**Key words:** Las Tórtolas Formation, accretionary prism, subduction zone, fault propagation folds, thrust.

## INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La evolución del margen occidental de Sudamérica desde Proterozoico Superior al Paleozoico Superior ha sido marcada por la acreción de terrenos exóticos y la migración del arco hacia el oeste dentro de un contexto de margen continental activo (p. ej., Charrier et al., 2007, Hervé et al., 2013). Tanto este paleo-arco magmático como otros dominios y litologías típicas de las zonas de subducción (fosa, prisma de acreción, canal de subducción, ofiolitas,...) son investigados a lo largo de los afloramientos del basamento del territorio chileno, con la dificultad que supone el hecho de que, con muy pocas interrupciones, la adición de material

ígneo al bloque continental no ha cesado desde el Proterozoico Superior.

La Formación Las Tórtolas, denominada como basamento metasedimentario de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Bell, 1982), está constituida por una secuencia de cuarcitas y filitas con intercalaciones menores de calizas, chert pelágicos, conglomerados y metabasitas depositadas en un ambiente turbidítico distal de cuenca plana (Bell, 1982, 1984). La Formación Las Tórtolas fue deformada bajo condiciones metamórficas de facies esquistos verdes tras su formación en el Paleozoico superior, edad conocida a partir de su contenido fosilífero y de dataciones absolutas de <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr (Bell, 1984, 1987,

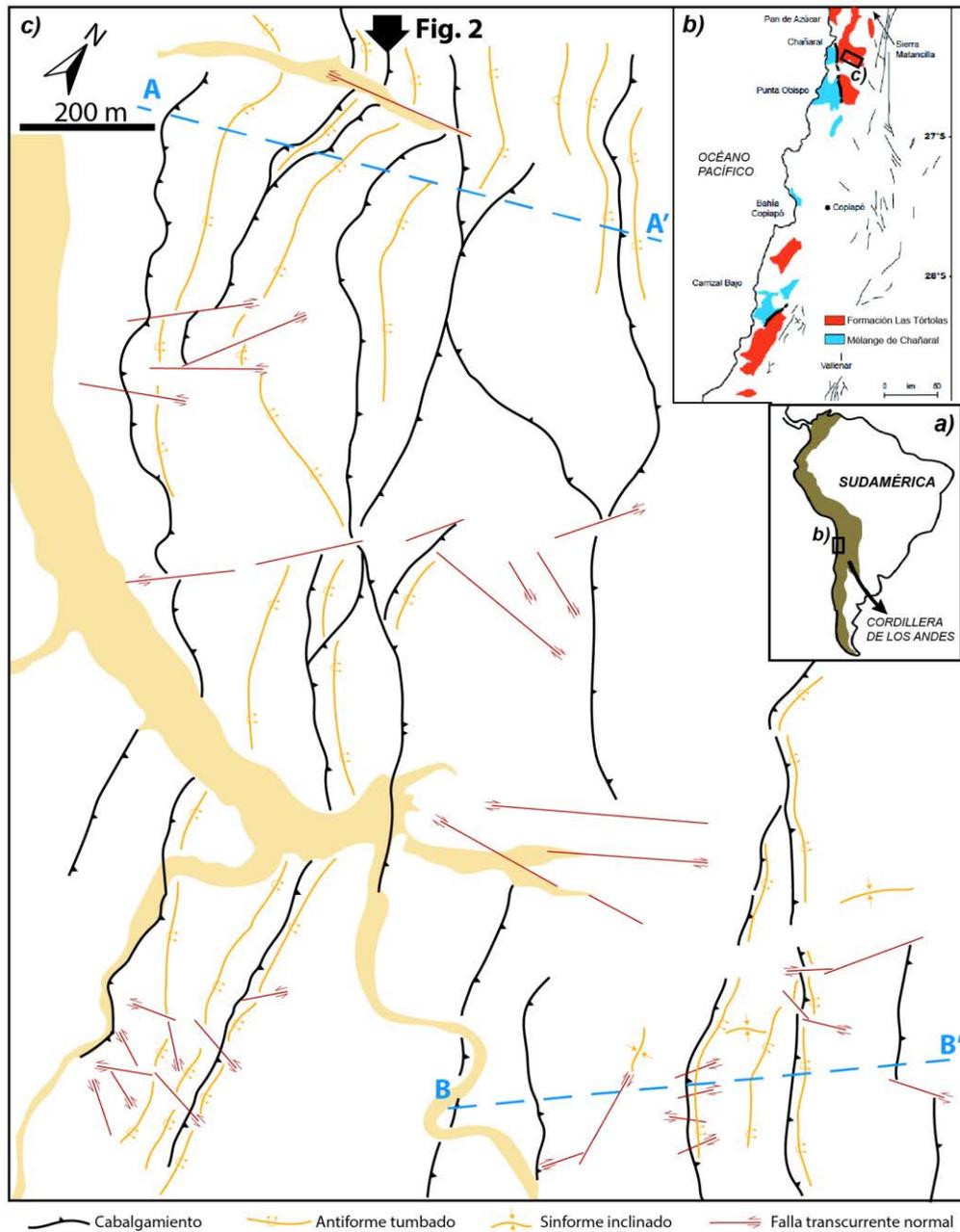


FIGURA 1. Ubicación y principales rasgos estructurales de la zona de estudio en la Formación Las Tórtolas al este de la localidad de Chañaral, norte de Chile. La figura muestra la ubicación del área estudiada en a) Sudamérica y b) Región de Atacama, señalando las principales unidades geológicas, modificadas de Fuentes et al. (2016). C) Mapa estructural de la zona de estudio, señalando el área de la imagen tomada como ejemplo (Fig. 2); A-A' y B-B' situación de los perfiles esquemáticos de la figura 3.

Berg y Baumann, 1985). Estructuralmente, La Formación Las Tórtolas se divide en dos dominios, dúctil y grácil-dúctil, separados por una gran falla inversa dextral llamada falla Infieles (Fig. 1) (Fuentes et al., 2016). Ambos dominios contienen las mismas litologías y están adscritos al mismo proceso deformacional dentro de un contexto de un complejo de acreción (Bell, 1987), sin embargo presentan grandes diferencias estructurales. El dominio dúctil, situado al oeste de la falla Infieles, se denomina mélange de Chañaral, y está caracterizado por la total

discontinuidad de la arquitectura original sedimentaria, debido a una intensa deformación relacionada con un canal de subducción (Fuentes et al., 2016). Al este, el dominio frágil-dúctil (donde se incluye el área de estudio, Fig. 1), está dominado por cabalgamientos y pliegues asociados.

El prisma de acreción se forma en los márgenes continentales activos no erosivos, donde gran parte de los sedimentos turbidíticos/pelágicos situados sobre la corteza oceánica son arrastrados hasta la parte frontal

de la placa cabalgante. Desde un punto de vista estructural, el prisma de acreción puede ser descrito como un caso particular de “*fold-and-thrust-belt*” (p. ej., Moore et al., 2007). La acreción por subducción es un proceso de crecimiento del prisma o cuña de acreción por medio de los procesos mecánicos de acreción frontal (*offscraping*) y acreción basal (*underplating*). En la acreción frontal, los sedimentos, y ocasionalmente la corteza oceánica, son arrancados y transferidos a la parte frontal del complejo de acreción, originando el engrosamiento vertical debido al acuñaamiento de escamas tectónicas. En contraste, la acreción basal corresponde a la adición de material en la base del complejo acrecionario, entre el arco magmático y la fosa, generando engrosamiento y alzamiento sin acortamiento adicional (p. ej., Cloos y Shreve, 1988).

Debido a la notable variabilidad a lo largo del margen occidental sudamericano de aspectos como la tasa de sedimentación en la fosa, la tasa de convergencia y las características de la placa oceánica subducida, Chile resulta ser el mejor laboratorio natural para estudiar la sensibilidad de la tectónica en el prisma de acreción en respuesta a las variaciones de los parámetros físicos y reológicos de la subducción.

## DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

La estructura del área de estudio, perteneciente a la Formación Las Tórtolas (Fig. 1), está determinada por los contactos entre las capas de cuarcitas y filitas (foliación primaria,  $S_0$ ) y por algunos niveles de 1 a 2 metros de potencia de calizas ligeramente recrystalizadas. Los paquetes centimétricos de filitas y cuarcitas se estratifican en sucesiones monótonas, aunque existen niveles con dominio de una u otra litología. El importante plegamiento de la estratificación genera una penetrativa foliación tectónica  $S_1$  en las filitas, cuya relación con la foliación primaria es capital para deducir el tren de pliegues tumbados que domina la zona (Fig. 2). En algunos niveles cuarcíticos se observan estructuras tipo *pinch & swell* y boudines, que posteriormente son plegados o agrupados durante la subsecuente etapa compresiva.

Los pliegues que dominan la zona de estudio son pliegues tumbados con longitudes de onda variables, entre 50 y 200 metros. Corresponden a pliegues de propagación de falla, y aunque no presentan demasiadas estructuras menores, en los flancos normales es común encontrar pliegues despegados, desarrollados en capas de cuarcitas que se deslizan sobre superficies de despegue filíticas (Fig. 2). Los numerosos cabalgamientos separan diferentes escamas tectónicas, y se repiten cada 200 a 400 metros (Figs. 2, 3). Los cabalgamientos principales tienen una traza constante, aunque aparecen varias ramificaciones asociadas y rampas laterales que conectan las trazas de fallas consecutivas. Las fallas inversas principales

suelen cortar la sucesión plegada en el flanco inverso, cerca de la charnela del sinforme, convirtiendo el antiforme de propagación en pliegue de arrastre (Fig. 3).



FIGURA 2. Ejemplo de los cabalgamientos (líneas rojas discontinuas) y pliegues de propagación (líneas amarillas) que se repiten a lo largo de todo el dominio oriental de la Formación Las Tórtolas. Las fallas normales (líneas negras) cortan las estructuras anteriores. El área de la imagen se indica en la Fig. 1.

Los cabalgamientos y los planos axiales de los pliegues tienen una orientación preferente de N165-170E, buzando al ENE, por lo que la vergencia de las estructuras es WSW. Algunas ramificaciones de estas estructuras presentan una orientación más norteada. En la zona sureste del área de estudio (Fig. 1) se observa una segunda fase de plegamiento, de dirección N50-70E que afecta a las estructuras previamente descritas. Estos pliegues de segunda fase están ausentes en el resto de la zona estudiada, apareciendo en una zona muy concreta delimitada por dos cabalgamientos principales (Fig. 3).

Además, la sucesión estratigráfica está afectada por fallas normales, fundamentalmente en la zona sureste, con orientaciones N60E y N120E. En conjunto forman un sistema de fallas conjugadas que dejan bloques levantados (*horst*) y hundidos (*graven*), cortan las estructuras previas, y en ocasiones aparecen intruidas por diques granodioríticos.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Formación Las Tórtolas ha sido descrita como un paleo- complejo de acreción, donde la zona de estudio, perteneciente al dominio frágil-dúctil o dominio oriental, representa el prisma de acreción, mientras que las facies de mélangé (dominio dúctil) se corresponden con el canal de subducción (Fuentes et al., 2016, Bell, 1987). Las edades de la serie turbidítica original son Paleozoico superior, desde Devónico a Carbonífero Inferior según el método de datación utilizado. Con respecto a la edad de la deformación, ésta está comprendida entre el Carbonífero superior y

el Jurásico Inferior. El límite superior de esta deformación está determinado por la reactivación de la subducción en el margen continental de Sudamérica durante el Jurásico Inferior (ciclo Andino), etapa en la que La Formación Las Tórtolas se dispone como parte del bloque continental y parte del basamento del arco magmático que conforma el Batolito de la Costa en la Cordillera de la Costa.

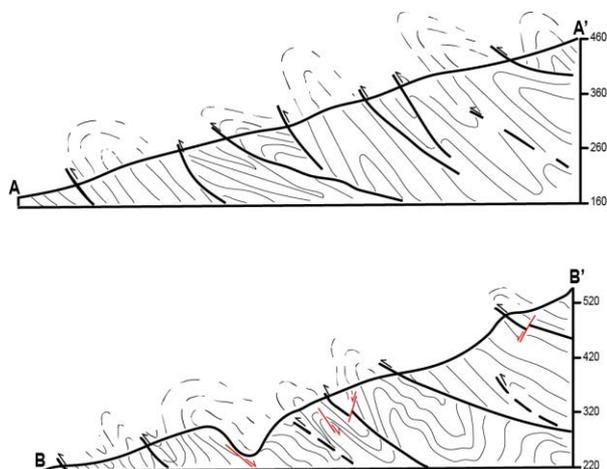


FIGURA 3. Perfiles esquemáticos A-A' y B-B' del área de estudio señalados en la Fig. 1. Los cortes muestran el apilamiento de estructuras debido a la actuación de los cabalgamientos principales y sus ramificaciones, con sus pliegues asociados. En el perfil B-B' se aprecia la segunda fase de plegamiento, que aparece únicamente entre dos grandes despegues.

Las estructuras que deforman a la Formación Las Tórtolas se pueden incluir dentro de la denominación de “faja corrida y plegada”, involucrando un gran acortamiento. En el contexto de un prisma de acreción, esta faja es sintética o paralela a la paleo- zona de subducción, de acuerdo a la vergencia general W de las estructuras. Los planos de falla y los planos axiales de los pliegues de propagación presentan la misma orientación y vergencia que la falla Infielos, que representa el límite entre el prisma de acreción y el canal de subducción (Fuentes et al., 2016). La geometría del apilamiento de escamas tectónicas y pliegues de propagación coincide con aquellas descritas en la parte frontal de un prisma de acreción. La progresión del acortamiento en la pila de sedimentos generaría la aparición de nuevos planos de falla por delante de los más antiguos, además de pliegues despegados en los flancos normales de los pliegues de propagación tumbados. La segunda fase de plegamiento que aparece en el área sureste de la zona de estudio, confinada entre dos grandes despegues, podría generarse por la diferencia en la tasa y dirección de movimiento de dichas fallas.

Las estructuras extensionales (boudines y pinch & swell), previas a la etapa de acortamiento, y las fallas normales que cortan la faja plegada y corrida pueden pertenecer a etapas en las que domina la acreción basal en el prisma, lo que conlleva un régimen de

engrosamiento y su posterior extensión horizontal. El cambio en las condiciones de la deformación de estas estructuras extensionales supondría la progresiva exhumación de la parte de la Formación Las Tórtolas expuesta en el área de estudio.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de la tesis presentada para la obtención del título de geólogo de Leónidas Sáez. El trabajo fue financiado gracias a los proyectos FONDECYT Iniciación n° 11140722 y el proyecto DIUDA 2014-22273 de la Universidad de Atacama.

## REFERENCIAS

- Bell, C. (1982). The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the coastal range of Chile between 25°30' and 27°S. *Revista Geológica de Chile*, 17(3): 21-29.
- Bell, C. (1984). Deformation produced by the subduction of a Paleozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 141(2): 336-347.
- Bell, C. (1987). The origin of the Upper Paleozoic Chañaral mélange of N Chile. *Journal of the Geological Society*, 144(4): 599-610.
- Berg, K. y Baumann, A. (1985). Plutonic and metasedimentary rocks from the Coastal Range of northern Chile: Rb-Sr and U-Pb isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 75(2-3): 101-115.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: *The Geology of Chile* (T. Moreno y W. Gibbons). The Geological Society, London, 1-114.
- Cloos, M. y Shreve, R. (1988): Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure and Applied Geophysics*, 128(3-4): 455-500.
- Fuentes, P., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M. y Rodríguez, N. (2016): Structural analysis and shape-preferred orientation determination of the mélange facies in the Chañaral mélange, Las Tórtolas Formation, Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 67: 40-56.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J. y Godoy, E. (2013): Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23: 1122-1135.
- Moore, G.F., Bangs, N.L., Taira, A., Kuramoto, S., Pangborn, E. y Tobin, H.J. (2007): Three-dimensional splay fault geometry and implications for tsunami generation. *Science*, 318: 1128-1131.

## La deformación Chánica en el Bloque San Rafael (Provincia de Mendoza, Argentina): implicaciones tectónicas

### *The Chanic deformation in the San Rafael Block (Mendoza Province, Argentina: tectonic implications)*

P. Farias<sup>1</sup>, J. García-Sansegundo<sup>1</sup>, A. Rubio-Ordoñez<sup>1</sup>, P. Clariana<sup>2</sup>, C. Cingolani<sup>3</sup> y N. Heredia<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. pfarias@geol.uniovi.es

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

<sup>3</sup> CONICET-Universidad Nacional de La Plata, Diag. 113 n° 275, B1900TAC La Plata, Argentina.

**Resumen:** En el basamento paleozoico pre-carbonífero del Bloque San Rafael, las rocas situadas al este del Cabalgamiento Gondwánico de Los Reyunos muestran estructuras chánicas vergentes al este y generadas en ausencia de metamorfismo, mientras las situadas al oeste de dicho accidente fueron deformadas en condiciones metamórficas de bajo grado por dos sistemas de pliegues, el primero de los cuales es, por lo general, vergente al oeste. Por esta razón el Cabalgamiento de Los Reyunos debe interpretarse como una reactivación de una estructura chánica. Este último sería el responsable de la superposición de la rama occidental del Orogénico Chánico sobre la rama Oriental del mismo, producida como consecuencia de la colisión entre Chilenia y Cuyania.

**Palabras clave:** Bloque San Rafael, Andes, Basamento Paleozoico, deformación chánica, deformación gondwánica.

**Abstract:** In the pre-Carboniferous Paleozoic basement of the San Rafael block, rocks located east of Los Reyunos Gondwanan thrust show chanic late-Carboniferous east-vergent structures and were generated in the absence of metamorphism. The rocks located west of Los Reyunos thrust were deformed by two sets of folds, the first usually west-vergent, under low grade metamorphic conditions. That is why the Reyunos thrust must be considered a reactivated chanic structure. Such chanic old thrust could be responsible for the superposition of the western branch of Chanic Orogen over its eastern branch which was produced as a consequence of the Chilenia - Cuyania collision.

**Key words:** San Rafael Block, Andes, Paleozoic Basement, Chanic deformation, Gondwanan deformation.

### INTRODUCCION

En el Bloque San Rafael, situado al este de la Cordillera Frontal y al sur de la Precordillera de los Andes (Fig. 1), afloran rocas del Mesoproterozoico (Formación Cerro la Ventana, Criado Roque, 1972), del basamento Paleozoico y de la cobertera permotriásica, representada por las capas del Grupo Choiyoi. Las rocas del basamento Paleozoico se agrupan en dos conjuntos separados por una discordancia: i) la serie carbonífera, representada por la Formación El Imperial (Serpukhoviense) y ii) la sucesión pre-carbonífera, con edades comprendidas entre el Ordovícico y el Devónico. Tanto la Formación El Imperial como la sucesión pre-carbonífera se encuentran afectadas por cabalgamientos gondwánicos dirigidos hacia el este y fosilizados por la cobertera Meso-terciaria. Además, la sucesión pre-carbonífera se encuentra afectada por estructuras y metamorfismo que no se encuentran desarrollados en las rocas de la Formación El Imperial, por lo que deben interpretarse en relación con la orogenia Chánica (Devónico Superior-Carbonífero inferior) relacionada con la colisión entre los continentes de Chilenia y Cuyania.

Varias de las formaciones que componen la sucesión pre-carbonífera paleozoica guardan notables

similitudes con series que afloran en la Precordillera de los Andes. Asimismo, existe un desigual desarrollo de la deformación, pues mientras en unos afloramientos se observan estructuras formadas en ausencia de metamorfismo, en otros se desarrollan pliegues y foliaciones tectónicas generados en condiciones de bajo grado metamórfico. En este sentido, el objetivo de este trabajo es analizar e interpretar las causas de las diferencias litológicas, estructurales y metamórficas existentes en las rocas paleozoicas pre-carboníferas del Bloque San Rafael.

### SUCESION PALEOZOICA PRE-CARBONIFERA

En el Bloque San Rafael las rocas paleozoicas pre-carboníferas se presentan en afloramientos aislados, por lo que no es posible elaborar una columna estratigráfica representativa de la zona. De todos modos, se distinguen varias formaciones geológicas cuyas principales características son las siguientes:

*Formación Ponón Trehue:* Corresponde a un pequeño afloramiento de calizas y dolomías, situadas al sur de la zona estudiada, dispuestas de forma discordante sobre las rocas proterozoicas de la Formación Cerro de la Ventana y estudiadas por

Bordonaro et al. (1996) y Abre et al. (2011). Estas calizas se depositaron en una plataforma carbonatada y contienen faunas fósiles variadas que permiten datarlas como del Ordovícico inferior. Por su edad y facies, esta

Formación puede correlacionarse con la Caliza de San Juan, que aflora ampliamente en la Precordillera Central y Oriental.

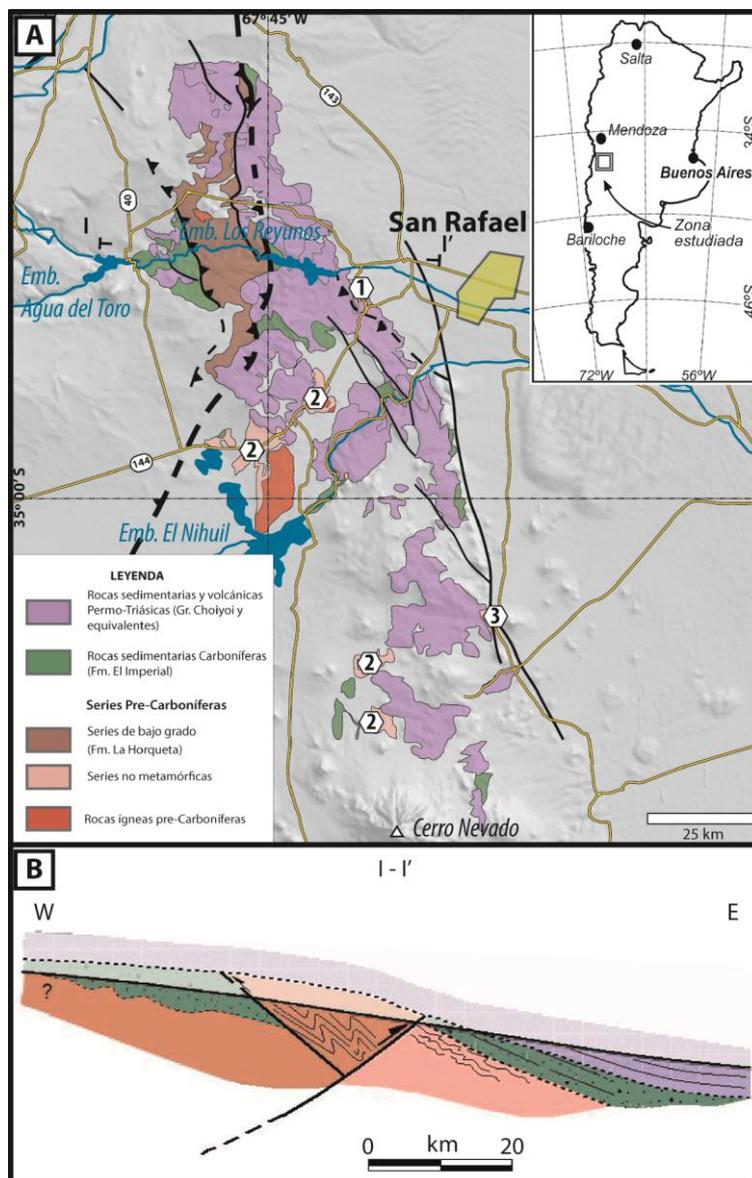


FIGURA 1. (A) Bosquejo geológico del Bloque San Rafael. (1) Fm. Pavón. (2) Fm. Río Seco de los Castaños. (3) Fm. Ponón Trehue, discordante sobre rocas del basamento Proterozoico. Basado en Sepúlveda et al. (2007a, b). (B) Corte geológico I-I' entre el Embalse Agua del Toro y 25 de Mayo.

**Formación Pavón** (Cuerda & Cingolani, 1998; Cingolani et al., 2003): Descrita en un pequeño afloramiento a 1,5 km al SE de 25 de Mayo, consiste en psamitas y pizarras en las que han sido encontrados restos de graptolites del Ordovícico. Por su edad, esta Formación podría ser correlacionable con algunas unidades descritas en la Precordillera (p. e. formaciones Los Sombreros, Empozada, Alcaparrosa).

**Formación Río Seco de los Castaños** (González Díaz, 1972, 1981): Esta formación se encuentra en pequeños afloramientos situados al SE de la zona

estudiada y en el cauce del río Atuel. Además, en el presente trabajo, se han incluido en esta unidad los afloramientos situados al NE de 25 de Mayo. Está constituida por areniscas y lutitas de tonos verdosos y grisáceos, entre las que se han encontrado restos de plantas que indican una posible edad Silúrico superior-Devónico inferior (Manassero et al., 2009). El espesor mínimo de esta Formación es de 2000 m y, por sus facies y edad, puede ser correlacionada con las formaciones Villavicencio y Punta Negra de la Precordillera mendocina y Central respectivamente.

*Formación La Horqueta:* Dessanti (1956) denominó Serie de La Horqueta a las rocas siliciclásticas pre-carboníferas del Bloque San Rafael, pero fue (González Díaz, 1972) quien separó la Formación Río Seco de los Castaños de este conjunto de rocas, caracterizadas por presentar un metamorfismo de bajo grado generalizado. El límite oriental de la Formación es el Cabalgamiento de Los Reyunos, extendiéndose su afloramiento hacia el oeste hasta una falla inversa que la pone en contacto con el afloramiento más occidental de la Fm. El Imperial. En esta parte occidental, la Fm. La Horqueta está constituida por alternancias de cuarcitas en bancos de escala métrica y pizarras, mientras que en la parte oriental del afloramiento está formada por cuarcitas blancas de grano grueso en capas de orden centimétrico a decimétrico, alternantes con delgados niveles (milimétricos a centimétricos) pizarrosos. En estas alternancias se reconocen frecuentemente estructuras sedimentarias (granoclasificación) que permiten conocer la polaridad de la sucesión. En las rocas aquí consideradas como pertenecientes a la Formación La Horqueta no han sido encontrados restos fósiles, por lo

que su edad es indeterminada. Sin embargo, Cingolani et al. (2008) han encontrado en esta Formación cirrones detríticos que permiten estimar una edad de sedimentación del Silúrico al Devónico inferior. Por otra parte, las alternancias centimétricas y decimétricas de los afloramientos más orientales de esta unidad recuerdan a las Capas de Vallecitos, estudiadas en la Cordillera Frontal y atribuidas al Devónico (Heredia et al., 2012).

## ESTRUCTURAS CHANICAS

Desde el punto de vista de la estructura chánica, en el Bloque San Rafael se pueden distinguir dos dominios estructurales: (i) pliegues chánicos, desarrollados en ausencia de metamorfismo, que afectan a las formaciones paleozoicas situadas al este del Cabalgamiento de los Reyunos y (ii) estructuras chánicas desarrolladas en condiciones metamórficas de bajo grado que solamente afectan a la Formación la Horqueta y son observables al oeste del Cabalgamiento de los Reyunos.



FIGURA 2. (A) Pliegues vergentes al este desarrollados en la Formación Pavón. (B) Interferencia de pliegues desarrollados en condiciones metamórficas de bajo grado en la Formación La Horqueta.

(i) En la zona estudiada, las capas de las formaciones Ponón Trehue, Pavón y Río Seco de los Castaños se encuentran afectadas por pliegues de dirección aproximada N-S, vergentes al este, que cuando se desarrollan sobre alternancias de areniscas y pizarras presentan geometrías de tipo chevron y bajo ángulo entre flancos ( $\sim 50^\circ$ ) (Fig. 2A). Localmente estos pliegues pueden llevar asociado un clivaje grosero discontinuo. Con posterioridad, se desarrolla una segunda generación de pliegues laxos, también de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical.

(ii) Las rocas de la Formación La Horqueta se encuentran deformadas por estructuras que se asocian a dos episodios de deformación superpuestos, con direcciones oblicuas y desarrollados en condiciones metamórficas de bajo grado (Fig. 2B). El primer episodio (D1) está representado por pliegues

asimétricos apretados, con charnelas engrosadas de dirección muy variable debido a la deformación producida por pliegues posteriores. En general, el rumbo de estos pliegues varía de direcciones N-S a E-O, aunque sus ejes presentan generalmente una marcada inmersión hacia el este. En las zonas donde menor influencia tienen las estructuras chánicas posteriores, la vergencia general de las estructuras D1 es hacia el oeste. A estos pliegues se asocia un clivaje pizarroso generalizado (S1). El segundo episodio de deformación (D2) está caracterizado por pliegues de escala centimétrica a métrica, con rumbo entre N-22-E y N-65-E, subverticales o vergentes al este, a los que se asocia un clivaje de crenulación (S2) bien desarrollado. La oblicuidad existente entre ambos sistemas de pliegues, en general, es superior a  $30^\circ$ , lo que da lugar a complejas figuras de interferencia de pliegues de tipo 2 y 3 de Ramsay (1967) y es la causante de la gran dispersión existente en la dirección de las estructuras

D1. El Cabalgamiento de Los Reyunos superpone estas rocas sobre la Formación El Imperial, por lo que debe relacionarse con la deformación gondwánica.

## RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En el Bloque San Rafael, las formaciones de edad comprendida entre el Ordovícico y el Devónico situadas al este del Cabalgamiento de Los Reyunos (formaciones Ponón Trehue, Pavón y Río Seco de los Castaños), son comparables litológicamente a varias de las que afloran en la Precordillera. Asimismo, de forma similar a como ocurre en la Precordillera, dichas formaciones se encuentran deformadas por pliegues chánicos, vergentes al este y desarrollados en ausencia de metamorfismo.

Al oeste del Cabalgamiento de los Reyunos, las rocas de la Formación La Horqueta, de edad indeterminada pero paleozoica pre-carbonífera, se encuentran deformadas por dos sistemas de pliegues oblicuos desarrollados bajo condiciones metamórficas de bajo grado, de los que el primero es generalmente vergente al oeste. Estas rocas son similares litológicamente a las Capas de Vallecitos, que afloran en la Cordillera Frontal (Cordón del Plata).

A la vista de estos datos, el Cabalgamiento gondwánico de Los Reyunos debe interpretarse como una reactivación de un importante accidente anterior de edad chánica, responsable de la superposición de la rama occidental del Orógeno Chánico, la desarrollada sobre Chileña, sobre la rama oriental del mismo, desarrollada sobre Cuyania.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los subproyectos: CGL2012-3896-C03-01 y CGL2012-38396-C03-03 del proyecto coordinado: TORANDES, del Plan de I+D+i español y fondos FEDER de la UE.

## REFERENCIAS

- Abre, P., Cingolani, C.A., Zimmermann, U., Cairncross, B. & Chemale Jr., F. (2011): Provenance of Ordovician clastic sequences of the San Rafael Block (Central Argentina), with emphasis on the Ponon Trehue Formation. *Gondwana Research*, 19(1): 275-290.
- Bordonaro, O., Keller, M., & Lehnert, O. (1996): El Ordovícico de Ponón Trehue en la Provincia de Mendoza (Argentina): Redefiniciones Estratigráficas *13 Congreso Geológico Argentino y 3<sup>er</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Vol. 1, pp. 541-550. Buenos Aires.
- Cingolani, C.A., Manassero, M. & Abre, P. (2003): Composition, provenance, and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: Southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1): 91-106.
- Cingolani, C.A., Tickyj, H. & Chemale Jr., F. (2008): Procedencia sedimentaria de la Formación La Horqueta, Bloque de San Rafael, Mendoza (Argentina): primeras edades U-Pb en circones detríticos, *17 Congreso Geológico Argentino*, Actas, pp. 998-999, San Salvador de Jujuy.
- Criado Roque, P. (1972): Bloque de San Rafael. In: A. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Vol. 1, pp. 283-295. Córdoba Academia Nacional de Ciencias.
- Cuerda, A., & Cingolani, C. A. (1998): El Ordovícico de la región del Cerro Bola en el Bloque de San Rafael, Mendoza: sus faunas graptolíticas. *Ameghiniana*, 35: 427-448.
- Dessanti, R.N. (1956): Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza). *Dirección Nacional de Geología y Minería*, Boletín 85, pp. 79, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. (1972). Descripción Geológica de la Hoja 27d, San Rafael, Provincia de Mendoza.
- González Díaz, E. F. (1981): Nuevos argumentos a favor del desdoblamiento de la denominada «Serie de la Horqueta» del Bloque de San Rafael, Provincia de Mendoza *8° Congreso Geológico Argentino*, Vol. 1, pp. 341-354. Buenos Aires.
- Heredia, N., Farias, P., García-Sanseguno, J., & Giambiagi, L. B. (2012): The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordon del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean Geology*, 39(2): 242-257. doi: 10.5027/andgeoV39n2-a03
- Manassero, M., Cingolani, C.A. & Abre, P. (2009): A Silurian-Devonian marine platform-deltaic system in the San Rafael Block, Argentine Precordillera-Cuyania terrane: litofacies and provenance. *Geological Society, London, Special Publications*, 314: 215-240.
- Sepúlveda, E.G., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. (2007a): Hoja geológica 3569-IV (Embalse El Nihuil, Provincia de Mendoza). *Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Bol. 268, pp. 52, Buenos Aires.
- Sepúlveda, E.G., Carpio, F.W., Regairaz, M.C., Zárate, M. y Zanettini, J.C.M. (2007b): Hoja Geológica 3569-II (San Rafael, Provincia de Mendoza). *Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Bol. 321, pp. 59, Buenos Aires.

# Evolución sedimentaria y paleogeográfica cenozoica de la Cuenca Quebrada Del Profeta, norte de Chile

## *Cenozoic sedimentary and palaeogeographic evolution of the Quebrada Del Profeta Basin, northern Chile*

A. Fernández-Mort<sup>1,2</sup>, R. Riquelme<sup>1</sup>, S. Muñoz<sup>1</sup> y K. Centellas<sup>1</sup>

1 Dpto. Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile. afdezmort@alumnos.ucn.cl; rriquelme@ucn.cl; smf002@alumnos.ucn.cl;

2 Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España.

**Resumen:** El antearco andino del norte de Chile alberga diversas cuencas cenozoicas continentales cuyo relleno sedimentario responde a la erosión y denudación de la Precordillera Andina. La Cuenca Quebrada Del Profeta es una de estas cuencas intramontañosas situada a ~200 km al SE de Antofagasta. En este trabajo se describe una secuencia sedimentaria de ~145 m de potencia, donde se distinguen dos tramos (TI y TII) separados por una discordancia. El TI, compuesto por paraconglomerados, arenas, limos y niveles de calizas, se interpreta como un sistema fluvio-aluvial y lacustre. El TII, compuesto por brechas masivas y por niveles de brechas cementadas por yeso, se interpreta como un sistema aluvial dominado por flujos de tipo debris flow. El análisis de facies y las variaciones laterales de estas, sumado a la medida de paleocorrientes y procedencia de clastos, indica que en el TI (Eoceno Superior), predominaba un sentido de transporte NO-SE, mientras que en el TII (Mioceno), el sentido de transporte era E-O. Este cambio implica una importante reorganización paleogeográfica en el límite Paleógeno – Neógeno en esta zona.

**Palabras clave:** Desierto de Atacama, Precordillera Andina, cuenca de antearco, evolución paleogeográfica.

**Abstract:** The Andean forearc in northern Chile contains several cenozoic continental basins filled up with deposits coming from the erosion of the Andean Precordillera. The Quebrada Del Profeta Basin is one of this intramontane basins located ~200 km SE of Antofagasta. In this study we describe a ~145 m thick sedimentary sequence, where two sections, separated by a discordance, are distinguished: TI and TII. The TI is composed by paraconglomerates, sandstones, siltstones and limestones and is interpreted as a fluvio-alluvial and lacustrine system. The TII is composed by massive breccias and levels of breccias cemented by gypsum and is interpreted as an alluvial system dominated by debris flows. Facies analysis and lateral variations of these, added to paleocurrent data and studies of clasts provenance, indicate that in the TI (Late Eocene) prevailed a NW-SE sediment transport direction, whereas in the TII (Miocene) prevailed an E-W sediment main transport. This change implies an important palaeogeographic redistribution during the Paleogene – Neogene boundary in this region.

**Key words:** Atacama Desert, Andean Precordillera, forearc basin, palaeogeographic evolution.

## INTRODUCCIÓN

El antearco andino del norte de Chile alberga diversas cuencas cenozoicas continentales cuyo relleno sedimentario responde a la erosión y denudación de la Precordillera Andina, unidad fisiográfica originada en el Eoceno Superior – Oligoceno Inferior durante la llamada Fase Tectónica Incaica (e.g. Makshev y Zentilli, 1999). Tradicionalmente, los depósitos continentales de estas cuencas se conocían genéricamente como “Gravas de Atacama” (Mortimer, 1973). Sin embargo, estos depósitos cenozoicos presentan notables diferencias como consecuencia de distintos eventos tectónicos y fluctuaciones climáticas (e.g. Rech et al., 2010). De esta forma, durante las dos últimas décadas varios trabajos han estudiado el registro sedimentario de varias de estas cuencas

(Fig.1A) con fines paleoambientales y paleoclimáticos (e.g. Rech et al., 2010).

Este estudio muestra los datos sedimentológicos y petrológicos de los trabajos llevados a cabo en la Cuenca Quebrada Del Profeta, una de las cuencas cenozoicas del antearco chileno menos estudiadas en el norte de Chile. Con ello se pretende interpretar los distintos sistemas deposicionales que dominaron esta cuenca y obtener una visión inicial de la evolución paleogeográfica de esta.

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Quebrada Del Profeta es una cuenca continental intramontañosa emplazada en la Precordillera o Cordillera de Domeyko. Está situada en

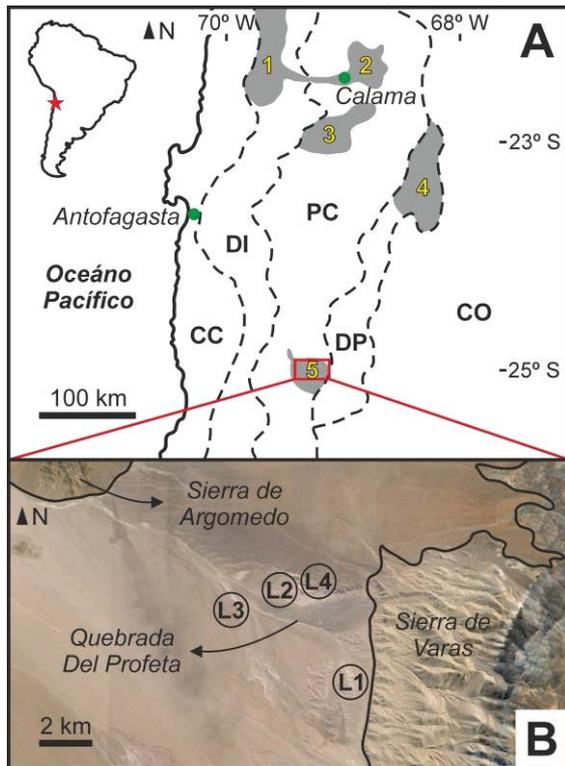


FIGURA 1. A) Representación gráfica del norte de Chile mostrando las unidades fisiográficas principales (siglas) y algunas de las cuencas cenozoicas del antearco (números). CC: Cordillera de la Costa; DI: Depresión Intermedia; PC: Precordillera; DP: Depresiones Preandinas; CO: Cordillera Occidental. 1: Cuenca de Quillagua-Llamara; 2: Cuenca de Calama; 3: Cuenca Centinela; 4: Cuenca Salar de Atacama; 5: Cuenca de Quebrada Del Profeta (objeto de estudio en este trabajo). B) Imagen aérea de la cabecera de la Cuenca Quebrada Del Profeta con las localidades (L) donde se levantaron columnas estratigráficas.

el norte de Chile ( $24^{\circ}55' S$ ,  $69^{\circ}15' O$ ), a una altura de  $\sim 3.000$  m.s.n.m. y localizada a  $\sim 200$  km al SE de la ciudad de Antofagasta (Fig. 1A).

La cabecera de la cuenca está flanqueada al Este por la Sierra de Varas (SV) y al Oeste por la Sierra de Argomedo (SA) (Fig. 1B). El resto de la cuenca bordea la parte Sur de la SA y prosigue hacia el NNO por la Depresión Intermedia. Este trabajo se centra únicamente en la cabecera, donde se encuentran los afloramientos más continuos y representativos. La SV y la SA exponen unidades ígneas, volcánicas y sedimentarias con edades desde el Paleozoico hasta el Cenozoico Inferior (e.g., García, 1967; Espinoza et al., 2011). Chong (1973) realiza una primera descripción del relleno sedimentario de la cuenca, definiendo las formaciones Aguada de Zorro y Pampa de Mulas. Centellas et al. (2015) recopilan y discuten datos geocronológicos que otorgarían a la primera formación una edad Eocena Superior, mientras que la segunda sería de edad Miocena.

## SEDIMENTOLOGÍA

Para este trabajo se levantaron varias columnas estratigráficas en cuatro localidades (Fig. 1B),

conformando un total de  $\sim 145$  m de serie. Las localidades serán tratadas de aquí en adelante como L1, L2, L3 y L4 (Fig. 1B y 2A). A grandes rasgos, la serie puede dividirse en dos tramos: Tramo Inferior (TI) y Tramo Superior (TII), separados por una notable discordancia angular (Fig. 2A y 2B). Estos dos tramos corresponderían a la Fm. Aguada de Zorro y a la Fm. Pampa de Mulas (Chong, 1973), respectivamente. El TI, descrito en L1 y L2, tiene una potencia  $\sim 75$  m y está formado principalmente por paraconglomerados y, en menor proporción, arenas gruesas, limos y niveles tabulares de caliza. Este tramo aparece fallado y plegado por pliegues con ejes de dirección N-S. El TII, descrito en L1, L2, L3 y L4, está formado en casi su totalidad por brechas matriz-soportadas muy poco consolidadas y por tres niveles poco potentes cementados por yeso. Se encuentra discordante sobre el T1 (Fig. 2B) y ligeramente basculado ( $\sim 10^{\circ}$ ) hacia el O.

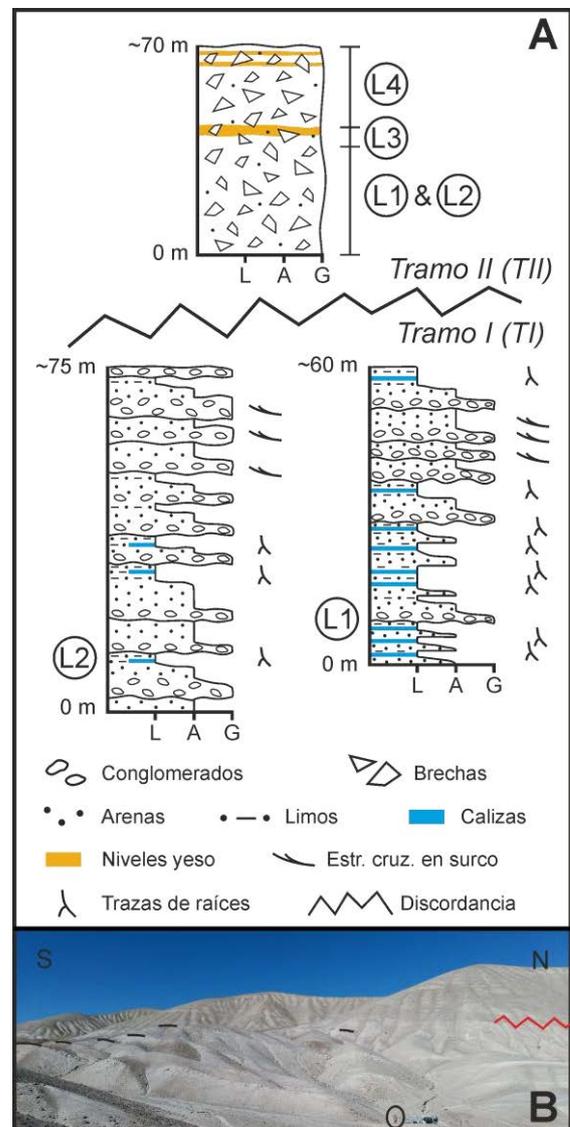


FIGURA 2. A) Columnas estratigráficas simplificadas. L1, L2, L3 y L4 son las localidades situadas en la Fig. 1B. B) Panorámica de L1. Las líneas negras marcan crestas que se corresponden con calizas, mientras que el trazo rojo marca la discordancia que separa los dos tramos. La elipse negra rodea a una persona.

A continuación se describen las facies de manera individualizada:

#### **Paraconglomerados grisáceos**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2. Son conglomerados polimícticos, matriz-soportados, con clastos sub-redondeados y sub-angulosos y mal seleccionados (tamaños entre 25 y 1 cm). Los clastos son mayoritariamente de tobas dacíticas y andesíticas, areniscas y riolitas. Están soportados por una matriz silíceo de arena gruesa y cementados localmente por carbonato. El espesor de los estratos varía desde 20 cm a 2-3 m. Presentan muro y techo planos, pero ocasionalmente poseen base erosiva, estratificación cruzada en surco y gradan a microconglomerados y arena gruesa hacia techo. Se han tomado varias medidas de paleocorrientes con un sentido preferente desde el NO al SE.

#### **Brechas masivas de color marrón a negro**

Conforman casi la totalidad del TII y afloran en todas las localidades. Son brechas muy poco consolidadas, polimícticas, matriz-soportadas, con clastos angulosos y mal seleccionados (tamaños entre 35 y 1 cm). Los clastos son mayoritariamente dacitas, de andesitas, tobas y calizas. Son masivas, no presentan estratificación ni estructura.

#### **Brechas cementadas por yeso**

Pertenecen al TII y afloran en L3 y L4. Se trata de tres niveles cementados por yeso. El nivel inferior, presente en L3, tiene unos 2-3 m de potencia y está notablemente cementado. A escala de afloramiento se aprecian clastos implosionados y grietas verticales, mientras que bajo el microscopio óptico se observan envueltas de arcilla alrededor de los clastos. Los dos niveles superiores afloran en L4 apenas alcanzan los 50 cm de potencia y están menos cementados.

#### **Arenas gruesas pardo-grisáceas**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2. Son areniscas de tamaño de grano arena gruesa con clastos dispersos. Ocasionalmente están cementadas por carbonato. Se disponen en estratos de potencia variables (desde 10 cm a 2-3 metros) y pueden presentar estratificación cruzada en surco.

#### **Limos pardo-grisáceos**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2. Son limolitas que varían desde colores marrones a grisáceos. Presentan clastos dispersos. Generalmente culminan secuencias granodecrecientes comenzadas por los paraconglomerados y arenas, ya descritos anteriormente. También aparecen a muro de las calizas y, en ocasiones, presentan trazas de raíces.

#### **Calizas tabulares**

Pertenecen al TI y afloran en L1 y L2 (Fig. 2B y 3A). Son calizas clasificadas como mudstone (Dunham, 1962) y muy silicificadas (Fig. 3B). Su

textura varía de masiva (Fig. 3B) a nodulosa. Contienen de manera dispersa restos de ostrácodos, restos vegetales, trazas de raíces y grietas de desecación. La mineralogía obtenida por difracción de rayos X es calcita, cuarzo y, en menor medida, ópalo. Se disponen en estratos tabulares, con muro y techo planos, de varias decenas de centímetros y nunca superiores a un metro. Algunos de los niveles están subdivididos en dos o tres estratos, separados entre sí por capas muy finas de lutitas. Por lo general culminan pequeñas secuencias de 1-2 m comenzadas por limos grises y continuadas por capas centimétricas de calizas margosas (Fig. 3A).

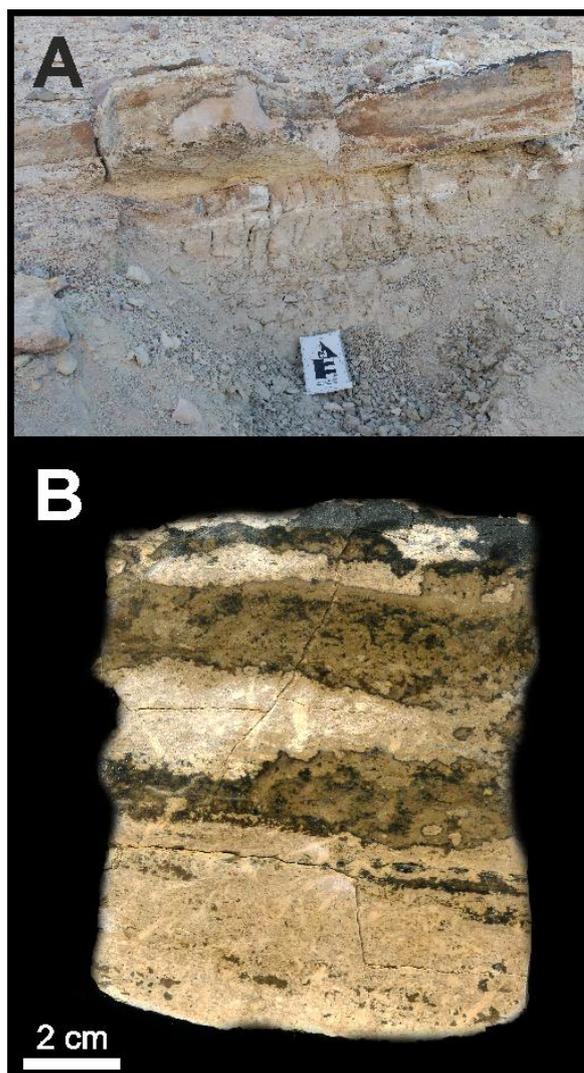


FIGURA 3. A) Perfil mostrando, de muro a techo, limos grises, calizas margosas y caliza muy silicificada. B) Muestra de mano de una caliza masiva y silicificada procedente de la Fig. 3A.

#### **DISCUSIÓN**

El TI y el TII representan ambientes deposicionales muy diferentes. Las facies detríticas del TI se interpretan como un sistema fluvio-aluvial con canales entrelazados y depósitos de llanura de inundación (Miall, 1996). Las bases erosivas curvadas representan

canales con flujos tractivos de carga de gravas, con formación de barras de canal representadas por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada. Las areniscas de grano más fino y limos representan depósitos de llanura de inundación. Los paquetes de gravas limitados por muro y techo planos representarían eventos torrenciales de mayor energía. Estos depósitos fluvio-aluviales se intercalan con calizas de origen lacustre-palustre. Las calizas de aspecto masivo representan un ambiente lacustre somero de alta productividad biológica (e.g. Arenas et al., 1997), mientras que las calizas con textura nodulosa representan un ambiente palustre, con exposición sub-aérea y desecación (e.g. Freytet, 1973). Por el contrario, las brechas masivas del TI representan un sistema aluvial dominado por flujos plásticos de tipo *debris flow* de alta energía (Miall, 1996). El nivel inferior de yeso presenta características que podrían indicar procesos de pedogénesis (e.g. Rech et al., 2010).

La variación lateral de facies del TII tiene implicaciones paleogeográficas importantes. L1, situada al SE de L2, alberga el mayor número (diez) de niveles de caliza de toda la serie, mientras que L2 tan solo contiene tres niveles de caliza muy poco potentes. Los propios niveles de caliza también muestran variación textural lateral en cuanto a su textura, encontrándose generalmente las de aspecto más masivo (ambiente lacustre somero) hacia el S y las más nodulosas (ambiente palustre) hacia el N. Todo ello, sumado a las medidas de paleocorrientes, indicaría facies más distales hacia el SE y más proximales hacia el NO. Por lo tanto, el sentido de transporte preferente sería NO-SE.

La procedencia de los clastos apoyaría estas direcciones de aporte. Las litologías de los clastos del TI corresponderían principalmente a la erosión de la Fm. Chile-Alemania (Espinoza et al., 2011) y de la Fm. La Tabla (García, 1967), las cuales afloran al NO (Sierra de Argomedo), indicando un sentido de transporte NO-SE. Por el contrario, las litologías de los clastos del TII corresponderían a la erosión de la Fm. Profeta (Chong, 1973), la cual aflora al E (Sierra de Varas), indicando un sentido de transporte E-O que concuerda con las observaciones geomorfológicas de campo.

## CONCLUSIONES

Análisis de facies, variaciones laterales de estas, medidas de paleocorrientes y estudios de procedencia de clastos realizados en la Cuenca Quebrada Del Profeta indican que durante el Eoceno Superior existía un ambiente sedimentario fluvio-aluvial y lacustre con sentido de transporte NO-SE. Por el contrario, durante el Mioceno existía un ambiente aluvial con sentido de transporte E-O. Este cambio implica una importante reorganización paleogeográfica en el límite Paleógeno-Neógeno en esta zona.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la beca CONICYT-PCHA/Doctorado Nacional/2016-21160193 y por los proyectos de investigación Proyecto Anillos ACT-1203 y FONDECYT N°1121041 (Chile) y LMI-COPEDIM (Chile-Francia).

## REFERENCIAS

- Arenas, C., Casanova, J., y Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128(1): 133-155.
- Centellas, K., Riquelme, R., González, R., Jordan, T., González, K., Fernández-Mort, A., Ramos, H., Villar, S., y Tapia, L. (2015): Geocronología, sistemas de depósito y evolución paleogeográfica de las unidades sedimentarias eocenas-miocenas de Sierra de Varas, Región de Antofagasta. En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, Comunicaciones, Vol. 1: 793-796.
- Chong, G. (1973): *Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 1-284. Santiago
- Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P. y Venegas, C. (2011): *Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 129: 1-65. 1 mapa escala 1:100.000*.
- Freytet, P. (1973): Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (southern France). *Sedimentary Geology*, 10(1): 25-60.
- García, F. (1967): Geología del Norte Grande de Chile. En: *Simposium sobre el Geosinclinal Andino. Sociedad Geológica de Chile*. Publicación 3: 1-128.
- Maksaev, V. y Zentilli M. (1999): Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, Northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, 8: 65-89.
- Miall, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. New York, Springer, 1-582.
- Mortimer, C. (1973): The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal Geological Society London*, 129: 505-526.
- Rech, J. A., Currie, B. S., Shullenberger, E. D., Dunagan, S. P., Jordan, T. E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Rowe, H.D. y Houston, J. (2010): Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in the Atacama Desert, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(3): 371-382.

# Influencia de la orogénesis andina en la geología de Sudamérica suroriental

## *Influence of the Andean orogenesis in the geology of Southeastern South America*

Danilo Antón<sup>1</sup> y Analía Pereira Bruschi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Consultor independiente: San José 1018 ap.204, C.P.11100 Montevideo, Uruguay [dantonster@gmail.com](mailto:dantonster@gmail.com)

<sup>2</sup> Consultora independiente: L.A. de Herrera 2682 ap.1002, C.P. 11600, Montevideo, Uruguay [anpere@gmail.com](mailto:anpere@gmail.com)

### Resumen

En la vertiente atlántica de América del Sur llama la atención la diferencia entre la estratigrafía sedimentaria pre-cenozoica y las formaciones posteriores, principalmente post-miocénicas. En el lapso Devonico-Cretácico se observa predominancia de formaciones continentales arenosas (areniscas devónicas, permo-carboníferas, triásicas, jurásicas y cretácicas). En el período Cenozoico, en particular desde el Mioceno hasta la actualidad, se observan secuencias de formaciones continentales limosas con importantes aportes eólicos. Se considera que dicha diferencia se originó por el cambio de la configuración orográfica producido por el ascenso de la cadena andina que ocasionaron modificaciones en la circulación atmosférica generándose vientos con dirección Este-Noreste. La presencia andina incluyó muchos episodios volcánicos con emisiones de cenizas volcánicas y otros productos efusivos que se acumularon en el piedemonte oriental. Estos depósitos fueron deflacionados sedimentándose en las llanuras y penillanuras de la vertiente oriental.

**Palabras clave:** eólico, loess, Cenozoico, orogénesis, Andes

### Abstract

*On the Atlantic side of South America it strikes the difference between the pre-Cenozoic sedimentary stratigraphy and later formations, mainly post-Miocene. In the Devonian-Cretaceous period several sandy continental formations are observed (Devonian, Permian-Carboniferous, Triassic, Jurassic, Cretaceous). In the Cenozoic period, particularly from the Miocene to present, the sedimentary sequences include several silty-dominated continental formations with aeolian genesis. It is considered that this difference is due to the change of the orographic configuration due to the rise of the Andean chain leading to changes in atmospheric circulation with generation of East-Northeastern winds. The emissions of volcanic ash and other volcanic products deposited in the eastern piedmont were deflated and accumulated on the Eastern plains and pediments.*

**Key words:** aeolian, loess, Cenozoic, orogenesis, Andes

### INTRODUCCIÓN

La elevación de la cadena montañosa de los Andes en el oeste de América del Sur introdujo cambios en la circulación atmosférica actuando como una barrera orográfica en las latitudes tropicales y medias. En las zonas transicionales y australes los pasos y valles cordilleranos permitieron el tránsito de las masas de aire que al descender en la vertiente oriental adoptaron una dirección noreste. A ello se agregaron las frecuentes y sucesivas erupciones volcánicas con emisión de cenizas y diversos materiales piroclásticos que dadas las condiciones geomorfológicas de pendientes abruptas y cursos de agua torrenciales permitieron el arrastre de diversos sedimentos y generaron abanicos aluviales en el pie oriental de la montaña. Estos materiales fueron deflacionados por los vientos transcordilleranos y depositados en las llanuras y penillanuras orientales del continente sudamericano.

### ANTECEDENTES

La orogénesis andina fue estudiada por numerosos autores que determinaron el inicio del proceso orogénico y/o de las fallas que le dieron lugar en un período que habría comenzado hace 25 millones de años alcanzando su carácter orográfico mayor hace aproximadamente 15

millones de años (Gregory-Wodzicki, 2000). Por su parte, las formaciones sedimentarias de la vertiente suroriental del continente fueron el objeto de numerosos estudios que en general mostraron una predominancia de unidades formacionales continentales detríticas arenosas desde el Devónico al Cretácico Superior (Albariño et al., 2002; Bossi et al., 1988; Neumann et al., 2009; Riccardi, 1988). Otros trabajos y relevamientos (Tófaló et al., 2009, Antón, 1976, Bossi et al., 1988, Verolavsky et al., 2004) mostraron que a partir del Mioceno predominan las formaciones limosas de origen eólico (loess o sedimentos retrabajados a partir de loess) indicando las consecuencias geodinámicas de la ascensión orogénica andina en las secuencias neógenas del sureste de América del Sur.

### MARCO GEOLÓGICO

La Cordillera andina implicó cambios fundamentales en la dinámica geológica de la vertiente suroriental de América del Sur. La edad generalmente aceptada para el comienzo de la orogénesis es del orden de 18 Ma, aunque aparentemente las fallas geológicas responsables por su elevación habrían comenzado hace 25 Ma. En los Andes Centrales, evidencias paleobotánicas sugieren que el Altiplano (Puna) alcanzó más de un tercio de su elevación actual de 3.700 m hace 20 Ma y no más de la mitad hace 10.7 Ma. Esto implica que hubo una elevación del orden

de 2300–3400 m. desde el Mioceno tardío a 0,2-0,3 mm por año. Datos paleobotánicos sugieren una historia similar para los Andes transicionales más al sur. Extrapolando estos datos se puede estimar que los Andes iniciaron su elevación desde niveles oceánicos hasta 4.000 m. hace más o menos 20 Ma. Para que dicha elevación sea significativa desde el punto de vista de la circulación atmosférica la altitud debería superar una altura promedio de 500-1.000 m. lo que llevaría la influencia efectiva a una antigüedad de 15-17 Ma. En el sector meridional de los Andes Patagónicos la elevación tuvo un ritmo menor, tal vez 500 m. cada 5 Ma con una antigüedad algo menor de 12- 15 Ma.

En la actualidad la cordillera andina meridional presenta altitudes variables entre 4.000-4.500 m en el sector central y transicional y 2.000 m en el extremo sur. Las cimas superan 6.000 m al norte, disminuyendo a 3.500 m en el sur.

El vulcanismo andino comenzó durante la primera fase de la orogénesis, aproximadamente hace 15 Ma (Mioceno Inferior o Medio) y continuó hasta la actualidad generando diversos productos volcánicos (lavas, escorias, cenizas, piroclastos, tobas, etc.) que se acumularon en la cercanía del cono volcánico o formando abanicos aluviales en el antepaís oriental

## DATOS ESTRATIGRÁFICOS

Las formaciones arenosas de las secuencias pre-Cenozoicas a partir del período Devónico sudamericano suroriental, incluyen numerosas formaciones detríticas arenosas. En el Devónico subandino y chaqueño: Fms. Iquirí, Los Monos, Huamampampa, Icla, y Santa Rosa, y en Uruguay (Fms. Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma). Estas últimas son areniscas y pelitas de origen continental fluvial, litoral y nerítico. Las secuencias permocarboníferas gondwánicas (Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina), se inician con formaciones glaciares (En Brasil Fm. Itararé y en Uruguay, Fm. San Gregorio) y fluviales o fluvio-glaciares (en Brasil Fm. Río Bonito y en Uruguay, Fm. Tres Islas. Luego se depositaron grupos pelíticos en mares poco profundos (Palermo e Iraty en Brasil; Grupo Melo en Uruguay). Por encima se encuentran las areniscas de las Fms. Yaguairí, Buena Vista y Tacuarembó (Uruguay), y Estrada Nova, Piramboia y Botucatu en Brasil. En el Jurásico estas cuencas fueron cubiertas parcialmente por basaltos (Fms. Serra Geral en Brasil y Arapey en Uruguay). Por encima de éstas se depositaron en las regiones intracratónicas y patagónicas, formaciones detríticas predominantemente arenosas (Fms. Guichón, Mercedes y Asencio en Uruguay). A partir del Eoceno se estableció un clima húmedo hasta el Oligoceno. El Mioceno presenta clima semiárido con varias unidades limosas con contribución eólica. Son las Fms. Fray Bentos en Uruguay y Entre Ríos, Olivos en Buenos Aires y Cerro Azul en La Pampa. Luego de un intervalo transgresivo sobre el estuario Platense (Fms. Paraná en Argentina y Camacho en Uruguay) acompañadas por depósitos fluviales (Fms. Puelche, Ituzaingó, Salto y Raigón) a partir de los cuales se reiniciaron los depósitos eólicos, producto de la deflación en los abanicos aluviales andinos, transportando partículas limosas ricas en cenizas

volcánicas hacia las llanuras y penillanuras orientales: Fms. Ensenada y Buenos Aires (Argentina) y Fms. Libertad, Dolores y Sopas (Uruguay). Dichos aportes contribuyeron al desarrollo de suelos de alta productividad. Los sedimentos limosos deflacionados a partir de los abanicos en clima semiárido fueron transportados por el viento hacia el noreste, atravesando las llanuras pampeanas y peri-pampeanas, depositándose en las praderas bonaerenses y santafecinas de la pampa húmeda y en las penillanuras de la Banda Oriental y Entre Ríos con presencia importante de vidrio volcánico en los depósitos resultantes (Fig. 1).

## DISCUSIÓN DE LOS DATOS EXISTENTES

Las primeras formaciones limosas se dan en el Mioceno temprano (12-15 Ma). La Fm. Fray Bentos, eólica con episodios fluviales, está localizada en Uruguay y en Entre Ríos, representando un prolongado período semiárido. La Fm. Olivos, que es de origen eólico o lagunar, se sitúa en las provincias de Buenos Aires y Santa Fe (Argentina), aunque la presencia de arenas medianas y gruesas, también indica participación fluvial. La existencia de yeso distribuido en todo el perfil, permite interpretar una condición de aridez durante su sedimentación. La Fm. Cerro Azul incluye depósitos continentales discontinuos constituidos por limolitas arenosas y areniscas limosas incluyendo loess y paleosuelos en la provincia de La Pampa. Cronológicamente se la ubica en el intervalo de 10 Ma a 5,8-5,7 Ma. En el Mioceno tardío y Plioceno se produjo la transgresión paranaense con facies asociadas continentales fluviales y en menor grado eólicas. Durante el Plioceno y primera parte del Pleistoceno se instauró un clima semiárido con escaso aporte de limos (tal vez debido a una humidificación climática). Es un período en el que predominaron los niveles arenosos y gravosos, intercalados con arcillas, indicadores de un régimen fluvial con clima semiárido. Este ambiente dio lugar a las acumulaciones de las arenas Puelches presentes en el subsuelo de Buenos Aires y areniscas de Salto en el litoral del Río Uruguay. Las terrazas de la Fm Salto se relacionan con los escalones erosivos en la región basáltica que denominamos “Sarandí del Arapey” que aparece como un escalón intermedio por debajo de la superficie Masoller y por encima de las planicies aluviales Sopas- Mataojo. Por encima de las superficies de erosión Plio-Pleistocénas y de sus formaciones fluviales correlativas se depositaron materiales limolíticos y/o loésicos. Estos aportes se debieron probablemente a la intensificación de la actividad volcánica explosiva en los Andes, al cambio de dirección de los vientos y/o acidificación en las zonas de origen. En principio, estos limos provinieron del piedemonte andino, dejando como testimonio varios pavimentos de cantos rodados, que probablemente forman parte de los llamados “rodados patagónicos”. El nuevo influjo de limos eólicos desde los Andes cambió dramáticamente las condiciones geomórficas superficiales. La llegada de importantes volúmenes limosos recubriendo los suelos, dio lugar a la formación de descarga de flujos de mayor viscosidad que se depositaron con poca o ninguna estratificación en las laderas y valles, suavizando las aristas del relieve. La cobertura vegetal, probablemente herbácea o de parque,

dio lugar a procesos de bioturbación que borraron la estratificación remanente. El aporte eólico durante este periodo fue muy importante. Tal hecho parece atestiguado por los bancos de loess que se asocian a la Fm. Libertad en el sur de Uruguay, por la presencia de vidrios volcánicos comprobada en los depósitos contemporáneos pampeanos al noreste y sureste de la Provincia de Buenos Aires (Fms. Ensenada y Buenos Aires) y por su notable enriquecimiento en limo y en carbonatos de la misma. Las lutitas (lodolitas) que se encuentran en Uruguay, serían el producto de la mezcla de pedogénesis local y aportes del viento del suroeste. Los entalles y retrocesos erosivos posteriores, crearon relieves suavemente ondulados y aplanados en las cimas (cuchillas).

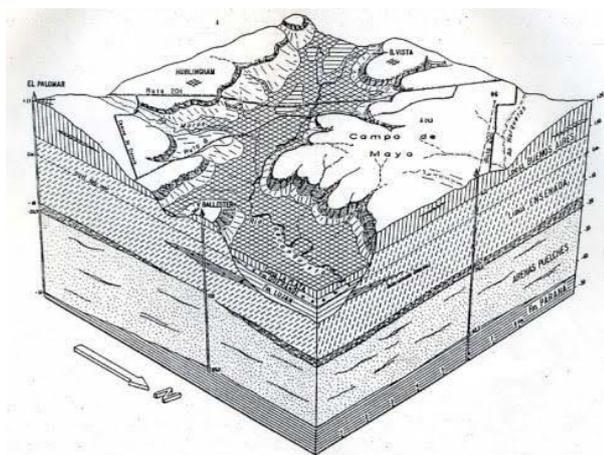


FIGURA 1. Diagrama 3D de las formaciones limosas en los alrededores de Buenos Aires (Tófalo a partir de Yrigoyen, 1993).

En el Pleistoceno Superior se encuentra un conjunto de depósitos predominantemente limosos de escasa potencia que también tienen una importante componente eólica. Pensamos que su origen está relacionado con el piedemonte de las colinas pampeanas (cerca de la ciudad de Santa Rosa en la Provincia de La Pampa, Argentina). Allí, los vientos del sudoeste levantaron las partículas limosas, dejando en el sitio los materiales arenosos bajo la forma de sistemas dunares. Los limos fueron transportados a través de la llanura platense (en ese momento casi totalmente emergida) siendo retenidos por la vegetación (probablemente con un clima de tipo subhúmedo y/o semiárido) en el actual territorio uruguayo y luego retrabajado por el agua a las planicies aluviales donde se acumuló con espesores relativamente delgados (rara vez más de 3-4 m.). En el suroeste de Uruguay, la unidad cartográfica resultante es la formación Dolores, y en el norte, la formación Sopas, que es fuertemente fosilífera, regularizaron en parte algunas laderas debido a un pequeño aporte limoso más o menos removilizado, provocado por un nuevo incremento de las condiciones áridas en la actual provincia de La Pampa en Argentina (en particular en el piedemonte de las colinas de Santa Rosa y el "Valle Argentino"). En la actualidad, los aportes eólicos son muy limitados, restringiéndose a caídas de cenizas volcánicas periódicamente pero sin efectos mayores desde el punto de vista sedimentológico o edafológico.

## CONCLUSIONES

La información existente de los múltiples trabajos en la orogénesis andina y en las secuencias sedimentarias de la vertiente suroriental de América indica que la elevación cordillerana produjo un profundo cambio en la dinámica geológica y geomórfica de las llanuras y penillanuras orientales de América del Sur. Este cambio de dinámica en una región donde predominaban las formaciones continentales detríticas arenosas condicionó la acumulación de loess y limolitas que constituyeron los principales materiales madre de los suelos agrícolas pampeanos y peripampeanos cuya importancia productiva y económica es trascendental para los países del Cono Sur.

## REFERENCIAS

- Albariño, L., Dalenz, A., Álvarez, L., Hernández, R. y Pérez Leyton, M. (2002): *Las secuencias sedimentarias del Devónico en el subandino sur y el Chaco, Bolivia y Argentina*, Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 5, CD Trabajos Técnicos, 21pp. Mar del Plata.
- Antón, D. (1976): Geología cuaternaria de la región platense. *Anales III Congreso Latinoamericano de Geología*, Acapulco, México.
- Bossi, J. y Navarro, R. (1988): *Geología del Uruguay*. Universidad de la República, 453pp. Montevideo.
- Chiesa, J., Ojeda, G. y Basáez, A. (2015): Implicancias estratigráficas y geomorfológicas del Neógeno de San Luis, Argentina. *III Simposio Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina*, 9-10. Corrientes.
- Gregory-Wodzicki, K. M. (2000): Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin* 112(7): 1091-1105.
- Neumann, V. H., Barbosa, J. A., Nascimento-Silva Silva, M.V., Nóbrega Sial, A. y De Lima Filhos, M. (2009): Sedimentary development and isotope analysis of deposits at the Cretaceous/ Palaeogene transition in the Paraíba Basin, Brazil. *Geólogos*, 01(15): 103-113.
- Riccardi, A.C. (1988): The Cretaceous System of Southern South America. *Geological Society of America Memoir* 168, 161pp.
- Tófalo, O.R. y Morrás, H. (2009): Evidencias paleoclimáticas en sedimentitas continentales del Cenozoico de Uruguay. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (4): 674-686.
- Verolavsky, G., Ubilla, M., Martínez, S. y De Santana, H. (2004): *Cuencas Sedimentarias del Uruguay*. DIRAC, 451pp. Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.
- Visconti, G., Melchor, R., Montalvo, C., Umazano, A. y De Elorriaga, E., 2010. Análisis litoestratigráfico de la Fm. Cerro Azul (Mioceno Superior) provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(2): 257-265.
- Yrigoyen, M. (1993): Morfología y Geología de la ciudad de Buenos Aires. Evaluación e incidencia geotécnica. *Actas Asociación Argentina Geología Aplicada a la Ingeniería* 7: 7-38.

TABLA I Cronoestratigrafía Cenozoica de la Vertiente Atlántica de América del Sur						
Estratigrafía Argentina		Edad Mamífero (años, aprox.)		Andes	Vulcanismo	Estratigrafía Uruguay
Reciente		Reciente (3,500)		Ascenso de la Cordillera de los Andes	Episodios volcánicos con expulsión de cenizas	Reciente
Formación La Plata	Fm. Querandí	Platense (11,500)	Querandínense (8,500)			Limos modernos
						Villa Soriano
Formación Luján		Lujanense (126,000)				Limos modernos
Loess Buenos Aires		Bonaerense (400,000)				Formación Dolores- Sopas (120,000)
Limos Ensenada		Ensenadense (1,200,000)				Formación Libertad (1,400,000)
Fm. Hernandarias (Entre Ríos)		(1,500,000)				
Arenas Puelches	Formación Ituzaingó	Marplatense o Uquiense				Formaciones Raigón, Salto, Malvín
		3,000,000				
		Chapadmalalense (4,000,000)				
		Montchermosense (6,800,000)				
		Huayqueriense				
9,000,000		(9,000,000)		Fm. Camacho		
Fm. Paraná	Fm. Chaco Litoral	Chasiquirense (10,000,000)				
		Mayoense				
11,800,000		11,800,000				
Fm. Olivos	Fm. Cerro Azul	Fm. Chaco continental	Laventense	Comienza orogénesis andina 21,000,000?	Primeros episodios de vulcanismo	Formación Fray Bentos
		Colloncurense				
		Friasense				
		Santacrucense				
		Colhuchupense				
15,000,000?				15,000,000?		
		(21,000,000)		18,000,000 a 21,000,000		
		Deseadense				

Claves de colores	Orogénesis vulcanismo	Formaciones limosas, loess	Formaciones marinas, litorales	Formaciones aluviales
-------------------	-----------------------	----------------------------	--------------------------------	-----------------------

## Bacterias fósiles con composición mineralógica diferente a la de su entorno. Formación San Ignacio, Paleozoico superior, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina

### *Fossil bacteria different from their surroundings mineralogical composition. San Ignacio Formation, upper Paleozoic, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina*

E. Prats<sup>1</sup>, P. Busquets<sup>2</sup>, G. Gallastegui<sup>3</sup>, S.N. Césari<sup>4</sup>, A. Cuesta<sup>5</sup>, O. Limarino<sup>6</sup> y F. Colombo<sup>2</sup>

(1) Centres Científics i Tecnològics (CCiTUB), Universitat de Barcelona, E-08028 Barcelona, Spain. evaprats@ccitub.edu

(2) Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franqués s/n, E-08028 Barcelona, Spain. pere.busquets@ub.edu; colombo@ub.edu

(3) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Matemático Pedrayes 25, E-33005 Oviedo, Spain. g.gallastegui@igme.es

(4) Museo de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Avenida Ángel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina. scesari@macn.gov.ar

(5) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo C/ Jesús Arias de Velasco s/n, E-33005 Oviedo, Spain. a.cuesta@geol.uniovi.es

(6) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina. limar@gl.fcen.uba.ar

**Resumen:** En la Formación San Ignacio, caracterizada por registrar microbialitas lacustres entre ambientes volcánicos activos, se ha analizado la composición elemental de bacterias mineralizadas con el fin de apreciar si se preservaban restos de su composición original. Las bacterias se han identificado en diferentes contextos. Hay bacterias en la generación de los carbonatos entre rocas volcánicas, en los procesos edáficos que afectan estos carbonatos y a las rocas volcánicas, y en los procesos de silicificación que afectan a todas estas rocas en los primeros estadios de la diagénesis. Se han hecho los mismos análisis con restos vegetales mineralizados. Se ha podido apreciar que en la mayoría de los casos la composición elemental del entorno de las bacterias y la de las bacterias es el mismo. Pero frecuentemente se encuentran bacterias con picos de carbono mayores a la vez que los picos del silicio o del calcio bajan. En los restos vegetales permineralizados la preservación de carbono es menor que en las bacterias. Estos resultados inducen a continuar con los análisis con el fin de avanzar en el conocimiento de la composición orgánica original de las bacterias para compararla con las de medios similares actuales.

**Palabras clave:** microbialitas lacustres, rocas volcánicas, Carbonífero-Pérmico, Andes

**Abstract:** In the San Ignacio Formation, characterized by lacustrine microbialites between active volcanic environments, the elemental composition of mineralized bacteria has been analyzed in order to determine whether remains of its original composition were preserved. Bacteria have been identified in different contexts. There are bacteria in the formation of carbonates between volcanic rocks, in the soil processes that affect these carbonates and volcanic rocks, and also in silicification processes that affect all these rocks in the early stages of diagenesis. It had also made the same analysis with mineralized plant remains. It has been appreciated that in most cases the elemental composition of the environment bacteria and bacteria is the same. Frequently, it has been found bacteria with higher carbon peaks while calcium or silica peaks decreases. In the case of permineralized remains, the carbon preservation is lower than in bacteria. These results lead to continue with analysis in order to advance the knowledge of the original organic composition of bacteria to compare with current similar environments.

**Key words:** lacustrine microbialites, volcanic rocks, Carboniferous-Permian, Andes

## INTRODUCCIÓN

En los medios sedimentarios lacustres-palustres situados entre volcanes de la Formación San Ignacio dominaron las microbialitas (definidas en el sentido de Burne y Moore, 1987) que interactuaron en la primera acumulación de carbonatos y en los primeros estadios de la diagénesis (Busquets et al., 2013a). Lo más frecuente es que las bacterias se presenten totalmente mineralizadas, con igual composición que su entorno, pero en ocasiones se ha podido observar mineralizaciones parciales de las mismas, y preservación de abundante carbono, probablemente

original. En este trabajo se describen las observaciones hechas en algunas de estas bacterias enmarcándolas en su entorno mineral y siempre cualitativamente. No se pretende realizar un análisis cuantitativo.

## METODOLOGÍA

Para realizar este estudio se han empleado



los microscopios electrónicos de barrido Quanta 200 (FEI, Co.) y J-7100F (Jeol) ambos dotados con detectores de electrones secundarios, electrones retrodispersados y espectrómetros EDS. Mediante el detector de electrones retrodispersados se han podido diferenciar zonas mineralizadas y zonas con restos de materia orgánica en las muestras analizadas. Los elementos que se muestran en las figuras, son únicamente los mayoritarios. El eje vertical de las gráficas representa el número de puntos analizados en cada perfil, y el horizontal la longitud de dicho perfil expresada en micrómetros. Todas las muestras han sido recubiertas con una fina capa de grafito para mejorar su conductividad eléctrica. Hay que tener en cuenta que el pico de carbono es detectable al realizar los análisis, pero es claramente diferenciable cuando se observa la presencia de materia orgánica en las estructuras.

## ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

La Formación San Ignacio (Rodríguez Fernández et al., 1997), en la que se han identificado abundantes

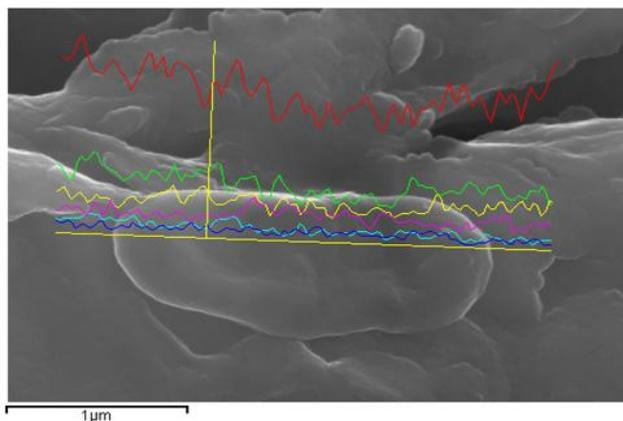


FIGURA 2. Ejemplo de composición elemental bacteriana similar a la de su entorno (hierro-rosa, calcio-azul oscuro, potasio-azul claro, magnesio-verde, aluminio-amarillo, silicio-rojo). El eje vertical de las gráficas representa el número de puntos analizados en cada perfil, y el horizontal la longitud de dicho perfil expresada en micrómetros.

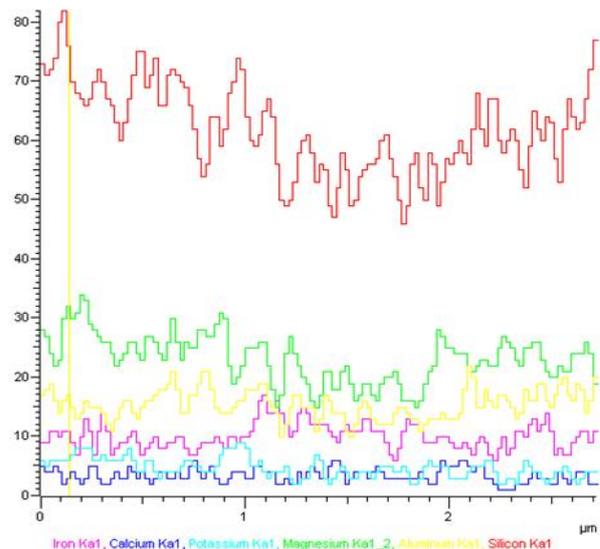
Las bacterias que aquí analizamos están asociadas a la sedimentación de los carbonatos y a las primeras fases de la diagénesis. Durante los episodios precoces de silicificación, que llevaron a una muy buena preservación de restos vegetales, incluido un bosque (Césari et al., 2010 y 2012), las bacterias presentes en el medio también sufrieron esta mineralización. Lo más común es que las bacterias se mineralizaran totalmente como su entorno (Fig. 2), pero se ha observado en frecuentes ocasiones el efecto filtro que ejercen las membranas de estas bacterias, controlando

ambientes con bacterias con la morfología muy bien preservada, forma parte del basamento paleozoico andino en la Cordillera Frontal de San Juan, Argentina (Fig.1). Es una formación sin-orogénica acumulada en una cuenca “piggy back” (Busquets et al., 2008). Las facies carbonatadas y volcánicas fueron descritas por Busquets et al. (2013a). La situación geológica de los afloramientos de esta formación se puede observar en la figura 1.

FIGURA 1. El área en la que aflora la Formación San Ignacio se encuentra en la parte oriental de la Cordillera Frontal, junto a la Depresión de Rodeo-Calingasta y al sur del río Atutia

## ANÁLISIS DE LOS ELEMENTOS CONSTITUTIVOS DE LAS BACTERIAS

Un primer análisis de la relación entre los ambientes minerales primigenios que permitieron el desarrollo de estas bacterias en un contexto volcánico se encuentra en Busquets et al. (2013b).



parcialmente la no mineralización de su interior. Así en las figuras 3 y 4 se puede apreciar un aumento de carbono acompañado de una disminución de calcio en el interior de las bacterias analizadas. En otras bacterias se observa una disminución de silicio paralelamente a un ligero aumento de carbono (Fig. 5). La preservación de carbono original es mayor en las bacterias que en los restos vegetales permineralizados. En una misma bacteria, se ha observado una superposición de distintos procesos en el tiempo (Fig. 6).

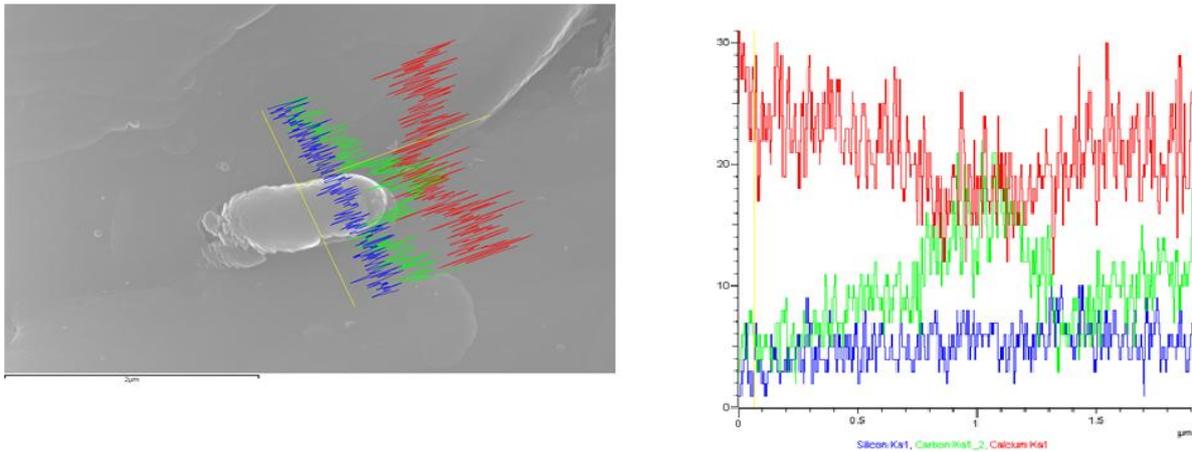


FIGURA 3. Ejemplo donde coincide un aumento de la concentración de carbono con la disminución de calcio. El silicio, probablemente diagenético, se mantiene constante (silicio-azul, carbono-verde, calcio-rojo). El eje vertical de las gráficas representa el número de puntos analizados en cada perfil, y el horizontal la longitud de dicho perfil expresada en micrómetros.

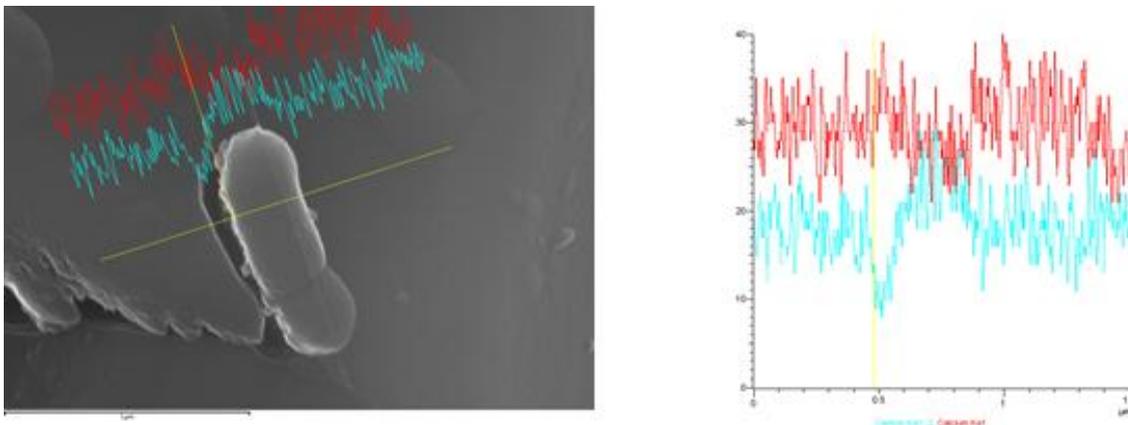


FIGURA 4. En el interior de la bacteria se observa una disminución de calcio coincidiendo con el aumento de carbono (carbono-azul, calcio-rojo). El eje vertical de las gráficas representa el número de puntos analizados en cada perfil, y el horizontal la longitud de dicho perfil expresada en micrómetros.

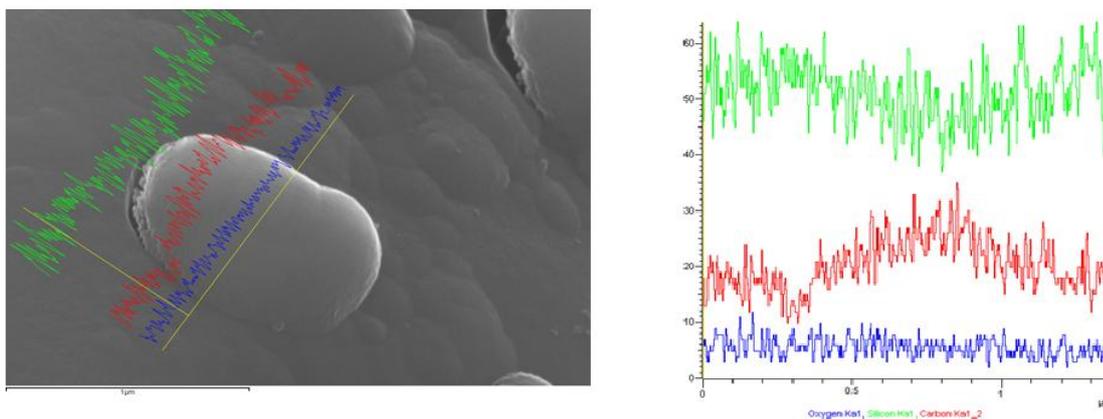


FIGURA 5. Ejemplo en el que se puede ver que el aumento de carbono coincide con la disminución de silicio (oxígeno-azul, silicio-verde, carbono-rojo). El eje vertical de las gráficas representa el número de puntos analizados en cada perfil, y el horizontal la longitud de dicho perfil expresada en micrómetros.

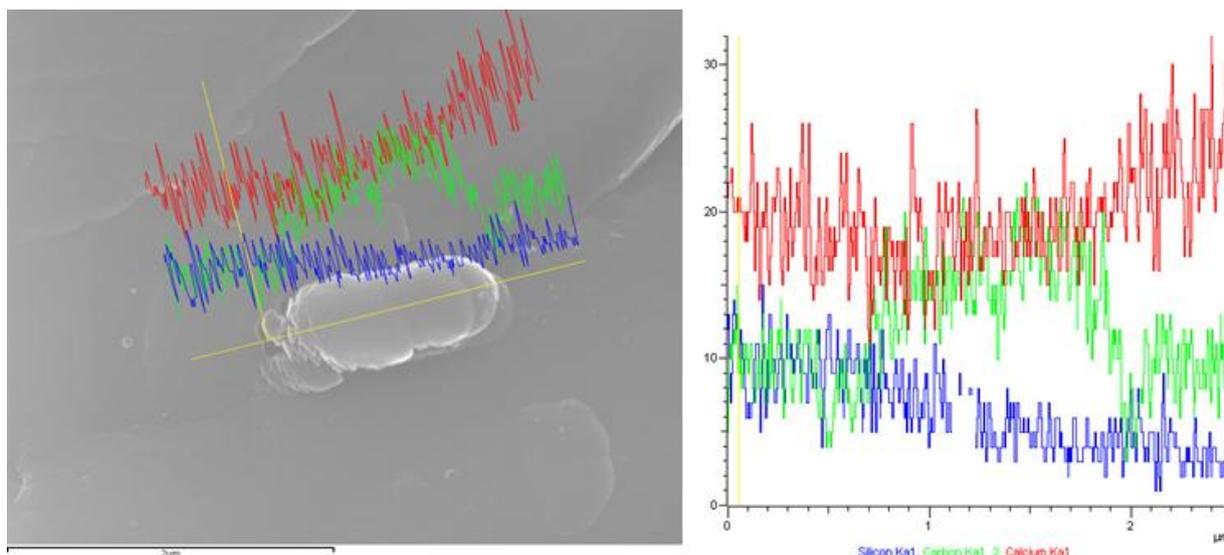


FIGURA 6. Se observa cómo el silicio disminuye hacia la derecha de la bacteria, a la vez que el carbono y el calcio aumentan. Parece que la silicificación proviene de la parte izquierda, dándose una superposición de distintos procesos (silicio-azul, carbono-verde, calcio-rojo). El eje vertical de las gráficas representa el número de puntos analizados en cada perfil, y el horizontal la longitud de dicho perfil expresada en micrómetros.

## CONCLUSIONES

Hay un aumento del contenido de carbono en el interior de algunas bacterias, que no se explica ni por el recubrimiento con carbono ni por el carbono de los carbonatos. Probablemente, este carbono forma parte de la composición original de la bacteria.

En algunas bacterias la mineralización por carbonatos de calcio y minerales con Si, es menor que en el entorno de las bacterias, en otras el silicio permanece constante.

En el caso de los árboles permineralizados con sílice, la preservación de carbono original es mucho menor que en las bacterias. La concentración de sílice es mayor en las paredes que en el relleno de los vasos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha tenido el soporte de los proyectos CGL2009-13706-CO3 (PALEOANDES II) y CGL2012-38396-CO3 (TORANDES) del Programa para la Ciencia y Tecnología (I+D+I) y Fondos Feder de la Unión Europea. También de la Generalitat de Catalunya (Grup de Qualitat 2014 – SGR – 467). También agradecemos el soporte técnico de los Centres Científics i Tecnològics (CCiTUB) de la Universitat de Barcelona.

## REFERENCIAS

Burne, R.V. y Moore, L.S. (1987): Microbiolithes: organosedimentary deposits of the benthic microbial communities. *Palaaios*, 2: 241–254.

- Busquets, P., Colombo, F., Heredia, N. y Cardó, R. (2008): Gravitational sliding in a foreland basin. Late Palaeozoic, Cordillera Frontal, Andes, San Juan-Argentina. *Geo-Temas*, 10: 466.
- Busquets, P., Méndez-Bedia, I., Gallastegui, G., Colombo, F., Cardó, R., Limarino, C.O., Heredia, N. y Césari, S.N. (2013a): The relationship between carbonate facies, volcanic rocks and plant remains in a late Palaeozoic lacustrine system (San Ignacio Fm, Frontal Cordillera, San Juan province, Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 102(5): 1271-1287.
- Busquets, P., Gallastegui, G., Cuesta, A., Prats, E., Méndez-Bedia, I., Césari, S., Limarino, C.O. y Colombo, F. (2013b): Bacteria record in a Late Palaeozoic lacustrine environment developed between volcanoes (San Ignacio Fm, Andean Frontal Cordillera, Argentina). *Bollettino di Geofisica*, 54: 211-214.
- Césari, S.N., Busquets, P., Colombo Piñol, F., Méndez-Bedia, I. y Limarino, C.O. (2010): Nurse logs: an ecological strategy in a late Palaeozoic forest from the southern Andean region. *Geology*, 38(4): 295-298.
- Césari, S.N., Busquets, P., Méndez-Bedia, I., Colombo, F., Limarino, C.O., Cardó, R. y Gallastegui, G. (2012): A late Palaeozoic fossil forest from the southern Andes, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333-334: 131-147.
- Rodríguez Fernández, L.R., Heredia, N., García Espina, G. y Cegarra, M.I. (1997): Estratigrafía y estructura de los Andes centrales argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud Sur. *Acta Geologica Hispanica*, 32(1-2): 51-76.

# Evolución tectono-metamórfica Chánica del Complejo Guarguaraz, Cordillera Frontal de los Andes (Mendoza, Argentina)

## *Tectono-metamorphic Chanicevolution of the Guarguaraz Complex, Andean Frontal Cordillera (Mendoza, Argentina)*

J. García-Sansegundo<sup>1</sup>, G. Gallastegui<sup>2</sup>, P. Farias<sup>1</sup>, A. Rubio-Ordóñez<sup>1</sup>, A. Cuesta<sup>1</sup>, N. Heredia<sup>2</sup>, L. Giambiagi<sup>3</sup> y P. Clariana<sup>2</sup>, A.

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. j.g.sansegundo@geol.uniovi.es

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

<sup>3</sup> IANIGLA-CCT MENDOZA Adrián Leal s/n, Parque San Martín, 5500, Mendoza, Argentina.

**Resumen:** La sucesión pre-carbonífera del Complejo Guarguaraz consta de tres unidades metamórficas que se encuentran deformadas por estructuras pertenecientes a tres episodios de deformación chánica. El primer episodio (D1) está representado por pliegues de pequeño tamaño, acostados y vergentes al NO, a los que se asocia un clivaje (S1) desarrollado parcialmente en condiciones metamórficas de alta presión. Durante el segundo evento de deformación (D2) tiene lugar la exhumación de parte de las rocas del complejo mediante el emplazamiento del cabalgamiento de La Yesera, vergente al NO y en relación con el cual se desarrolla un tren de pliegues apretados a los que se asocia una esquistosidad de crenulación (S2). Las paragénesis minerales y las relaciones cristalización-deformación indican que este evento tuvo lugar en condiciones metamórficas de descenso de presión, coherente con dicha exhumación. El tercer episodio de deformación (D3) se caracteriza por pliegues suaves de dirección variable que deforman las estructuras previas.

**Palabras clave:** Andes, Cordillera Frontal, Complejo Guarguaraz, deformación chánica, basamento paleozoico.

**Abstract:** Pre-Carboniferous series in the Guarguaraz Complex are formed by three metamorphic units, deformed during three deformation episodes belonging to the Chanic orogeny. The first episode is represented by little, recumbent and NO verging folds, with an associated cleavage (S1) partially developed under HP metamorphic conditions. During the second deformation event (D2), the emplacement of the NO verging La Yesera thrust produced the exhumation of a part of the rocks of the complex. NO verging folds and S2 crenulation cleavage formed associated to the thrust. Mineral assemblages and crystallization-deformation relationships indicate that D2 event took place in descent pressure metamorphic conditions, which is coherent with said exhumation.

**Key words:** Andes, Frontal Cordillera, Guarguaraz Complex, Chanic deformation, Paleozoic basement

## INTRODUCCIÓN

El Complejo Guarguaraz (López de Azarevich et al., 2009; López and Gregori, 2004), situado unos 80 km al SO de la ciudad de Mendoza (Fig. 1), constituye el principal afloramiento de rocas pre-carboníferas de la Cordillera Frontal de los Andes, sobre las que se dispone discordantemente la sucesión del Carbonífero. Las estructuras principales afectan solamente a la sucesión pre-carbonífera, debiendo por lo tanto interpretarse ligadas a la orogenia Chánica, en cuyos primeros estadios la deformación se produjo, solo en una parte de las rocas, bajo condiciones de alta presión. El Complejo Guarguaraz constituye por tanto una unidad clave para la reconstrucción de la evolución geodinámica de los Andes durante la orogenia Chánica. La realización de una cartografía geológica detallada y el estudio de las estructuras a todas las escalas, ha permitido reconstruir la estructura general del Complejo Guarguaraz en el sector situado al sur del río de Las Tunas, donde se han caracterizado tres

episodios de deformación chánica y se ha establecido su relación con el metamorfismo, explicándose además las causas de la desigual distribución de ambos.

## LITOESTRATIGRAFÍA

En la zona estudiada, las rocas del basamento pre-Mesozoico se agrupan en dos conjuntos separados por una discordancia: (i) una serie carbonífera, representada por las alternancias de areniscas y pizarras negras de la Formación El Plata (Caminos, 1965), y (ii) una sucesión metasedimentaria pre-carbonífera en la que se intercalan anfibolitas correspondientes a rocas volcánicas y subvolcánicas basálticas con signatura geoquímica N y E-MORB y rocas ultramáficas serpentinizadas (López y Gregori, 2004; López de Azarevich et al., 2009). Estas rocas contienen circones detríticos de 530 Ma y el metamorfismo de alta presión que las afecta ha sido datado en 390 Ma (Willner et al.,

2011), por lo que su edad puede abarcar desde el Cámbrico hasta el Devónico Inferior, aunque la parte inferior puede llegar al Ediacariense (López de Azarevich et al., 2009).

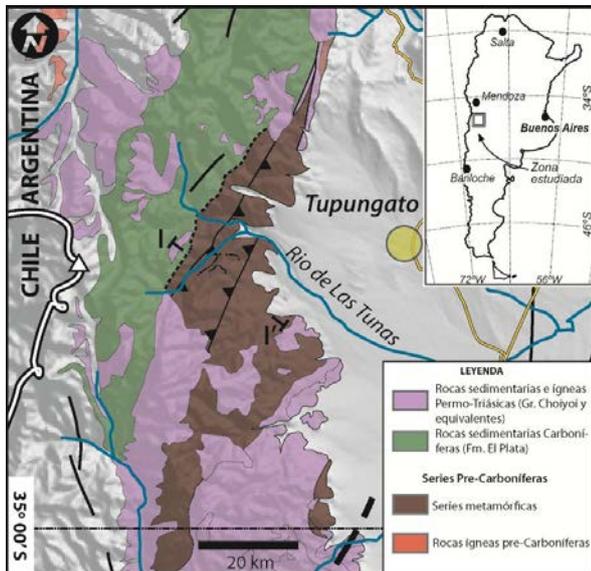


FIGURA 1: Bosquejo geológico del Macizo de Guarguaraz con la situación del corte geológico I-I'.

De muro a techo, se distinguen las siguientes unidades:

**Serie de Las Tunas:** Está constituida por dos unidades: (1) la unidad inferior, con un espesor mínimo de 700 m, está formada por esquistos carbonosos con cuarzo, carbonatos, abundante materia carbonosa/grafitosa, clorita, fengita ( $Si_{a.p.f.u.}=3,29-3,45$ ),  $\pm$  pequeños blastos de albita y  $\pm$  biotita, además de mármoles, cuarzo-esquistos con cuarzo, fengita ( $Si_{a.p.f.u.}=3,23-3,42$ ), biotita, granate y epidota, anfibolitas (hornblenda, clorita, epidota,  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  blastos de albita,  $\pm$  granate,

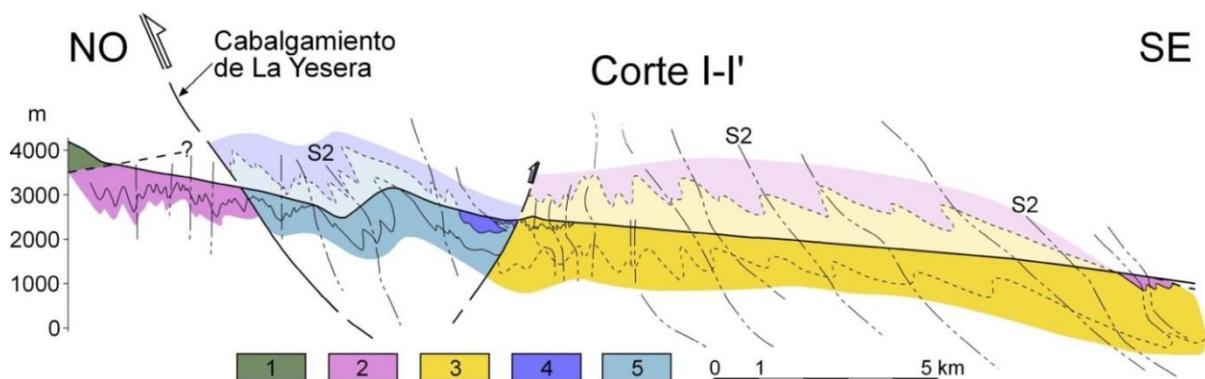
cuarzo, moscovita-fengita ( $Si_{a.p.f.u.}=3,08-3,36$ ) granate, epidota,  $\pm$  albita y  $\pm$  biotita, con intercalaciones de anfibolitas formadas por hornblenda, clorita, plagioclasa de tipo oligoclasa-andesina,  $\pm$  biotita,  $\pm$  cuarzo,  $\pm$  granate).

**Capas de Facundo:** Con un espesor de más de 1.000 m, esta unidad está separada de la Serie de Las Tunas por un cabalgamiento jalonado por intrusiones de rocas ultramáficas serpentinizadas. Está formada principalmente por mica-esquistos, constituidos por moscovita-fengita ( $Si_{a.p.f.u.}=3,03-3,32$ ), biotita, clorita, plagioclasa de tipo oligoclasa-andesina,  $\pm$  blastos de albita, granate y  $\pm$  epidota, además de numerosas intercalaciones de varios tipos de anfibolitas y metabasitas.

**Capas de Vallecitos:** Son alternancias centimétricas y milimétricas de areniscas y pizarras. En la zona de estudio afloran en la cabecera del barranco de La Yesera, cobijadas por el cabalgamiento del mismo nombre y en el extremo SE, donde están fuertemente afectadas por el metamorfismo de contacto de un granito tardío (Fig. 2). Esta unidad ha sido también observada al norte de la zona estudiada, en el Cordón del Plata, donde por correlación con series situadas todavía más al norte fueron atribuidas al Devónico (Heredia et al., 2012).

## ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

En la zona estudiada se reconocen principalmente estructuras formadas durante tres episodios de deformación tectónica, representados por tres sistemas de pliegues con foliaciones tectónicas asociadas, la primera de las cuales tuvo lugar bajo condiciones metamórficas de alta P (Massonney Calderón, 2008; Willner et al., 2011).



$\pm$  biotita) y rocas ultramáficas serpentinizadas. (2) La unidad superior tiene unos 250 m de espesor, y está formada principalmente por cuarzo-esquistos con

FIGURA 2. Corte geológico I-I'. (1) Fm. El Plata, (2) Capas de Vallecitos, (3) Capas de Facundo, Serie de Las Tunas: (4) parte superior y (5) parte inferior. Situación en figura 1.

**Episodio de deformación D1:** consiste en pliegues muy apretados o isoclinales, acostados, de dirección

aproximada N-S, observables a escalas que van desde microscópica hasta decimétrica. En los sectores donde

es posible conocer la polaridad de la serie, las estructuras D1 muestran vergencia NO. Los pliegues D1 llevan asociada una foliación tectónica (S1) que en las rocas de las unidades de Facundo y Las Tunas, localizadas sobre el bloque superior del Cabalgamiento de La Yesera, se encuentra relicta en el interior de blastos de granate (pre-D2) y de albita (sin-D2) y también en los microlitos definidos por la foliación posterior (S2) (Fig. 3B). En el bloque inferior del cabalgamiento de La Yesera (Fig. 2), también la S1 es la foliación principal, definida por la orientación preferente de cuarzo, moscovita y clorita (Fig. 3A), mientras que en el bloque superior, dicha foliación se

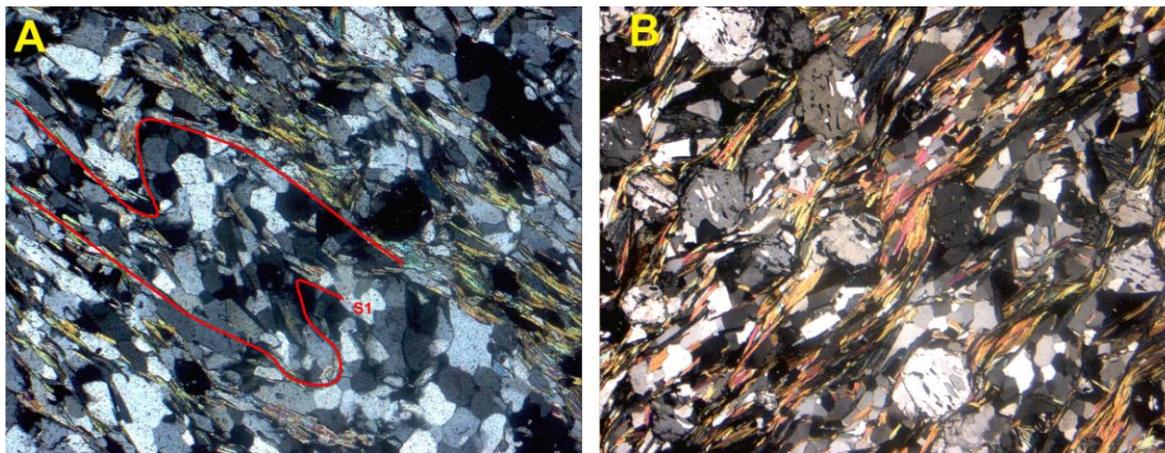


FIGURA 3. (A) Foliación S1, deformada por pliegues D2 en las Capas de Vallejos (bloque inferior del cabalgamiento de La Yesera) (aumento x 25). (B) Esquistosidad S2 definida por cristales de fengita, rodeando blastos de albita en cuyo interior se conserva relicta la S1 (Serie de Las Tunas, bloque superior del cabalgamiento de La Yesera) (aumento x 25).

**Episodio de deformación D2:** Corresponde a las estructuras principales del Complejo Guarguaraz que consisten en pliegues que van desde apretados a isoclinales, de dirección entre N-10-E y N-70-E, con los ejes inclinados hacia el NE entre 40 y 70°. Estos pliegues tienen una marcada vergencia hacia el NO, encontrándose desde subverticales hasta acostados debido a las deformaciones posteriores (Fig. 2).

Asociada a los pliegues D2 se desarrolla la esquistosidad de crenulación (S2), que en la Serie de Las Tunas y Capas de Facundo aparece definida por dominios marcados por la orientación de cuarzo, micas blancas, fengita y carbonato, mientras que en los microlitos y en los blastos de albita se puede observar la S1 plegada (Fig. 3B). Por el contrario, en el bloque inferior del cabalgamiento de La Yesera no llega a desarrollarse una S2 continua, encontrándose la D2 representada por micropliegues que afectan a la S1 (Fig. 3A), en relación con los cuales se detecta el crecimiento de blastos de granate, que aparecen como pseudomorfos transformados a clorita. El desarrollo de blastos de albita sin-D2 en las rocas del bloque superior del cabalgamiento de La Yesera indica un proceso de

desarrolló bajo condiciones metamórficas de alta presión ( $\approx 14$  Kb y  $530^\circ\text{C}$ , Willner et al., 2011) durante la cual tendría lugar el desarrollo de la fengita rica en Si (Massone y Calderón, 2008). La correlación negativa entre el aumento de Si y la disminución de  $Al_{\text{total}}$  de las micas blancas indica una sustitución progresiva de Si por  $Al_{\text{IV}}$  por aumento de la presión. Los valores de Si en las fengitas indican un aumento de las condiciones de presión desde las unidades superiores de las Capas de Facundo hasta las unidades inferiores de la Serie de Las Tunas (Fig. 4).

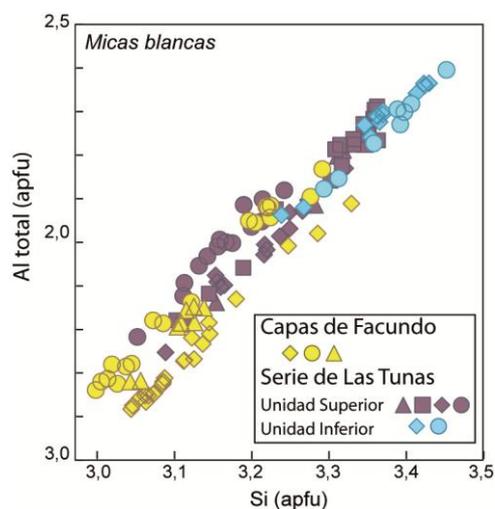


FIGURA 4: Diagrama Si (a.p.f.u.) frente a Al total (a.p.f.u.) de las micas blancas en esquistos de las Capas de Facundo y las dos unidades de la Serie de Las Tunas.

descompresión durante dicho evento de deformación. Parece evidente que las estructuras D2 se desarrollaron en condiciones metamórficas de menor presión y mayor temperatura que las D1, lo que puede ser interpretado en relación con la exhumación de estas rocas durante el segundo episodio de deformación.

*Episodio de deformación D3*: consiste en pliegues laxos, de distribución irregular, con rumbo que va desde N-S a E-O, si bien predomina la dirección N-30-E. En general, los ejes de los pliegues están entre subhorizontales e inclinados 30° hacia el NE o hacia el SO. Localmente estos pliegues pueden llevar asociada una foliación tectónica grosera.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el Complejo Guarguaraz, Willner et al. (2011) describen rocas deformadas bajo condiciones metamórficas de alta presión (HP) en el Devónico Medio (ca. 390 Ma), evento que relacionan con la colisión entre Chileña y Cuyania. Sin embargo, en la sucesión paleozoica del margen occidental de Cuyania no se observan discontinuidades importantes ni secuencias sinorogénicas hasta el Carbonífero inferior, lo que descarta la existencia de un evento colisional previo. Por otro lado, la presencia de un arco magmático incipiente con deformación compresiva simultánea con su emplazamiento durante el Devónico inferior en la Cordillera Frontal (Tickyj, 2011), parece confirmar la existencia de un proceso de subducción bajo Chileña en ese tiempo (Heredia et al., 2012). En consecuencia, es factible interpretar que en esta etapa temprana del ciclo chánico (D1) se inició el enterramiento de los sedimentos del margen oriental de Chileña alcanzándose condiciones metamórficas de HP en el Devónico Medio. A partir del Devónico Superior se produjo la colisión de Chileña con Cuyania, durante la cual tuvo lugar el episodio de deformación D2 que produjo el emplazamiento de las rocas con metamorfismo de HP sobre niveles corticales más altos del margen de Chileña. Durante esta etapa de deformación se produjo una descompresión generalizada que culminó en el Tournaisiense (353 Ma, Willner et al., 2011). Con estos datos, se puede decir que la estructura responsable de la exhumación de las rocas con metamorfismo de HP es el cabalgamiento de La Yesera, en relación con el cual se formaron los pliegues D2 y la foliación regional S2 que se observan en el Complejo Guarguaraz.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en los Proyectos InverAndes (BTE2002-04316-C03), PaleoAndes I y II (CGL2006-12415-CO3/BTE y CGL2009-13706-C03) y TORANDES (CGL2012-38396-C03), financiados por el Plan de I+D+i Español y Fondos FEDER de la UE.

## REFERENCIAS

- Caminos, R. (1965): Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(3): 351-392.
- Heredia, N., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Giambiagi, L.B. (2012): The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean Geology*, 39(2): 242-257.
- López de Azarevich, V.L., Escayola, M., Azarevich, M.B., Pimentel, M.M. y Tassinari, C. (2009): The Guarguaraz Complex and the Neoproterozoic-Cambrian evolution of southwestern Gondwana: Geochemical signatures and geochronological constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4): 333-344.
- López, V.L. y Gregori, D.A. (2004): Provenance and evolution of the Guarguaraz Complex, Cordillera Frontal, Argentina. *Gondwana Research*, 7(4): 1197-1208.
- Massonne, H.J. y Calderón, M. (2008): P-T evolution of metapelites from the Guarguaraz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Revista Geológica de Chile*, 35(2), 215-231.
- Tickyj, H. (2011): Granitoides calcoalcalinos Tardío-Famatinianos en el Cordón del Carrizalito, Cordillera Frontal, Mendoza. En: 18 Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Petrología Ígnea y Metamórfica, p 1-2.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N. y Vujovich, G.I. (2011): The geodynamics of collision of a microplate (Chileña) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2): 303-327.

# Geología y geocronología del basamento paleozoico de los Andes Norpatagónicos en el área de San Martín de los Andes

## *Geology and geochronology of the paleozoic basement of the North Patagonian Andes in San Martín de los Andes area*

S. Serra-Varela<sup>1</sup>, R. Giacosa<sup>1</sup>, P. González<sup>1</sup>, N. Heredia<sup>2</sup>, F. Martín-González<sup>3</sup> y D. Pedreira<sup>4</sup>

1 Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro, Avenida Roca 1242. 8332 Argentina.

[ssvarela@unmedu.ar](mailto:ssvarela@unmedu.ar) [giacosaraul@yahoo.com.ar](mailto:giacosaraul@yahoo.com.ar) [pdgonzalez@unrn.edu.ar](mailto:pdgonzalez@unrn.edu.ar)

2 Instituto Geológico y Minero de España, c/Matemático Pedrayes 25. 33005 Oviedo. [n.heredia@igme.es](mailto:n.heredia@igme.es)

3 Área de Geología ESCET Universidad Rey Juan Carlos, c/Tulipán s/n, 28933 Móstoles, Madrid. [fidel.martin@urjc.es](mailto:fidel.martin@urjc.es)

4 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. [david@geol.uniovi.es](mailto:david@geol.uniovi.es)

**Resumen:** El basamento ígneo-metamórfico pre-mesozoico de la Cordillera Nordpatagónica se asigna al Complejo Colohuincul. El mismo incluye rocas metamórficas de medio-alto grado ubicadas en el área de San Martín de los Andes, rocas metamórficas de bajo grado ubicadas en Cuesta de Rahue y rocas ígneas intrusivas devónicas (ca. 400 Ma). Estas rocas fueron deformadas por eventos orogénicos distintos, uno pre-Wenlock (rocas metamórficas de alto grado) y otro Carbonífero superior-Pérmico inferior (rocas metamórficas de bajo grado e intrusivos). Investigaciones previas sobre circones detríticos en las metamorfitas de la Cuesta de Rahue han arrojado edades máximas de sedimentación de 364 Ma (Devónico Superior). Nuevos trabajos de campo en la zona de San Martín de los Andes indican que las rocas metamórficas de alto grado serían *roof pendants* y encajantes de los cuerpos ígneos intrusivos del Devónico Inferior, por lo cual estas metamorfitas tendrían una edad anterior a ca. 400 Ma. En este trabajo presentamos nuevos datos de circones detríticos obtenidos en las metamorfitas de alto grado que permiten interpretar una edad máxima de sedimentación de 506 Ma. Esta nueva edad señala que en la zona de San Martín de los Andes se encuentra el basamento más antiguo conocido de los Andes Norpatagónicos.

**Palabras clave:** Andes, basamento paleozoico, circones detríticos, orogénias paleozoicas

**Abstract:** *The pre-Mesozoic igneous and metamorphic basement of the North Patagonian Andes was named Colohuincul Complex. This basement includes medium-high grade metamorphic rocks from San Martín de los Andes; low grade metamorphic rocks from Cuesta de Rahue and Devonian intrusive rocks (ca. 400 Ma). These rocks were deformed by different orogenic events, a pre-Wenlock event (high grade metamorphic rocks) and another one in the upper Carboniferous – lower Permian (Low grade metamorphic rocks and intrusive). Previous studies of detrital zircons analysis on Cuesta de Rahue metamorphic rocks have shed a maximum sedimentation age of 364 Ma (Upper Devonian). New field work in San Martín de los Andes area have recognized the high grade metamorphic rocks as roof pendants and country rocks of the Lower Devonian intrusive rocks. These metamorphic rocks would have a pre 400 Ma age. In this work we present new detrital zircon data obtained on high grade metamorphic rocks that allow us to interpret a maximum sedimentation age of 506 Ma. This age indicates that the high grade metamorphic rocks of San Martín de los Andes are the oldest known Paleozoic basement in the North Patagonian Andes.*

**Key words:** *Andes, paleozoic basement, detrital zircons, Paleozoic orogens.*

## INTRODUCCIÓN

El basamento ígneo-metamórfico pre-mesozoico del ámbito de la Cordillera Nordpatagónica fue denominado Complejo Colohuincul (Dalla Salda et al. 1991). El mismo aparece en afloramientos aislados en las zonas de Rahue-Aluminé, San Martín de los Andes y Bariloche (Fig. 1).

Las primeras edades obtenidas en rocas metamórficas de alto grado de este complejo fueron obtenidas por el método Rb-Sr y las ubicaron en el Neoproterozoico ( $860 \pm 23$  Ma Dalla Salda et al.

1991). Posteriormente, una edad en circones detríticos sobre rocas metasedimentarias de bajo grado, de la Cuesta de Rahue, interpretaron la edad máxima de sedimentación de este Complejo en el Devónico Superior (364 Ma Ramos et al. 2010; Fig. 1).

La edad de cristalización de las rocas ígneas en la zona de San Martín de los Andes fué establecida en el Devónico Inferior, ca. 400 Ma, por dataciones U-Pb SHRIMP en circones (Hervé et al. 2013).

Nuevos trabajos de campo en la zona han demostrado que el basamento metamórfico de alto grado aparece como roca encajante, intruida por los

cuerpos ígneos, por lo que la edad del mismo sería pre Devónico Inferior. (Serra-Varela et al. 2015).

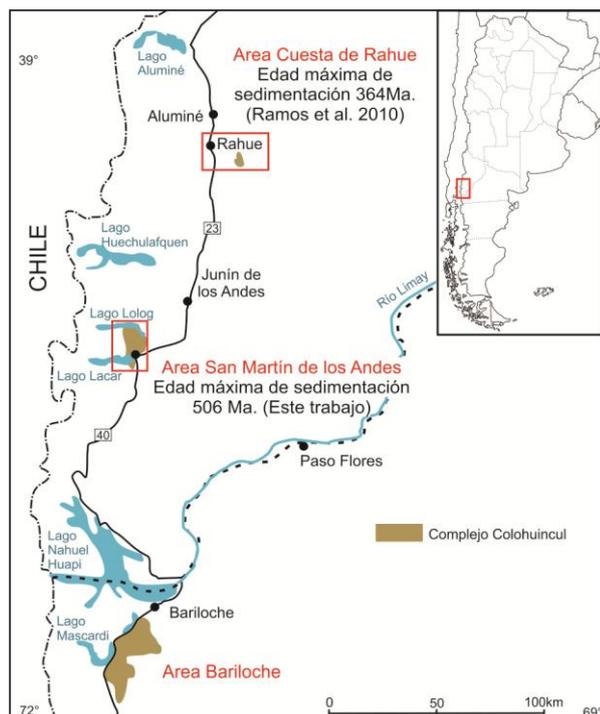


FIGURA 1. Afloramientos del Complejo Colohuincul con edades radiométricas en los Andes Norpatagónicos

En esta contribución se presenta el primer estudio de circones detríticos de las rocas metasedimentarias paleozoicas de alto grado de la zona de San Martín de los Andes.

## LITOLOGÍA DEL BASAMENTO

### Metamorfitas de alto grado

Las rocas metamórficas de alto grado en la zona de San Martín de los Andes incluyen paragneises y migmatitas como las rocas más abundantes, y esquistos en menor proporción. Dentro de las migmatitas predominan las diatexitas, con menor proporción de metatexitas. La asociación mineral correspondiente al pico metamórfico está dada por  $Qz + Pl + Bt + Crd + Feld-K \pm Sill$  (fibrolita)  $\pm$  fundido. Esta asociación sugiere un tipo de metamorfismo de baja presión y alta temperatura.

Las rocas presentan hasta tres foliaciones metamórficas, donde la asociación mineral del pico metamórfico está contenida en la  $S_2$ . Dichas foliaciones están relacionadas con estructuras de trazado aproximadamente N-S y vergencia occidental. Además, se puede reconocer una  $S_0$  dada por la alternancia granulométrica y composicional del protolito sedimentario (alternancia arenoso-pelítica).

## Rocas ígneas

La Tonalita San Martín de los Andes y la Granodiorita Lago Lácar cortan las foliaciones metamórficas con contactos netos.

Por otro lado la mayor parte de los afloramientos de las rocas metamórficas de alto grado son *roof pendants* o xenolitos de variados tamaños relacionados con dichos intrusivos. (Fig. 2)

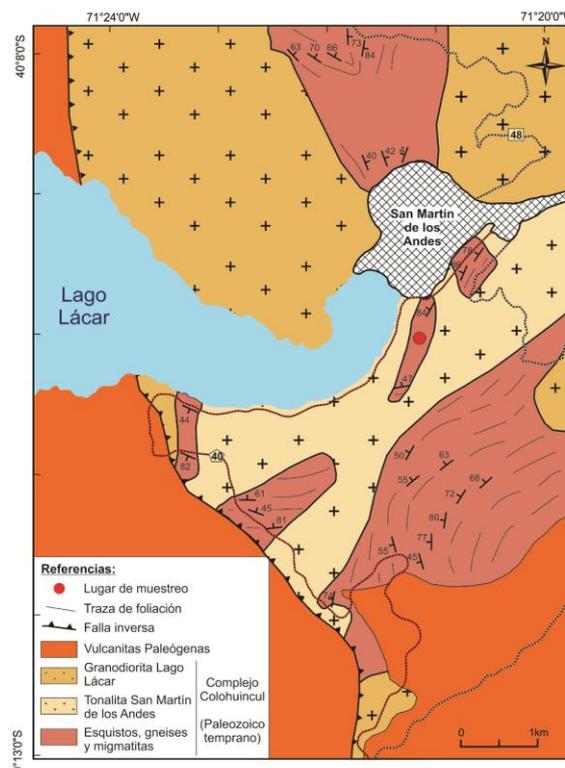


FIGURA 2. Mapa geológico del área San Martín de los Andes.

## ANÁLISIS U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS

### Metodología

La muestra analizada corresponde a las rocas metamórficas de alto grado, concretamente a un paragneis de tamaño de grano medio cuya ubicación es  $40^{\circ} 10' 2'' S$ ,  $71^{\circ} 21' 8'' O$ . El mismo presenta una textura granoblástica bien desarrollada con una paragénesis de  $Bt + Qz + Pl + Feld-K + Ms$ .

La muestra fue procesada en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN – Conicet) donde en primera instancia se trituró en un molino de mandíbulas. Posteriormente se tamizó y se conservó el material pasante de la malla 80 (177  $\mu m$ ). Luego se concentraron con métodos hidráulicos los minerales pesados, los cuales fueron separados según su magnetismo con imanes de neodimio. Finalmente sobre la fracción no magnética, se separaron los circones bajo lupa binocular.

En la Universidad de Oviedo se montaron los circones en resina epoxi y se fotografiaron con una

lupa binocular. Posteriormente se pulió el preparado y se recubrió con oro para finalmente tomar fotomicrografías de electrones retrodispersados (BSE) con un microscopio electrónico de barrido. A partir de estas imágenes se eligieron los puntos a analizar.

Los análisis se realizaron en el Instituto SGIker (Universidad del País Vasco) con un espectrómetro de masas cuadrupolar con fuente de plasma acoplado inductivamente (Q-ICP-MS) marca Thermo Fisher Scientific, modelo XSeries-II. Para el control y corrección de la fraccionación se ha analizado el circón GJ\_1 cada 5 muestras problema. Además, para el control de los resultados obtenidos se ha analizado el circón Plesovice. Los datos obtenidos han sido tratados empleando los programas Iolite 3 (Paton et al. 2011) y VizualAge (Petrus & Kamber, 2011) para la obtención de los resultados. Los cálculos de edades y los gráficos fueron realizados con el software ISOPLOT (Ludwig, 2008).

### Resultados

Un total de 62 circones arrojaron edades concordantes, definiendo 3 poblaciones principales: (1) 656 – 496 Ma. (11%) (2) 1264 – 874 Ma. (63%) (3) 1510 – 1299 Ma. (19.5%). Aparte de las tres poblaciones principales, cuatro circones dieron edades aisladas de 1891, 2056, 2127 y 2556Ma. (Fig. 3).

La edad media ponderada de los cuatro circones más jóvenes es de  $506 \pm 12$  (MSWD = 0.87). Estos cristales presentan zonación oscilatoria típica de los circones magmáticos y relaciones Th/U > 0.1. Esta edad ubica la edad máxima de sedimentación del protolito de las rocas metamórficas de alto grado de San Martín de los Andes en el Piso 5 del Cámbrico.

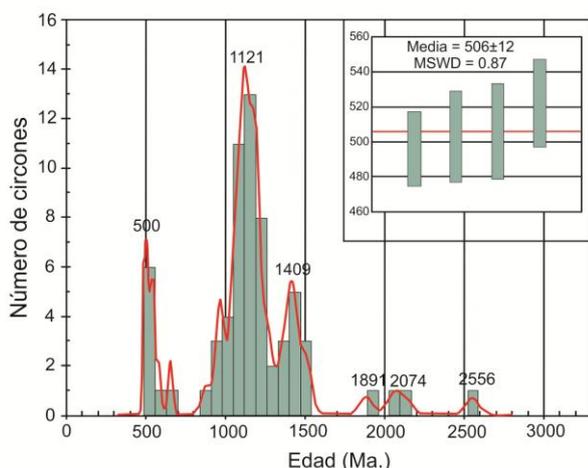


FIGURA 3. Diagrama de frecuencia de los circones detríticos y media ponderada de los cuatro circones más jóvenes.

La muestra analizada presenta un tipo de patrón de circones detríticos en el que la población más importante no corresponde con la de edad más joven. Este tipo de patrones se relaciona con cuencas alejadas

de un arco volcánico activo (Cawood et al. 2012). Por otro lado, el patrón de circones detríticos muestra un aporte importante de circones con edades mesoproterozoicas, lo que sugiere que el principal área fuente corresponde a un basamento de esta edad.

### DISCUSIÓN

Las relaciones de campo entre los cuerpos intrusivos y las metamorfitas de alto grado de San Martín de los Andes, indican que la edad de sedimentación, metamorfismo y deformación de las rocas paraderivadas habría ocurrido con anterioridad al Devónico Inferior. La edad máxima de sedimentación interpretada en este trabajo es coherente con las observaciones realizadas en el campo.

Por otro lado, esta edad es más antigua que la edad obtenida para las rocas metamórficas de bajo grado ubicadas en Cuesta de Rahue (Edades de sedimentación en el Devónico Superior; Ramos et al. (2010)). (Fig. 1).

Además, el Complejo Colohuicul, al que fueron adscritas estas rocas, ha sido correlacionado con las rocas metamórficas de la Formación Cushman, del Macizo Nordpatagónico Occidental (Cingolani et al. 2011 y referencias citadas). Hervé et al. (2005) han propuesto una edad máxima de sedimentación para esta formación de 335 Ma (Carbonífero inferior). Esta edad indicaría que la Formación Cushman sería más joven que las unidades metamórficas de alto grado de San Martín de los Andes.

Además de esto, el patrón de circones detríticos con mayoría de edades mesoproterozoicas y escasez de circones de edades jóvenes, podría indicar su relación bien con un margen pasivo o con una cuenca de rift. Esto lo diferencia de otros patrones obtenidos para unidades cambro-ordovícicas del Macizo Nordpatagónico Oriental que presentarían serían relacionables con cuencas asociadas a arcos volcánicos activos que no presentan además circones de edades mesoproterozoicas.

Por otro lado, la deformación que afecta a las rocas metamórficas de alto grado estudiadas en este trabajo, puede precisarse por el conocimiento regional que se tiene de las deformaciones pre-devónicas. En este sentido, rocas sedimentarias de edad silúrico-devónicas y cuya base es Wenlock, se apoyan discordantemente sobre las secuencias paleozoicas más antiguas y sólo presentan una deformación más joven que puede relacionarse con la Orogenia Gondwánica. Esta misma deformación gondwánica es la que presentan las rocas ígneas devónicas de San Martín de los Andes y las rocas metamórficas de bajo grado de la Cuesta de Rahue, la cual ha tenido lugar entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior (García-Sansegundo et al. 2009). Las estructuras gondwánicas tienen un

trazado NO-SE, una vergencia generalizada hacia el NE y pueden llevar asociadas hasta dos foliaciones penetrativas.

De lo anteriormente expuesto se deduce que la sedimentación y deformación de estas rocas tuvo lugar entre el Piso 5 del Cámbrico y el Wenlock.

Así pues, en el basamento paleozoico del entorno de San Martín de los Andes existen rocas deformadas en dos eventos orogénicos distintos, los cuales tienen estructuras con trazado, vergencia y condiciones de deformación distintas. Las rocas metamórficas de alto grado que aparecen como xenolitos y encajantes de los granitos devónicos, han sido deformadas en un evento pre-Wenlock y en la orogenia gondwánica que afectó a las rocas ígneas y rocas sedimentarias de bajo grado entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior.

## CONCLUSIONES

Se ha realizado un análisis en circones detríticos pertenecientes a rocas metamórficas de alto grado del basamento paleozoico en el entorno de San Martín de los Andes, obteniéndose una edad máxima de sedimentación de  $506 \pm 12$  Ma.

Tanto esta datación como las observaciones de campo permiten concluir que la sedimentación, metamorfismo y deformación de las rocas metamórficas de alto grado en San Martín de los Andes se habría producido entre el Piso 5 del Cámbrico y el Silúrico medio.

La edad obtenida señala que las rocas metamórficas de alto grado de San Martín de los Andes constituyen el basamento más antiguo de los Andes Norpatagónicos. Por otro lado, este dato señala una desvinculación temporal con las rocas metamórficas de bajo grado ubicadas en Cuesta de Rahue.

Finalmente, el patrón de circones detríticos obtenido para las rocas metamórficas de alto grado permite interpretarlas como depositadas en cuencas relacionadas con un margen pasivo o con una cuenca de tipo rift; diferenciándolo de aquellos obtenidos con anterioridad para las rocas cambro-ordovícicas del Macizo Nordpatagónico Oriental que indican su pertenencia a una cuenca asociada con un arco volcánico activo.

## AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro especial agradecimiento a Álvaro Rubio, Andrés Cuesta (UniOvi), Gloria Gallastegui (IGME) y Santiago González (UNRN) por la ayuda brindada en la separación, preparación e interpretación de los análisis de circones. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto del Plan Nacional de I+D+i de España con referencia CGL2012-38396-C03,

el cual incluye fondos FEDER de la UE. Los comentarios realizados por el Dr. Luis González ayudaron a mejorar la edición final del manuscrito.

## REFERENCIAS

- Cawood, P. A., Hawkesworth C. J., Dhuime, B (2012): Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology* 40(10): 875-878.
- Cingolani, C., Zanettini, J., Leanza, H. (2011): El Basamento ígneo metamórfico. En: *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén* (Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Valles, J. M., eds.). Buenos Aires: 37-47.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C., Varela, R. (1991): El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(3-4): 223-234
- García-Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R. E., Heredia, N. (2009): Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Science*. 98(7): 1599-1608.
- Hervé, F., Haller, M., Duhart, P. y Fanning, M. (2005): SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. En: *16º Congreso Geológico Argentino*, Actas: 309-314.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E. (2013): Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research* 23: 1122-1135.
- Ludwig, K.R. (2008). User's manual for Isoplot 3.6: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 77.
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, Woodhead J, Hergt J (2011): Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.* 26, 2508-2518
- Petrus J.A., Kamber B.S. (2011): VisualAge: A Novel Approach to U-Pb LA-ICP-MS. En: *Geochronology. Goldschmidt Conference Abstracts*. p. 1633
- Ramos, V. A., García Morabito, E., Hervé, F., Fanning, C.M. (2010): Grenville-age sources in Cuesta de Rahue, northern Patagonia: Constrains from U/Pb SHRIMP ages from detrital zircons. En: *Geosur. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 51, 42
- Serra Varela, S., González, P.D., Giacosa, R., Heredia, N., Pedreira, D., González, F. (2015): Geología y relaciones estructurales entre los granitoides y metamorfitas del Complejo Colohuincul en San Martín de los Andes, Neuquén. En: *3º Simposio de Petrología ígnea y Metalogénesis Asociada* Actas 156.

## Características estratigráficas y estructurales de un paleovalle glacial Mississipiense. Precordillera Andina. San Juan (Jáchal), Argentina

### *Stratigraphic and structural characteristics of a Mississippian glacial palaeovalley. Andean Precordillera. San Juan (Jáchal), Argentina*

F. Colombo<sup>1</sup>, J.L. Alonso<sup>2</sup>, C.O. Limarino<sup>3-6</sup>, L. Quintana<sup>2</sup>, R. Cardó<sup>4</sup> y S.N. Césari<sup>5-6</sup>

1 Dpto. Dinámica de la Tierra y del Océano, Universidad de Barcelona, Facultad de Ciencias de la Tierra, Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, España (colombo@ub.edu). 2 Dpto. Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España. 3 Dpto. Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2 Ciudad Universitaria. 1428 Buenos Aires, Argentina. 4 Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Sargento Cabral 685 Oeste, 5400 San Juan, Argentina. 5 Museo Argentino de Ciencias Naturales. Ángel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina. 6 Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

**Resumen:** En este trabajo se estudian los depósitos glaciogénicos mississippienses del sector septentrional (San José de Jáchal) de la Precordillera argentina. En los materiales sedimentarios, acumulados en un estrecho paleovalle de rumbo NNW-SSE, hemos diferenciado cinco secuencias estratigráficas principales. La secuencia 1 corresponde a diamictitas masivas y estratificadas junto a lutitas con *dropstones* de hasta 1 metro de diámetro. La secuencia 2 está formada por areniscas y conglomerados con estratificación cruzada tabular planar y en artesa. La secuencia 3 corresponde a diamictitas masivas en un contexto de lutitas con *dropstones*. Se le superponen lutitas con delgadas intercalaciones de margas (secuencia 4). Finalmente la secuencia 5 está compuesta por lutitas y areniscas con una tendencia grano y estratocreciente. La colmatación sedimentaria del paleovalle se realizó mediante dos eventos glaciales (secuencias 1 y 3) separados por un período interglacial (secuencia 2). El apilamiento sedimentario culmina con depósitos transgresivos (secuencia 4) cubiertos por la progradación de sistemas fluvio-deltaicos. Así, en el sector de la Loma de Los Piojos han quedado registrados los dos eventos glaciales principales que afectaron al sector occidental de Gondwana: 1, la glaciación del Viseense (paleovalle estudiado en este trabajo) y 2, la del Serpukhoviense-Bashkiriense inicial cuando se acumuló la Formación Guandacol.

**Palabras clave:** Sedimentación glaciogénica, paleovalle plegado, glaciación Viseense.

**Abstract:** *The Mississippian glaciogenic deposits of the northern sector (San José de Jáchal) of the Argentinian Precordillera are studied in this work. The sedimentary materials were accumulated in a narrow paleovalley with NNW-SSE lineation. In these sedimentary rocks five main sequences are differentiated. The sequence 1 is made up of massive and stratified diamictites with lutites displaying large dropstones that reach 1m of maximum diameter. Sequence 2 constituted by sandstones and conglomerates with through and planar tabular cross bedding. Sequence 3, massive diamictites embedded in lutites with dropstones. Sequence 4 lutites with some marl intercalations. Sequence 5 made up of lutites and sandstones with coarsening and thickening upwards arrangement. The palaeovalley sedimentary infill was made by two separated glacial events (sequences 1 and 3) separated by an interglacial period (sequence 2). The sedimentary pile top is made by transgressive deposits (sequence 4) overlapped by the progradation of the fluvio-deltaic systems. In the Loma de Los Piojos area the two main glacial events which affected the Western sector of Gondwana are registered: 1 the Viseean glaciation (palaeovalley presented in this study) and 2, the Serpukhovian-early Bashkirian glaciation when the Guandacol Fm was accumulated.*

**Key words:** *Glaciogenic sedimentation, folded palaeovalley, Viseean glaciation.*

## INTRODUCCIÓN

En el Carbonífero de la Precordillera Argentina existen diversos paleovalles labrados durante los eventos glaciales que afectaron al margen occidental de Gondwana a lo largo del Paleozoico Superior. Inicialmente, esta glaciación fue considerada como un único evento de larga duración, pero quedó dividida posteriormente en varios períodos glaciales, separados

por intervalos interglaciales de diferente duración (Isbell et al., 2003). En el caso del margen occidental de Gondwana, y más específicamente en la Precordillera y Cordillera de Los Andes, es posible distinguir dos eventos glaciales mayores durante el Paleozoico superior, uno se desarrolló durante el Viseense y el otro estuvo activo durante el Serpukhoviense-Bashkiriense inicial (Limarino et al., 2014). Ambas glaciaciones estuvieron separadas (Balseiro et al., 2009) por un período interglacial

(Viseense superior). Aunque los dos eventos glaciales difieren en su contenido fósil (Pérez Loinaze et al., 2010) y en el grado de deformación tectónica de los materiales sedimentarios, todavía no han sido identificados claramente en el registro geológico. Como que estos materiales afloran predominantemente en antiguos valles glaciales, su estudio es bastante complejo ya que la tectónica posterior ha modificado significativamente los afloramientos originales. Así, sólo trabajos de detalle que además de la caracterización sedimentológica de las secuencias involucren, estudios paleontológicos y estructurales, permitirán separar adecuadamente y en el futuro los registros glaciales correspondientes a cada evento (Pérez Loinaze et al., 2010; Limarino et al., 2014).

En el área de Loma de Los Piojos situada al sudoeste de la población de San José de Jáchal en la Precordillera de San Juan (Fig. 1), existen dos conjuntos diamictíticos de indudable origen glacial. Uno correspondería a la Formación Guandacol (Alonso-Muruaga et al., 2011), y el otro, sumamente deformado, ha sido conocido desde antiguo (Braccaccini, 1946; Baldis y Cané, 1968; Furque, 1979). Baldis y Cané (1968) en su esquema estratigráfico del área de Loma de Los Piojos, incluyeron los materiales aquí estudiados dentro del epígrafe “Paleozoico *incertae sedis*”. Posteriormente (Balseiro et al., 2009) se han denominado como “Fm. Unknow, Carboniferous?”. Furque (1979) situó estas diamictitas dentro de la Formación Volcán, unidad actualmente obsoleta ya que incluía tanto a secuencias mississippienses como pennsylvanienses. Otros estudios han demostrado que éstas eran discordantes entre sí (Fauqué et al., 1991). Los objetivos de este trabajo son: analizar el ambiente sedimentario en el que se acumularon las diamictitas, establecer sus relaciones estratigráficas, brindar nuevos datos sobre su edad y conocer su disposición estructural.

## AMBIENTE DEPOSICIONAL

El relleno sedimentario estudiado se halla confinado en un estrecho paleovalle con orientación NNW-SSE, y encajado en las lutitas y areniscas de la Formación Los Espejos (Silúrico). Se pueden diferenciar cinco secuencias (S) estratigráficas principales. La inferior (S1), de 80 m de espesor que solo aflora en la parte basal del paleovalle está constituida por diamictitas matriz-soportadas. Muestran clastos de hasta 1 metro de diámetro máximo dispersos en una matriz arenolimososa. Hacia arriba pasan a bancos lenticulares de diamictitas estratificadas, conglomerados polimícticos de aspecto caótico y areniscas gruesas en muy baja proporción. La S 2 de unos 90 m de potencia, es predominantemente arenosa y conglomerática, estratificada en bancos lenticulares que ocasionalmente muestran estratificación cruzada tabular planar y en artesa. La S 3, de unos 110 m de potencia, corresponde a diamictitas masivas, cubiertas por lutitas con

*dropstones*, que ocasionalmente alcanzan hasta 0,9 m de diámetro. La S 4, similar a la anterior, y de unos 115 m de potencia, muestra un rápido decrecimiento en la proporción de *dropstones* y corresponde predominantemente a lutitas laminadas con delgadas intercalaciones de margas. La S 5, de unos 120 m de espesor, está compuesta por lutitas y areniscas con una tendencia grano y estratocreciente, que hacia el techo culmina con un tramo casi completamente arenoso.

La presencia de potentes acumulaciones diamictíticas masivas, la existencia de clastos afacetados y estriados, el tránsito a lutitas laminadas con *dropstones* y su disposición confinada en un estrecho valle, sugieren claramente que estos materiales fueron acumulados en un contexto glacial. Así, la S1 registra la presencia tanto de tillitas como de diamictitas resedimentadas, que gradan verticalmente a conglomerados y areniscas de la S2, depositados por acción fluvial (sistema glacio-fluvial). La S3 registra una nueva expansión glacial que llevó a la acumulación de potentes secuencias diamictíticas, con clastos de diámetros métricos, que a su vez quedan cubiertas por lutitas laminadas con *dropstones* correspondientes a una transgresión postglacial relacionada con una retracción de las masas de hielo. La S4, presenta menor proporción de *dropstones* en su parte inferior. Muestra una desaparición total de este tipo de clastos en la sección media y superior y registra la progresiva desconexión de las masas de hielo con el cuerpo de agua. La S5 corresponde a la progradación de sistemas fluviales y fluvio-deltaicos que finalmente colmataron el paleovalle.

## ESTRUCTURA

El basamento local del paleovalle estudiado, se estructura en dos pliegues mayores (anticlinal-sinclinal) con una longitud de onda de unos 300 m y numerosos pliegues menores. Los ejes de los pliegues mayores se inclinan entre 35° y 45° hacia el NNW. Así, el paleovalle se encaja sobre la Fm Los Espejos (Silúrico) hacia el S mientras que hacia el N lo hace sobre la Fm Talacasto. (Devónico inferior). Las unidades que rellenan el paleovalle se encuentran plegadas, y los ejes de esos pliegues también muestran inmersión hacia el NNW pero con una inclinación menor, del orden de 20°-30°. La estructura más llamativa corresponde a un gran sinclinal que, en el sector septentrional de la zona estudiada, muestra un par de pliegues de orden menor en su flanco occidental, que fueron cortados por dos fallas inversas. Existe una marcada discordancia angular, visible en el flanco occidental del paleovalle, entre las secuencias estratigráficas 1 y 2. Eso parece implicar que durante los últimos episodios de acumulación de la secuencia 1 o en el intervalo de tiempo existente entre la acumulación de esas unidades se produjo un basculamiento del flanco occidental del sinclinal.

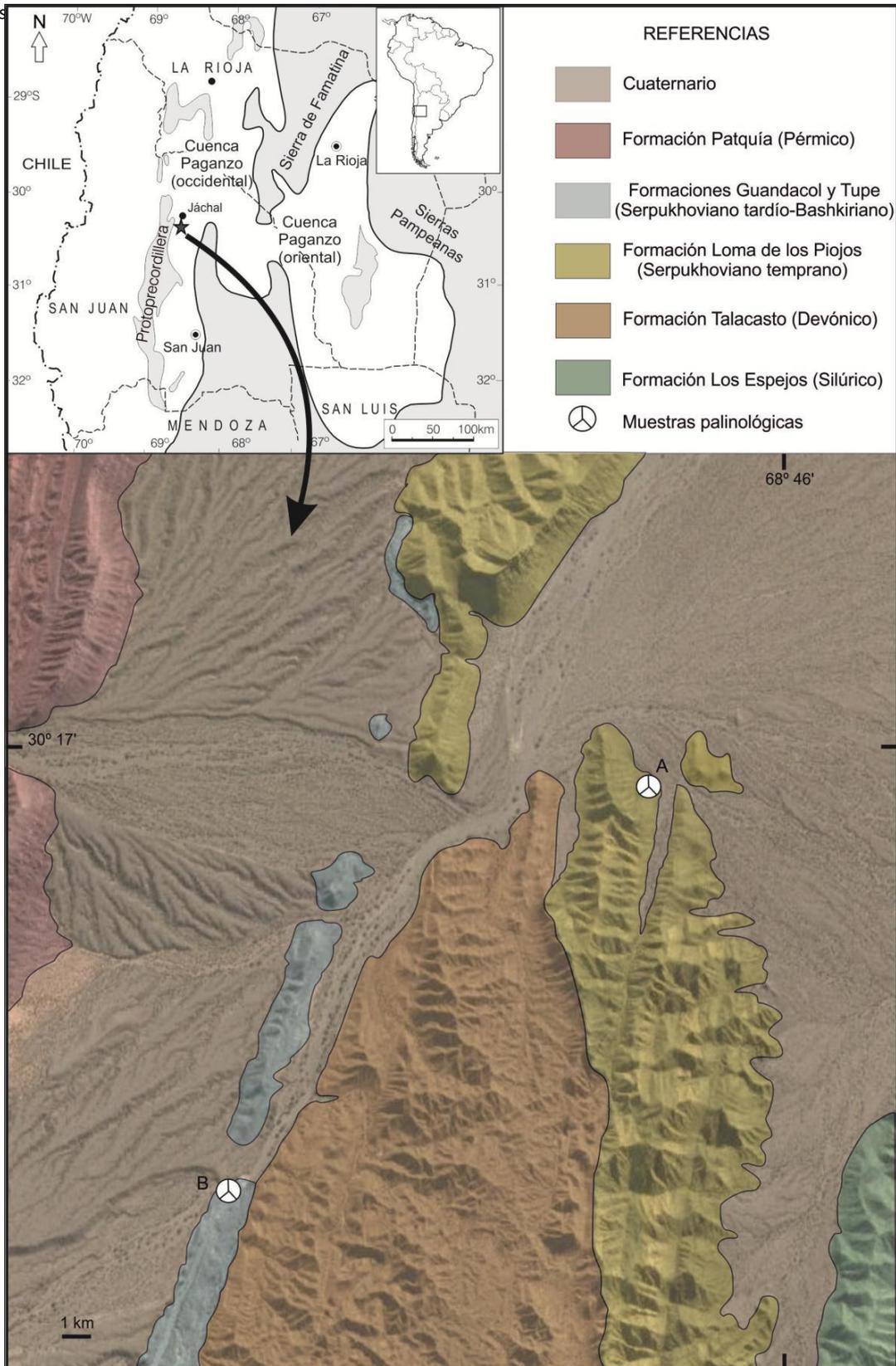


FIGURA 1. Geología de la zona de la Loma de Los Piojos. Distribución de los depósitos glaciéricos.

## EDAD

Se ha realizado el análisis palinológico de asociaciones fósiles recolectadas en dos afloramientos próximos entre sí. Por un lado, lutitas de la Formación Guandacol y por el otro, asociaciones palinológicas procedentes de lutitas laminadas de la secuencia 3 estudiada en este trabajo.

De la Formación Guandacol se reconocieron asociaciones palinológicas correspondientes a la Subzona A de la Biozona *Raistrickia densa-Convolutispora muriornata*. Así, las lutitas que se superponen a los niveles diamictíticos en la Formación Guandacol, se acumularon durante un periodo serpukhoviense final a bashkiriense inicial. Además, en esta área la Formación Guandacol se superpone a depósitos que contienen restos paleoflorísticos de la biozona *Frenguellaeximia-Nothorhacopteris kellybelenensis-Cordaicarpus cesarii* (Balseiro et al., 2009) característica del Visense superior. Por lo que respecta a las palinofloras de la secuencia 3, éstas se caracterizan por la ausencia de polen y de especies diagnósticas del Devónico.

## CONSIDERACIONES FINALES

Las unidades estratigráficas estudiadas se hallan confinadas en un paleovalle, cuyo origen y relleno sedimentario reflejan claramente la existencia de condiciones glaciales durante gran parte de su acumulación. Al menos dos eventos glaciales principales, correspondientes a las S1 y S3, han quedado registrados en diamictitas masivas y estratificadas que han quedado recubiertas por lutitas con *dropstones*. La S2, corresponde genéticamente, a un período interglacial que se inició con el predominio de condiciones fluviales y fue seguido de una corta transgresión en la que se depositaron lutitas con *dropstones*. Tanto la finalización de la glaciación como la colmatación del valle quedan representadas en las S4 y S5; la primera dominada por sedimentación de grano fino (lutitas) y la segunda por la progradación de sistemas fluviales.

Existen importantes diferencias en los estilos de deformación entre las secuencias diamictíticas aquí estudiadas (sumamente plegadas) y la Formación Guandacol. Esto permite deducir la existencia de un importante episodio de deformación entre ambas, probablemente relacionado con la Fase Río Blanco (Fauqué et al., 1991) que regionalmente separa las secuencias visenses de las serpukhovienses. A estas diferencias se agrega el reciente hallazgo de floras visenses en estratos próximos a los aquí analizados (Balseiro et al., 2009), así como también la carencia total de granos de polen en las asociaciones palinológicas de la secuencia 3. Estos datos de los materiales aquí estudiados, permite diferenciarlos de las pelitas con *dropstones* de la Formación Guandacol.

Así, en la Loma de Los Piojos afloran dos sucesiones glaciogénicas presentes en el sector occidental de Gondwana. La primera, que estuvo activa durante el visense (paleovalle estudiado en este trabajo), y otra desarrollada durante el periodo serpukhoviense-bashkiriense inicial cuando se produjo la acumulación sedimentaria de la Formación Guandacol.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto "Torandes" CGL2012-38396-C03-02 MECON, Gobierno de España y realizado en el marco del Grup de Qualitat 2014-SGR-467, Secretaria d'Universitats i Recerca, DEIC, Generalitat de Catalunya.

## REFERENCIAS

- Alonso Muruaga, P. J., Limarino, C. O., Spalletti, L. A., Colombo Piñol, F. y Juárez, P. (2011): Findings of intraformational striated pavements in the late carboniferous glacial deposits of the Andean Precordillera, Argentina. *Latin American journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18(2): 151-157.
- Baldis, B.A. y Cané, T.C. (1968): El Paleozoico en la región occidental y austral de Jáchal (Provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 121-128.
- Balseiro, D., Rustán, J.J., Ezpeleta, M. y Vaccari, N.E. (2009): A new Serpukhovian (Mississippian) fossil flora from western Argentina: paleoclimatic, paleobiogeographic and stratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280: 517-531.
- Braccacini, O.I. (1946): Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 23 (258): 81-105.
- Fauqué, L. E. y Limarino, C. O. (1991): El carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 103-114.
- Furque, G. (1979): Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal, Provincia de San Juan. *Servicio Geológico Nacional Boletín* 164: 1-79.
- Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L. y Lenaker, P.A. (2003): Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothem? En: Chan, M.A., Archer, A.W. (Eds.), *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geologic Time*. Geological Society of America Special Paper 370, 5-24.
- Limarino, C. O., Césari, S. N., Spalletti, L. A., Taboada, A. C., Isbell, J. L., Geuna, S. y Gulbranson, E. L. (2014): A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: A record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25(4): 1396-1421.
- Limarino, C. O., Alonso-Muruaga, P. J., Ciccioli, P. L., Loinaze, V. S. P. y Césari, S. N. (2014): Stratigraphy and palynology of a late Paleozoic glacial paleovalley in the Andean Precordillera, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 412: 223-240.
- Pérez Loinaze, V.S., Limarino, C.O. y Césari, S.N. (2010): Glacial events in Carboniferous sequences from Paganzo and Río Blanco Basins (Northwest Argentina): palynology and depositional setting. *Geologica Acta*, 8: 399-418.

## Estratigrafía y sedimentología de la Fm La Banda (Cuenca de Loja, Mioceno, Sur de Ecuador)

### *Stratigraphy and sedimentology of the La Banda Fm (Loja Basin, Miocene, southern Ecuador)*

D. Corrochano

Departamento de Didáctica de la Matemática y de las Ciencias Experimentales, Universidad de Salamanca, Campus Viriato, E.U.M. Zamora, Avda. Príncipe de Asturias, s/n, 49012, Zamora, España. dcf@usal.es

**Resumen:** La Fm La Banda (Mioceno medio/superior) es una delgada unidad carbonatada (hasta 20 m de espesor), cartográficamente muy continua, que aflora en el sector occidental de la Cuenca de Loja (Sur de Ecuador). Está compuesta por calizas y dolomías laminadas (tapices de algas), con intercalaciones de margas, limos, areniscas de grano fino, *chert* estratiforme y abundantes venas de yeso fibroso secundario. Las litofacies laminadas pueden aparecer formando estructuras dómicas (de hasta 80 cm de altura y 105 cm de anchura), en las que son comunes relictos de filamentos micríticos (a veces bifurcados), estructuras tipo *wrinkle* y grietas de desecación poligonales. La unidad se interpreta como una secuencia regresiva o de somerización, depositada en una llanura de mareas bajo condiciones áridas o semiáridas, observándose una evolución desde facies submareales en la base (con abundantes ostrácodos y foraminíferos) a facies intra y supramareales a techo. La dolomitización se interpreta como un proceso diagenético sinsedimentario asociado a una intensa evaporación capilar (modelo de refluo tipo *sabkha*), donde la aridez del medio favoreció la precipitación de evaporitas, aumentando la relación Mg/Ca del agua de poro y favoreciendo así la precipitación directa de dolomita o la dolomitización (reemplazamiento).

**Palabras clave:** Tapices de algas, llanura de mareas, Bahía de Loja, callejón interandino, Andes ecuatorianos.

**Abstract:** The La Banda Formation (middle/upper Miocene) is a thin (up to 20 m thick) but laterally persistent carbonate unit that crops out in the western sector of the Loja Basin (southern Ecuador). It is composed of laminated limestones and dolostones with intercalations of marls, siltstones, fine-grained sandstones, bedded-cherts and abundant secondary gypsum veins. The laminated lithofacies could form domal structures (up to 80 cm high and 105 cm wide) and commonly exhibit ghost of erect micritic filaments (sometimes bifurcated), wrinkle structures and polygonal desiccation cracks. The unit is interpreted as a shallowing upwards or regressive sequence, deposited in a tidal flat environment under arid or semi-arid climate. Lithofacies grade from subtidal deposits at the base (yielding ostracoda and foraminifera) to intertidal to supratidal deposits at the top. Dolomitization is interpreted as a syngenic diagenetic process related to intense evaporation (sabkha model). Climatic conditions favoured gypsum precipitation that increased the Mg/Ca ratio of the brine and resulted in the direct precipitation of dolomite or dolomitization (replacement processes).

**Key words:** Algal mats, tidal flat, Loja Embayment, Andean highlands, Ecuadorian Andes.

### INTRODUCCIÓN

En la cordillera andina septentrional del Sur de Ecuador, aflora un conjunto de depósitos sedimentarios Neógenos con potencias que alcanzan los 2500 m de espesor. Estos depósitos se encuentran a lo largo de la región Inter-Andina, entre los dominios geológicos de la Cordillera Occidental y la Cordillera Real (Fig. 1) a una altitud actual que oscila entre los 1000 y los 2500 m. Hasta los trabajos de Steinmann et al. (1999) y Hungerbühler et al. (2002), las series sedimentarias fueron interpretadas como cuencas continentales intramontañosas, desarrolladas bajo condiciones netamente compresivas y controladas por una tectónica *strike-slip*, donde prevaleció una sedimentación de carácter fluvio-lacustre (e.g., Noblet et al., 1988). Los trabajos más recientes, anteriormente citados, teniendo en cuenta nuevos datos paleontológicos y dataciones absolutas (*zircon fission-track*), propusieron una

historia geológica mucho más compleja para estas cuencas Cenozoicas y la evolución geodinámica de la Cordillera de los Andes ecuatorianos. Estos autores sugirieron que las cuencas miocenas se desarrollaron en dos etapas diferentes: 1) un periodo extensional desde el Mioceno medio al superior (15-10 ma), donde tuvo lugar una sedimentación continental y marina-marginal ("*Pacific coastal stage*") desarrollada en dos extensas bahías marinas (Bahía de Loja y Bahía de Cuenca) que conectaron estas cuencas con el océano Pacífico, abarcando una superficie mucho más amplia que la que se observa en los afloramientos actuales; y 2) una etapa compresiva de escala regional (Mioceno superior, 9-5 ma), durante la cual la secuencia sedimentaria fue levantada y deformada, y tuvo lugar el depósito de potentes sucesiones aluviales acumuladas en cuencas intramontañosas puramente continentales, cuyos límites coinciden más o menos con los afloramientos actuales ("*Intermontane stage*"). En los

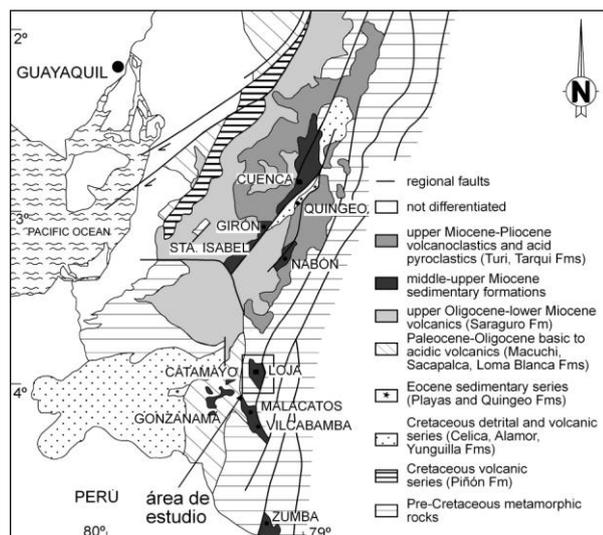


FIGURA 1. Localización de la cuenca de Loja en el sur de Ecuador, modificado de Litherland et al. (1994) y Hungerbühler et al. (2002).

últimos años son muchos los trabajos que han propuesto la existencia de una serie de transgresiones marinas durante el Mioceno en la región amazónica (e.g., Rebata-H. et al. 2006; y referencias allí contenidas), aunque sigue siendo una cuestión controvertida en la literatura. Con el fin de aportar nuevos datos sobre esta controversia, este trabajo realiza un análisis integrado de carácter estratigráfico y sedimentológico de la Fm La Banda (Cuenca de Loja), que constituye una unidad clave para la correcta interpretación del relleno sedimentario de la cuenca.

## ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

La Cuenca de Loja es una depresión alargada, con dirección N-S, que cubre una superficie aproximada de 150 km<sup>2</sup>. Está limitada al E y el W por dos fallas regionales con dirección predominante N-S. La cuenca está subdividida por una falla inversa N-S con vergencia hacia el W que separa la zona en dos sectores tectonoestratigráficos. Los estratos en la parte E están fuertemente deformados y forman una serie de anticlinales y sinclinales con dirección predominante N-S. En la parte W, los estratos mantienen una dirección de capa más o menos constante, buzando unos 20-30° hacia el SE. El relleno sedimentario de la cuenca es mioceno, y alcanza un espesor cercano a los 1300 m. Desde el trabajo inicial de Kennerly (1973), la estratigrafía y nomenclatura estratigráfica de la región ha ido evolucionando notablemente. En el presente trabajo se sigue la propuesta por Hungerbühler et al. (2002), quienes subdividieron el relleno sedimentario de la cuenca en las siguientes unidades litoestratigráficas (de muro a techo): en el sector occidental, las formaciones Trigal, La Banda, Belén y Quillollaco, y en el sector oriental, las formaciones San Cayetano y Quillollaco. En ambos sectores la secuencia sedimentaria se apoya sobre las unidades paleozoicas metamórficas de Chigüinda y Agoyán (Litherland et al., 1994).

La Fm La Banda equivale a la formación homónima definida por primera vez por Hungerbühler et al. (2002). La unidad tiene un espesor reducido, nunca superior a los 20 m, pero forma una capa cartográficamente muy continua que sirve como nivel guía en la zona. Aflora en la parte occidental de la cuenca, siguiendo una dirección aproximada NE-SW. Se apoya concordantemente sobre la Fm Trigal y pasa de forma gradual a los materiales siliciclásticos de la Fm Belén, si bien en la carretera de Loja a Cuenca (estratotipo) se puede observar un importante basculamiento tectónico entre ambas unidades. Su edad es del Mioceno medio/superior (11,1±1,2 ma), (Hungerbühler et al., 2002).

Los últimos metros de la Fm Trigal están formados por lutitas color "chocolate" que gradan a areniscas de grano medio. Por encima se localiza un cuerpo conglomerático de hasta 3 m de potencia, con base ligeramente erosiva, estratificación cruzada en surco y guijarros volcánicos subangulosos a subredondeados; la paleocorriente indica un sentido de flujo predominante hacia el W. A continuación se observan una serie de paquetes de areniscas que culminan con una pequeña secuencia granocreciente, que va desde lutitas verdosas y moradas a areniscas de grano medio/grueso que presentan estructuras tipo *tepee* de pequeña escala. Por encima de estas areniscas existe una superficie erosiva, fosilizada por un nivel de materia orgánica de 1 cm de espesor, sobre el cual se apoyan los materiales carbonatados de la Fm La Banda. Esta unidad está compuesta por calizas y dolomías laminadas que presentan finas intercalaciones de areniscas de grano fino, margas y limos (de hasta 40 cm de espesor), capas estratiformes de *chert* de hasta 15 cm de espesor y una toba volcánica a techo. Es común la presencia de pseudomorfos de yeso rellenos por microesparita. La dolomitización es muy intensa en la parte media y superior de la unidad, donde las grietas de desecación son más abundantes. Es común la presencia de yeso fibroso secundario a lo largo de toda la unidad, concentrado en los planos de estratificación y pequeñas fracturas. Las limolitas presentan contenido variable en carbonato cálcico; pueden presentar laminación paralela y *ripples* de corriente y de oscilación. Dentro de los carbonatos se han diferenciado las siguientes litofacies:

a) Litofacies de calizas masivas bioclásticas: aparece en la parte basal de la unidad. Está formada por calizas *grainstone* fosilíferas, con gasterópodos, ostrácodos, bivalvos y foraminíferos, en una matriz esparítica a microesparítica. Pueden aparecer también peloides e intraclastos micríticos. La porosidad más abundante es del tipo intrapartícula e interpartícula, abierta o cementada por un cemento drúsico que en los bordes de los poros muestra cementos hojosos (*bladed*) de hasta 40 μm de longitud, y en el centro, cristales equigranulares de hasta 900 μm de ancho. Esporádicamente algún poro está cementado por calcedonia.

b) Litofacies de calizas masivas con *coated grains* y oolitos: calizas *grainstone* con abundante porosidad intra e interpartícula abierta. Abundan los *coated grains* con núcleo disuelto. Presentan estratificación cruzada en surco. La escasa porosidad cementada está rellena por calcedonia y dolomita (microcristales idiomórficos de hasta 15  $\mu\text{m}$ ).

c) Litofacies masivas: presentan una matriz dolomítica generalmente grumoso-peloidal, en la que aparecen cristales idiomórficos de dolomita de hasta 60  $\mu\text{m}$  (dolomita polimodal con tonalidad *dull* bajo catodoluminiscencia, CL). Es característica la porosidad fenestral y una porosidad interpartícula muy desarrollada, llegando a constituir pseudo-brechas asociadas a exposiciones prolongadas. Esta porosidad generalmente se rellena de esparita equigranular, probablemente formada bajo condiciones de enterramiento (*dull* intenso bajo CL).

d) Litofacies laminadas: son muy abundantes en la parte media y superior de la unidad. Forman estratos tabulares finamente laminados de no más de 10 cm de espesor, con finas intercalaciones lutítico-margosas interestrato; aparecen intercaladas con las litofacies masivas. Las laminaciones pueden ser planas o ligeramente ondulantes. Los estratos se disponen de manera subhorizontal o formando micro-domos o domos de hasta 105 cm de anchura y 80 cm de altura. Es común la presencia de estructuras tipo *wrinkle* en el techo y muro de los estratos. Se observa una alternancia de láminas claras y oscuras en la matriz dolomítica, donde aparecen relictos de filamentos micríticos dispersos, dispuestos subverticalmente a la laminación, algunos de los cuales están bifurcados.

e) Litofacies intraclásticas: presentan aspecto masivo, con abundantes intraclastos micríticos, presentando texturas *grainstone/rudstone*. El cemento intergranular está formado por grandes (hasta 2,2 mm de ancho) cristales de calcita en los centros de los poros, que hacia los bordes pasan a cristales euhedrales rómbicos de dolomita de hasta 40  $\mu\text{m}$ . Alguno de los poros está cementado por calcedonia.

f) Brechas intraformacionales: se trata de *flat pebble conglomerates* que afloran en capas con un espesor no superior a los 15 cm. Presentan una textura *floatstone/rudstone*, con abundante porosidad interpartícula y protegida (*shelter*). Están formadas por intraclastos dolomíticos subredondeados (de 0,5-1,5 mm de diámetro) o alargados (los más abundantes), con longitudes que llegan a superar los 3 cm. Éstos están inmersos en una matriz dolomítica con textura grumosa-peloidal. Los poros están rellenos de calcedonia, y algunos de ellos, de forma discontinua, presentan cristales idiomórficos de dolomita en sus bordes.

## INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La Fm La Banda se interpreta como una secuencia regresiva o de somerización en un ambiente marino-marginal: la parte basal de la unidad, caracterizada por calizas *grainstone* con abundantes *coated grains*,

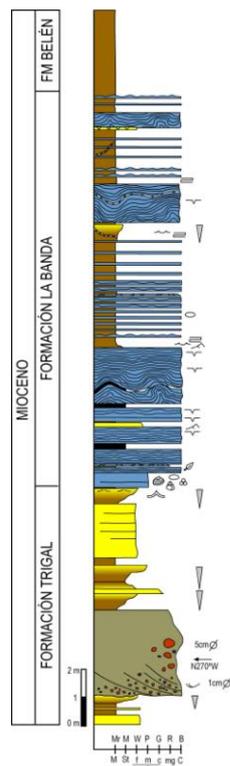


FIGURA 2. Columna estratigráfica de la Formación La Banda (Mioceno, Cuenca de Loja).

oolitos y fauna marina, se interpreta como depósitos submareales de alta energía sometidos a una intensa diagénesis meteórica temprana. El conjunto superior de facies laminadas, se interpreta como estructuras organosedimentarias producidas por el atrapamiento y la unión del sedimento, o la precipitación resultante, de la actividad metabólica y el crecimiento de algas y microbios (tapices o mallas algales), en un medio intra a supramareal desarrollado en una llanura de mareas bajo condiciones climáticas áridas o semiáridas (como indica la presencia de pseudomorfofos de yeso y el abundante yeso fibroso secundario). Los abundantes intraclastos micríticos y las brechas intraformacionales son el resultado del retrabajamiento del sedimento por acción del oleaje durante episodios de tormentas, que tuvieron lugar mayoritariamente en la zona intermareal. La presencia de ostrácodos característicos de medios con fluctuaciones importantes de salinidad, y foraminíferos bentónicos indicativos de condiciones de mar abierto, confirma la influencia claramente marina en estos depósitos. En este tipo de sucesiones, la dolomitización ocurre como un proceso diagenético sinsedimentario (precipitación directa y/o reemplazamiento) asociado a una intensa evaporación (modelo "*sabkha*", e.g., Warren, 2000). Estas condiciones favorecen la precipitación de yeso, que reduce el Ca de las aguas de poro, aumentando la relación Mg/Ca y favoreciendo por lo tanto la precipitación de dolomita y/o la dolomitización. A partir de datos aportados en el presente estudio, se puede establecer una correlación estratigráfica precisa entre la Fm La Banda (Cuenca de Loja) y la Fm San

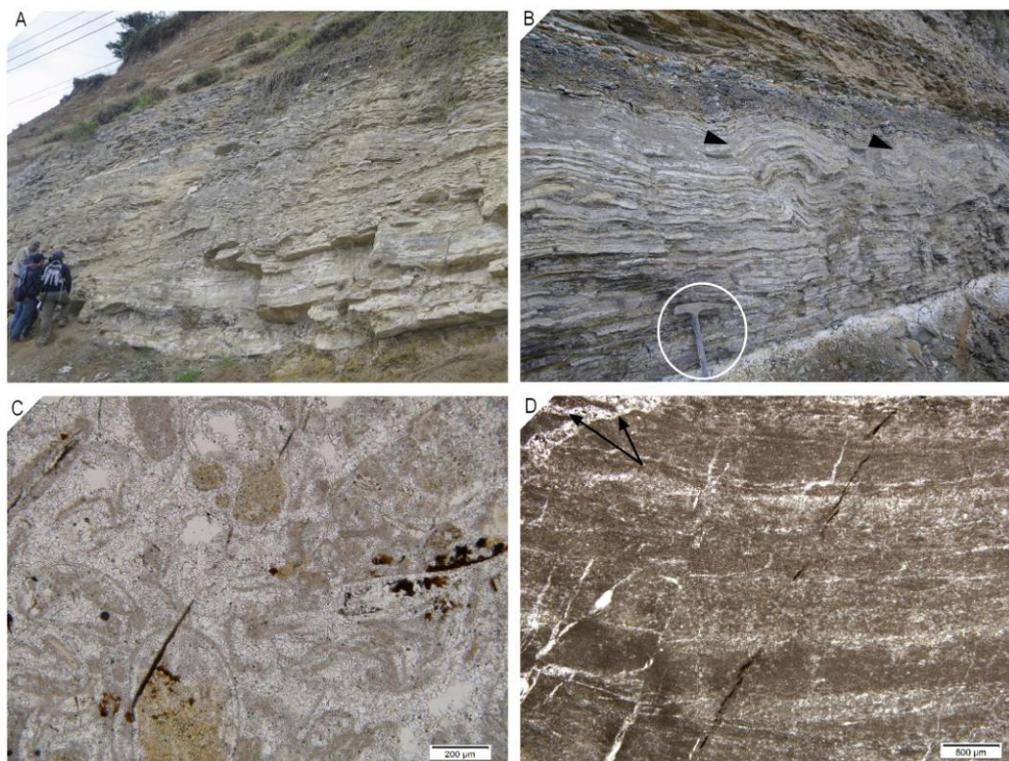


FIGURA 3. A) Aspecto de la Fm La Banda en la carretera de Loja a Cuenca; nótese que la parte baja de la unidad está dominada por calizas masivas bioclásticas y de coated grains. B) Litofacies laminadas con desarrollo de estructuras dómicas (flechas negras). C) Litofacies bioclásticas con abundantes biomoldes de ostrácodos; nótese la porosidad abierta y rellena por cementos esparíticos de origen posiblemente meteórico. D) Aspecto microscópico de las litofacies laminadas, mostrando una alternancia de bandas claras y oscuras en una matriz dolomítica; las flechas negras señalan cristales idiomórficos de dolomita.

Francisco (Cuenca de Malacatos-Vilcabamba). Ambas unidades, según los datos de *fission-track* publicados por Hungerbühler et al. (2002), tienen edades muy similares ( $11,1 \pm 1,2$  y  $11,2 \pm 1,2$  ma, respectivamente), y son las que presentan mayor influencia marina en el relleno sedimentario de las cuencas (probablemente asociadas a etapas de máxima subsidencia). Por encima, ambas presentan una evolución muy similar, mostrando una gradación hacia sistemas fluviales de carga mixta y de fondo (Fm Belén y parte superior de la Fm San Francisco), y culminan en sedimentos aluviales de la Fm Quillolaco y la Fm Cerro Mandango, respectivamente.

#### AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado mediante una beca PROMETEO de la Secretaría Nacional de Educación Superior, Ciencia, Tecnología e Innovación, Ecuador (SENESCYT). Se agradece también el apoyo del INIGEMM y del proyecto "Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano".

#### REFERENCIAS

Rebata-H. L.A., Gingras, M.K., Räsänen, M.E. y Barberi, M. (2006): Tidal-channel deposits on a

delta plain from the Upper Miocene Nauta Formation, Marañón Foreland Sub-basin, Peru. *Sedimentology*, 53 (5): 971-1013.

Kennerly, J.B., (1973): *Geology of Loja Province, southern Ecuador*. Institute of Geological Sciences. Overseas Division, Report No 23, 34 pp.

Noblet, C., Lavenu, A. y Schneider, F. (1988): Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Equateur: l'exemple du bassin de Cuenca. *Géodynamique*, 3(1-2): 117-138.

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D.E., Helg, U. y Hammer, C. (2002): Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Science Reviews*, 57: 75-124.

Litherland, M., Aspden, J.A. y Jemielita, R.A. (2000): The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey. Overseas Memoir 11, 147 pp.

Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D. y Winkler, W. (1999): Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: A combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307: 255-276.

Warren, J. (2000): Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.

## Evolución del campo de esfuerzos en Tierra del Fuego durante el Mesozoico-Cenozoico (extremo meridional de la Cordillera Andina)

### *Mesozoic-Cenozoic stress field evolution in Tierra del Fuego (southern end segment of the Andean Cordillera)*

A. Maestro<sup>1,2</sup>, P. Ruano<sup>3,4</sup>, P.J. Torres Carbonell<sup>5</sup>, F. Bohoyo<sup>1</sup>, J. Galindo-Zaldívar<sup>3,4</sup>, A. Pedrera<sup>1</sup>, A. Ruíz-Constán<sup>1</sup>, L. González-Castillo<sup>3</sup>, P. Ibarra<sup>1</sup> y J. López-Martínez<sup>2</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid. [a.maestro@igme.es](mailto:a.maestro@igme.es), [f.bohoyo@igme.es](mailto:f.bohoyo@igme.es), [a.pedrera@igme.es](mailto:a.pedrera@igme.es), [a.ruiz@igme.es](mailto:a.ruiz@igme.es), [p.ibarra@igme.es](mailto:p.ibarra@igme.es)

2 Departamento de Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. [jeronimo.lopez@uam.es](mailto:jeronimo.lopez@uam.es)

3 Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada. 18071, Granada. [pruano@ugr.es](mailto:pruano@ugr.es), [jgalindo@ugr.es](mailto:jgalindo@ugr.es), [lcastillo@ugr.es](mailto:lcastillo@ugr.es)

4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-UGR. Av. Las Palmeras s/n. 18071 Granada

5 Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), Bernardo A. Houssay 200, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. [torrescarbonell@cadic-conicet.gov.ar](mailto:torrescarbonell@cadic-conicet.gov.ar)

**Resumen:** Tierra del Fuego se localiza en la terminación meridional de la Cordillera de los Andes, también conocida como Andes Fueguinos, y se caracteriza por una compleja historia tectónica desde el Mesozoico. En este sector se han medido 1496 mesoestructuras frágiles en 86 estaciones localizadas en unidades del Jurásico superior al Cuaternario. Se han obtenido un total de 125 tensores de esfuerzos. El análisis de las fallas se ha realizado utilizando los métodos de Diedros Rectos, Diagrama y-R, Etchecopar y Redes de Búsqueda. Las orientaciones de las diaclasas, grietas de tensión y diques clásticos también han sido utilizadas para establecer las orientaciones de los ejes de esfuerzos. Los tensores de esfuerzos obtenidos presentan una dirección dominante de  $\sigma_1$  NE-SO y tres direcciones secundarias ENE-OSO a E-O, NO-SE y N-S. La orientación de los tensores  $\sigma_3$  muestra dos modas principales de direcciones ENE-OSO y NO-SE, y tres direcciones secundarias con orientaciones NE-SO, E-O y NNO-SSE. Los datos obtenidos son consistentes con un campo regional de esfuerzo compresivo de dirección NE-SO activo en la zona desde el Cretácico terminal. Durante el Cretácico terminal se produjo a escala regional un giro en sentido anti-horario de 30° que dio lugar al desarrollo del Oroclino Patagónico. La curvatura final de la cadena puede haber sido adquirida debido a la interacción de la cuña orogénica con el promontorio de Río Chico durante el Cretácico terminal-Mioceno inferior. La indentación del promontorio causó una variación en las direcciones de los ejes de esfuerzo de compresión, que muestran una dirección NE-SO en la parte occidental y N-S a NO-SE en el sector oriental. Por último, desde finales del Mioceno, el movimiento en dirección del sistema de fallas de Magallanes-Fagnano desvía las trayectorias de los esfuerzos de dirección NE-SO a E-O.

**Palabras clave:** Andes, mesoestructuras frágiles, paleoesfuerzos, Tierra del Fuego.

**Abstract:** *Tierra del Fuego comprises the southernmost part of the Andean Cordillera known as Fuegian Andes, and presents a complex tectonic history since the Mesozoic. To contribute to the knowledge of the tectonic evolution of the Fuegian Andes region, 1496 brittle mesostructures were measured at 86 sites located in Late Jurassic to Quaternary rocks. A total of 125 palaeostress tensors were obtained. Fault data were analyzed using the Right Dihedra, y-R diagram, Etchecopar's and Search Grid Inversion Palaeostress determination methods. The orientations of joints, gashes and clastic dikes have also been used to establish maximum and minimum horizontal stress trends. The  $\sigma_1$  orientation shows a dominant NE-SW direction and ENE-WSW to E-W, NW-SE and N-S secondary  $\sigma_1$  stress directions are observed. The  $\sigma_3$  orientation shows two main modes trending ENE-WSW and NW-SE, and three secondary  $\sigma_3$  stress directions (NE-SW, E-W and NNW-SSE). The obtained stress evolution is consistent with a regional NE-SW compressive stress field active in the area since the late Cretaceous. During the late Cretaceous, a regional counterclockwise rotation of 30° started, which gave rise to the Patagonia orocline. The final curvature of the chain may have been acquired due to the interaction of the orogenic wedge with the Rio Chico promontory during the late Cretaceous-early Miocene. The promontory indentation caused a variation in the trend of the compressive stress axis, showing NE-SW direction in the western part and N-S to NW-SE in the eastern sector. Finally, since the late Miocene, the strike-slip movement of the Magallanes-Fagnano Fault System deflects the NE-SW stress trajectories changing to an E-W direction.*

**Key words:** *Andes, brittle mesostructures, palaeostress, Tierra del Fuego.*

## INTRODUCCIÓN

Tierra del Fuego se localiza en el sector meridional de la Cordillera de los Andes (Fig. 1), también conocido como Andes Fueguinos, y se caracteriza por presentar una compleja historia tectónica desde el Mesozoico. El objetivo de este trabajo es caracterizar los campos de paleoesfuerzos que han actuado en Tierra del Fuego durante el Mesozoico y el Cenozoico. A partir de la determinación de los tensores de esfuerzos mediante el análisis poblacional de mesoestructuras frágiles es posible reconstruir el campo de esfuerzos que actúa en un área durante un intervalo de tiempo de su historia geológica. Teniendo

en cuenta un período de tiempo fijo dentro del cual el estado de esfuerzos puede suponerse que es constante, las variaciones direccionales y espaciales del campo de esfuerzos se pueden detectar si se cuenta con un número suficiente de datos. Estas variaciones pueden ser interpretadas tanto en términos de etapas tectónicas regionales, como de desviaciones de esfuerzo. Estas desviaciones espaciales de los campos de esfuerzos en zonas de intraplaca son por lo general debidas a la existencia de grandes fallas cuyo movimiento es coetáneo con el desarrollo de las mesoestructuras frágiles o por rotaciones de bloques compartimentados por fallas.

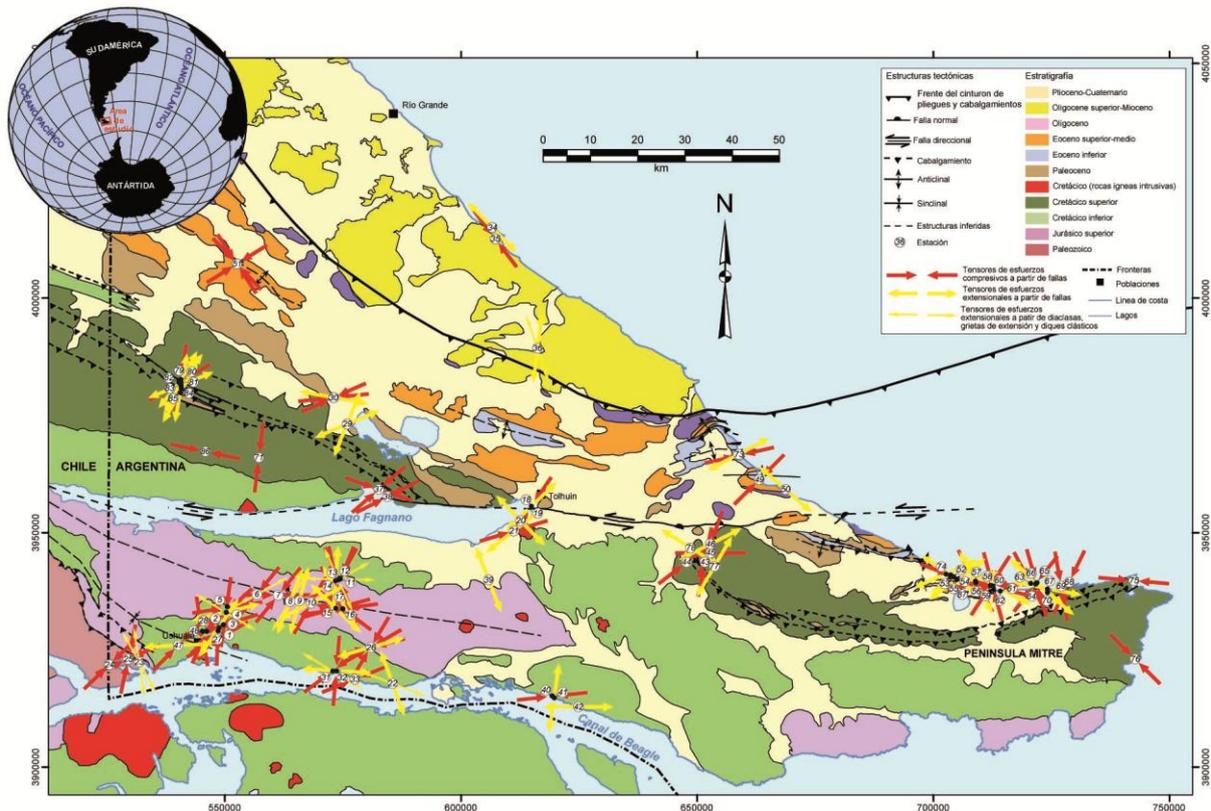


FIGURA 1. Mapa geológico simplificado de Tierra del Fuego y localización de las estaciones de medidas de estructuras frágiles con indicación de los tensores compresivos y tensionales obtenidos tras su análisis. Modificado de Torres Carbonell y Dimieri (2013).

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La evolución geológica de Tierra del Fuego puede ser dividida en tres grandes etapas tectónicas (Fig. 2): 1) Etapa de *rifting* en el Jurásico terminal y desarrollo de una cuenca marina profunda de retro-arco en el Cretácico inferior, denominada Cuenca de Rocas Verdes; 2) Cierre de la cuenca de retro-arco y desarrollo de un orógeno en el Cretácico terminal, con progresión de la deformación compresiva que perdura hasta el Mioceno inferior, configurando el Cinturón de Pliegues y Cabalgamientos Fueguino (CPCF); y 3) Desarrollo desde el Neógeno (~10 Ma) de un régimen tectónico de desgarramiento asociado con el inicio del límite transformante entre las placas Sudamericana y de Scotia.

Desde el punto de vista estructural, Tierra del Fuego se caracteriza por estar constituido por un cinturón orogénico de pliegues y cabalgamientos con orientaciones NO-SE a E-O, donde el basamento y relleno sedimentario de la cuenca de retro-arco de Rocas Verdes (Jurásico superior-Cretácico inferior) y la cuenca de antepaís Austral (Magallanes) (Cretácico superior-Neógeno) se vieron sometidas a una tectónica de acortamiento de "piel fina", con un núcleo metamórfico exhumado en el antepaís (Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013) (Fig. 1 y 2). Estudios de paleomagnetismo a partir de muestras de rocas del Jurásico superior a Cretácico superior de los Andes Fueguinos sugieren que las estructuras iniciales de la cuña orogénica pueden haber rotado alrededor de

~30° en sentido antihorario (Rapalini et al, 2015); por otro lado, los datos paleomagnéticos de sedimentos más jóvenes del CPCF sugieren que la rotación no fue significativa después del periodo entre 60 y 50 Ma (Poblete et al., 2014) (Fig. 2). El CPCF es cortado y desplazado debido a una importante zona de falla de desgarre sinistrorsa de dirección E-O, denominada Sistema de Fallas de Magallanes-Fagnano (Torres Carbonell et al., 2008) (Fig. 1 y 2). Este sistema de fallas conecta al este con la Dorsal Norte de Scotia, que se extiende más allá de las islas Georgias del Sur, y constituye el límite transformante entre las placas Sudamericana y de Scotia.

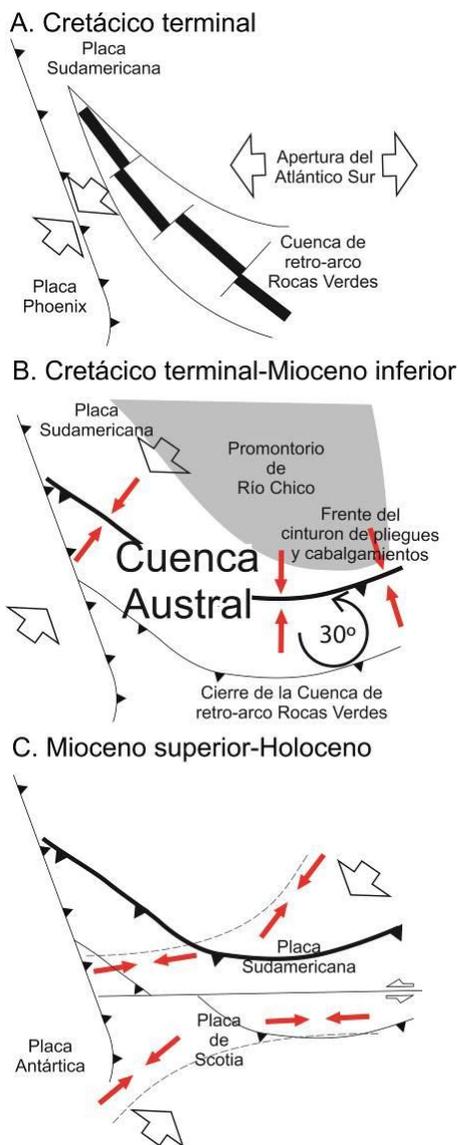


FIGURA 2. Esquemas de la evolución tectónica de Tierra de Fuego con indicación de las direcciones de esfuerzos compresivos obtenidas (flechas de color rojo).

## METODOLOGÍA

El análisis de las fallas de cada estación se han realizado utilizando los métodos de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977), el Diagrama y-R (Simón,

1986), de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981) y de Redes de Búsqueda (Galindo-Zaldívar y González-Lodeiro, 1988) para una mayor fiabilidad de los resultados obtenidos. Las orientaciones de las diaclasas, grietas de tensión y diques clásticos también han sido utilizadas para establecer las orientaciones de los ejes de esfuerzos máximos y mínimos.

Para el establecimiento de la edad de los tensores de esfuerzos se han seguido tres criterios: 1) la edad del depósito/intrusión donde se ha realizado la medida de estructuras frágiles, que asigna una edad máxima para el tensor de esfuerzo obtenido de su análisis; 2) la uniformidad en la distribución de algunas orientaciones de los tensores de esfuerzos en unidades rocosas de diferente edad, lo que permite establecer un intervalo temporal para el campo de esfuerzos que representan esos tensores; y, sobre todo, 3) la relación de las mesoestructuras medidas con las principales estructuras geológicas, como pueden ser la ocurrencia de fallas menores en una zona cataclástica, o la relación entre la orientación de los ejes de esfuerzos con fallas y pliegues que controlen las direcciones macroestructurales de la zona donde las estructuras frágiles han sido medidas, o las relaciones de corte entre diques y otras estructuras geológicas.

## CARACTERIZACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS MESOZOICO-CENOZOICO

Para la determinación de los campos de esfuerzos que han actuado en Tierra del Fuego durante el Mesozoico-Cenozoico se han medido 1496 mesoestructuras frágiles (1236 fallas, 129 diaclasas, 67 grietas de tensión y 64 diques clásticos) en 87 estaciones distribuidas en una superficie de más de 20.500 km<sup>2</sup>. Estas medidas se han realizado en rocas metamórficas e ígneas de edad Jurásico-Cretácico terminal y sedimentarias del Paleógeno al Cuaternario, y de las que se han obtenido un total de 124 tensores de paleoesfuerzos.

A partir del análisis de las orientaciones de los ejes de esfuerzos, se puede observar que hay una dirección de compresión dominante NE-SO a ENE-OSO, que muestra un predominio de tensores de esfuerzos con una relación  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  dentro del régimen de compresión uniaxial ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ). Este máximo se encuentra en continuidad con un máximo relativo de dirección de compresión E-O, y con una relación  $R$  también cercana a la compresión uniaxial. También hay un máximo relativo de dirección de  $\sigma_1$  entre N120°E y N170°E, con valores de  $R$  dentro del régimen de compresión uniaxial. Las orientaciones determinadas de  $\sigma_3$  (con  $\sigma_1$  vertical) muestran dos modas principales con tendencias ENE-OSO y NO-SE. Además se pueden observar tres direcciones secundarias de  $\sigma_3$  con orientaciones NE-SO, E-O y NNO-SSE. Los valores de  $R$  se localizan fundamentalmente dentro del campo de régimen tensional próximo a la extensión radial.

A partir de la edad de las unidades donde se han medido las estructuras frágiles, se ha podido establecer que la orientación de  $\sigma_1$  NE-SO está presente hasta el Cuaternario, la dirección de compresión N-S no aparece a partir del Cretácico terminal, la dirección de compresión E-O se registra hasta el Eoceno y, finalmente, la dirección de  $\sigma_1$  NO-SE no se observa después del Mioceno. La orientación de  $\sigma_3$  NE-SO y NO-SE actúa hasta el Cuaternario, la dirección de extensión E-O no se detecta después del Eoceno y la dirección de  $\sigma_3$  N-S no se registra después del Mioceno.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos obtenidos son consistentes con un campo regional de esfuerzo compresivo de dirección NE-SO, activo en la zona desde el Cretácico terminal. La aceleración de la expansión del fondo oceánico en la Dorsal Atlántica durante el Cretácico medio empuja a la Placa Sudamericana hacia el oeste, dando comienzo al cierre de la cuenca de retro-arco de Rocas Verdes en el margen sudoccidental de Sudamérica (desarrollada como cuenca de *rift* en el Jurásico medio-Cretácico inferior en relación con la fragmentación de Gondwana) (Fig. 2A), lo que provocó un episodio de acortamiento cortical que generó estructuras de dirección N-S y NO-SE (Klepeis et al., 2010). El cierre total de la cuenca pudo haber producido un giro en sentido anti-horario de 30° a escala regional que dio lugar al desarrollo del Oroclino Patagónico, haciendo que las estructuras de dirección NO-SE pasaran a disponerse en dirección E-O (Rapalini et al., 2015) (Fig. 2B). La curvatura final de la cadena puede haber sido adquirida debido a la interacción de la cuña orogénica, en cuyo desplazamiento hacia el noreste colisiona con el promontorio de Río Chico durante el Cretácico terminal-Mioceno inferior (Torres Carbonell et al., 2013) (Fig. 2B). La indentación del promontorio causó una variación en las direcciones de los ejes de esfuerzo de compresión, que muestran una orientación NE-SO en la parte occidental y N-S a NO-SE en el sector oriental. Por último, desde finales del Mioceno, el movimiento de desgarre sinistrorso del sistema de fallas de Magallanes-Fagnano desvía las trayectorias de los esfuerzos de dirección NE-SO a E-O (Fig. 2C). Por último, las direcciones de máxima extensión determinadas se localizan fundamentalmente paralelas y perpendiculares a las direcciones de los pliegues y cabalgamientos, por lo que su génesis puede relacionarse directamente con los procesos cinemáticos relacionados con el desarrollo de éstos.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al personal del Centro Austral de Investigaciones Científicas (Ushuaia, Argentina), en especial a los Drs. Olivero y Martinioni, el asesoramiento geológico y el apoyo logístico para la

realización de este estudio. Este trabajo está subvencionado a través de los proyectos del Plan Nacional de Investigación CTM2011-30241-C02/01ANT y CTM2014-60451-C2-02/01 del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 19: 1309-1318.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *Journal of Structural Geology*, 3: 51-65.
- Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2: 90-97.
- Klepeis, K.A., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S. (2010): Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics*, 29, TC3014.
- Poblete, F., Roperch, P., Hervé, F., Diraison, M., Espinoza, M. y Arriagada, C. (2014): The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study. *Tectonics*, 33 (12): 2526-2551.
- Rapalini, A.E., Peroni, J., Luppo, T., Tassone, A., Cerredo, M.E., Esteban, F., Lippai, H. y F. Vilas, J. (2015): Palaeomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geological Society of London, Special Publication*, 425. doi: 10.1144/sp425.3.
- Simón, J.L. (1986): Analysis of gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B. y Dimieri, L.V. (2008): Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(4): 417-439.
- Torres Carbonell, P.J. y Dimieri, L.V. (2013): Cenozoic contractional tectonics in the Fuegian Andes, southernmost South America: a model for the transference of orogenic shortening to the foreland. *Geologica Acta*, 11: 359-370.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V. y Olivero, E.B. (2013): Evaluation of strain and structural style variations along the strike of the Fuegian thrust-fold belt front, Argentina. *Andean Geology*, 40: 438-457.

# Cuantificación del sistema poroso de areniscas sobre imágenes adquiridas con escáner de alta resolución mediante análisis óptico de imagen

## *Quantification of sandstone pore system by optical image analysis through high-resolution scanner images*

E. Berrezueta<sup>1</sup> y M.J. Domínguez-Cuesta<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geológico y Minero de España, C/ Matemático Pedrayes, 25. 33005 Oviedo (Asturias). e.berrezueta@igme.es.

<sup>2</sup> Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velazco, s/n. 33005 Oviedo (Asturias). mjdominguez@geol.uniovi.es

**Resumen:** En este trabajo se presenta un protocolo de actuación que permite la aplicación de la técnica de análisis óptico de imagen (AOI) en la medición del sistema poroso de areniscas en lámina delgada. La cuantificación se realizó sobre imágenes en color obtenidas de la digitalización total de cuatro láminas delgadas mediante un escáner de alta resolución en tres condiciones diferentes de polarización. Se utilizaron dos pares de filtros de 90°/0° y 60°/-30° para polarización cruzada y uno de 90° para polarización paralela, emulando así el funcionamiento de un microscopio óptico. Tras adquirir el set de 3 imágenes por muestra, se geo-referenciaron para asegurar la correcta relación espacial y superposición entre ellas, empleando un sistema de información geográfica. La identificación de los píxeles correspondientes a poros se basó en la determinación de los rangos de segmentación de éstos: nivel de gris máximo y mínimo para las bandas roja, verde y azul mediante ventanas de muestreo. Estos rangos se aplicaron al set de imágenes referenciadas y la clasificación del sistema poroso se obtuvo de la intersección de las segmentaciones parciales mediante un programa de análisis de imagen. Este estudio presenta una metodología (AOI) reproducible y eficaz que permite obtener información cuantitativa sobre los poros a escala de sección delgada.

**Palabras clave:** Análisis óptico de imágenes, porosidad 2D, láminas delgadas, escáner alta resolución.

**Abstract:** In this paper an optical image analysis (OIA) protocol that guarantees pore-measurement reproducibility on images of thin sections has been proposed. Four thin sections of sandstone were used to evaluate the OIA methodology. In order to quantify the pore system by OIA, thin sections were totally scanned with a high-resolution scanner obtaining 3 different color images of the total mineralized area. Two pairs of polarizing filters (90°/0° and 60°/-30°) were used to emulate functioning of optical microscope in crossed-polarizers conditions and a polarizing filter (90°) in parallel polarizer condition. Images were geo-referenced to ensure correct spatial correlation and superposition between images acquired using geographic information system. The identification of pixels as pore category was based on the preliminary determination of segmentation ranges (maximum and minimum grey level for red, green and blue bands). These ranges were applied to each set of images. A pixel was classified as a pore if that pixel with exactly the same x and y coordinates in all partial images was considered a pore, applying an image analysis software. This study shows up an effective and reproducible methodology (OIA) that allows getting quantitative information about pore through thin section scale.

**Key words:** *Optical image analysis, 2D porosity, thin sections, high-resolution scanner.*

## INTRODUCCIÓN

El análisis petrográfico de láminas delgadas mediante microscopio óptico, MOP, es uno de los principales métodos de caracterización y clasificación de rocas. Este análisis incluye la descripción y cuantificación del espacio poroso presente en las rocas. En rocas sedimentarias, la porosidad es una característica de gran relevancia en la caracterización de reservorios de hidrocarburos, acuíferos, potenciales almacenes geológicos de CO<sub>2</sub>, materiales de construcción, etc. (Ehrlich et al., 1984; Anselmetti et al., 1998).

El análisis óptico de imagen, AOI, es una herramienta conveniente para obtener datos cuantitativos de las diferentes fracciones de tamaño de

minerales presentes en las rocas y, principalmente, un avance importante respecto a técnicas tradicionales como el conteo de puntos (Sardini et al., 1999; Pirard, 2004; Donskoi et al., 2007; Berrezueta et al., 2015a).

Una aportación importante para optimizar la aplicación del AOI en la identificación automatizada de minerales fue la propuesta por Fueten (1997). Su contribución consintió en desarrollar un sistema de polarizadores con rotación sincronizada acoplables a un MOP. De este modo, era posible obtener imágenes con diferentes condiciones de polarización de una misma escena sin mover la platina. Esto permitió representar los diferentes patrones de comportamiento de los minerales (transmisión en condiciones de polarización) en imágenes y usarlos para su

identificación en diferentes aplicaciones (Tarquini y Favalli, 2010; Berrezueta et al., 2015a; Asmusse, 2015).

### Objetivo

El objetivo principal de este trabajo es cuantificar el sistema poroso de rocas detríticas a partir de imágenes de la totalidad de una lámina delgada, obtenidas mediante un escáner de alta resolución, EAR.

## MATERIALES Y METODOS

La sistemática de cuantificación mediante AOI propuesta en este trabajo fue aplicada sobre 3 láminas delgadas. Las muestras seleccionadas son dos areniscas feldespáticas (Arenisca de Linares, Cuenca del Guadalquivir), una cuarzo-arenita (Arenisca de Utrillas, Cuenca del Duero) y una arenisca subarcosa conglomerática (Arenisca de Olleros, Cuenca del Duero), previamente estudiadas por Berrezueta et al. (2015a, b).

El EAR utilizado para adquirir imágenes minerales de la totalidad de la lámina delgada, emulando las condiciones de polarización que se pueden conseguir con un MOP, fue un *CanonScan FS 4000 US* (resolución óptica real de  $\approx 1575$  píxeles/cm). El escáner está controlado con la herramienta *FilmGet FS* que permite que un software comercial como *Adobe Photoshop* o *Corel Photo Paint* gestione la digitalización y condiciones de adquisición (resolución, ganancia, enfoque, formato de guardado de imagen, compresión de la imagen, etc.).

Las condiciones de polarización (polarizadores cruzados:  $90^\circ/0^\circ$ ,  $60^\circ/-30^\circ$  y polarizador paralelo:  $90^\circ$ ) para la digitalización de la totalidad de la lámina delgada se consiguieron mediante filtros polarizadores (*ST-38-40 Screen Tech*) colocados sobre y bajo la muestra. El set de imágenes escaneadas se almacenó como imágenes en color en sistema Rojo (R), Verde (V) y Azul (A). Para cada canal/banda RVA, se emplearon 8 bits (nivel de gris entre 0-255) para la profundidad de color.

La corrección espacial de las imágenes y la generación de imágenes corregidas se realizaron empleando el software libre de SIG: *QGIS*. El análisis de imagen (segmentación, clasificación y cuantificación del sistema poroso sobre set de imágenes corregidas) se desarrolló empleando el sistema abierto de procesamiento de imágenes denominado *ImageJ*.

## PROCESO EXPERIMENTAL

### Adquisición de imágenes

En la Fig. 1a se muestran las imágenes adquiridas mediante EAR del total de la lámina delgada. Las secciones delgadas fueron cubiertas con filtros polarizadores, emulando la configuración de un MOP (Fig. 1b) y permitiendo conseguir tres condiciones de polarización (Fig. 1c). El EAR fue configurado en unas condiciones de digitalización de información (escaneo) que permitieron la reproducibilidad de las medidas. Así, se utilizaron parámetros fijos de iluminación: [ganancia 0] para imágenes bajo polarizadores cruzados y [ganancia -1] para imágenes con un solo polarizador. Para el proceso de digitalización, la lámina delgada y los filtros se colocaron en soporte que garantizaba poder repetir medidas con diferente combinación de filtros, sin desplazamiento de las muestras. El tiempo medio invertido en el escaneo de un set de 3 imágenes (Fig. 1c) con la mayor resolución óptica y su almacenamiento en la estación de trabajo fue inferior a 20 minutos.

### Preprocesado de imagen

Esta etapa experimental consistió en garantizar que los minerales y poros presentes en cada una de las imágenes de la sección delgada tuvieran una misma posición espacial (coordenadas x, y). El proceso siguió las siguientes etapas (Fig. 2): i) geo-referenciación de la primera de las 3 imágenes, asignándole coordenadas a las posiciones de los píxeles de tres esquinas (Fig. 2b); ii) geo-referenciación de las siguientes dos imágenes estableciendo la relación entre puntos comunes con la primera; iii) selección de un área común para las tres imágenes aplicando una máscara de recorte, con el objetivo de que las tres fueran similares en cuanto a tamaño y localización de los objetos (Fig. 2c). La etapa de preprocesado de imagen para cada set de imágenes se realizó en menos de 15 minutos.

### Segmentación y clasificación de imágenes

La identificación de píxeles correspondientes a la categoría de poro se obtuvo aplicando unos rangos de segmentación (Figs. 3a y 3b) para cada banda RVA de la imagen en color. Los valores medios definidos fueron: i) bandas R (0-60), V (0-55) y A (0-65) para imágenes en polarizadores cruzados; ii) bandas R (185-255), V (190-255) y A (160-255) para imágenes en polarizadores paralelos. Estos rangos se determinaron previamente aplicando ventanas de muestreo de  $\approx 10 \times 10$  píxeles sobre poros perfectamente definidos en las imágenes. Este procedimiento debe realizarse para cada nueva muestra estudiada. La segmentación final de un poro y su posterior clasificación como tal (Fig. 3c) resultó de la intersección de las segmentaciones parciales previamente obtenidas (Berrezueta et al., 2015), mediante el software *ImageJ*.

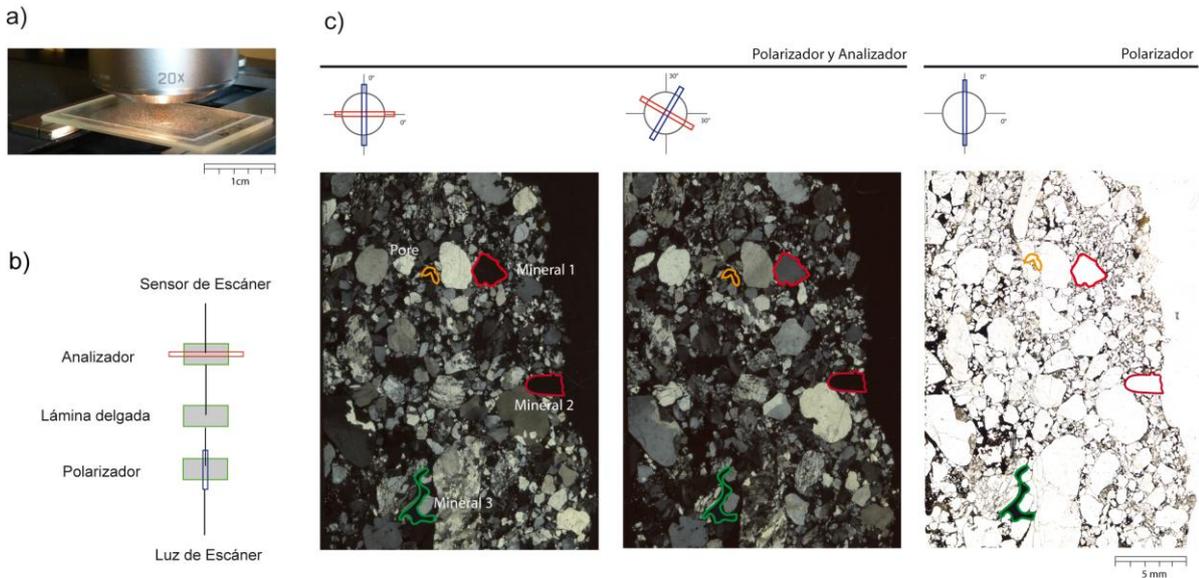


FIGURA 1. Descripción general de muestras a estudiar y configuración del sistema de adquisición de imágenes. a) Ejemplo de muestra (lámina sin tinción) a ser evaluada mediante AOI. b) Esquema de posición de polarizadores, muestra, iluminación y sensor de captura del escáner durante adquisición de imágenes con EAR. c) Apariencia de la mineralización en lámina delgada vista en tres condiciones de polarización ( $90^\circ/0^\circ$ ;  $60^\circ/-30^\circ$  y  $90^\circ$ ).

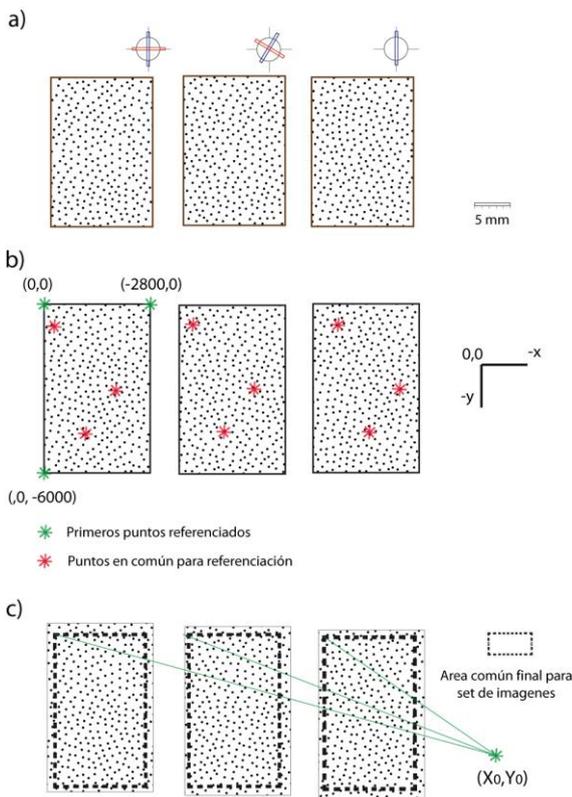


FIGURA 2. Secuencia de preprocesado de imágenes. a) Imágenes con tres configuraciones de polarización. b) Proceso de geo-referenciación con QGIS. c) Selección de áreas comunes en set de imágenes con QGIS.

### Medida de componentes petrográficos

Una vez identificados los poros en la imágenes estudiadas, se calculó la superficie total que éstos ocupan respecto al área total estudiada, A. De esta forma se estableció la abundancia de poros en términos

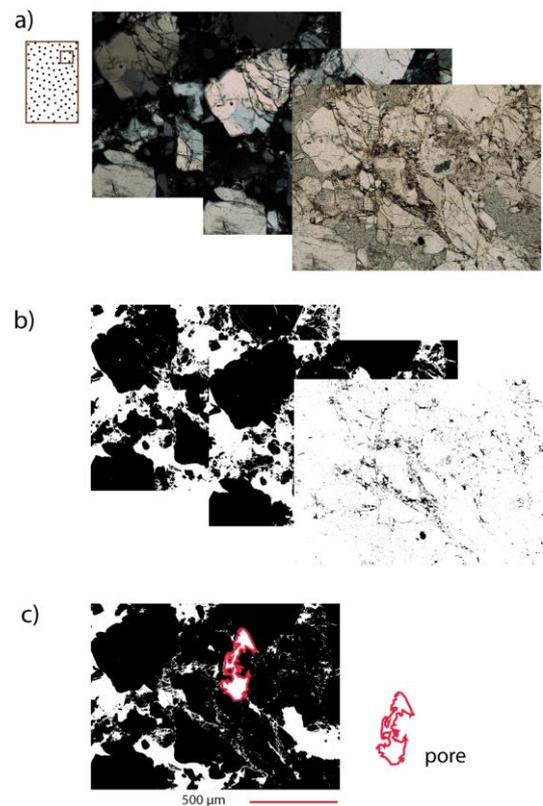


FIGURA 3. Secuencia de segmentación (modificado de Berrezueta et al., 2015a). a) Set de imágenes en color (RVA) b) Segmentación de poro en imágenes RVA mediante ImageJ. c) Poro resultado de la intersección de segmentaciones parciales.

porcentuales (%A). Los resultados obtenidos se presentan en la columna AOI-EAR de la Tabla I junto otros establecidos previamente (Berrezueta et al., 2015a, b) en la columna AOI-MOP.

Lámina delgada	Tipo de Roca	AOI-MOP	AOI-EAR
		Porosidad (%A)	Porosidad (%A)
S1	Arenisca Feldeespática	12,63	13,61
S2	Arenisca Feldeespática	12,95	14,40
S3	Cuarzo-Arenita	6,49	8,05
S4	Arenisca subarcósica Conglomerática	6,25	7,83

**TABLA I.** Medidas de porosidad realizadas previamente para laminas delgadas (Berrezueta et al., 2015 a y b) y medidas realizadas sobre imágenes capturadas con EAR.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Para interpretar estos resultados es necesario tener en cuenta que la resolución óptica teórica y el área de digitalización de imágenes adquiridas con MOP-CCD cámara (10x, 0,64  $\mu\text{m}/\text{píxel}$  y 1  $\text{mm}^2$ ) comparadas con imágenes adquiridas con EAR (6,35  $\mu\text{m}/\text{píxel}$  y 5  $\text{cm}^2$ ) son completamente diferentes. No es adecuado realizar una comparación directa entre las medidas sobre imágenes de diferente resolución óptica (Pirard, 2004). El AOI-MOP cuantificaría área de poros entre  $\approx 4 \mu\text{m}^2$  y  $\approx 1 \text{mm}^2$  (Berrezueta et al., 2015 a y b) y el AOI-EAR área de poros entre  $\approx 40 \mu\text{m}^2$  y  $\approx 5 \text{cm}^2$ . En el caso de las medidas con AOI-EAR realizadas en este estudio, el valor mínimo de resolución óptica teórico ha sido corregido considerando como tamaño mínimo de poro cuatro píxeles.

Las medidas de porosidad total (%A) preliminares, obtenidas mediante el nuevo procedimiento propuesto, alcanzaron unos valores superiores a los encontrados en estudios previos. Esto es debido, principalmente, a que las imágenes con EAR registran la red de fisuras y poros intergranulares  $> \approx 1 \text{mm}^2$  que no era posible detectarlas y cuantificarlas en imágenes capturadas con una cámara de video acoplada al microscopio (AOI-MOP). Sin embargo, el método AOI-EAR no considera en sus cálculos la población de poro  $< 160 \mu\text{m}^2$  debido, a sus límites de resolución. Desde el punto de vista metodológico, la sistemática planteada representa un eficiente método de cuantificación del sistema poroso de rocas a escala de sección delgada. La metodología AOI y sus mediciones son reproducibles si se garantiza: i) una adecuada calibración y puesta a punto del equipo del EAR; ii) un proceso eficiente que permita obtener imágenes con alta resolución; iii) que un mismo objeto mantenga la misma posición en todo el set de imágenes aplicando geo-referenciación y iv) la correcta segmentación del sistema poroso mediante estudios preliminares que determinen unos rangos fijos de segmentación. Aunque la sistemática es considerada reproducible, es adecuado llevar a cabo una supervisión y control interactivo del proceso en cada una de sus etapas (corrección de enfoques y segmentaciones). El procedimiento propuesto permite un cálculo relativamente rápido y eficiente de la

porosidad presente en una sección delgada con una resolución óptica que permite cuantificar espacios porosos de diámetros mayores a  $\approx 12 \mu\text{m}$  y menores a los incluidos en el área de digitalización ( $\approx 5 \text{cm}^2$ ).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto ALGECO<sub>2</sub>-IRMC (2294-2013, IGME). Los autores agradecen a Lope Calleja y Ángel Rodríguez Rey (UNIOVI) por la disponibilidad del EAR.

## REFERENCIAS

- Anselmetti, F., Luthi, S. and Eberli, G. (1998): Quantitative Characterization of Carbonate Pore Systems by Digital Image Analysis. AAPG Bulletin, 82 (10), 1815-1836.
- Asmusse, P., Conrad, O., Günther, A., Kirsch, M., Riller, U. (2015): Semi-automatic segmentation of petrographic thin section images using a "seeded-region growing algorithm" with an application to characterize weathered subarkose sandstone. Computer and Geosciences, 83: 89-99.
- Berrezueta, E., González-Menéndez, L., Ordóñez-Casado, B. and Olaya, P., (2015)a: Pore network quantification of sandstones under experimental CO<sub>2</sub> injection using image analysis. Computer and Geosciences, 77(4): 97-110.
- Berrezueta, E., Quintana, L., Ordóñez-Casado, B., Arenas-Montes, L. González-Menéndez, L. Gallastegui, G., Molinero, R. y Luquot, L. (2015)b: Evolución del sistema poroso de rocas detríticas durante inyección experimental de CO<sub>2</sub>. Informe Interno IGME. 106 p.
- Donskoi, E., Suthers, S.P., Fradd, S.B., Young, J. M., Campbell, J.J., Raynlyn, T.D., and Clout, J.M.F. (2007): Utilization of optical image analysis and automatic texture classification for iron ore particle characterisation. Minerals Engineering, 20: 461-471.
- Ehrlich, R., Kennedy, S.K., Crabtree, S.J. and Cannon, R.L. (1984): Petrographic image analysis: analysis of reservoir pore complexes. Journal of Sedimentary Petrology, 54: 1365-1378.
- Fuente, F., (1997): A computer controlled rotating polarizer stage for the petrographic microscope. Computer and Geosciences, 23(2), 203-208.
- Pirard, E. (2004): Multispectral imaging of ore minerals in optical microscopy. Mineralogical Magazine, 68: 323-333.
- Sardini, P., Moreau, E., Sammartino, S. y Touchard, G. (1999): Primary mineral connectivity of polyphasic igneous rocks by high-quality digitisation and 2D image analysis. Computer and Geoscience, 25: 599-608.
- Tarquini, S. y Favalli, M. (2010): A microscopic information system (MIS) for petrographic analysis. Computer and Geoscience, 36: 665-674.

# Microscopía óptica y análisis de imagen aplicados a la caracterización de menas metálicas en probetas pulidas

*Optical microscopy and image analysis applied to ore minerals characterization in polished sections*

E. Berrezueta<sup>1</sup>, B. Ordóñez-Casado<sup>1</sup>, R. Castroviejo<sup>2</sup>, W. Bonilla<sup>3</sup> y R. Banda<sup>4</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España, C/ Matemático Pedrayes, 25. 33005 Oviedo (Asturias). e.berrezueta@igme.es

2 Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, C/ Calle de Ríos Rosas, 21, 28003 Madrid. ricardo.castroviejo@upm.es

3 Consultor-Auditor Minero Freelance, Piñas-Ecuador. wilsonbonilla2@yahoo.com.ar

4 Universidad de Guayaquil, Av. Raúl Gómez Lince s/n y Av. Juan Tanka Marengo, Guayaquil- Ecuador. richyband@hotmail.com

**Resumen:** En este trabajo se presenta la aplicación de un proceso de cuantificación automatizada de minerales metálicos visibles en secciones pulidas. La investigación se ha enfocado a describir el proceso seguido para garantizar la reproducibilidad del método de análisis óptico de imágenes (AOI) y describir la potencialidad de la técnica en la cuantificación mineral sobre imágenes (color y multiespectrales). Un caso de estudio (yacimiento epitermal Zaruma-Portovelo, Ecuador) fue elegido para evaluar la sistemática propuesta. El proceso de cuantificación mediante AOI puede resumirse en: i) descripción detallada de menas metálicas mediante microscopía óptica y microscopía electrónica sobre probetas pulidas; ii) ajuste y calibración de equipos utilizados; iii) adquisición de imágenes digitales (color y multiespectrales); iv) segmentación y clasificación de objetos (minerales) mediante el método de umbrales; v) medida de parámetros (área y diámetro) y relación entre minerales (asociación mineral); vi) interpretación de los resultados. Este trabajo ha permitido fundamentalmente determinar la viabilidad y consistencia del AOI como método alternativo en cuantificaciones mineralógicas (abundancia mineral, tamaños de grano, distribución de tamaños de grano y cuantificación de asociaciones minerales).

**Palabras clave:** Análisis óptico de imágenes, petrografía de menas, menas metálicas, distribución de tamaño de grano

**Abstract:** *In this paper, we present an experimental application of an automated quantification process of visible ore minerals in polished sections. This research has been focused on describing the process followed to guarantee the reproducibility of the Optical Image Analysis (OIA) method and describe applicability in quantification of ore minerals on images (color and multispectral). A case study has been chosen to evaluate the systematic based on OIA. Polished sections were collected from epithermal Zaruma-Portovelo (Ecuador) deposit. The quantification process using OIA can be summarized in the next steps: i) detailed description of ore minerals by optical microscopy and scanning electron microscopy on polished sections; ii) adjustment and calibration of OIA tools; iii) acquisition of digital images (color and multispectral); iv) segmentation and classification of objects (minerals) on images using threshold methods; v) measurement of parameters (area and diameter) on selected mineral objects and relationships between objects (mineral associations); vi) interpretation of results. This study has allowed determining the viability and consistency of OIA process as an alternative method of mineralogical quantifications (mineral abundance, grain size, grain size distribution and mineral assemblages quantification).*

**Key words:** *Optical image analysis, ore petrography, ore minerals, grain size distribution.*

## INTRODUCCIÓN

Este trabajo se enmarca dentro de las actividades de Investigación que el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) realiza en temáticas relacionadas con el desarrollo de aplicaciones informáticas para mejorar estudios relacionados con temas geológicos. En este caso, al desarrollo de aplicaciones de cuantificación de minerales sobre imágenes (color y multiespectrales) adquiridas con cámaras digitales acopladas a microscopios ópticos, MOp. Las imágenes estudiadas fueron tomadas de probetas pulidas de un yacimiento epitermal de Ecuador (Zaruma-Portovelo).

### Antecedentes

La técnica de análisis de imagen ha sido utilizada en aplicaciones de cuantificación de componentes petrográficos sobre imágenes minerales procedentes de MOp-transmisión, MOp-reflexión, microscopía electrónica, microscopía láser-confocal, etc. Las aplicaciones del análisis de imagen han sido enfocadas a temáticas como: a) la caracterización de sistemas porosos en reservorios de hidrocarburos y potenciales almacenes de CO<sub>2</sub> (Ehrlich et al., 1984; Berrezueta et al., 2013); b) cuantificación de menas metálicas en estudios petrográficos de menas y aplicaciones en procesamiento mineral (Russ, 1992; Pirard et al., 1999; Donskoi et al., 2007). En el caso de imágenes obtenidas empleando un MOp-reflexión (Fig. 1a) y, en este estudio en particular, dos formatos de imágenes

han sido utilizados: i) imágenes en color con bandas Rojo (R), Verde (V) y Azul (A) adquiridas con una cámara digital acoplada al microscopio (Fig. 1b). ii) Imágenes multiespectrales (13 bandas con un ancho de banda de cada una de ellas de 50 nm) adquiridas empleando una cámara digital B/N, incluyendo una rueda de filtros entre microscopio y sensor de captura (Figs. 1a y 1b). El uso de imágenes en la cuantificación mineralógica representa un avance importante en comparación con técnicas como el conteo de puntos (Pirard, 2004; Berrezueta, 2004) y una alternativa menos costosa a sistemas más desarrollados como *Quantitative Evaluation of Materials by Electron Microscopy* (QEMSCAN) o *Mineral Liberation Analyzer* (MLA).

### Objetivo

El objetivo de este trabajo es describir el procedimiento seguido para aplicar la técnica de AOI en la caracterización de fases minerales en secciones pulidas y presentar la potencialidad de la técnica a partir de: a) cuantificación mineral (abundancia) en probetas pulidas empleando imágenes multiespectrales; b) caracterización del oro (distribución por tamaño de grano y asociación mineral de oro) en imágenes RVA.

## PROCESO EXPERIMENTAL

### Microscopía de menas

Los estudios se han realizado empleando MOP-reflexión y SEM sobre probetas pulidas del yacimiento epitermal Zaruma-Portovelo (Ecuador). Las principales especies minerales identificadas fueron (de mayor a menor abundancia): esfalerita, calcopirita, galena, pirita, pirrotina, bornita, hematita, calcosina, pentlandita, covellina, tetrahedrita, bismuto nativo, telururos y oro. Además, cuarzo, calcita, clorita y anfíbol fueron identificados y definidos como ganga. En cuanto a la textura, pueden considerarse como un relleno hidrotermal principalmente caracterizado por relleno de espacios abiertos y reemplazamientos locales. El depósito es un sistema de venas epitermales resultado de procesos hidrotermales relacionados con actividad volcánica del Mioceno de tipo secuencia andesítica-dacítica (Van Thournout et al., 1996).

### Adquisición de imágenes

Las Imágenes multiespectrales fueron adquiridas usando 13 filtros con un rango de banda de cada filtro de 50 nm (Fig. 1b), dentro del rango de 375 nm - 1025 nm (Catalina et al., 2009). El proceso de adquisición se realizó empleando el software de la cámara digital B/N. 200 escenas minerales fueron estudiadas para cada probeta pulida. En el caso de las imágenes en color (Figs. 1b y 1c), el proceso de adquisición se realizó

utilizando el software *Image Pro Plus*, estudiando todos los granos de oro presentes en las muestras. En ambos casos, el formato de almacenamiento fue .tif. El proceso de adquisición siguió un protocolo estricto en la calibración y puesta a punto del equipo con el fin de garantizar la reproducibilidad de las medidas (Pirard et al., 1999; Berrezueta, 2004;).

### Segmentación y Clasificación de imágenes

El proceso de identificación y diferenciación de minerales (segmentación) sobre las imágenes se desarrolló de acuerdo con la siguiente secuencia: a) identificación de rangos de nivel de gris que caracterizan a cada una de las fases minerales estudiadas en todas las bandas de la imagen (multiespectral o color), mediante ventanas de muestreo (10x10 píxeles) sobre minerales previamente definidos.

b) Segmentación de los minerales utilizando los rangos en nivel de gris previamente definidos (segmentación por umbrales). c) Segmentación final de un mineral realizando una operación de intersección entre las segmentaciones realizadas en cada banda de la imagen utilizada (intersección de 13 bandas en imagen multiespectral y 3 bandas en imagen en color). En el caso de las imágenes multiespectrales, la segmentación se enfocó al reconocimiento y clasificación de todas las fases minerales presentes en las probetas pulidas. En el caso de las imágenes en color, el reconocimiento y clasificación se focalizó en la totalidad de granos de oro presentes en las muestras.

### Medida de componentes petrográficos

Una vez conseguida la clasificación de las imágenes mediante la adjudicación de píxeles a una determinada clase (mineral) siguiendo un proceso supervisado, la selección de los parámetros a medir es posible en el software de AOI empleado. Parámetros como área, perímetro, rugosidad, redondez, orientación, etc. pueden cuantificarse para cada uno de los objetos (granos minerales) de una determinada clase (mineral) identificada. La abundancia (%A) fue calculada para cada probeta estudiada (Fig. 2) sobre la imagen clasificada (14 minerales) resultante del análisis de imágenes multiespectrales. En el caso de la imagen clasificada (oro) de la imagen en color original, además de medidas de cada grano mineral como su área y diámetro de malla, fue posible establecer relaciones entre los diferentes parámetros como el de abundancia (%A) de los granos de oro según rangos de tamaño (Fig. 3). Las cuantificaciones presentadas (Figs. 2 y 3) pretenden describir las medidas que pueden obtenerse mediante AOI, la potencialidad de la técnica y su uso como complemento en petrografía de menas.

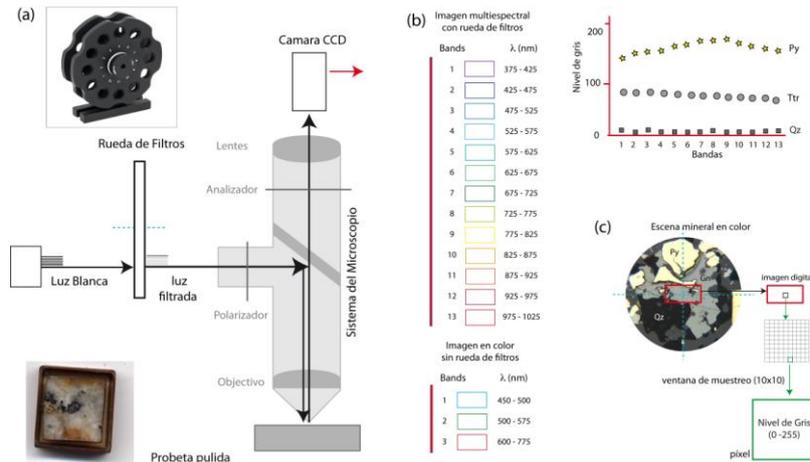


FIGURA 1. a) Configuración general del sistema para adquisición de imágenes b) Información de bandas/canales de imágenes multiespectrales – color y gráfico de valores de nivel de gris vs 13 bandas para pirita, galena y cuarzo. c) Imagen en color y ventana de muestreo (10\*10 píxeles).

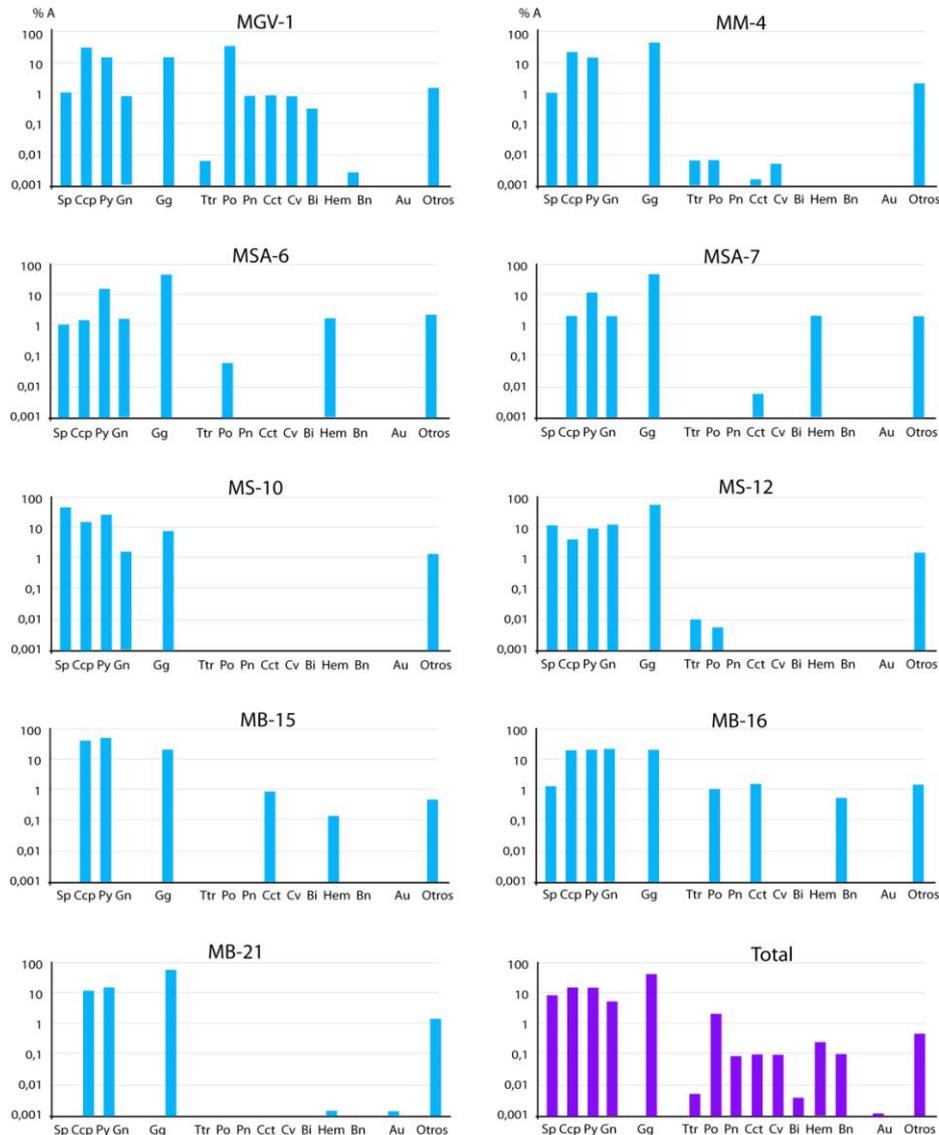


FIGURA 2. Histogramas con la cuantificación de abundancia mineral (%A) de 9 probetas pulidas (MGV-1, MM-4, MSA-6, MSA-7, MS-10, MS-12, MB-15, MB-16 y MB-21) y una estimación general promedio, medidas mediante OIA sobre imágenes multiespectrales.

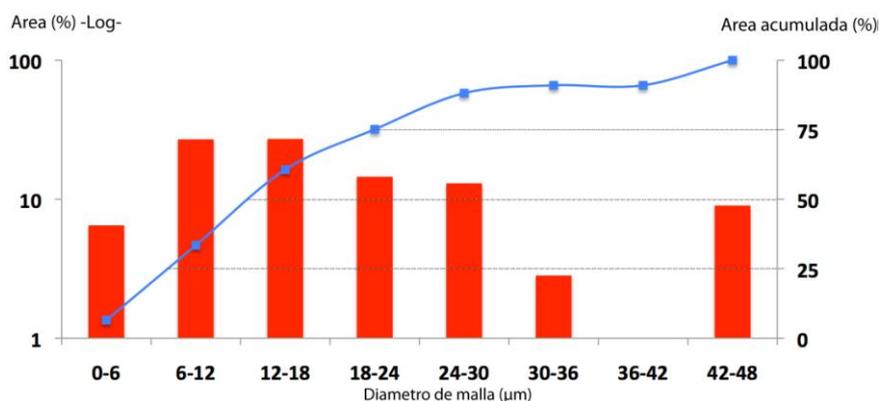


FIGURA 3. Relación entre área y diámetro de malla en granos de oro. Las líneas representan valores de percentiles 25, 50 y 75. Medidas realizadas mediante OLA sobre imágenes en color (RVA).

## CONCLUSIONES

Desde el punto de vista metodológico, tanto para imágenes multispectrales como para imágenes en color, la sistemática propuesta representa un eficiente y aplicable método de cuantificación de minerales metálicos presentes en secciones pulidas. La reproducibilidad de la metodología de AOI se considera factible tomando en consideración: a) una descripción preliminar cuantitativa de la mineralogía presente en la sección pulida estudiada que permita introducir estos criterios en la automatización del proceso; b) una calibración y ajuste del equipo (eliminación de ruidos, estabilidad de la iluminación, etc.) y de las muestras (calidad de pulido) que minimice alteraciones externas en el procesamiento de la imagen y permita definir unas condiciones estables para adquirir las imágenes; c) la definición de la respuesta en nivel de gris (rangos de segmentación) de cada fase mineral estudiada para garantizar un proceso óptimo de segmentación.

Desde el punto de vista de los resultados obtenidos al aplicar el AOI como complemento a las descripciones cualitativas sobre las probetas seleccionadas, ha sido posible establecer: a) la abundancia (%A) de los minerales en cada una de las probetas estudiadas empleando imágenes multispectrales (Fig. 2); b) la distribución de los granos de oro (Fig. 3) y su asociación mineral en las dos probetas seleccionadas empleando imágenes RVA. Los parámetros medidos han permitido una cuantificación detallada de las probetas estudiadas al mismo tiempo que son una clara representación de la potencialidad de la técnica tanto en el contexto de la cantidad como calidad de los datos generados.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido auspiciado por la Red Minería XXI (CYTED: 310RT0402). Los autores quieren agradecer a Xavier Valverde, Pablo López, Flavio Romero y Oscar Loor por permitir la toma de muestras en el Yacimiento Zaruma-Portovelo.

## REFERENCIAS

- Berrezueta, E. (2004): Caracterización de menas mediante Análisis Digital de Imagen. Investigación y diseño de un sistema experto aplicable a problemas Mineros. Tesis Doctoral, Univ. Pol. de Madrid, España, 350 p.
- Berrezueta, E., González-Menéndez, L., Ordóñez-Casado, B. and Olaya, P. (2015): Pore network quantification of sandstones under experimental CO<sub>2</sub> injection using image analysis. *Computer and Geosciences*, 77 (4): 97 - 110.
- Catalina, J. C., Sagundo, F., Brea, C., Pérez-Barnuevo, L., Samper, J., Espí, J.A., Sánchez, L. and Castoviejo, R. (2009): Use of multi-spectral analysis for automatic identification of ores. *Geogaceta*, 46: 47-50.
- Donskoi, E., Suthers, S.P., Fradd, S.B., Young, J. M., Campbell, J.J., Raynlyn, T.D., and Clout, J.M.F. (2007): Utilization of optical image analysis and automatic texture classification for iron ore particle characterisation. *Minerals Engineering*, 20: 461-471.
- Ehrlich, R., Kennedy, S.K., Crabtree, S.J. and Cannon, R.L. (1984): Petrographic image analysis: analysis of reservoir pore complexes. *Journal of Sediment. Petrology*, 54: 1365-1378.
- Pirard, E., Lebrun, V. and Nivart, J.F. (1999): Optimal image acquisition of video images of reflected light. *European Microscopy and Analysis*, 60: 9-11.
- Pirard, E. (2004): Multispectral imaging of ore minerals in optical microscopy. *Mineralogical Magazine*, 68: 323-333.
- Russ, J.C. (1990): Computer assisted microscopy the measurement and analysis of images. Plenum Press, NY, 453 p.
- Van Thournout, F., Salemink, J., Valenzuela, G., Merlyn, M., Boven, A. and Muchez, P. (1996): Portovelo: A volcanic-hosted epithermal vein-system in Ecuador, South America. *Mineralium Deposita*, 31: 269-276.

## Superposition relations of microfabrics in the northern hanging-wall block of the Évora Massif (Ossa-Morena Zone)

### *Relaciones de superposición de microfibras en el bloque septentrional a techo del Macizo de Évora (Zona de Ossa Morena)*

Í. Días da Silva<sup>1</sup>, M.F. Pereira<sup>2</sup> and J.B. Silva<sup>3</sup>

1 IDL, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. [ipicaparopo@gmail.com](mailto:ipicaparopo@gmail.com)

2 IDL, Departamento de Geociências, ECT, Universidade de Évora, Apt.94, 7002-554 Évora, Portugal. [mpereira@uevora.pt](mailto:mpereira@uevora.pt)

3 IDL, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. [jbsilva@fc.ul.pt](mailto:jbsilva@fc.ul.pt)

**Abstract:** This study reports alternation of D<sub>2</sub> extension-related and D<sub>3</sub> contraction-related microfabrics in the northern hanging wall block of a gneiss dome-like structure recognized in the Évora Massif (Ossa-Morena Zone). In the Arraiolos – Santo Antonio de Alcorrego traverse high- to low-grade mylonites are dominant. Microfabrics related to D<sub>2</sub> ductile deformation and M<sub>2</sub> high-amphibolite to greenschist facies characterize an extensional shear zone with telescoping metamorphic isograds. D<sub>2</sub> microstructures indicate shear sense with top-to-SE. Superposition of D<sub>3</sub> contraction developed under greenschist facies (M<sub>3</sub>) producing folding of D<sub>2</sub> microfabrics, mylonitization of granites along strike-slip shear zones and retrogression of M<sub>2</sub> mineral assemblages.

**Key-words:** Gneiss dome, high- to low-grade mylonitization, D<sub>2</sub> microfabrics, D<sub>3</sub> microfabrics, Variscan Orogen

**Resumen:** Este trabajo describe la alternancia entre microfibras relacionadas con la extensión D<sub>2</sub> y compresión D<sub>3</sub> en el bloque septentrional a techo de una estructura-tipo domo gneísico, reconocida en el Macizo de Évora (Zona de Ossa-Morena). En el corte Arraiolos – Santo António de Alcorrego, dominan las milonitas de alto y bajo grado metamórfico. Las fábricas relacionadas con la deformación dúctil D<sub>2</sub> y con el metamorfismo M<sub>2</sub>, que varía desde la facies anfibolítica-alta hasta los esquistos verdes, caracteriza una zona de cizalla extensional con isogradas metamórficas condensadas. Las estructuras D<sub>2</sub> indican un sentido de cizalla de techo al SE. La superposición en facies de los esquistos verdes (M<sub>3</sub>) de la contracción D<sub>3</sub> ha producido plegamiento de las microfibras D<sub>2</sub>, milonitización de granitos a lo largo de zonas de cizalla de desgarre y retrogradación de las asociaciones minerales M<sub>2</sub>.

**Palabras clave:** Domo gneísico, milonitización de alto- y bajo-grado, microfibras D<sub>2</sub>, microfibras D<sub>3</sub>, Orógeno Varisco.

## INTRODUCTION

Gneiss domes are important features in orogenic systems which generally occur in extensional settings (Harris et al., 2002). Microfabric information in shear zones is essential for reconstructing processes of crustal deformation. This kind of data is also relevant for understanding the possible relationship between gneiss dome development and its potential effect on structural fabrics and changes in metamorphism of the related ductile shear zones (Yin, 2004).

This study presents micro-structural data from a transverse performed along the northern hanging-wall block of a gneiss dome-like structure defined in the Évora Massif (Pereira et al., 2007; Ossa-Morena Zone, Iberian Variscan belt).

Alternation of extensional and contractional tectonic events may occur in collisional orogens. Although unrecognized in previous geodynamic models for SW Iberia this alternation is present in the

Évora Massif (Pereira et al., 2009, 2012) The obtained data is complementary to the description of the macrostructure described along the Arraiolos - Santo António de Alcorrego traverse by Dias da Silva et al. (this issue), reinforcing the existence of superposition of extensional and contractional deformation linked to changes in metamorphism during the development of Variscan Orogen in Iberia.

## GEOLOGIC SETTING

The Évora Massif represents a Variscan gneiss dome-like structure with a 45km-wide and 75km-long core composed of high-grade metamorphic rocks (footwall) that is bounded by southern and northern hanging-wall blocks (Pereira et al., 2009, 2012). Stratigraphy includes strongly deformed and metamorphosed Ediacaran to Ordovician (?) sedimentary and igneous rocks.

The structural history of the northern hanging wall block is defined in Dias da Silva et al. (this issue). D<sub>1</sub>

microfabrics found within albite and garnet porphyroblasts (Pereira et al., 2007 and references therein) are not recognized here. The Lower Paleozoic rocks have undergone two events of deformation  $D_2$  and  $D_3$ . The different rock types deformed during  $D_2$  extensional deformation experienced a rapid decrease of temperature of metamorphism as we move away from the high-grade metamorphic terrains defining three different units (FIG. 1): the Lower Gneiss Unit, the Intermediate Schist Unit and the Upper Slate Unit (Dias da Silva et al., this issue).

$D_2$  extensional deformation resulted in pervasive foliation and crenulation cleavage related to flat-lying isoclinal folds under conditions of amphibolite- to greenschist facies ( $M_2$ ), respectively.  $D_3$  contractional deformation resulted in open upright folds, reverse faults and late strike-slip shear zones under lower grade metamorphic conditions of greenschist facies ( $M_3$ ). The superposition of microfabrics has resulted in the development of interference patterns and mineral retrogression.

## MICROFABRICS

Microstructures in the superposed  $D_2$  and  $D_3$  fabrics from the hanging wall block of the Évora Massif provide a record of changing deformation and metamorphic conditions.

### $D_2$ extensional phase and $M_2$ metamorphism

In the Lower Gneiss Unit, paragneises are composed by leucocratic layers with quartz and K-feldspar that alternate with meso- to melanocratic layers with fibrolite, biotite and white micas. Sillimanite occurs intergrowing with quartz and feldspar along  $S_2$  foliation (FIG. 1A). The mineral assemblage of amphibolites includes green hornblende, clinopyroxene and albite. Both mineral assemblages indicate that  $S_2$  foliation developed under high-amphibolite facies (sillimanite + K-feldspar zone of H/MT-LP). C/S and C'-type shear bands, preferred shape orientation of recrystallized quartz defining oblique foliation, sigma shape of feldspar and amphibole porphyroblasts indicate top-to-SE shear sense.

The Intermediate Schist Unit shows a variation in the metamorphic facies (medium-low amphibolite facies) from the sillimanite zone (bottom) to the andalusite zone (top). The mineral assemblage that defines  $S_2$  foliation changes with temperature decreasing from sillimanite, biotite and muscovite (sillimanite zone) to staurolite, muscovite, biotite, andalusite and garnet (andalusite zone, FIG. 1B).

The mineral assemblages of the Upper Slate Unit rocks indicate two distinct metamorphic zones (greenschist facies), separated by a  $D_3$  reverse fault.  $S_2$  crenulation cleavage is defined by biotite and muscovite (biotite zone) and by muscovite, chlorite,

epidote and calcite (chlorite zone) (FIG. 1; Dias da Silva et al., this issue).

### $D_3$ contractional phase and $M_3$ metamorphism

$S_3$  crenulation cleavage defined by low-grade  $M_3$  mineral assemblage (chlorite facies) replaces the previous higher-grade  $M_2$  mineral assemblages (amphibolite facies) of the Lower Gneiss and Intermediate Schist units (FIG. 1A and 1B). The decrease of temperature produced destabilization of garnet, biotite and feldspar, with the growth of chlorite and muscovite.

In the late  $D_3$  shear zone that crosscut the northern contact of the Pavia granite, a mylonitic texture is defined by the plastic deformation of quartz and ductile-brittle grain-size reduction of feldspar (FIG. 1C). These medium/low-grade mylonites include garnet and feldspar porphyroclasts with sigma shape with stair stepping to the left, C/S fabric and C'-type shear bands and muscovite mica fish indicating sinistral sense of shear.

## DISCUSSION

Microstructures in the superposed fabrics from the distinct units defined in the northern hanging-wall of the Évora Massif provide a record of evolving metamorphic conditions within the crust.

Significant telescoping of  $M_2$  mineral assemblages defining a rapid variation of temperature without significant jumps characterizes the  $D_2$  structure of the northern hanging wall block.  $M_2$  mineral assemblages and microfabrics indicate that mylonitization was active under high amphibolite facies close to the core of the gneiss dome-like structure (Évora high-grade metamorphic terrains), and under greenschist facies as we move away to higher structural levels.

The Lower Gneiss and Intermediate Schist units record  $D_3$  shortening under  $M_3$  greenschist facies (chlorite zone) retrogression overprinting the  $M_2$  amphibolite facies assemblages (sillimanite+K-feldspar, sillimanite, and andalusite zones) that characterizes  $S_2$  dominant foliation.

Retrogression after  $M_2$  is displayed by chlorite growth defining  $S_3$  crenulation cleavage by replacing biotite and amphibole.

Outside late  $D_3$  strike slip shear zones, the Pavia granite exhibits a weak cleavage defined by the alignment of biotites or is undeformed. Within these shear zones the granite is converted to a medium/low-grade mylonite.

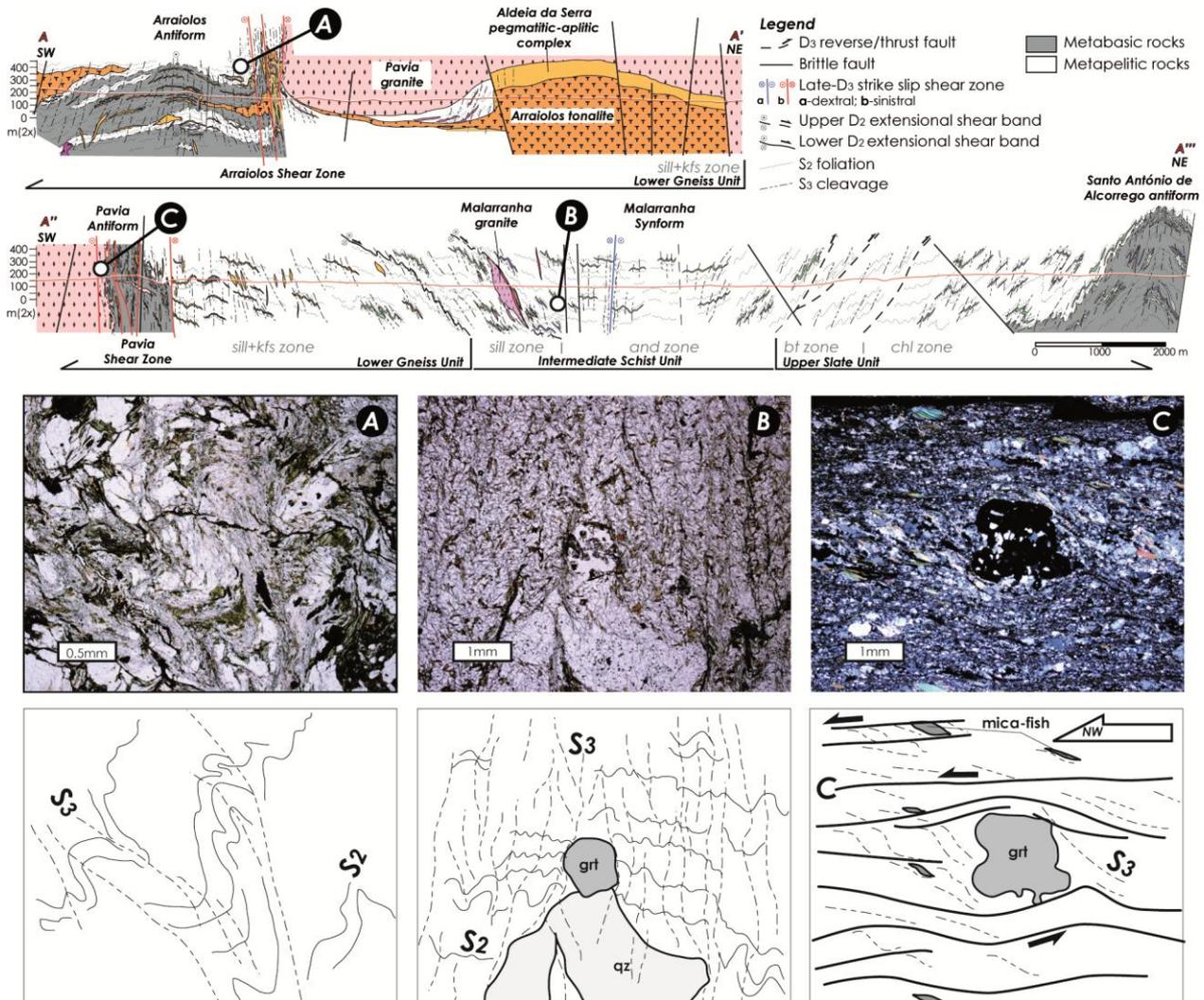


FIGURE 1. Structure of the northern hanging wall block of the Évora Massif (Arraiolos- Santo António de Alcorrego transverse; see Dias da Silva et al., this issue), with location of sampling sites A, B and C. A – Thin section of a paragneiss from the Lower Gneiss Unit,  $S_2$  foliation defined by the mineral assemblage fibrolite, biotite and quartz (sill+kfs zone) later folded and retrogressed to chlorite during  $D_3$ . B – Thin section of a mica schist from the Intermediate Schist Unit showing  $D_3$  crenulation of  $S_2$  cleavage (biotite+muscovite+quartz) and surrounding a garnet blast (post- $S_2$ ). C – Thin section of the milonitized Pavia granite with mica fish (top) and C/S fabric and sigmoidal shaped garnet (center) and smaller feldspar porphyroclast surrounded by fine-grained tails indicating  $D_3$  sinistral shear sense. Abbreviates: sill – sillimanite; kfs – K-feldspar; and – andalusite; bt – biotite; chl – chlorite; grt – garnet; qz – quartz.

The studied rocks were continuously deformed and metamorphosed during two consecutive Variscan events: i)  $D_2$  extension associated with the development of a gneiss dome-like structure and extensional shear zones with mylonitized rocks and telescoping  $M_2$  metamorphic isograds in the hanging-wall blocks; and ii)  $D_3$  contraction related to folding of previous  $D_2$  structures and the development of strike-slip shear zones causing retrogression of  $M_2$  mineral assemblages to greenschist facies conditions ( $M_3$ ).

#### ACKNOWLEDGMENTS

IFDS acknowledges the financial support given by FCT grants: SFRH/BPD/99550/2014 and Incentivo/

CTE/LA0019/2014. This work is a contribution to IGCP project 648, IDL Research Group 4, FCT PTDC/GEO-GEO/2446/2012) and MEC CGL2013-48408-C3-1-P research projects.

#### REFERENCES

- Harris, L.B., Koyi, H.A., and Fossen, H., (2002): Mechanisms for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings, *Earth-Science Reviews*. 59: 163–210.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J., Apraiz, A., Ribeiro, C. (2007): Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberia, Portugal).

- Geological Society America, Special Paper 423*: 333–358.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Apraiz, A., Castro, A. (2009): Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U–Th–Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publication*, 327: 215–237.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Silva, J.B., Ordóñez-Casado, B., Lee, J.K.W., Williams, I.S. (2012): Early Carboniferous wrenching, exhumation of high-grade metamorphic rocks and basin instability in SW Iberia: constraints derived from structural geology and U–Pb and <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar geochronology. *Tectonophysics*, 558–559:28–44
- Yin, A., (2004): Gneiss domes and gneiss dome systems. *Geological Society of America Special Paper*, 380, p. 1–14.

# Consideraciones metodológicas para el análisis cuantitativo de la textura en rocas deformadas

## *Methodological considerations for the quantitative analysis of texture in deformed rock*

J. Gómez-Barreiro<sup>1</sup>, J.M. Benítez-Pérez<sup>1</sup>, M., Durán Oreja<sup>1</sup>, J.R. Martínez Catalán<sup>1</sup> y H-R. Wenk<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Área de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de los Caídos s/n 37008. Salamanca. [jugb@usal.es](mailto:jugb@usal.es)

<sup>2</sup> Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, CA 94720, USA.

**Resumen:** La textura u orientación preferente de los cristalitas que componen las rocas es una característica intrínseca que comparten con otros materiales cristalinos como los metales. Tiene una influencia directa en las propiedades físicas del agregado, tales como la propagación de las ondas sísmicas, la resistencia mecánica, susceptibilidad magnética o la conductividad térmica, particularmente en la dependencia direccional de dichas propiedades, esto es su anisotropía. La descripción e interpretación de las texturas tiene una gran importancia en el diseño de nuevos materiales y guarda una estrecha relación con el proceso o procesos que la conformaron. Cualquier interpretación de la textura de una roca deformada debe basarse en la descripción cuantitativa de la misma y su medida debe extenderse sobre un número significativo de elementos que permitan extrapolar dicha orientación preferente al conjunto del agregado. Existen numerosos métodos para estudiar la textura de una roca, siendo las técnicas de difracción las más utilizadas. Nos centraremos aquí en la difracción neutrónica, tradicionalmente menos utilizada en geología estructural, desglosando las principales ventajas e inconvenientes frente al uso de electrones (EBSD-SEM, TEM) o rayos-X. En particular, la capacidad de penetración de los neutrones permitirá analizar volúmenes mayores de roca, aumentando el significado estadístico de nuestros datos, permitiendo comparar las texturas así derivadas con otras medidas de laboratorio sobre la misma muestra (ASM, ultrasonidos, microtomografía, etc). Finalmente, la obtención de datos texturales sobre un volumen de muestra más significativo redundará en mejores estimaciones/modelados de aquellas propiedades físicas conectadas con la orientación preferente de los cristales, como la elasticidad.

**Palabras clave:** Difracción neutrónica, textura, CPO, anisotropía, milonitas, Rietveld

**Abstract:** Preferred orientation of crystallites or texture in rocks is an intrinsic feature of many polycrystals. It has an impact on the physical properties of the aggregate, like the propagation of seismic waves, mechanical strength, magnetic susceptibility and thermal conductivity. In particular the directional dependency of properties or anisotropy is closely related to texture. Texture interpretation has to rely on quantitative analyses. Several techniques are available like neutron diffraction, EBSD-SEM or x-ray diffraction. We discuss here basic methodological issues and a comparison of those techniques are presented for their application to the analysis of tectonites.

**Key words:** texture, neutron diffraction, CPO, anisotropy, mylonites, Rietveld.

## INTRODUCCIÓN

Una propiedad intrínseca de los agregados policristalinos es la orientación preferente de sus cristalitas o textura. Desde su reconocimiento inicial en las rocas se ha estudiado en otros materiales naturales y sintéticos, siendo un aspecto rutinario en los estudios metalúrgicos. En ingeniería es bien conocido que los diferentes procesos de mecanizado dan como resultado texturas concretas, que pueden modularse controlando, no solo la geometría de los esfuerzos, sino la temperatura del proceso. De manera similar, las observaciones experimentales y naturales en geología, apuntan a que la microfábrica deformativa de una roca

es el resultado final de procesos superpuestos, aunque no es posible discriminarlos con certeza.

A pesar de las limitaciones impuestas por las condiciones de deformación naturales, el estudio de la textura ofrece la oportunidad por un lado, de constreñir los mecanismos generadores, y por otro, de comprender la conexión entre las propiedades físicas de la roca y la presencia o ausencia de textura. Es bien conocida la relación entre la anisotropía y la orientación preferente de los minerales en una roca. Una fuerte textura de los filosilicatos en una pizarra le confieren a la roca su característica facilidad para separarse en lascas. Sin embargo, las relaciones entre orientación preferente y respuesta macroscópica no siempre son tan evidentes y precisan de un estudio cuantitativo para establecer la correlación con

diferentes propiedades físicas como la elasticidad o la susceptibilidad magnética (Wenk 1985, Kocks et al. 2000).

## MIDIENDO LAS TEXTURAS

Una primera dificultad radica en la existencia de dos tipos de orientación preferente: la orientación preferente de la forma de los granos (OPF), y la textura u orientación cristalográfica preferente (OCP). En algunos casos, como en el ejemplo de la pizarra, o en el caso de las anfibolitas, existe una buena correlación entre ambas, pero, en otros casos, no existe correlación, y el cambio de forma de los granos responde a factores como la deformación. Nos centraremos en la textura.

En la actualidad existen diversas técnicas de difracción que se aplican ampliamente para la determinación de la textura de un agregado cristalino. (Bunge 1982, Schwartz et al., 2009, Chatagnier, 2010, Engler and Randle, 2010, Wenk, 2012). El empleo de goniómetros de texturas con rayos X, o el estudio de electrones retrodispersados en microscopía de barrido (EBSD-SEM), constituyen ejemplos de técnicas de muy fácil acceso. En el caso de agregados policristalinos nanométricos, el empleo de microscopios electrónicos de transmisión (TEM) ha probado ser un excelente aliado. Para la realización de experimentos de análisis textural en condiciones extremas de presión y temperatura, el empleo de radiación de sincrotrón ofrece características magníficas.

Con la técnica de EBSD-SEM es posible obtener orientaciones cristalográficas en cada punto del agregado, realizando medidas 2D sobre una lámina pulida. Esta técnica es muy popular, en parte por su amplia distribución y en parte porque no requiere de un conocimiento teórico profundo sobre texturas, ya que, en gran medida, el procedimiento de medida y análisis está automatizado (e.g., Schwartz, 2009, Engler y Randle, 2010). Por lo general se analizan los patrones de difracción de electrones retrodispersados medidos en pequeñas áreas, con el fin de establecer la orientación de la red cristalina en dichos puntos. Estas medidas discretas son empleadas para calcular, mediante diferentes algoritmos, la función continua de distribución de orientaciones (ODF) para cada fase mineral. Una gran ventaja de la técnica EBSD-SEM es la información microestructural que, asociada a la textura, obtenemos, p.ej. la forma, tamaño y límites de los granos. En esta línea destacan la posibilidad de analizar la desorientación relativa de la red cristalina de los minerales (Wheeler et al. 2001), bien sea en el interior de cada grano, con el fin de caracterizar p.ej. límites de subgrano, o para explorar la desorientación de pares de granos separados o en contacto. Dichos análisis son fundamentales para desentrañar los mecanismos de deformación y recristalización (Mariani et al. 2009). Existen limitaciones de la técnica de

EBSD-SEM, entre las que destacan los problemas de indexación, que pueden ser el resultado de la calidad del pulido final de la muestra, la orientación de la sección analizada, o bien de la propia naturaleza de la fase mineral (p.e. simetría, composición etc). Además debe tenerse en cuenta que desde un punto de vista estadístico, la representatividad del pequeño número de granos medidos puede no ser significativa del agregado en su conjunto. Por lo general, el indexado de minerales de baja simetría como las plagioclasas y diversos filosilicatos, particularmente minerales arcillosos y micas, es aun problemático (Prior et al. 2009, Gómez Barreiro et al. 2010). Debe advertirse que la correcta estimación de la intensidad de la orientación preferente (p.e. índices F2, J, M), se ve afectada por el número de granos en los cuales basamos nuestros cálculos. Así, para un conjunto relativamente grande de observaciones la intensidad de la textura tiende a decrecer con el aumento de progresivo de granos (Matthies y Wagner, 1996). La estimación de la textura en volúmenes mayores de muestra, parece más adecuada a la hora de aproximarse al valor real de la intensidad de la orientación preferente en una roca deformada (e.g. Xie et al., 2003; Gómez Barreiro et al. 2010). Debe subrayarse que la cuantificación de la orientación preferente tiene un impacto directo en la modelización de las propiedades físicas de la roca dominadas por la textura de sus fases. Además de en la cuantificación textural, se ha observado que en materiales con texturas relativamente moderadas, la aparición de artefactos en los patrones texturales es muy sensible al número de granos medido (e.g. Gómez Barreiro et al. 2010, 2015).

Con sistemas convencionales de rayos X, ya sean goniómetros de texturas o bien modificaciones de sistemas de monocristal con detectores planos, es posible medir figuras de polos para diferentes planos cristalográficos y calcular la ODF. Sin embargo, este método se ve limitado a pequeñas áreas o volúmenes de muestra que, en el caso de las rocas deformadas, pueden no ser estadísticamente significativos. Similares limitaciones encontramos en el caso de fuentes de sincrotrón. Sin embargo el uso de estos tiene una serie de ventajas, que radican en una mayor energía que en los sistemas convencionales (varios órdenes de magnitud), con diámetros de haz muy pequeños (<5  $\mu\text{m}$ ), combinados con detectores planos de alta resolución, que permiten la identificación instantánea de la textura reflejada en la variación sistemática de intensidades a lo largo de los anillos de Debye (e.g. Gómez Barreiro et al., 2007). Estas mejoras son muy significativas a la hora de estudiar los cambios texturales en experimentos de alta presión y temperatura, que permiten comprender el interior de la Tierra (e.g. Merkel et al. 2006). En la actualidad, el empleo de celdas de yunque de diamante permite cubrir experimentalmente el rango de presiones en el interior de la Tierra (ca. 360 GPa), y combinar presión y

temperatura hasta los 100 GPa y 2000K (e.g. Hirose et al., 2010).

La difracción neutrónica permite solventar algunas limitaciones importantes. La alta penetración y baja absorción de los neutrones permite medir volúmenes de muestra mucho mayores (1-10 cm). Los experimentos de análisis texturales con neutrones pueden llevarse a cabo mediante radiación monocromática, o bien policromática, midiendo en estos últimos el tiempo de vuelo de los neutrones. Ejemplos de líneas en las cuales realizar experimentos con radiación monocromática es p.ej. D1B en el Institut Laue – Langevin (ILL, Francia), mientras que de las segundas destaca HIPPO, un difractómetro de neutrones de tiempo de vuelo, dedicado a la investigación textural, en el laboratorio nacional de Los Alamos (LANSCE, EEUU) (Wenk et al. 2010). Por otro lado, el análisis de texturas mediante difracción neutrónica es particularmente ventajoso en materiales poliminerálicos, con fases de baja simetría, así como en estudios dinámicos de grandes volúmenes, por su rapidez y tratarse de un método no destructivo (e.g. Engler and Randle, 2010, Gómez Barreiro et al. 2015). La principal limitación de la difracción de neutrones es el acceso a los grandes laboratorios.

## PROCESADO DE DATOS

La textura de un agregado cristalino se describe matemáticamente mediante la función de distribución de orientaciones (Orientation Distribution Function, ODF). Es necesario calcular esta función para poder derivar las propiedades físicas del agregado, mediante diferentes técnicas de promediado y el conocimiento de las propiedades de cada fase cristalina (e.g. Mainprice y Humbert, 1994). La baja simetría de los minerales que componen las rocas y de las estructuras analizadas dificulta el proceso de cálculo de la ODF. En el caso de medidas individuales de orientaciones (e.g. EBSD-SEM), podemos incorporarlas directamente a la ODF, siendo necesario un proceso de normalización y suavizado que permita transformar el conjunto de mediadas discretas en una función continua, cálculo que no está exento de dificultades (Engler y Randle, 2010). En el caso de difracción de rayos X y neutrones obtenemos figuras de polos experimentales que deben ser procesadas para obtener la ODF (e.g. Kallend, 2000), en lo que se denomina el problema de inversión de las figuras de polos (Bunge, 1982). Se han propuesto diferentes métodos para resolver este problema. En general podemos agruparlos en métodos que se aplican en el espacio directo, que emplean algoritmos de tomografía, como WIMV (Matthies y Vinel, 1982) o ADC (Pawlik et al., 1991), y métodos que trabajan en el espacio de Fourier, principalmente el método armónico (Bunge, 1965). Los métodos directos, particularmente las implementaciones de WIMV (Lutterotti et al, 1997), han demostrado ser muy eficaces en el estudio de agregados de minerales de

baja simetría con texturas moderadas (e.g. Gómez Barreiro et al. 2015). Existe una gran número de programas que permiten calcular la ODF a partir de figuras de polos experimentales, permitiendo analizar otros aspectos relevantes de la textura (e.g. BEARTEX, Wenk et al. 1998; LaboTex, Pawlik et al. 1991; POPLA, Kallend et al. 1991; MTEX, Hielscher and Schaeben, 2008). Si las figuras de polos experimentales pueden considerarse proyecciones bidimensionales de la ODF (Wenk, 1985), la intensidad de cada pico del difractograma obtenidos por difracción neutrónica (y rayos X) es una proyección unidimensional de la citada ODF. Combinando la información de varios difractogramas es posible caracterizar distintas porciones de la ODF. En este sentido, el análisis de la textura a partir de los difractogramas ha sido implementado utilizando el método Rietveld, pudiendo aplicarse a métodos en espacio directo o Fourier. En el primer caso, más apropiado para fases de baja simetría, se relacionan los diferentes valores de la ODF directamente con las intensidades de los picos en el difractograma (Lutterotti et al. 1997). El programa de acceso libre MAUD (<http://maud.radiographema.eu>), hace uso de este método (Lutterotti et al., 1997), habiendo sido aplicado con éxito en los últimos años a numerosos materiales geológicos (e.g. Barber et al., 2007; Gómez Barreiro et al., 2010, 2015; Wenk et al., 2008, 2010). Procedimientos alternativos se han desarrollado para el método armónico (e.g. Von Dreele, 1997), implementados en el programa GSAS, pero su aplicación es limitada en materiales constituidos por fases minerales de baja simetría.

## CONCLUSIONES

El análisis de texturas en materiales geológicos deformados representa un reto metodológico. Es importante ser conscientes de las limitaciones de las diferentes técnicas, procurando combinar, en la medida de lo posible, la información complementaria que sobre el agregado cristalino ofrecen. Para la caracterización de aspectos macroscópicos de la textura, incluyendo la intensidad de la orientación preferente, el patrón textural y el procesamiento de diferentes fases minerales, incluidas aquellas de baja simetría, la difracción neutrónica en combinación con métodos directos (EWIMV) ofrece la mejor solución, permitiendo analizar grandes volúmenes de roca. Debe ser por tanto la técnica elegida para modelar propiedades físicas basadas en la textura.

Por otro lado, la disponibilidad y la información microestructural que acompaña a la difracción electrónica en la técnica de EBSD, permite complementar el análisis de difracción neutrónica, permitiendo constreñir los mecanismos de deformación y recristalización. La comparación directa de texturas obtenidas por EBSD y difracción neutrónica debe realizarse con cautela, teniendo en cuenta tanto el tipo e intensidad de la textura, así como número de granos

medidos en cada caso. En consecuencia se sugiere que estos datos, así como los procedimientos de normalización y suavizado empleados para los cálculos texturales, sean incorporados en la información publicada sobre las texturas. Finalmente, el empleo de difracción de rayos X, particularmente la radiación de sincrotrón, ofrece oportunidades excepcionales en el campo experimental del desarrollo textural, aunque el tamaño limitado de las muestras ha de ser valorado en la interpretación de los resultados.

## AGRADECIMIENTOS

Investigación financiada por CGL2011-22728, EAR-0836402 y DE-FG02-05ER15637. Agradecemos la colaboración de los científicos de: MSPD @ ALBA (ref. 2014071036), D1B @ ILL (ref. 1-02-163), y S.C.Vogel @ HIPPO-LANSCE durante estos años. JGB recibió fondos Ramón y Cajal y Fulbright – José Castillejo y JMB fondos del programa FPI del MICINN.

## REFERENCIAS

- Barber DJ, Wenk HR, Gomez Barreiro JG, Rybacki E, Dresen G, (2007): Basal slip and texture development in calcite: new results from torsion experiments. *Phys. Chem Minerals* 34, 73–84.
- Bunge, H.-J. (1982), *Texture Analysis in Materials Science – Mathematical Methods* (London: Butterworths)
- Chategnier D, (2010): *Combined Analysis*. 491 p. ISTE--Wiley & Sons
- Engler O, y Randle V, (2010): *Introduction to texture analysis : microtexture, microtexture, and orientation mapping*. 488 p. 2nd ed. CRC Press. ISBN978---1--4200---6365---3
- Gómez Barreiro J, Martínez Catalán JR, Prior D, Wenk HR, Vogel S, Díaz García F, Arenas R, Sánchez Martínez S, Lonardelli I, (2010): Fabric Development in a Middle Devonian Intraoceanic Subduction Regime: The Careón Ophiolite (Northwest Spain). *Journal of Geology* 118, 163–186
- Gómez Barreiro J, Wenk HR, Vogel, SC, (2015): Texture and elastic anisotropy of a mylonitic anorthosite from Morin Shear Zone (Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* 71, 100–111.x
- Hirose, K., Y. Nagaya, S. Merkel, y Y. Ohishi, (2010): Deformation of MnGeO<sub>3</sub> post-perovskite at lower mantle pressure and temperature, *Geophys Res. Lett.* 37, L20302
- Hielscher R, y Schaeben H, (2008): A novel pole figure inversion method: specification of the MTEX algorithm. *Journal of Applied Crystallography* 41, 1024–1037.
- Kallend J S, Kocks U F, Rollett A D, Wenk H--R (1991): Operational texture analysis. *Mater. Sci. Eng.* A132, 1–11.
- Kallend J S (2000): Determination of the orientation distribution from pole figure data, Chapter 3 in *Texture and Anisotropy*. In: Kocks U F, Tome C N, Wenk H--R (eds.) 2000 *Texture and Anisotropy. Preferred Orientations in Polycrystals and their Effect on Materials Properties*, 2nd edn. Cambridge University Press, 676pp
- Lutterotti L, Matthies S, Wenk H--R, Schultz A J, y Richardson J W (1997): Combined texture and structure analysis of deformed limestone from time--of--flight neutron diffraction spectra. *J. Appl. Phys.* 81, 594–600
- Mainprice, D. Y Humbert, M. (1994): Methods of calculating petrophysical properties from lattice preferred orientation data. *Surveys in Geophysics* 15, 575–592
- Mariani E, Mecklenburgh J, Wheeler J, Prior DJ, Heidelbach F, (2009): Microstructure evolution and recrystallisation during creep of MgO single crystals. *Acta Materialia* 57, 1886–1898.
- Matthies S, y Wagner F (1996): On a 1/n law in texture related single orientation analysis. *Phys. Stat. Sol. (b)* 196, K11–15
- Matthies S, y Vinel GW (1982): On the reproduction of the orientation distribution function of textured samples from reduced pole figures using the concept of conditional ghost correction. *Phys. Stat. Sol. (b)* 112, K111–14
- Merkel S, Kubo A, Miyagi L, Speziale S, Duffy TS, Mao HK, y Wenk HR, (2006): Plastic deformation of MgGeO<sub>3</sub> Post-Perovskite at Lower Mantle Pressures. *Science* 311, 644–646
- Schwartz A J, Kumar M, Adams BL, y Field D P, (2009): *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science*, Springer, 403p. ISBN9780387881362,
- Von Dreele R B, 1997 Quantitative texture analysis by rietveld refinement. *J. Appl. Cryst.* 30, 517–25
- Wenk H--R (ed.) (1985): *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks. An Introduction to Modern Texture Analysis*. Academic Press, 610 pp.
- Wenk H--R, Matthies S, Donovan J, Chateigner D (1998): BEARTEX, a Windows--based program system for quantitative texture analysis. *J. Appl. Cryst.* 31, 262–9
- Wenk, HR, (2012): Texture Analysis by Advanced Diffraction Methods, in *Modern Diffraction Methods* (eds E. J. Mittemeijer and U. Welzel), Wiley--VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, Germany.
- Wheeler J, Prior DJ, Jiang Z, Spiess R, y Trimby PW, (2001): The petrological significance of misorientations between grains. *Contrib Mineral Petrol* 141, 109–124
- Xie Y, Wenk H--R, y Matthies S (2003): Plagioclase preferred orientation by TOF neutron diffraction and SEM--EBSD. *Tectonophysics*, 370: 269–286.

# Influencia de la historia deformativa en la evolución de microestructuras de olivino: implicaciones para la interpretación de la anisotropía sísmica del manto

## *Influence of deformation history on the microstructure evolution of polycrystalline olivine and implications for the interpretation of mantle seismic anisotropy*

A. Griera

Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Cerdanyola del Vallès). [albert.griera@uab.cat](mailto:albert.griera@uab.cat)

### Resumen:

La correcta interpretación de la relación entre la anisotropía sísmica y el flujo del manto requiere de una buena comprensión de la evolución microestructural y desarrollo de orientaciones preferentes cristalinas (CPO) en agregados de olivino, ya que su desarrollo es la principal causa de la anisotropía sísmica del manto. En esta contribución, la influencia de la historia deformativa es investigada mediante simulaciones numéricas. La evolución de la microestructura durante recristalización dinámica es investigada a partir del código FFT/ELLE. Los resultados evidencian que la evolución de la CPO es altamente sensible a la fábrica inicial. Para el caso de una fábrica inicial aleatoria, se observa una rápida paralelización de los ejes  $a$  o [100] del olivino respecto a la dirección de flujo. Sin embargo para modelos con una fábrica heredada, deformaciones más elevadas son necesarias antes que los ejes [100] son realineados con la dirección de flujo. A nivel de anisotropía azimutal, se produce una reducción con el incremento de intensidad de la CPO heredada. Estas observaciones concluyen que la historia deformativa juega un rol significativo en el desarrollo de la CPO y la interpretación de la anisotropía sísmica en zonas con deformación compleja no es trivial.

**Palabras clave:** microestructura, CPO, anisotropía sísmica, flujo manto, recristalización dinámica.

**Abstract:** *Relating seismic anisotropy and mantle flow requires an understanding of the microstructure evolution and the development of crystal preferred orientation (CPO) by olivine deformation because its development is interpreted as the main cause for mantle seismic anisotropy. In this contribution, the influence of deformation history in the microstructure evolution and seismic anisotropy is investigated by means of full-field numerical simulations at microscale. Microstructure evolution during dynamic recrystallization is explicitly simulated up to large strains using the code FFT/ELLE. Results evidenced that CPO evolution is highly sensitive to the initial olivine fabric. For the case of a random initial fabric, there is a rapid parallelisation of the  $a$ -axes (or [100]) to the stretching flow. However, for the cases with initial inherited CPOs, larger strains are required before to realign the  $a$ -axes with the stretching flow. There is a reduction of the azimuthal seismic anisotropy with increase of the strength of the inherited CPO. It is concluded that deformation history plays a significant role in the fabric development and interpretation of seismic anisotropy must to be done carefully in regions with complex deformation histories.*

**Key words:** *microstructure, CPO, seismic anisotropy, mantle flow, dynamic recrystallization*

### INTRODUCCIÓN

Un conocimiento adecuado de la evolución de la microestructura del olivino durante la deformación plástica es crítico para una correcta interpretación y correlación de las anisotropías sísmicas y el flujo del manto. El comportamiento elástico anisótropo del olivino determina que la velocidad de propagación de las ondas elásticas dependa de la dirección de propagación e induce una anisotropía a las ondas de compresión (P) y de cizalla (S). Uno de los parámetros más investigados, tanto a nivel experimental como modelos numéricos, es la relación entre la orientación preferente de la fábrica cristalina (CPO) y la anisotropía sísmica (p.ej. Skemer and Hansen, 2016). Estos estudios han demostrado que el eje cristalino de

máxima velocidad de propagación (eje  $a$  o [100]) tiende a ser paralelo a la dirección de flujo y que este alineamiento se produce a bajas deformaciones. Esto implica que a partir de datos de telesismicidad de ondas S o velocidades de fase de ondas superficiales (e.j. Beghein et al 2014) es posible inferir el flujo actual del manto astenosférico o el preservado en el manto litosférico. Esto ha llevado al desarrollo de modelos a gran escala y comprobar que la anisotropía azimutal en la astenosfera no está correlacionada con la dirección absoluta de movimiento de las placas, sino que está relacionada con la evolución de la CPO (Becker et al, 2014). Estos autores sugieren que la dirección de máxima propagación sísmica es paralela a la dirección de deformación finita (FSA). Sin embargo elevadas discrepancias son observadas en límites de placas, regiones de flujo complejo como zonas de subducción

o regiones con historia de bruscas variaciones de la dirección de flujo. Observaciones recientes a partir de experimentos sugieren que la historia deformativa tiene un impacto significativo en la evolución de la CPO de olivino, y por tanto, en el desarrollo de la anisotropía sísmica (p.ej. Boneh et al., 2015). La presente comunicación tiene el objetivo de investigar mediante simulaciones numéricas la influencia de la historia deformativa en la evolución de la anisotropía sísmica. A diferencia de trabajos previos, donde la CPO es simulada a partir de métodos de homogenización (e.j. VPSC o D-REX; Boneh et al., 2015), en este trabajo se utilizará una aproximación de tipo “full-field” donde la evolución espacial de la microestructura es modelizada.

## METODOLOGÍA

La aproximación numérica está basada en la combinación entre una formulación de plasticidad cristalina y la plataforma ELLE para la simulación de la microestructura de rocas durante la deformación y el metamorfismo. Para una descripción detallada del método consultar Griera et al (2011) o en Llorens et al (2016). A parte de la deformación plástica por *creep* de dislocaciones, el incremento de temperatura activa los

procesos de recristalización dinámica (i.e. migración de límites de granos, *recovery* y nucleación de nuevos granos). Mientras la deformación tiende a reducir el tamaño de grano, debido a la formación de dislocaciones y subgranos, los procesos de migración de límites de granos, *recovery* o nucleación tienden a incrementar el tamaño de grano y/o reducir las dislocaciones. El balance entre estos procesos controla la evolución de la microestructura y la CPO, y por tanto, la respuesta anisótropa.

La microestructura inicial está definida a partir de un agregado policristalino definido a partir de 250 granos. La longitud del modelo es de 0.01 m, y la resolución utilizada de 128x128 nodos para representar la microestructura. Para investigar la influencia de la historia deformativa, los modelos se han realizado simulando dos estadios de deformación por cizalla simple. Durante el primer estadio ( $\gamma_1$ ), la dirección de cizalla se ha definido paralela a la dirección  $x_2$  de la muestra (ver Fig. 2). A continuación, se ha superpuesto un segundo estadio de deformación ( $\gamma_2$ ) con dirección de cizalla paralela a la dirección  $x_1$  (i.e. paralela a la dirección  $Y$  del primer estadio de deformación).

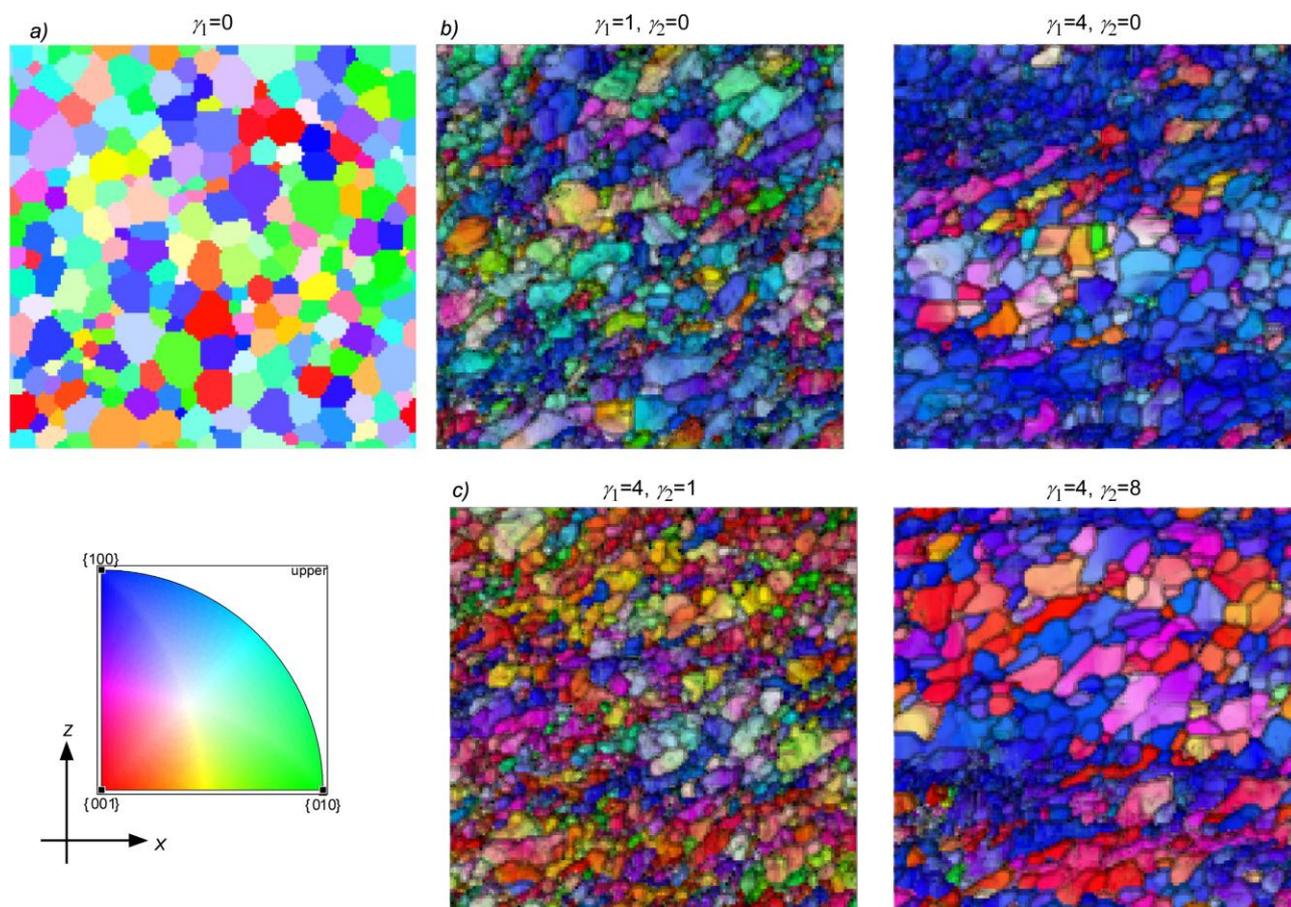


FIGURA 1. (a) Microestructura inicial de los modelos. (b) Microestructuras generadas después de una deformación de cizalla de  $\gamma_1=1$  y  $\gamma_1=4$ . (c) Microestructuras generadas después de la modificación de la cinemática para  $\gamma_2=1$  y  $\gamma_2=8$ . Los términos  $\gamma_1$  y  $\gamma_2$  indican la deformación por cizalla acumulada respectivamente durante la primera o la segunda fase de deformación. El patrón de colores indica la orientación cristalina respecto a la dirección de cizalla (X). Los colores grises indican la desorientación local del agregado cristalino.

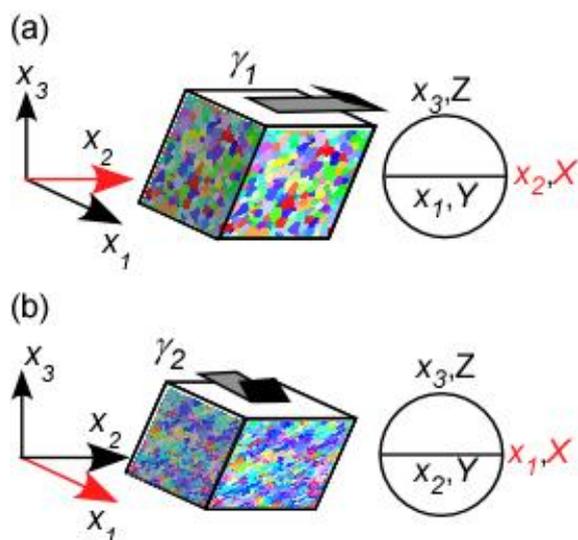


FIGURA 2. Geometría de las deformaciones respecto al sistema de referencia  $x_1$ ,  $x_2$  y  $x_3$  y los ejes de deformación  $X$ ,  $Y$  y  $Z$ . Durante la primera fase ( $\gamma_1$ ), la dirección de cizalla es paralela a  $x_2$ , mientras durante la segunda ( $\gamma_2$ ) es paralela a  $x_1$ . Para ambos casos la deformación es por cizalla simple.

Un modelo con cinemática estacionaria es utilizado como referencia (modelo  $\gamma_l=0$ ). La definición de la microestructura inicial de los modelos con inversión de la cinemática, se ha realizado a partir de estadios intermedios  $\gamma_l=1, 2, 4, 6$  y  $8$  del modelo de referencia. Como los modelos son 2D, la CPO de estos estadios iniciales se ha rotado  $90^\circ$  a partir del eje  $Z$ . A partir de las CPO resultantes obtenidas a partir del programa MTEX (Mainprice et al., 2011), las propiedades sísmicas (velocidad de las ondas P y S, dirección de máxima velocidad  $V_S$  y grado de anisotropía  $AV_S$ ) son estimadas utilizando la aproximación de Voigt-Reuss-Hill incluida también en el programa MTEX.

## RESULTADOS

El incremento de la deformación produce una fragmentación y reducción del tamaño de grano, con el desarrollo de una subestructura compleja a nivel intercrystalino. Los límites de granos tienden a mostrar geometrías irregulares, con el desarrollo de bandas de granos recristalizados más pequeños envolviendo a granos relictos. Bandas de cizalla intercrystalinas paralelas al plano de cizalla se desarrollan con el incremento de deformación, detectables por el desarrollo de bandas de elevada disorientación. A elevada deformación, los granos relictos tienden a mostrar una geometría alargada y oblicua al plano de cizalla coherente con el sentido de cizalla. Con el progreso de la deformación, la mayor activación de los procesos de recristalización, origina una recuperación del tamaño de grano. El desarrollo de la CPO es rápida y tiende a alinear el eje  $[100]$  con la dirección de cizalla (Fig. 1b-3b y curva “ $g_l=0$ ” de la Fig. 4a). La CPO presenta valores de intensidad máxima elevadas, sobre todo para los ejes  $[100]$  y  $[010]$ , y coherentes

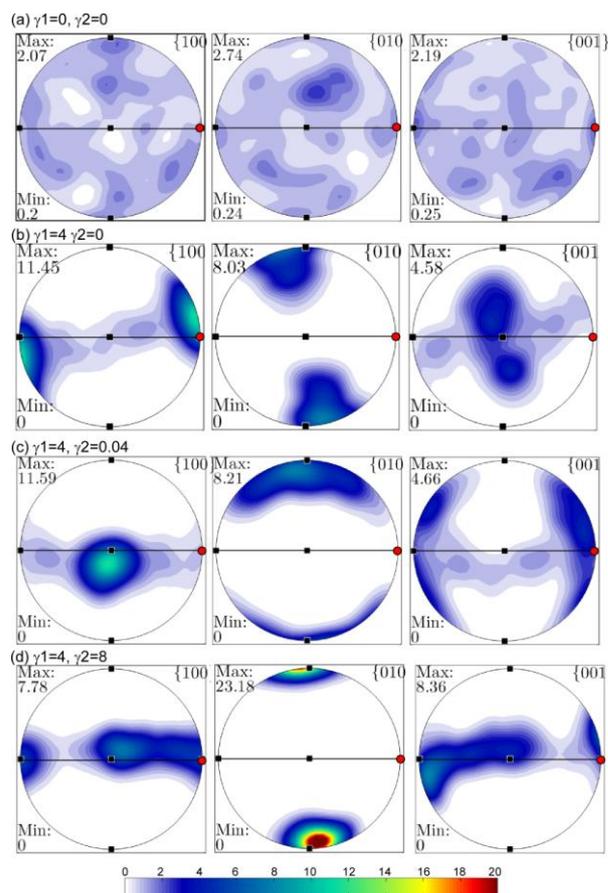


FIGURA 3. Proyecciones de las CPO. (a) Estadio inicial, (b) para una deformación de la primera fase de  $\gamma_1=4$ , (c) posterior al cambio de cinemática y (d) después de una deformación de la segunda fase de  $\gamma_2=8$ . El punto rojo indica la dirección de cizalla.

con fábricas tipo A de olivino observadas en muestras de campo o experimentos (Skemer and Hansen, 2016). Con el cambio de la cinemática, se produce una desestabilización de la microestructura y el inicio de una nueva fase de fragmentación, reorientación preferente de los cristales y posterior crecimiento por migración de los límites de granos (Fig. 1c). Progresivamente, se produce una reorientación de los ejes  $[100]$  hacia la dirección de cizalla, pero a diferencia del caso con una fábrica inicial aleatoria (modelo “ $g_l=0$ ”), re TRABAJAR una fábrica pre-existente implica una mayor deformación antes de alinear los ejes  $[100]$  con la dirección de cizalla (Fig. 3). A nivel de CPO, la tendencia general es a mostrar los ejes  $[100]$  y  $[001]$  formando una banda paralela con el plano de cizalla, mientras el eje  $[010]$  muestra un patrón de máximo único y muy elevado (Fig. 1e-3d). Esta fábrica es coherente con situaciones de compresión triaxial como es el caso que implica la superposición de deformaciones.

Los resultados del análisis de la anisotropía sísmica son mostrados en la Fig. 4. Dos factores han sido analizados: (a) la orientación de la dirección de máxima propagación respecto a la dirección de flujo (a) y (b) el valor de la anisotropía azimutal ( $AV_S\%$ ).

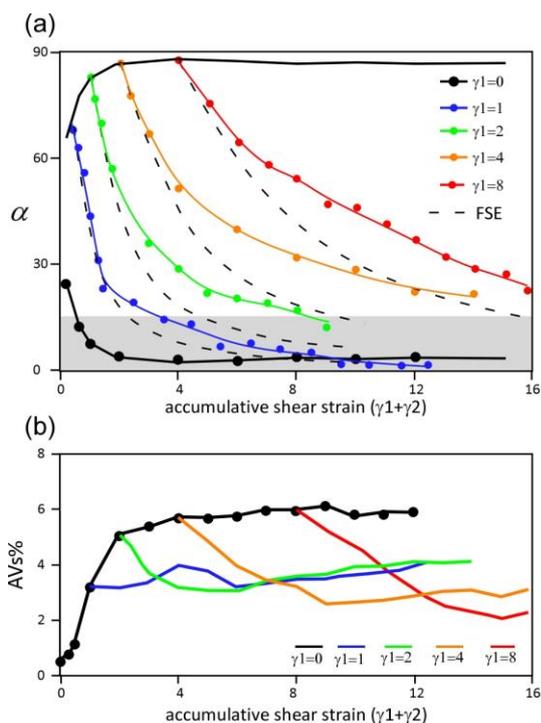


FIGURA 4. (a) Evolución de la dirección de máxima velocidad de propagación respecto a la dirección de flujo ( $\alpha$ ). La franja gris indica el rango de error instrumental de los datos de telesismicidad. Las curvas de deformación finita (FSE) están marcadas para comparación. (b) Variación de la anisotropía azimutal (AVs%). El parámetro  $\gamma$  indica la deformación finita en la que se produce el cambio de cinemática.

Para el caso de una microestructura inicial aleatoria (modelo  $\gamma=0$ ), la paralelización de la dirección de máxima propagación y la de flujo es rápida, y para  $\gamma=2$ , las dos orientaciones ya son coincidentes. Para situaciones con una fábrica inicial, se observa que el realineamiento es cada vez menos rápido con el aumento de la fase previa de deformación (i.e. intensidad inicial de la CPO). Para estos casos es necesario aplicar una deformación mayor para reorientar la dirección de máxima velocidad con la dirección e flujo. De esta forma para los modelos  $\gamma=4$  o  $\gamma=6$  es necesario aplicar más del triple de la deformación previa antes de empezar a coincidir ambas direcciones, aunque la desviación es aún observable al final del modelo (Fig. 4a). Las curvas de variación de la dirección de propagación se han comparado con la dirección de deformación finita (FSA; Fig. 4a). En general, se observan discrepancias entre ambas, con una predicción más rápida para el caso de la FSA que el de los modelos. Teniendo en cuenta el rango de error instrumental de los datos de telesismicidad o de velocidades de ondas superficiales (aprox. 20°), la hipótesis de Becker et al (2014) que la FSA sigue aproximadamente la dirección de máxima velocidad parece adecuada. En cuanto a la anisotropía azimutal (AVs%), la pre-existencia de una fábrica inicial en la roca origina una reducción de la AVs%. Esta reducción puede llegar a originar casos de anisotropía azimutal próximas a la isotrópica, como serían los modelos  $\gamma=4$

o  $\gamma=8$ . A diferencia de la dirección de máxima velocidad, no se observa una recuperación y convergencia de los valores de AVs% respecto al caso de referencia. La pre-existencia de herencias estructurales genera una anomalía permanente de la AVs% y la posibilidad del desarrollo potencial de múltiples capas con diferencias de anisotropía.

## CONCLUSIONES

El presente estudio evidencia la complejidad de interpretación de la anisotropía sísmica y su relación con la dirección de flujo del manto. En situaciones de cambios bruscos del flujo del manto, desviaciones importantes entre la orientación de máxima velocidad de las SKS y el flujo son esperables. Magnitudes elevadas de deformación son necesarias para realinear ambas direcciones, y una interpretación de reorientación instantánea, como la asumida en gran parte de los estudios de sísmica, es inválida. A nivel de anisotropía azimutal, las anomalías son permanentes y no se produce recuperación.

## REFERENCIAS

- Becker, T.W., Conrad, C.P., Schaeffer, A.J. y Lebedev, S. (2014): Origin of azimuthal seismic anisotropy in oceanic plates and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 236-250.
- Beghein, C., Yuan, K., Schmerr, N. y Xing, Z. (2014): Changes in seismic anisotropy shed light on the nature of the Gutenberg Discontinuity. *Science*, 343: 1237-1240.
- Boneh, Y., Morales, L.F.G., Kaminski, E. y Skemer, P. (2015): Modeling olivine CPO evolution with complex deformation histories: implications for the interpretation of seismic anisotropy in the mantle. *Geochemical, Geophysical and Geosystem*, 16: 1-20.
- Griera A., Bons P.D., Jessell M.W., Lebensohn R., Evans L. y Gomez-Rivas E. (2011). Strain localization and porphyroclast rotation. *Geology*, 39, 275-278.
- Llorens, M.-G., Griera, A., Bons, P.D., Roessiger, J., Lebensohn, R., Evans, L.A. y Weikusat, I. (2016): Dynamic recrystallisation of ice aggregates during co-axial viscoplastic deformation: a numerical approach. *Journal of Glaciology*, 1-19.
- Mainprice, D. Hielscher, R. y Schaeben, H. (2011): Calculating anisotropic physical properties from texture data using the MTEX open source package. En: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy* (Prior, D.J., Rutter, E.H., y Tatham, D. J., eds.). Geological Society, London, Special Publications, 360, 175-192.
- Skemer, P. y Hansen, L.N. (2016): Inferring upper-mantle flow from seismic anisotropy: an experimental perspective. *Tectonophysics*, 668-669: 1-14.

# Organic microstructures as developmental products: a general approach

## *Las microestructuras orgánicas como productos del desarrollo: un enfoque general*

M. De Renzi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Cavanilles de Biodiversidad y Biología Evolutiva, y Departamento de Geología. Universitat de València. c/Catedrático José Beltrán Martínez 2, 46980 Paterna-Valencia. miquel.de.renzi@uv.es

**Abstract:** skeletal parts of organisms are a major part of the fossil record, and the study of their microstructures has shown their importance in life and Earth sciences as well as in medicine or science of materials. In order to a better understanding of microstructures, we must know their origin. Microstructures are a product of the embryonic development; this consists basically of cell differentiation and morphogenesis, both associated to self-organization processes in an open system far from equilibrium. All that concerning to development is important in order to know how microstructures arise: they are related to the gene expression regulated by epigenetic factors. At their formation, ordered macromolecular matrices arise, made of proteins basically (direct gene expression), on which and in a second stage, the mineral component nucleates (process indirectly ruled genetically); their crystals grow with preferential orientation because of the structure of these matrices. As a consequence of self-organization, a hierarchical organization of substructures arises. Macromolecular matrices have to do with the concept of liquid crystal. Biomineralization doesn't start from a supersaturated dissolution but from amorphous mineral phases fabricated within specialized cells. All these features can shed light on problems in palaeobiology, taphonomy, developmental biology or even applications such as molecular tectonics or odontology.

**Key words:** development, morphogenesis, self-organization, liquid crystals, amorphous mineral phases.

**Resumen:** *el esqueleto de los organismos constituye buena parte del registro fósil. Sus microestructuras son de interés en las ciencias de la vida y de la Tierra, así como su aplicación a la medicina o a la ciencia de los materiales. Para poder comprenderlas se ha de conocer su origen. Las microestructuras son producto del desarrollo embrionario; éste abarca básicamente diferenciación celular y morfogénesis, ambas asociadas a procesos de auto-organización en un sistema abierto alejado del equilibrio. El desarrollo es importante para saber cómo surgen las microestructuras: están vinculadas a la expresión génica regulada por factores epigenéticos. En su formación surgen ordenadas tramas macromoleculares, básicamente de proteínas (expresión génica directa), sobre las que se nuclea el componente mineral posteriormente (proceso regido genéticamente por vía indirecta); sus cristales crecen con orientaciones preferentes debido al carácter de dicha trama. La auto-organización genera una jerarquización de subestructuras. Las tramas macromoleculares tienen que ver con el concepto de cristal líquido. La biomineralización no parte de una disolución sobresaturada sino de fases minerales amorfas fabricadas en células especializadas. Todos estos aspectos son relevantes en cuestiones paleobiológicas, tafonómicas, del desarrollo, así como en la tectónica molecular o la odontología.*

**Key words:** desarrollo, morfogénesis, auto-organización, cristales líquidos, fases minerales amorfas.

## INTRODUCTION

Organic mineralized skeletons, which make the main part of the fossil record, have *in vivo* an ordered structure at the microscopic level. Its order is reflected by the close spatial relationship between macromolecules (generally proteins) and crystal minerals interwoven in a complex fashion. They have interested in different fields such as palaeobiology, neontology and taphonomy. Sedimentologists and sedimentary petrologists have also paid attention to their diagenesis. Other fields have been the science of materials (they are biological ceramics with interesting mechanical properties) or even odontology (dental care).

These skeletal microstructures result, however, from developmental processes. Development of skeletal parts doesn't differ from that of other parts of the organism. So, shells, for instance, are structures developing continuously throughout the life cycle of the shelled animals. However, other skeletal parts such as the majority of mammal teeth are fixed, non-growing structures that arise from a single developmental event. In all these cases, however, the microstructures of skeletal parts result from morphogenetic processes ordering different kinds of materials, irrespective of the general shape of the skeletal element. Morphogenesis is inherent to developmental processes, and self-organization is one of its main traits. In the case of many kinds of microstructures, self-assembling is governed by a

macromolecular matrix that rules nucleation, shape and orientation of the mineral crystals, and all this must be considered in a thermodynamical framework. I shall deal with these topics along this paper.

## MICROSTRUCTURES, DEVELOPMENT AND SELF-ORGANIZATION

Development characterizes any kind of organisms, unicellular; e.g., forams, as well as multicellular ones. Development in multicellular beings consists of a transitional unicellular stage; that is, the zygote, and finishes in an organism, with a very large number of highly differentiated cells, which are ordered according to complex patterns. Both differentiation and growth appear as the two facets of development. The other feature is morphogenesis; i.e. the modelling of shape, which involves physical forces.

### Development as a interplay between gene expression and epigenetic events.

Gene expression is the cause of development at its beginning. Regulatory and structural genes rule differentiation processes and rates of growth; genes involved in differentiation only are expressed in specific times and places of the embryo. However, development governs these expressions by means of epigenetic events. The role of epigenetic events was understood by Waddington, and later, by Alberch (on these subjects, see the collected papers of the latter in Rasskin-Gutman & De Renzi, eds., 2009). Epigenetic events are a consequence of the interplay between gene products (proteins), cells and tissues in a purely mechanochemical way, in which forces arise as a consequence. This is the cause by which tissues are put in contact at one another. Each new contact produces the activation of specific regulatory genes, and these last ones switch on the corresponding structural genes. Thus, there is a feedback between gene expression and epigenetic events. In addition, development is very resilient in front of internal (genetic) or external (environmental) changes, and it is similar to a canalized river (canalization) that always arrives at the same end point.

### Development, morphogenesis and self-organization.

Development and morphogenesis are closely connected with self-organizing processes. Self-organization is referred to systems in general in which, in absence of external orders, their parts cooperate through their properties in order to make some product; in this case, an organism and/or any of its parts. Thus, self-organization is something internal to the system. In morphogenesis, a case of self-organization, interactions among different parts entail cooperation in order to reach an external or internal configuration or form as a product. Form has its roots in gene expression, but is mainly epigenetic. I remark also that self-organization, from a thermodynamical point of view, occurs in open systems far from equilibrium. In these conditions,

hierarchized structures arise (see fig. 1-left). They are in steady state, which is maintained by the flux of matter and energy characteristic of open systems (Sheliepin, 2005). For Seilacher (1991), self-organization processes are part of the fabrication processes in the framework of his biomorphodynamics concept.

Finally, there are two kinds of morphogenesis in developing systems, in which all processes are more or less biotically controlled. We must consider two kinds of control: 1) cells and tissues intervene directly in generating forces modelling the organic structures. For example the tissues that close the extrapallial cavity in a mollusc, which determine the shape of the shell, or the forces generated by the cells of the tooth germ, which will determine its configuration in terms of cusps or ridges before its mineralization. I shall call this 'biotic morphogenesis'. 2) I shall use 'abiotic morphogenesis' for the situation in which inert products fabricated by cells interact and self-organise in a closed space, independently from the cells that have produced them or any other kind of cells leading to pattern formation for living tissues.

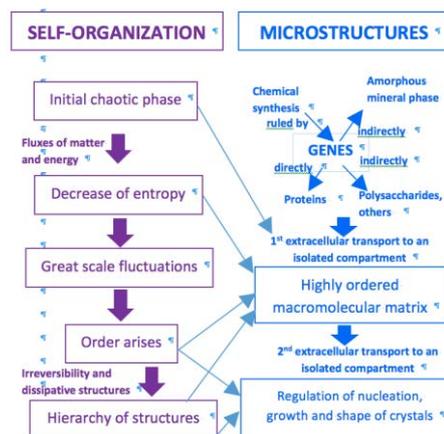


FIGURE 1. Microstructures as a product of self-organization. See text.

### Microstructures, epigenesis and canalization.

Microstructures result from abiotic morphogenesis, and are highly canalized epigenetic products. From an evolutionary point of view, its evolution is a particular case of morphological evolution. Microstructures show, as expected, hierarchized substructures (Mann, 1993). In the processes leading to their fabrication, different kinds of materials are synthesized or fabricated in special cells; such materials are macromolecules (proteins or even polysaccharides), and minerals as unstable amorphous phases. All these products have a direct (proteins) or indirect (polysaccharides, amorphous minerals) genic control in their production (see Fig. 1, blue right side). In addition, the study of organic microstructures requires a multidisciplinary approach that relates developmental biology, cell biology, molecular biology, and science

of materials (Wilt, 2005). I shall comment with detail these common points in the next section.

### THE MAKING OF MICROSTRUCTURES

In general, skeletal parts are built in two ways: 1) intracellular (spicules of sponges, echinoderm plates) or 2) extracellular (shells, bones, teeth). Organic matter is always present, above all in shells, bone or teeth; i.e., in the cases of the so-called biologically-controlled biomineralization (a concept coined by Mann and described in Marin et al. 2012), in contrast with those of biologically-induced, mainly in bacteria. Biologically-controlled biomineralization means that it is involved an intracellular as well as extracellular specialized machinery, and shell formation is strictly controlled by gene cascades; there is a synthesis of minerals, which can be unstable, out of organic control, in ordinary conditions, and complex hierarchies are established; extracellular skeletal parts are fabricated in a closed space isolated from the external environment, and this process is controlled by the extracellular organic matrix through a self-assembly process of abiotic morphogenesis (see also Margolis et al. 2006). In this space, liquid crystals arise as a result of the ordered self-assembly of macromolecules; e.g., collagen, within a fluid (Giraud-Guille et al. 2003); in this macromolecular matrix there are hydrophobic and hydrophilic spaces (Addadi et al. 2006). The latter will be the centres of nucleation and growth of the mineral crystal germs. Some years ago was thought that a supersaturated solution with the specific ions; e.g.,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , was introduced in this space and crystals nucleate at once. However, the volume of this solution would be too large in comparison with the space in which the process take place; thus, in order to produce a single aragonite tablet (truly, aggregates of nano-elements; Marin et al. 2012) of  $50 \mu\text{m}^3$  as occurs in nacre, the saturated dissolution necessary for this would be  $10^5$  larger than the aragonite volume deposited in the very reduced space of the extrapallial cavity of a mollusc (Addadi et al. 2006). Now, there are many evidences that amorphous unstable mineral phases are fabricated in specialized cells and later exported to the macromolecular matrix (see Marin et al. 2012), in which their stability breaks down, ions are liberated, and go directly to the centres of nucleation.

#### Macromolecular matrices and liquid crystals.

They have been paid attention very recently, and consist of proteins, glycoproteins, polysaccharides and lipids. Matrices have multiple functions; among them, they catalyse mineral precipitation, determine (in molluscs) the polymorph, that is, aragonite or calcite, and inhibits crystal growth (Marie et al. 2007). These biologically-controlled processes of secreted skeletal structures take also place in bone and tooth. As said before, collagen as type I collagen is the main component of the organic matrix of bone; in a minor proportion, non-collagenous proteins are associated to this structural protein.

Enamel tooth has a high hierarchical organization at nanometric level; it is made of apatitic elongated crystals disposed in parallel arrays, and have a complex microstructure; it has involved a very specific protein, amelogenin. This protein cooperates with the forming mineral phase in order to produce the mineral arrays, and stabilizes the prenucleation clusters; the process of self-assembly consists of several steps (Margolis et al. 2006; Fang et al. 2011).

The cortical tissue in bone is arranged in cylindrical osteons, which consist of concentric layers in which collagen fibrils change their orientation in a regular way; subsequently to the formation of this macromolecular matrix, fibrils govern the deposition of nanometric crystals of hydroxyapatite oriented always in relation to them. The regular change in orientation of collagen fibrils observed in the concentric layers of collagen is very similar to crossed-lamellar microstructures very characteristic of many molluscan shells. Both remember the typical plywood. Giraud-Guille et al. (2003) have formulated the hypothesis of liquid crystal for explaining the microstructure of osteons. Collagen molecules dispersed in water *in vitro* are able to produce fibrillogenesis, and present properties corresponding to that of molecules in liquid crystals, such as birefringent patterns that appear when a critical concentration is reached (optical anisotropy). Liquid crystals can be smectic, nematic and cholesteric. In these last ones, molecules are arranged like the plywood, as in the case of osteons. Biomineralization takes place when the extracellular matrix loses fluidity. It seems that many mechanisms involving such ordered organic matrices suggest the presence of crystal liquid phases. Therefore, Checa et al. (2015) have proposed, for the cuttlebone of *Sepia officinalis*, the self-organization layer-by-layer of a chitin-protein complex, which results in a cholesteric liquid crystal. In general, the crossed-lamellar microstructure of molluscs suggests also this explanation.

#### Amorphous mineral phases.

Several indications favour the hypothesis of amorphous calcium carbonate (ACC) previous to the determination of the polymorph in molluscan shell; absence of X-rays diffraction due to their disorder. Particles of ACC are unstable and tend to become crystalline, but they may remain if organic molecules are occluded within them and maintain their disordered character (Wilt, 2005). Recently Bots et al. (2012) describe a process in which ACC passes very rapidly (seconds) from a disordered and highly hydrated phase to a dehydrated one more ordered. The first stage of the process is followed of one in which a part of ACC gives vaterite (crystalline but unstable) with sphaerulitic growth, and another part is dissolved and precipitates again as vaterite. Finally, vaterite undergoes ripening, is dissolved in turn, and precipitates again as calcite. For them, this would be the abiotic mechanism underlying calcium carbonate biomineralization from ACC.

A last case to be commented is that of the amorphous calcium phosphate (ACP) in forming teeth enamel. Beniash et al. (2009) have discovered that during the early mineralization, when enamel is forming, appears ACP, which eventually becomes apatitic crystalline mineral. ACP is again a mineral unstable phase that transforms into another one stable. Beside, the general morphology of enamel and ACP particles (size, shape and organization) are determined previously to crystallization. They conclude that this kind of transformations; i.e., transitions from an amorphous to a crystalline mineral phase, is a universal trait in biomineralization processes.

### Evolution and microstructures.

This scenario suggests many interesting questions about evolutionary features involved in microstructures, especially in evolutionary biology of development (*evo-devo*). Genes are expressed at specific places and times. Changes in timing in the expression of gene regulation involved in the synthesis of the several components of the organic matrices or in the proliferation rates of the involved cells will result in heterochronies. In addition, the osteoinductive and osteogenic properties of nacre particles or organic nacre extracts (Marin et al. 2012) can suggest the presence of molecules common to both Deuterostomia (vertebrates) and Protostomia (molluscs) with very different functions, and reflect the unity of Bilateria.

### CONCLUSIONS

Organic microstructures are associated to the development of skeletal parts of living organisms. Thus, they are a product of this development in terms of morphogenesis, abiotic in this case, and self-organization. Self-organization has to do with systems far from equilibrium, whose main trait is their non-linear character, and this characterizes development and life in general. Since morphogenesis is involved with physical forces, these last ones work, in microstructures, on inert materials: 1<sup>st</sup>, self-assembling organic matrices in a molecular tectonics (Mann, 1993), and 2<sup>nd</sup>, fashioning mineral products as amorphous mineral phases within this molecular architecture, which will become mineral crystals. The macromolecular architecture can adopt the character of a liquid crystal in an initial hydrated phase that is lost as biomineralization begins. Moreover, microstructures are subjected to evolution since they depend on a genetic background with capability of mutation. We can expect heterochronies. At the same time, the precise knowledge of the organic molecules involved in microstructures can shed light on more shared aspects of Bilateria at a deep level.

### ACKNOWLEDGMENTS

This paper has been supported by the project CGL2014-52662-P of the Spanish Ministerio de Economía y Competitividad.

### REFERENCES

- Addadi, L., Joester, D., Nudelman, F. & Weiner, S. (2006). Mollusk shell formation: A source of new concepts for understanding biomineralization processes. *Chemistry – A European Journal*, 12: 980-987.
- Beniash, E., Metzler, R.A., Lam, R.S.K. & Gilbert, P.U.P.A. (2009): Transient amorphous calcium phosphate in forming enamel. *Journal of Structural Biology*, 166: 133-143.
- Bots, P., Benning, L.G., Rodríguez-Blanco, J.D., Roncal-Herrero, T. & Shaw, S. (2012): Mechanistic insights into the crystallization of amorphous calcium carbonate (ACC). *Crystal growth and design*, 12: 3806-3814.
- Checa, A.G., Cartwright, J.H.E., Sánchez-Almazo, I., Andrade, J.P. & Ruiz-Raya, F. (2015): The cuttlefish *Sepia officinalis* (Sepiidae, Cephalopoda) constructs cuttlebone from a liquid-crystal precursor. *Scientific Reports*, 5: 11513; doi: 10.1038/srep11513.
- Fang, P.A., Conway, J.F., Margolis, H.C., Simmer, J.P. & Beniash, E. (2011): Hierarchical self-assembly of amelogenin and the regulation of biomineralization at the nanoscale. *PNAS*, 108: 14097-14102.
- Giraud-Guille, M.M., Besseau, L. & Martin, R. (2003): Liquid crystalline assemblies of collagen in bone and in vitro systems. *Journal of Biomechanics*, 36: 1571-1579.
- Mann, S. (1993): Molecular tectonics in biomineralization and biomimetic materials chemistry. *Nature*, 365: 499-505.
- Margolis, H.C., Beniash, E. & Fowler, C.E. (2006): Role of macromolecular assembly of enamel matrix proteins in enamel formation. *Journal of Dental Research*, 85: 775-793.
- Marie, B., Luquet, G., Pais De Barros, J.-P., Guichard, N., Morel, S., Alcaraz, G., Bollache, L. & Marin, F. (2007): The shell matrix of the freshwater mussel *Unio pictorum* (Palaeoheterodonta, Unionoida). *The Febs Journal*, 274: 2933-2945.
- Marin, F., Le Roy, N. & Marie, B. (2012): The formation and mineralization of mollusc shell. *Frontiers in Biosciences S4*: 1099-1125.
- Rasskin-Gutman, D. & De Renzi, M., eds. (2009): *Pere Alberch: The creative trajectory of an evo-devo biologist*. Institut d'Estudis Catalans y Universitat de València, Valencia, 442 pp.
- Seilacher, A. (1991): Self-organizing mechanisms in morphogenesis and evolution. In: *Constructional morphology and evolution* (N. Schmidt-Kittler & K. Vogel, eds.), Springer-Verlag, Berlin, 251-271.
- Sheliepin, L.A. (2005): *Lejos del equilibrio: sinérgica, autoorganización y teoría de catástrofes*. Editorial URSS, Moscú, 149 pp.

# Caracterización de la distribución 3D de tamaños de grano a partir de secciones 2D en milonitas usando el método Saltykov y una modificación del mismo

## *Characterizing 3D grain size distributions from 2D sections in mylonites using the Saltykov method and a modified version*

M.A. Lopez-Sanchez<sup>1</sup> y S. Llana-Fúnez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad de Oviedo 33005 Oviedo (Asturias, España). malopez@geol.uniovi.es

**Resumen:** Las distribuciones reales del tamaño de grano (DTGs) en 3D son importantes para estimar el comportamiento de la deformación dúctil en las rocas y, por tanto, para validar modelos reológicos o de recristalización dinámica. Métodos para medir directamente las 3D DTGs en rocas, tales como las secciones seriadas o la tomografía de rayos X, no son adecuadas. Esto significa que en la práctica las DTGs tienen que estimarse a partir de secciones bidimensionales por estereología. Mediante una serie de experimentos, hemos evaluado el método Saltykov, y una extensión del mismo denominado el método en dos pasos, para comprobar reproducibilidad y exactitud. Los resultados obtenidos demuestran que ambos métodos son lo suficientemente simples y fiables para ser utilizados en rocas, aleaciones o materiales cerámicos deformados con granos aproximadamente equidimensionales, y en el caso del método en dos pasos, que presente DTGs lognormales. El método Saltykov es particularmente adecuado para estimar el porcentaje de volumen de una fracción de grano específica, mientras que el método en dos pasos para estimar las DTGs de manera completa. Ambos métodos se han implementado en un script libre y de código abierto para facilitar su uso (<http://marcoalopez.github.io/GrainSizeTools/>)

**Palabras clave:** distribución de tamaño de grano, milonitas, método de Saltykov, método en dos pasos

**Abstract:** 3D grain size distributions (GSDs) are important in controlling creep behaviour in rocks and, therefore, in rheological and dynamic recrystallization modelling. Methods available to measure directly 3D microstructures, such as serial sectioning or X-ray-based tomography, are not yet fully developed. This means that in practice GSDs are derived from 2D sections via stereology. We test in mylonites the most commonly used method, the Saltykov method, and a modified version of the same method named the two-step method, to check for reproducibility and accuracy. The results obtained proved that both the Saltykov and the two-step methods are accurate and simple enough to be useful in practice in deformed rocks, alloys or ceramics with near-equant grains and, in the case of the two-step method, for expected lognormal distributions. The Saltykov method is particularly suitable to estimate the volumes of particular grain fractions, while the two-step method to quantify the full GSD (mean and standard deviation in log grain size). We implemented both methods in a free, open-source and easy-to-handle script to facilitate their adoption (see <http://marcoalopez.github.io/GrainSizeTools/>).

**Key words:** Grain size distributions, mylonites, Saltykov method, two-step method

## INTRODUCCIÓN

Las distribución del tamaño de grano (DTG) es un factor importante para estimar el comportamiento de la deformación dúctil en rocas y, por tanto, para validar modelos reológicos. Cuando existe una competición entre mecanismos de deformación sensibles (i.e. creep de disolución-solución) e insensibles (plasticidad intracrystalina) al tamaño de grano, es necesario determinar la contribución volumétrica relativa de los diferentes tamaños de grano para poder estimar leyes de flujo compuestas (e.g. Freeman and Ferguson 1986, Herwegh et al. 2005), lo que requiere estimar la DTG.

Otros campo de aplicación de las DTGs es la modelización de los procesos de recristalización dinámica en las rocas. La recristalización dinámica es una característica generalizada en las rocas deformadas

por plasticidad intracrystalina por debajo de la zona seismogénica. A pesar de su importancia, los procesos de recristalización no son comprendidos de manera completa. Algunos autores (e.g. Shimizu 1999) han propuesto modelos para este fenómeno. Sin embargo desconocemos si las DTG producidas por estos modelos son similares a los que se observan en materiales reales deformados. Por tanto, las estimaciones de DTG en rocas reales son claves para demostrar la validez de cualquier modelo de recristalización.

Los métodos más comunes hoy en día para medir directamente características 3D en las rocas, tales como las secciones seriadas o la tomografía de rayos X, no son adecuados para medir las DTG dadas sus limitaciones prácticas. La primera debida a que consume mucho tiempo y la segunda a su incapacidad

para distinguir entre granos de la misma fase en contacto.

Por este motivo las DTGs se estiman a partir de secciones bidimensionales por métodos estereológicos. Uno de los métodos más usados en rocas deformadas – sino el único– es el denominado método de Saltykov (Underwood 1970). Este método asume i) una homogeneidad espacial entre las partículas, ii) que no existe interacción entre los granos en la roca (e.g. porfiroblastos de granate en un esquistos) y iii) que los granos son equidimensionales. Sin embargo, las milonitas no cumplen parte de los requisitos, especialmente el segundo punto, ya que las milonitas muestran un empaquetamiento de granos aleatorio. Otro de las limitaciones del método de Saltykov es que debido a la discretización de la población de granos, no puede obtenerse una descripción completa de la DTG.

El primer objetivo del estudio es diseñar un test para probar la validez del método Saltykov en milonitas, especialmente para la estimación de los porcentajes de volumen de una fracción particular de tamaños de grano. El segundo objetivo es comprobar si es posible encontrar un método fiable para obtener una descripción completa de la DTG.

## MÉTODOS

Para probar la fiabilidad de los métodos propuestos para estimar los DTGs, se han diseñado los siguientes experimentos:

- i) usar diferentes mapas de bordes de grano reales que presenten DTG potencialmente similares para probar su reproducibilidad
- ii) observar cómo afecta el uso de un diferente número de clases a la reproducibilidad de los resultados
- iii) estimar si los métodos producen resultados exactos usando muestras sintéticas con DTGs conocidas

Para los dos primeros experimentos se utilizó una muestra (MAL05) perteneciente a un granito milonítico afectado por una zona de cizalla extensional de escala cortical. Los mapas se han delineado sobre el cuarzo, el cual presenta una recristalización dinámica completa (Lopez-Sanchez 2013). Se prepararon 4 secciones delgadas diferentes y se delineó manualmente un mapa de bordes de grano por cada sección, sumando un total 12298 secciones de grano delineadas.

Para comprobar si el método Saltykov puede aplicarse de manera fiable en milonitas, se usó una estrategia de remuestreo aleatorio, evitando así las relaciones de granos vecinos, y comparando los resultados obtenidos con las muestras sin remuestrear.

Asimismo, se propone un nuevo método para obtener una descripción completa de la DTG en

muestras completamente recristalizadas. El método es una extensión del método de Saltykov y asume que la distribución del tamaño de grano en las rocas recristalizadas sigue una distribución lognormal (e.g. Ranalli 1984). El primer paso del método requiere aplicar el método de Saltykov para derivar la DTG discretizada. El segundo paso consiste en ajustar una función de densidad de probabilidad lognormal sobre la distribución discretizada usando un método de mínimos cuadrados no lineal (Fig. 1).

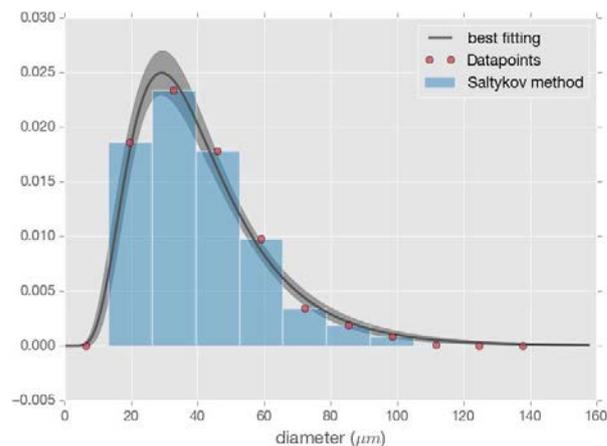


FIGURA 1. Función de densidad de probabilidad lognormal ajustada al método Saltykov usando los puntos intermedios de las diferentes clases. El ajuste de mínimos cuadrados no lineal se realiza usando un algoritmo de Levenberg-Marquardt.

Por último, para comprobar la exactitud de los métodos se simuló secciones delgadas de poblaciones de esferas con una distribución lognormal conocida, comparándose posteriormente las estimaciones producidas por ambos métodos.

## RESULTADOS

Los resultados obtenidos en las muestras remuestreadas son similares a los de las muestra reales (Tabla I). Esto confirma que el método Saltykov, y por extensión los experimentos diseñados en este estudio, pueden aplicarse de forma segura en rocas con recristalización dinámica.

	% vol. para fracciones < 40 μm	Error (2σ)	% vol. para fracciones < 60 μm	Error (2σ)
Muestras reales	21,71	2,61	57,90	4,93
Muestras sintéticas	20,51	2,22	55,18	3,73

TABLA I. Resultados en la estimación del porcentaje de volumen de diferentes fracciones en las muestras usadas para los experimentos y las muestras remuestreadas

Las estimaciones del porcentaje de volumen aplicando el método Saltykov sobre diferentes mapas de bordes de grano y usando diferente número de clases confirman que las estimaciones son comparables con un error 2-sigma esencialmente por debajo del 5 % (en valor absoluto) (Tabla II). Los resultados obtenidos por el método en dos pasos en estos mismos experimentos, aunque en este caso para estimar la DTG real, producen resultados comparables con coeficientes de variación en torno al 5 % (Tabla III).

El experimento diseñado para medir la exactitud de las estimaciones muestra que los valores del porcentaje de volumen obtenidos por el método Saltykov presentan errores menores al 5 % en valor absoluto (Tabla II). Respecto al método en dos pasos, los resultados obtenidos indican que los valores de forma de las distribuciones son fiables mientras que las estimaciones de la media geométrica son ligeramente superiores al real, entre 2,8 a 4,2 en valores absolutos (Tabla III).

	% vol. para fracciones < 40 $\mu\text{m}$	Error (2 $\sigma$ )	% vol. para fracciones < 60 $\mu\text{m}$	Error (2 $\sigma$ )
Diferentes muestras	21,71	2,61	57,90	4,93
Diferente núm. de clases (10 - 20)	21,29	3,80	57,26	4,03
Exactitud*	12,8	1,9*	34,4	2,4*

TABLA II. Resultados en la estimación del porcentaje de volumen de diferentes fracciones en los diferentes experimentos. \*Para la exactitud se utilizaron tres poblaciones con un % de volumen medio de 10,9 (40  $\mu\text{m}$ ) y 35,9 (60  $\mu\text{m}$ ), respectivamente. Los errores en este caso son la diferencia absoluta respecto de los valores de referencia en cada caso.

## DISCUSIÓN

En primer lugar, el resultado del experimento diseñado para validar el uso del método de Saltykov en milonitas recristalizadas fue positivo. Esto es así siempre y cuando el tamaño de la muestra sea grande (> 1000 granos), el número de clases bajo (< 20) y la forma de los granos aproximadamente equidimensional.

Cuando el objetivo es estimar el porcentaje de volumen de una fracción de grano particular, el método

Saltykov produce resultados fiables independientemente del número de clases escogidas; siempre y cuando el número de clases escogido sea razonable y no produzca inestabilidades en la metodología (i.e. < 20 y normalmente << 20 clases). Los errores en la estimación, especialmente para las fracciones de grano más pequeñas son menores al 5 % en valor absoluto. Esto hace el método asumible y seguro para estudios microtectónicos.

	MSD o valor de forma	Error (2 $\sigma$ )	Mediana o valor de escala	Error (2 $\sigma$ )
Diferentes muestras	1,63	0,09	37,05	1,87
Diferente núm. de clases (10 - 20)	1,63	0,04	37,09	0,34
Exactitud*	1,65	0,06*	40,46	1,41*

TABLA III. Resultados en la estimación de los parámetros para definir una distribución de densidad de probabilidad lognormal ajustada al método Saltykov. \*En el caso de la exactitud el MSD se comprobó usando distribuciones lognormales con un valor de referencia de MSD de 1,63 y diferentes valores de mediana. En el caso de la mediana o escala se utilizaron distribuciones lognormales con una mediana de 37,0 y diferentes valores de MSD. Los errores se corresponden con los errores estimados por el algoritmo de mínimos cuadrados usado a nivel 3 $\sigma$ .

Con respecto al método en dos pasos, los valores obtenidos en para describir la forma de la distribución lognormal son fiables en precisión y exactitud, mientras que solo en precisión en el caso de la media geométrica. A pesar de esta limitación, pensamos que los resultados producidos por el método son razonables para ser usados en la práctica. De hecho, en este trabajo se proporciona por primera vez valores fiables de la DTG para el cuarzo en rocas recristalizadas dinámicamente muy diferentes a los previamente asumidos en otros trabajos (e.g. Ter Heege et al. 2004).

Ambos métodos se han implementado en un script libre y de código abierto para facilitar su uso (Lopez-Sanchez 2015; Lopez-Sanchez y Llana-Fúnez 2015)

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos del plan estatal de excelencia CGL2010-14890 y CGL2014-53388-P del Ministerio de Economía y Competitividad.

**REFERENCIAS**

- Freeman, B., Ferguson, C.C. (1986): Deformation mechanism maps and micromechanics of rocks with distributed grain sizes. *J. Geophys. Res.*, 91: 3849–3860.
- Herwegh, M., De Bresser, J.H.P., Ter Heege, J.H. (2005): Combining natural microstructures with composite flow laws: an improved approach for the extrapolation of lab data to nature. *J. Struct. Geol.*, 27: 503–521.
- Lopez-Sanchez, M.A. (2013): *Análisis tectónico de la Falla de Vivero (Galicia, NO de España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Oviedo, 164 p.
- Lopez-Sanchez, Marco A. (2015): GrainSizeTools script. *figshare*.  
<http://dx.doi.org/10.6084/m9.figshare.1383130>
- Lopez-Sanchez, M.A. y Llana-Fúnez, S. (2015): An evaluation of different measures of dynamically recrystallized grain size for paleopiezometry or paleowattometry studies. *Solid Earth*, 6, 475–495.
- Ranalli, G. (1984): Grain size distribution and flow stress in tectonites. *J. Struct. Geol.* 6: 443–447.
- Shimizu, I. (1999): A stochastic model of grain size distribution during dynamic recrystallization. *Philos. Mag. A*, 79: 1217–1231.
- Ter Heege, J.H., de Bresser, J.H.P., Spiers, C.J. (2004) Composite flow laws for crystalline materials with log-normally distributed grain size: theory and application to olivine. *J. Struct. Geol.* 26: 1693–1705.
- Underwood, E.E. (1970) *Quantitative Stereology*. Addison-Wesley Educational Publishers Inc.

## Misorientation analysis in garnet coronitic textures

### *Análisis de la desorientación de granates en texturas coroníticas*

J.M. Benítez-Pérez<sup>1</sup>, J. Gómez-Barreiro<sup>1</sup>, E. Mariani<sup>2</sup> and J.R. Martínez Catalán<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología. Área de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de los Caídos s/n 37008 Salamanca. [jmbp@usal.es](mailto:jmbp@usal.es)

<sup>2</sup> Earth, Ocean And Ecological Sciences School of Environmental Sciences 4 Brownlow Street, L69 3GP, Liverpool U.K.

**Abstract:** The microstructures of garnet grains in coronas from the upper slice of the HP-HT Sobrado Unit (Upper Allochthon, Órdenes Complex, NW Iberia) have been mapped using automated EBSD (Electron backscattering diffraction). Pole figures and inverse pole figures are presented in order to evaluate the crystallographic preferred orientation of two types of garnets in coronas. In both cases their intraphase misorientation maps have been compared. Furthermore the interphase misorientation angle distribution, either correlated or uncorrelated, is used to analyse the type of deformation that produces this microstructure and try to explain the crystallographic preferred orientation in the garnets

**Key Words:** Misorientation, Garnet, Coronas, EBSD, HP-HT Unit.

**Resumen:** La microestructura del granate en texturas coroníticas en rocas de la lámina superior de la Unidad HP-HT de Sobrado (alóctono superior, Complejo de Órdenes, NO Iberia) han sido investigadas usando EBSD (difracción de electrones retrodispersados). Figuras de polo y figuras de polo inversas son presentadas con el fin de evaluar la orientación cristalográfica preferente de los dos tipos de granates en coronas. En ambos casos se han comparado los mapas de desorientación. Por otra parte la distribución angular de la desorientación, ya sea correlacionada o no correlacionada, se utiliza para analizar el tipo de deformación que produce esta microestructura y tratar de explicar la orientación cristalográfica preferente en los granates.

**Palabras claves:** Desorientación, Granate, Textura coronítica, EBSD, Unidad HP-HT.

### GEOLOGICAL CONTEXT

The Sobrado Unit is an allochthonous HP-HT unit in the Órdenes Complex (NW Spain). The Sobrado Unit may be subdivided into three different slices affected by high-grade metamorphism: A syntectonic HP-HT event reached eclogite facies conditions (>22kbar) at the bottom, and amphibole facies at the top.

The upper slice include migmatitic felsic gneisses and layers of mafic rocks derived from deformed and recrystallized gabbros, that locally grade to undeformed varieties that preserve intact igneous textures. It has been proposed that gabbros have followed metamorphic transformations with different prograde stages, ranging from coronitic textures to total recrystallization of the gabbros entirely transformed into granoblastic rocks (high-P granulite). These metabasites were affected by variable rates of partial melting, developed a regional foliation in amphibole facies, whose common products include amphibolic gneisses (Di+Hbl+Grt+Pl+Qtz), flaser amphibolites and fine-grained amphibolites. Highest pressure-temperature conditions in coronas, calculated by Arenas & Martínez Catalán, (2002), reached 660–770°C and 13–17 kbar.

### SETUP

We use electron backscatter diffraction (EBSD) to characterize rock microstructures and crystallographic fabrics (Prior et al., 1999). All data were collected from thin sections cut perpendicular to foliation and parallel to lineation (XZ plane) using a CamScan X500 crystal probe scanning electron microprobe (SEM) at the Liverpool University Microstructure Research Laboratory. The operating conditions were an accelerating voltage of 20 kV with a typical beam current of 45-50 nA and a working distance of about 26mm. The sample sits horizontally in the vacuum chamber and the electron beam is tilted 70 ° with respect to the sample. The angular resolution of this technique is typically better than 1° and spatial resolution is 0.1 μm. All of the data acquisition is carried out automatically using a matrix of maps with a typical step size of 2 μm (mapped by moving the electron beam) (Prior et al., 2002). All samples were polishing with SYTON and coated with a fine layer of carbon.

Electron backscatter patterns (EBSPs) are indexed using the software package CHANNEL+ vol.5 from *HKL-Oxford Instruments Ltd.* following the procedure laid out in Prior et al. (2009). Most misindexing

problems were resolved by performing EBSD scans alongside energy dispersive X-ray (EDX) scans.

## RESULTS

Maps of representative coronitic microstructures were prepared using MTEX open source package (Bachmann et al. 2010). Initial processing involves the removal of isolated points that have been incorrectly indexed and smoothing. The spline filter has been applied to each EBSD map (Figure 1).

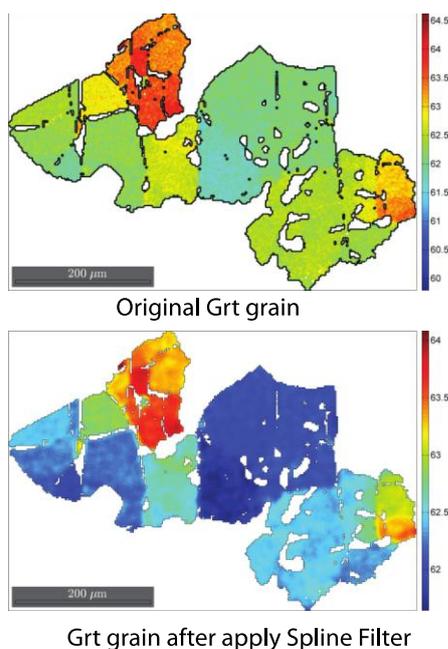


FIGURE 1. *Spline smoothing applied.*

Garnet coronas have been investigated in low strain samples. Coronitic garnets show different grain sizes but remain idiomorphic. Two cases have been explored; a) Group I, where garnets appear in contact, and b) Group II, where garnets are not in textural contact. Mineral assemblage is equivalent in both cases. On average, garnets from Group I show an average grain-size ca. 250  $\mu\text{m}$ , and those from Group II display average sizes about 100  $\mu\text{m}$  (Figures 3 a and b).

EBSD was used to calculate crystallographic preferred orientations (CPO) of garnets. Garnet pole figures (PF) for relevant planes and inverse pole Figures (IPF) have been calculated with MTEX from the Orientation Distribution Function (ODF). The sample reference system represents the lineation or rolling direction (X), the transverse direction (Y), and the foliation pole or normal direction (Z) (e.g. Gómez-Barreiro et al. 2015). Texture patterns depict a cubic symmetry with a very low texture strength (1.4 -2.2 m.u.d., multiples of a uniform distribution). Both, Group I and Group II coronas, show IPF with the rolling direction (RD) parallel to the [101] direction.

However their normal (ND) and transverse directions (TD) change significantly (Figure 2).

The misorientation between adjacent grains or crystal lattices can be defined as the lowest rotation angle about a common axis that brings the two crystal lattices in to parallelism (Wheeler et al., 2001). In this study, intraphase and interphase analyses, such as neighbour-pair (correlated) and random-pair (uncorrelated) misorientation angle distribution, have been performed. Intraphase misorientation maps reveal significant differences that could be interpreted in terms of lattice distortion. Garnets from Group I appear slightly more strained than those from Group II (Figures 3c and d). In both cases, the uncorrelated misorientation angle distribution corresponds to the predicted random orientation distribution. The correlated misorientation angle distribution for the Group II is close to the theoretical random distribution, whereas Group I deviates from random distribution, with a broad peak around 30° (Figures 3 e and f).

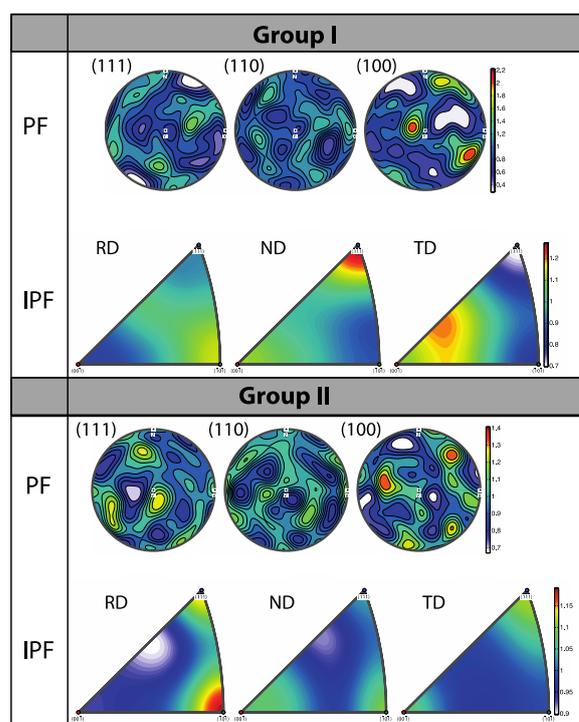


FIGURE 2. *Pole Figures and Inverse Pole Figure for garnet.*

## INTERPRETATION

CPOs from naturally deformed garnets tend to be weak (e.g. Mainprice et al., 2004). In our samples, idiomorphic shape and low lattice distortion suggests, plastic deformation remains low. As expected, garnet coronas seem to maintain their microstructure and texture as developed during reactive metamorphism, probably as a combination of nucleation-and-growth process (Arenas and Martínez Catalán. 2002).

The random distribution of misorientation angles, both, uncorrelated and correlated grains, is consistent with a progressive coalescence of garnets that grew from many individual nuclei (e.g. Group II). Deviation

form random distribution of the misorientation angles interaction of grains once garnet grains come into contact with each other (e.g. Spiess et al. 2001, Prior et al. 2002). This might imply that growth competition results into crystallographic control of grain blastesis, leading to non-random distribution of misorientations. This process implies the activation of diffusional mechanisms, and could explain the low textural strength.

## CONCLUSIONS

Microstructure, texture, and misorientation of garnet coronas have been analysed using EBSD in HP-HT granulites derived from coronitic metagabbros:

A. Preferred orientations of crystals and misorientation angle distributions can be calculated

of correlated grains in Group I could be due to the easily from EBSD data, which provide useful microstructural information.

B. Weak garnet CPOs are in agreement with most published data obtained using different techniques.

C. [101] direction in garnet is oriented parallel to the stretching direction in the rock sample.

D. Garnet coronas were developed during reactive metamorphism, as a combination of nucleation-and-growth process. At the beginning, garnet growth was restricted to the contacts between igneous olivine/pyroxene and plagioclase, and controlled by diffusional phenomena. Progressive garnet coarsening may results in garnet-garnet interaction and non-random misorientation distribution.

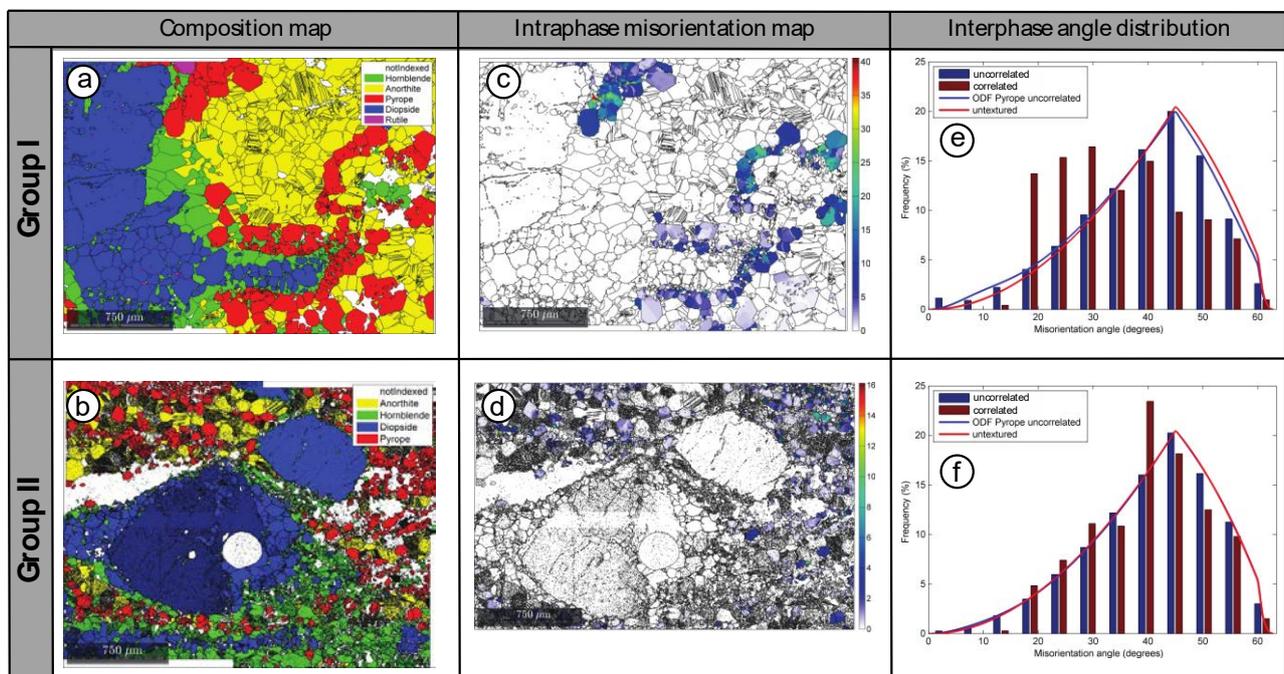


FIGURE 3. Compositional maps of amphibolite rocks focus on garnets of the Group I (a) and Group II (b). Intraphase misorientation maps for the Group I (c) and Group II (d). Interphase misorientation angle distribution of the garnets of the Group I (e) and Group II (f). The correlated are represented by maroon colour bars and uncorrelated by blue bars. The theoretical random is represented by a red line. All scales are in the image.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been funded by research project CGL2011-22728 of MINECO. JMJP is grateful to FPI 2012 funding program. JGB appreciates financial support by Ramón y Cajal program and Fulbright – José Castillejo.

## REFERENCES

- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., (2002): Prograde development of corona textures in metagabbros of the Sobrado unit (Ordenes Complex, northwestern Iberian Massif). *Geological Society of America, Special Paper* 364.
- Bachmann, F., Hielscher, H., Jupp, P. E., Pantleon, W., Schaeben, H. & Wegert, E. (2010). Inferential statistics of electron backscatter diffraction data from within individual crystalline grains. *J. Appl. Cryst.* 43, 1338-1355.
- Gómez-Barreiro, J., Wenk, H-R., Vogel, S., (2015): Texture and elastic anisotropy of a mylonitic anorthosite from the Morin shear zone (Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology*, 71: 110-111.
- Mainprice, D., Bascou J., Cordier, P., Tommasi, A., (2004). Crystal preferred orientations of garnet:

- comparison between numerical simulations and electron back-scattered diffraction (EBSD) measurements in naturally deformed eclogites. *Journal of Structural Geology* 26: 2089–2102.
- Prior, D.J., Boyle, A.P., Brenker, F., Cheadle, M.C., Day, A., Lopez, G., Peruzzo, L., Potts, G.J., Reddy, S., Spiess, R., Timms, N.E., Trimby, P., Wheeler, J., Zetterstrom, L., (1999). The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist* 84 (11-12), 1741-1759.
- Prior, D.J., Wheeler, J., Peruzzo, L., Spiess, R., Storey, C., (2002): Some garnet microstructures: an illustration of the potential of orientation maps and misorientation analysis in microstructural studies. *Journal of Structural Geology* 24, 999±1011
- Prior, D.J., Mariani, E., Wheeler, J., (2009). EBSD in the Earth Sciences: applications, common practice and challenges. In: Schwatz, A.J., Kumar, M., B.L., A., Field, D.P. (Eds.), *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science*. Springer, New York.
- Spiess, R., Peruzzo, L., Prior, D.J., Wheeler, J., (2001). Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation driven rotations. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 269-290.
- Wheeler, J., Prior, D.J., Jiang, Z., Spiess, R., Trimby, P.W., (2001). The petrological significance of misorientation between grains. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 109-124.

## Anisotropy and Texture development in mylonitic felsic granulites of the Sobrado Unit (NW Iberia)

### *Anisotropía y desarrollo de la textura en granulitas félsicas miloníticas de la Unidad de Sobrado (NO Iberia)*

J.M. Benítez-Pérez<sup>1</sup>, J. Gómez-Barreiro<sup>1</sup>, J.R. Martínez Catalán<sup>1</sup>, H-R. Wenk<sup>2</sup>, S.C. Vogel<sup>3</sup>, Bachir Ouladdiaf<sup>4</sup> and L. Mancini<sup>5</sup>.

1 Departamento de Geología. Área de Geodinámica Interna. Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. Plaza de los Caídos s/n 37008 Salamanca. [jmbp@usal.es](mailto:jmbp@usal.es)

2 Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, CA 94720, USA.

3 Los Alamos Neutron Science Center, Los Alamos National Laboratory, New Mexico 87545, USA.

4 Institut Laue-Langevin, Neutron for Science, Rue Jules Horowitz 6, BP156, F-38042 Grenoble Cedex 9, France.

5 Sincrotrone Trieste S.C.p.A., Strada Statale 14, km 163.5, 34149, Basovizza, Trieste, Italy.

**Abstract:** Quantitative fabric analyses of mylonitic felsic granulites from the Sobrado unit (Upper allochthon, Órdenes Complex, NW Iberia) have been done with HIPPO, a Time-Of-Flight (TOF) neutron diffractometer (LANSCE center; Los Alamos National Lab) and D1B, a pulsed neutron diffractometer (ILL center, Institut Laue-Langevin). Shape analyses of selected phases were done with X-ray computed microtomography at ELETTRA (SYRMEP beamline). The Sobrado unit represents an excellent example of laminated mid/lower crust. The unit is a tectonic stack of highly deformed slices of metabasites, paragneisses and ultramafic rocks with metamorphism ranging from amphibolite facies on top, to eclogites facies at the bottom. Contrasted rheological behavior suggests that felsic lithologies accommodated most of the flow during the exhumation. We explore the crystallographic preferred orientation or texture to constraint the deformation mechanisms and determine their contribution to the elastic anisotropy of the aggregate. Microstructure and texture evolution suggests that deformation evolved from granulite to amphibolite facies along a N-S flow, driven by dislocation creep partially assisted by grain boundary sliding and diffusion. The kinematic and mechanical implications are discussed in terms of the regional geology.

**Key Words:** Texture, Anisotropy, felsic granulites, HP-HT Unit, Neutron Diffraction.

**Resumen:** Se han realizado análisis cuantitativos de la fábrica de la unidad de Sobrado (alóctono superior, Complejo de Órdenes, NO de Iberia) utilizando el difractor de neutrones en tiempo de vuelo (TOF) HIPPO (en LANSCE; Los Alamos National Lab) y el difractor de neutrones pulsados D1B (en Instituto Laue-Langevin, ILL). El análisis de forma de las fases seleccionadas se realizó con microtomografía computerizada en ELETTRA (SYRMEP). La unidad de Sobrado representa un excelente ejemplo de una corteza inferior/media laminada. La unidad está formada por una serie tectónica de láminas apiladas de metabasitas, paragneisses y rocas ultramáficas altamente deformadas con un metamorfismo de facies anfíbolíticas en la parte superior, cambiando a facies eclogíticas en la parte inferior. El contraste reológico sugiere que las litologías más félsicas acomodan la mayor parte de la deformación durante la exhumación. Investigamos la orientación preferente cristalográfica, también conocida como textura, para discernir de los mecanismos de deformación implicados y determinar su contribución en la anisotropía elástica del agregado. La evolución de la microestructura y la textura sugiere que un desarrollo de la deformación desde facies granulíticas a facies anfíbolíticas lo largo de un flujo con dirección N-S, desarrollado por un creep de dislocaciones asistido por deslizamiento de los límites de grano (GBS- grain boundary sliding) y difusión. Las implicaciones cinemáticas y mecánicas son discutidas dentro de la dinámica regional.

**Palabras claves:** Textura, Anisotropía, Granulitas félsicas, Unidad HP-HT, Difracción neutrónica.

### GEOLOGICAL CONTEXT

The Sobrado Unit is an allochthonous HP-HT unit in the Órdenes Complex (NW Spain). The Sobrado Unit is made up of several slices of ultrabasic, basic and felsic rocks deformed during the Early Variscan stages. A syntectonic HP-HT event reached eclogite facies conditions (>22kbar) at the bottom, and amphibole facies at the top. We are focusing on

paragneissic rocks (Qtz+Grt+Pl+Kfs+Ky+Rt+Bt+Ilm) with HP-HT fabric, which accommodated most of the flow during the exhumation. P-T calculations indicate at least 12-14 kbar / 800-850°C (Arenas & Martínez Catalán, 2002).

The main objective is to characterize the deformation mechanisms involved in the evolution of microstructure by quantitative texture analysis.

## EXPERIMENTAL SETUP

The Time-Of-Flight HIPPO neutron diffractometer at LANSCE (Gómez Barreiro et al. 2015) uses spallation source to produce a polychromatic neutrons. D1B diffractometer employs a high flux of neutrons available at the nuclear reactor at the Institut Laue-Langevin (ILL) (Zucali et al. 2014). Both allow us to analyze larger samples than EBSD or X-rays, resulting in much better grain statistics.

Texture or Crystallographic Preferred Orientation (CPO) of paragneisses were obtained from neutron diffraction data with the Rietveld method as implemented in the code MAUD (Material Analysis Using Diffraction, Lutterotti, 1999). Resulting Orientation Distribution Functions (ODF) for each mineral phase were processed in BEARTEX program (Wenk et al. 1998).

In addition, shape analyses of selected phases were performed with X-ray computed microtomography at ELETTRA (SYRMEP beamline) (Figure 1).

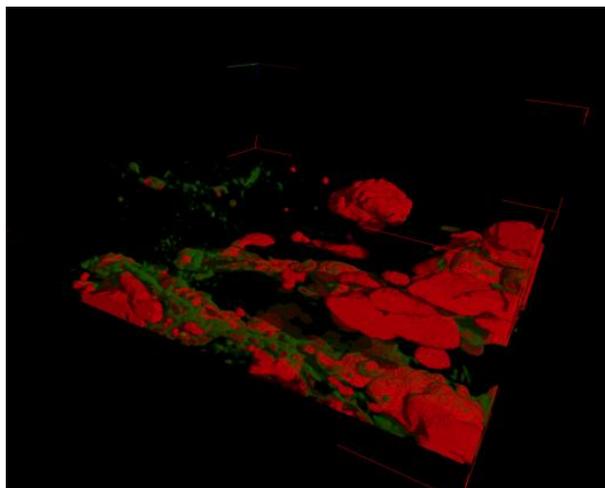


FIGURE 1. Microtomography image of garnet (red color) and biotite (green color) in the sample S35A.

## RESULTS & DISCUSSION: TEXTURE

Pole Figures for relevant planes and directions are plotted in the sample reference system, where X, Y, Z represent the lineation (rolling), transverse, and foliation pole (normal) directions, respectively.

Texture patterns are complex but in general a slightly monoclinic symmetry is present in our phases (Figure 2). Texture strength is low to moderate (1.67-3.18 m.r.d.). Texture in quartz shows a cross girdle c-axes (0001) pattern. a-axis (1120) and positive rhombs (2021) tend to align subparallel to the lineation. Plagioclase and Garnet textures depict a complex distribution.

Quartz is the most important phase, and it is distributed along ribbons. The mechanical behaviour of garnets depends on their microstructural location:

Garnets in matrix form equiaxed grains, however surrounded by quartz make elongated and sigmoidal grains. These features suggest a ductile behavior at high T (Figure 1).

## RESULTS & DISCUSSION: ANISOTROPY

We have studied the elastic properties of our paragneisses. Based on the texture of the minerals (ODF) and the single crystal elastic properties (6x6 tensor), the elastic properties of polyphasic aggregates have been calculated. The *ab initio* calculation of triclinic plagioclase (An50) was used (Kaercher, 2014, unpublished). For quartz and garnet were used the elastic constants from Heyliger et al., 2003 and Jiang et al., 2004, respectively.

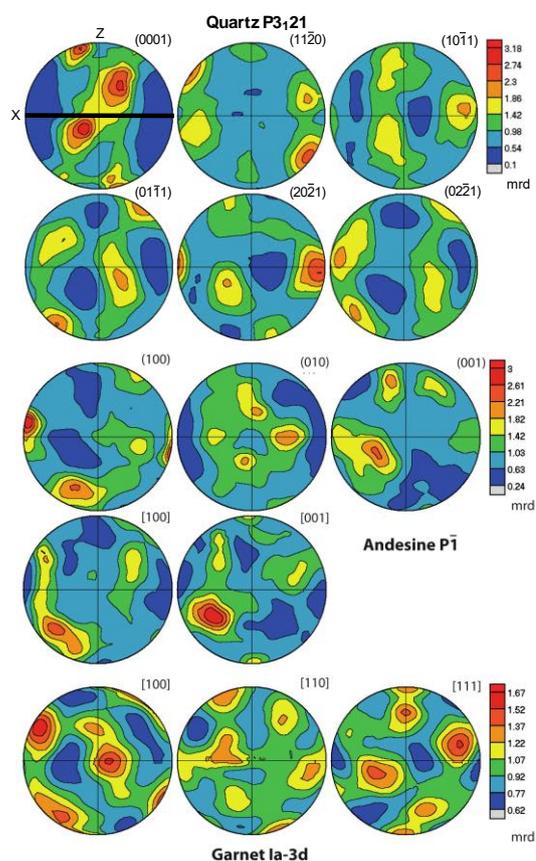


FIGURE 2. Pole Figures for the sample 35A. Lineation is marked.

Several simple schemes were calculated (Voigt-Hill-Reuss-Geometric Mean), but we only show the graphic results for the Geometric Mean. Calculated wave surfaces for P-waves are plotted in the same reference system as the texture (Figure 3). Seismic anisotropy was defined as  $A(\%) = 200 \cdot (V_{p_{max}} - V_{p_{min}}) / (V_{p_{max}} + V_{p_{min}})$ .

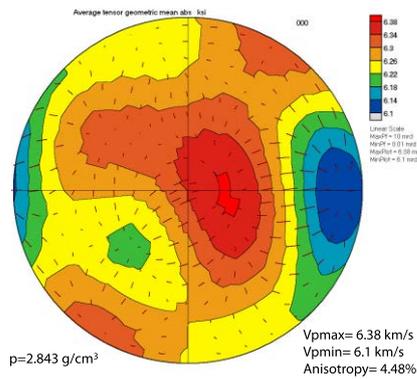


FIGURE 3. Calculated P-waves (km/s) for sample 35A with a mixture of 70% Qtz, 15% Pl and 15% Grt, by Geometric Mean.

## CONCLUSIONS

Texture, elastic properties and anisotropy of the felsic paragneisses deformed under HP-HT conditions have been analyzed with neutron diffraction and Rietveld method:

A. Preferred orientation of crystals and microstructures seem result of the dislocation activity partially assisted by grain boundary sliding (GBS) such as dominant deformation mechanism in a HT ductile regime incorporating dynamic recrystallization and maybe diffusion. Shear sense indicators, such as asymmetric garnet porphyroclasts and pole figures show southward shearing flow, against regional shearing flow.

B. Our sample shows a  $V_p = 6.38$  km/s with a maximum laying within the foliation at a high angle to the lineation.

C. P-wave anisotropy is about 4.48%. The quartz fabric dominates the intrinsic elastic properties. Different kinds of garnet and plagioclase difficult the interpretation of texture and reduce the anisotropy.

D. The tectonothermal context of these rocks could be correlated with levels in the mid/lower crust. Contrasting mechanical properties between felsic and mafic rocks may result in strain partitioning. In the Sobrado Unit granulitic paragneisses seem to represent the loci for preferred ductile deformation at HP-HT. Apparently, texture does not reflect this regional observation and other processes like recrystallization could be the origin of their fabric. Intrinsic elastic anisotropy and wave velocities are in the lower bound when compared to other granulites.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been funded by research project CGL2011-22728 of MINECO. JMBP is grateful to FPI 2012 funding program. JGB appreciates financial support by Ramón y Cajal program and Fulbright – José Castillejo. Access to HIPPO-LANSCE and D1B-ILL (1-02-163) to conduct diffraction experiments is kindly acknowledged. HRW acknowledges support from NSF (EAR-0836402) and DOE (DE-FG02-05ER15637).

## REFERENCES

- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., (2002): Prograde development of corona textures in metagabbros of the Sobrado unit (Ordenes Complex, northwestern Iberian Massif). *Geological Society of America, Special Paper* 364.
- Gómez-Barreiro, J., Wenk, H-R., Vogel, S., (2015): Texture and elastic anisotropy of a mylonitic anorthosite from the Morin shear zone (Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology*, 71: 110-111.
- Heyliger, P., Ledbetter, H., Kim, S., 2003. Elastic constants of natural quartz. *Journal of the Acoustical Society of America* 114: 644–650.
- Jiang, F., Speziale, S., Duffy, T.S., 2004. Single-crystal elasticity of grossular- and almandine- rich garnets to 11 GPa by Brillouin scattering, *Journal of Geophysical Research* 109: 1-10.
- Lutterotti, L., Matthies, S., and Wenk, H.-R., 1999. "MAUD (Material Analysis Using Diffraction): a user friendly Java program for Rietveld Texture Analysis and more", *Proceeding of the Twelfth International Conference on Textures of Materials (ICOTOM-12)*, Vol. 1, 1599.
- Wenk, H.-R., Matthies, S., Donovan, J., Chateigner, D., 1998. BEARTEX: a Windows-based program system for quantitative texture analysis. *Journal of Applied Crystallography* 31: 269–362.
- Zucali, M., Voltolini, M., Ouladdiaf, B., Mancini, L., Chateigner, D., (2014): The 3D quantitative lattice and shape preferred orientation of a mylonitised metagranite from Monte Rosa (Western Alps): Combining neutron diffraction texture analysis and synchrotron X-ray microtomography. *Journal of Structural Geology*, 63: 91-105.



# Rocas de falla en la base del manto de Somiedo (Zona Cantábrica, Orógeno Varisco)

## *Fault rocks at the base of the Somiedo Nappe (Cantabrian Zone, Variscan belt)*

N. Caldera, S. Llana-Fúnez y J. L. Alonso

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, calle Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo. slf@geol.uniovi.es

**Resumen:** Se presentan resultados preliminares del estudio de las rocas de falla en la base de uno de los mantos mayores de la Zona Cantábrica, el manto de Somiedo, emplazado durante el desarrollo de la Orogenia Varisca. Las rocas en la base de este manto, en niveles de potencia métrica, acumulan el desplazamiento kilométrico de toda la lámina cabalgante. El estudio de la zona de falla proporciona dos tipos de rocas de falla en dos niveles distintos. Un nivel discreto en la parte baja muestra rocas cataclásticas de grano muy fino y cohesivas con indicadores cinemáticos de transporte tectónico hacia el E. Un segundo nivel de potencia métrica y situado por encima del anterior presenta rocas cataclásticas menos cohesivas desarrolladas sobre litologías carbonatadas y silíceas. La distribución de fragmentos en las cataclasitas del nivel superior, en el rango entre 30 y 250  $\mu\text{m}$ , se ajusta a una ley exponencial con un exponente de 2,25, que se aproxima al esperado en relación a un proceso de deformación por cataclasis.

**Palabras clave:** rocas de falla, microestructuras, cataclasitas, distribución de tamaños de partículas

**Abstract:** The Somiedo nappe is one of the major tectonic units within the Cantabrian Zone, emplaced during the development of the Variscan Orogenic belt. The fault rocks at the base of the nappe, accumulating kilometres of displacement, are being studied. Here we show some preliminary results. The fault zone contains fault rocks in two distinctive structural levels. In a lower level, cataclasites are cohesive and fine grained. The upper level has metric bands of cataclastic rocks developed on carbonates and quartzitic rocks. The particle size distribution for a size range between 30 and 250  $\mu\text{m}$  follows an exponential law in frequency-size log-log scale with an exponent of about 2.25, approaching the exponent expected for a particle distribution formed by fracturing.

**Key words:** fault rocks, microstructure, cataclasites, particle size distribution

## INTRODUCCIÓN

El acortamiento tectónico durante el desarrollo del Orógeno Varisco en el NO de España se manifiesta en las zonas externas de la cordillera (Zona Cantábrica) mediante la formación de cabalgamientos y pliegues asociados (Pérez-Estáun et al., 1988). Con posterioridad, en el Terciario, la convergencia alpina de dirección norte-sur dio lugar al desarrollo de la Cordillera Cantábrica (Alonso et al., 1996). La generación de relieve durante el levantamiento de la Cordillera Cantábrica permite la exposición en superficie de rocas afectadas por la deformación Varisca.

Durante el episodio orogénico alpino, la deformación se acomoda mediante la reactivación de estructuras variscas e inversión de las fallas normales que dieron lugar a las cuencas mesozoicas (Pulgar et al., 1999).

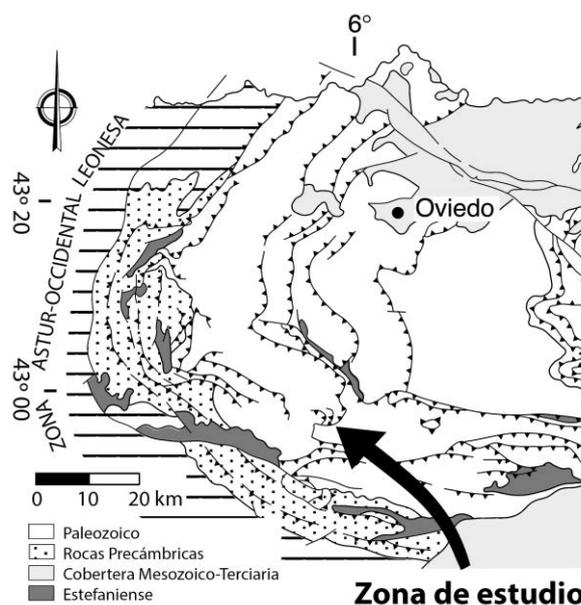


FIGURA 1. Mapa geológico sintético de la Zona Cantábrica. La punta de la flecha indica la zona estudiada.

En este trabajo presentamos resultados preliminares del estudio de las rocas de falla en la base de uno de los mantos principales de la Zona Cantábrica, conocido como Manto de Somiedo (Gómez de Llarena and Rodríguez Arango, 1948; Julivert et al., 1968; Bastida et al., 1984) (Fig. 1).

## ROCAS DE FALLA

La base del Manto de Somiedo, en el segmento estudiado, pone en contacto rocas de la Fm. Láncara, de edad Cámbrica, formada por calizas de grano fino y dolomías, sobre pizarras de la Fm. San Emiliano. La zona basal del manto se encuentra al pie de la ladera de una sierra con dirección E-W y muestra dos tipos de rocas de falla en dos niveles distintos. Por un lado, existe un nivel discreto de 10-20 mm de rocas cataclásticas de grano muy fino en la base de las calizas cámbricas (Fig. 2a).



FIGURA 2. Aspecto de campo de las cataclasitas en (a) rocas carbonatadas de grano fino y (b) en una zona discreta en la parte baja de la base del manto.

Por otro lado, por encima existe otra zona de potencia métrica dominada por la existencia de cataclasitas menos cohesivas desarrolladas a partir de litologías carbonatadas y cuarcíticas (Fig. 2b). La fracturación y disminución de tamaño de partículas es generalizada y se llegan a apreciar fragmentos por debajo de  $1\ \mu\text{m}$  (Fig. 3)

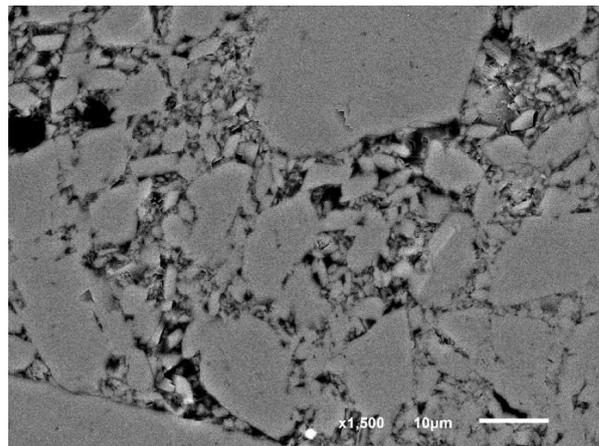


FIGURA 3. Imagen de electrones retrodispersados realizada mediante microscopía electrónica de barrido (muestra SOM-1). Se observan diversos rangos de tamaños de partícula por fracturación y cataclasis, incluso por debajo de  $1\ \mu\text{m}$ .

Si bien el primer nivel no muestra evidencias de haber sido retrabajado, sí existen en el segundo nivel, con finas superficies de deslizamiento e inyecciones de tectonitas de grano fino que cortan a las cataclasitas oblicuamente. Las estructuras de inyección observadas son análogas a las inyecciones observadas en pseudotaquilitas en relación a movimientos sísmicos (p. ej. Di Toro et al., 2006).

## MÉTODOS

Se han recogido varias muestras de las dos zonas de fracturación en la base del manto para realizar observaciones y cuantificar la microestructura en microscopía óptica y electrónica.

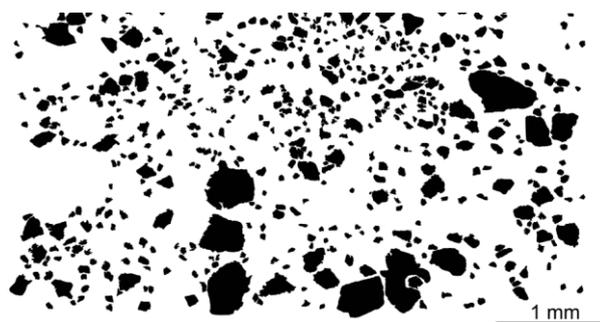


FIGURA 4. Para cuantificar la distribución de tamaños de partícula se ha procedido a segmentar el rango de tamaños en segmentos. A la escala de la imagen el umbral para discriminar partículas de matriz es de 9 micras. La imagen corresponde a una parte de los resultados de la Fig. 5 (muestra SOM-1).

Sobre una lámina delgada pulida se han adquirido varias imágenes de las zonas cataclásticas para, en primer lugar, trazar los contornos de las partículas y, en segundo lugar, proceder a la digitalización de los contornos para medir las áreas de los fragmentos (Fig. 4). El procesado de la imagen con los contornos de los granos se ha hecho con Fiji, una aplicación estándar de tratamiento de imágenes. El ajuste de la frecuencia con los diversos tamaños en escala logarítmica permite

hallar el exponente que relaciona frecuencia con tamaño de grano y, a priori, establecer diferencias en los procesos de trituración y molienda en la formación de la roca de falla (Blenkinsop, 1991; Keulen et al., 2007).

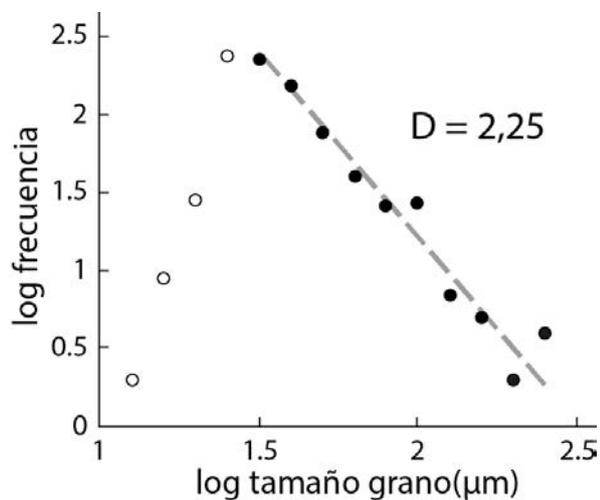


FIGURA 5. Distribución de diferentes tamaños de partícula (diámetro equivalente de la circunferencia de misma área que el fragmento de la figura 4), muestra SOM1. La distribución es exponencial con exponente de 2,25 en el rango de tamaños entre 30 y 250 micras.

## RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El trabajo en curso de caracterización de la microestructura consiste en la identificación de las fases minerales involucradas, así como en la cuantificación de la deformación, en concreto en la cuantificación de los tamaños de partículas consecuencia de los procesos de deformación en la zona de falla. Nuestro análisis preliminar sobre las cataclasis carbonatadas revela que la distribución de fragmentos entre las 30 y 250 µm sigue una distribución acumulada exponencial con un exponente de 2,25 muy próximo a los exponentes típicos de un proceso de fracturación (Fig. 5) (Blenkinsop, 1991). La existencia de una matriz más abundante en las rocas de falla de grano más fino permite anticipar que estos exponentes serán diferentes en los niveles de grano más fino.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está financiado por el proyecto de excelencia CGL2015-53388-P del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., and Barba, P., 1996, Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains, *in* Friend, P.F. and Dabrio, C.J. eds., Tertiary basins of Spain, Cambridge University Press, p. 19–22.

Bastida, F., Marcos, A., Perez Estaun, A., and Pulgar, J.A., 1984, Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo, Zona Cantábrica, N.O. España: Boletín Geológico y Minero, v. 95, no. 6, p. 517–539.

Blenkinsop, T.G., 1991, Cataclasis and processes of particle size reduction: Pure and Applied Geophysics PAGEOPH, v. 136, no. 1, p. 59–86, doi: 10.1007/BF00878888.

Gómez de Llarena, J., and Rodríguez Arango, C., 1948, Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León): Boletín Instituto Geológico y Minero de España, v. 61, p. 79–206.

Julivert, M., Pello, J., and Fernández-García, L., 1968, La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica): Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, v. 2, p. 1–44.

Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A.-M., and Ito, H., 2007, Grain size distributions of fault rocks: A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids: Journal of Structural Geology, v. 29, no. 8, p. 1282–1300, doi: 10.1016/j.jsg.2007.04.003.

Pérez-Estaun, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A., and Pulgar, J.A., 1988, A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt; the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc): Tectonics, v. 7, no. 3, p. 517–537.

Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G., and Marín, J.A., 1999, La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica: Trabajos de Geología, v. 21, p. 283–294.

Di Toro, G., Hirose, T., Nielsen, S., Pennacchioni, G., and Shimamoto, T., 2006, Natural and Experimental Evidence of Melt Lubrication of Faults During Earthquakes: Science, v. 311, p. 647–649.



# Análisis cuantitativo de la textura de materiales policristalinos deformados mediante difracción neutrónica: implicaciones reológicas para la corteza inferior

## *Quantitative analysis of texture in deformed polycrystalline materials by neutron diffraction: rheological implications for the lower crust*

M. Durán Oreja<sup>1</sup> y J. Gómez Barreiro<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Pza. de los Caídos s/n 37008, Salamanca, Spain. +34615980360. [manuduor@usal.es](mailto:manuduor@usal.es)

<sup>2</sup> Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Pza. de los Caídos s/n 37008, Salamanca, Spain. +34923294488. [jugb@usal.es](mailto:jugb@usal.es)

**Resumen:** Dos muestras de ortogneises miloníticos-ultramiloníticos en la zona de cizalla de Contín (Complejo de Morais, N de Portugal) son analizadas mediante difracción neutrónica para determinar su orientación preferente y su anisotropía sísmica. Los datos de difracción neutrónica obtenidos en la línea DB1 en el Instituto Laue-Langvin (Grenoble), fueron analizados con el método de Rietveld implementado en el programa MAUD, para obtener las ODF (Orientation Distribution Function) de las fases principales (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, flogopita, moscovita y riebeckita). La textura obtenida es compatible con la deformación plástica de los agregados bajo condiciones de media a baja temperatura. Mediante la orientación preferente y los tensores elásticos de cada fase mineral, se calcularon las velocidades de las ondas P y S y la anisotropía elástica a la propagación de las ondas sísmicas. También se analizaron la influencia del estado de esfuerzos y las transformaciones minerales que se producen en las zonas de cizalla, ya que influyen en la impedancia, y consecuentemente, en la reflectividad de las interfases. La velocidad de las ondas sísmicas y la anisotropía aumentan a medida que aumenta el contenido en moscovita.

**Palabras clave:** textura, difracción neutrónica, propiedades elásticas, anisotropía sísmica, zona de Cizalla de Contín.

**Abstract:** Two samples of mylonitic-ultramylonitic orthogneisses collected along the Contín shear zone (Morais Complex, N Portugal) were investigated for crystal preferred orientation and seismic anisotropy. Neutron diffraction data obtained at the D1B beamline at ILL (Institute Laue-Langvin, Grenoble) were analyzed with the Rietveld method as implemented in the code MAUD, to obtain orientation distribution functions (ODF) of the principal phases (quartz, K-feldspar, plagioclase, phlogopite, muscovite and riebeckite). Texture is compatible with the plastic deformation of the aggregates under medium to low-temperature conditions. Using preferred orientation data and single crystal elastic tensors, P and S-waves velocities and elastic anisotropy to seismic waves propagation have been calculated. We have explored the role of several factors controlling the elastic properties of rocks, particularly the role of strain state and mineral changes in a shear zone. Those factors have a direct impact on the medium impedance and consequently on the interphase reflectivity interphases. P-wave velocities, S-wave splitting and anisotropy increase with muscovite content.

**Key words:** texture, neutron diffraction, elastic properties, seismic anisotropy, Contín shear zone.

## INTRODUCCIÓN

La deformación de las rocas como respuesta a las fuerzas que se producen en el interior de la Tierra, está gobernada por la reología de las mismas, que determina la transferencia tanto de masa como de energía en contextos geodinámicos activos. Aunque la experimentación directa es una vía de información muy importante, las condiciones físicas a las que ocurre la deformación de los sistemas naturales no siempre se pueden recrear en el laboratorio, por lo que solamente mediante el estudio de secciones exhumadas de antiguos orógenos podemos investigar los rasgos principales de la deformación y tratar de deducir e interpretar con dichos datos, la información de tipo

indirecta que obtenemos de la geofísica, más concretamente de la sísmica.

En el presente trabajo planteamos el análisis cuantitativo de la textura en una zona de cizalla desarrollada en condiciones propias de la corteza media-inferior complementando nuestro conocimiento geológico regional con nuestro conocimiento de los mecanismos de deformación y propiedades elásticas de las litologías afectadas por la cizalla. Concretamente se seleccionaron milonitas-ultramilonitas de la zona de cizalla de Contín (Complejo de Morais, N de Portugal), un límite tectónico de primer orden que se relaciona potencialmente con la exhumación y emplazamiento del Alóctono Inferior en el Complejo Alóctono de Morais. Se ha seleccionado una roca de composición granítica y quimismo calcoalcalino y otra

perteneciente al grupo de gneises peralcalinos, ambos dentro de la unidad denominada Complejo Vulcano-Silíceo (Ribeiro, 1991). Dicha elección viene motivada por el papel que este tipo de litologías tiene en la reología de la corteza inferior. Así, la presencia de niveles félsicos en la corteza media e inferior ha sido documentada en diversos contextos geodinámicos, asociándolos con niveles reológicamente débiles en los que se acomoda preferentemente la deformación (Karlstrom y Williams, 1998).

Nuestro trabajo persigue caracterizar y explorar litologías félsicas reales con diferentes grados de deformación, tomando como base las tectonitas desarrolladas en una zona de cizalla regional, como es la zona de cizalla de Contíns.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La correlación entre las diferentes unidades de los Complejos Alóctonos del cinturón Varisco Europeo es un tema controvertido. Recientemente, Ballèvre et al., (2014), han realizado una correlación entre los complejos situados en el Arco Ibero-Armoricano, definiendo cuatro grupos de unidades apiladas sobre el autóctono, en orden estructuralmente ascendente: Parautóctono, Alóctono Inferior, Alóctono Medio y Alóctono Superior. Se abordó el estudio en la zona de cizalla de Contíns, el límite inferior de la Unidad denominada Complejo Vulcano-Silíceo y la unidad infrayacente denominada Filito-Cuarcítica.

## METODOLOGÍA

Los análisis de difracción neutrónica se realizaron en el Institute Laue-Langevin (ILL) en Grenoble con el difractómetro D1B del grupo DIF. Está equipado con un detector  $3\text{He}/\text{CF}_4$  compuesto por un sistema de multielectrodos con 1280 células de 100 mm. de altura que están separadas entre sí  $0,1^\circ$ , cubriendo  $128^\circ$  en total, desde  $0,8^\circ$  a  $128,8^\circ$  en  $2\theta$ . La eficiencia es del 86% cuando  $\lambda=2.52 \text{ \AA}$ .

### Procesado de datos de difracción

Los archivos de difracción son procesados y corregidos con la aplicación LAMP (Large Array Manipulation Program, Richard et al. 1996), obteniendo un fichero completo de orientaciones e intensidades que se procesarán con el programa MAUD (v2.55, Material Analysis Using Diffraction; Lutterotti et al. 1997; Wenk et al. 2010).

Para la obtención de la textura, usamos el algoritmo E-WIMV, implementado en MAUD. Para realizar el refinado mediante el método de Rietveld, se requiere conocer previamente la estructura cristalina de las fases que compone cada muestra. Éstas se cargaron en formato 'cif' y provenían de la base de datos interna de MAUD, de la AMSCD (The American Mineralogist Crystal Structure Database) o de la COD (Crystallography Open Database).

Una vez obtenido el ajuste esperado con el modelo de textura E-WIMV, habremos calculado un número suficiente de figuras de polos experimentales a partir de las cuales calculamos la ODF para cada mineral. La Función de distribución de orientaciones (ODF) se exporta en formato binario (\*.mod) para ser posteriormente tratada con el programa Beartex (Wenk et al. 1998), con el fin de procesar, rotar y proyectar la ODF y así poder recalcularse las figuras de polos de los planos hkl necesarios para realizar la interpretación de las texturas.

### Análisis de texturas

A partir de los datos de difracción podemos comprobar si existen determinados planos cristalinos orientados preferentemente con respecto al sistema de referencia de la muestra (foliación y lineación). Utilizando los polos de los planos cristalográficos representamos la distribución de orientaciones de cada polo en proyección estereográfica.

### Análisis de propiedades elásticas y anisotropía

Las propiedades elásticas de los minerales y su mezcla en las rocas determinan, entre otras propiedades físicas, la velocidad de propagación de las ondas sísmicas que los atraviesan.

En este trabajo se exploran dos casos concretos realizando para ello modelos sencillos de rocas de composición félsica, relevantes para la reología de la corteza, en las que consideramos mezclas de fases minerales en:

- a) Rocas deformadas: tomando como base las texturas obtenidas en la zona de cizalla de Contíns.
- b) Rocas no deformadas: en las que los minerales constituyentes no tienen una textura, y muestran un comportamiento isótropo.

Para el caso de una roca deformada con desarrollo de una textura es importante estudiar la variación de las propiedades físicas con la dirección, o anisotropía. Para calcular las propiedades elásticas y la anisotropía debemos considerar en el modelo las propiedades elásticas de cada una de las fases minerales y promediarlas según su textura y su fracción modal. Este cálculo se ha realizado con BEARTEX (Wenk et al. 1998).

Tras realizar el cálculo de la contribución de cada fase mineral a las propiedades elásticas intrínsecas, se combinaron distintas fases y se analizaron casos hipotéticos para rocas con diferentes composiciones y fracciones modales (recetas de rocas).

En el caso de la roca no deformada, la obtención de sus constantes elásticas se realiza mediante la macro en Excel de Hacker y Abbers (2004). En ella, se introduce la composición modal o receta de cada roca, con los porcentajes en volumen de cada fase constituyente, que previamente hemos calculado mediante el programa MAUD. Con dicho procedimiento obtenemos

directamente las constantes elásticas y las velocidades de propagación para un medio isótropo.

**RESULTADOS**

**Textura**

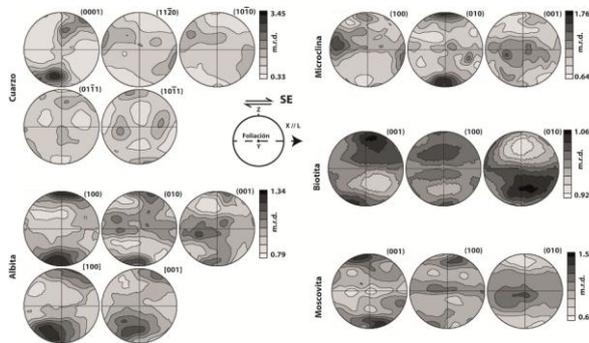


FIGURA. 1 Figuras de polos de una milonita derivada de un ortogneis de composición riolítica. La escala está normalizada a unos valores de una distribución aleatoria (m.r.d.).

**Propiedades elásticas y anisotropía**

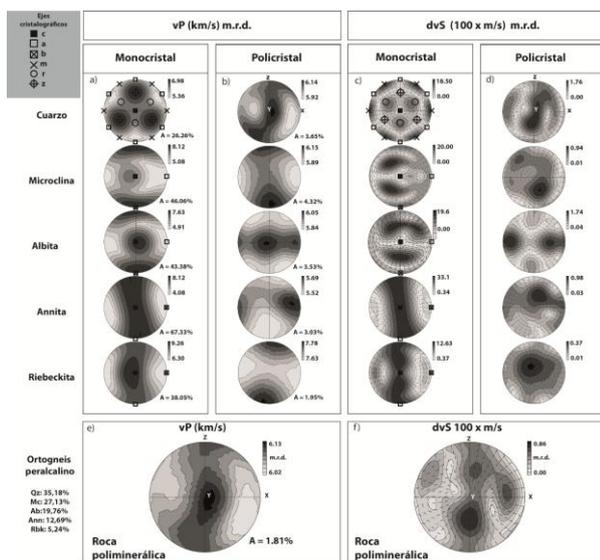


FIGURA. 2 Modelo anisótropo. Ortogneis milonítico deformado. Influencia del contenido en moscovita.

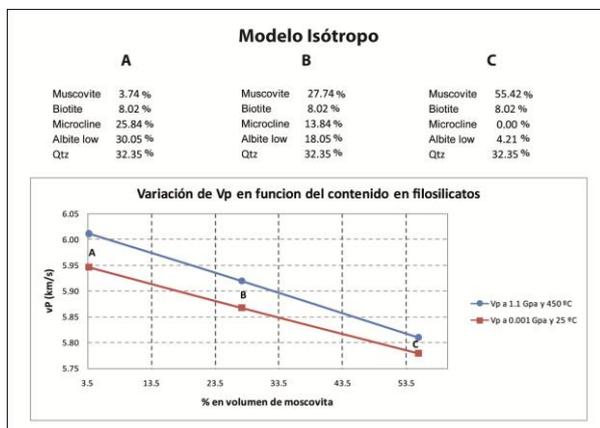


FIGURA. 3 Modelo isótropo. Ortogneis milonítico sin deformar. Influencia del contenido en moscovita.

**DISCUSIÓN**

**Textura**

Las texturas indican un sentido de movimiento de la cizalla hacia el SE.

**Anisotropía sísmica**

En los resultados de este trabajo se observa que la orientación cristalográfica preferente de los minerales puede tener una importante influencia en la anisotropía sísmica de una roca.

Aunque la influencia del cuarzo es patente tanto en la distribución general de velocidades, como en la anisotropía global del agregado, hay que destacar que la textura del resto de las fases puede dar lugar a interferencias constructivas y/ destructivas en el agregado.

La distribución de las velocidades de las ondas P y de las direcciones de polarización y birrefringencia están relacionadas con la distribución espacial de las mismas en el cuarzo.

El estudio de la birrefringencia de las ondas de cizalla indica una dirección aproximada de propagación de las ondas de cizalla rápidas perpendicular a la lineación y contenida aproximadamente en la foliación.

La interpretación de la birrefringencia de ondas de cizalla se centraba en la identificación de direcciones de anisotropía en la roca.

**CONCLUSIONES**

A) El cálculo de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en las milonitas es coherente con las observaciones realizadas en rocas félsicas de la corteza inferior de composiciones similares. De manera particular los valores absolutos de Vp, AVp y dVs aparecen fuertemente condicionados por la fase mineral dominante (cuarzo).

B) La anisotropía de una zona de cizalla aumenta a medida que lo hace el contenido de micas en ella.

C) Los modelos reológicos basados en interpretaciones geofísicas deben considerar el papel e impacto de la textura en la anisotropía sísmica de las rocas. Del mismo modo, los modelos numéricos han de incluir la influencia de la orientación cristalográfica preferente en los parámetros elásticos y plásticos de los agregados.

**AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo se ha basado en el proyecto financiado a través de la Beca de Colaboración 9484020 del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. La colaboración se desarrolló el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca durante el curso 2014-2015. El proyecto "Análisis cuantitativo de

la textura mediante difracción neutrónica de materiales policristalinos deformados: implicaciones reológicas para la corteza inferior", fue dirigido por Juan Gómez Barreiro del Departamento de Geodinámica Interna. Los análisis de difracción neutrónica fueron realizados en D1B en ILL, dentro del experimento 1-02-163.

Agradecemos la asistencia técnica de B. Ouladdiaf en la realización de dichos experimentos en ILL. Parte de este trabajo ha sido financiada por el proyecto CGL2011-22728 del Ministerio de Ciencia e Innovación de España y el programa Ramón y Cajal del MECD (JGB).

## REFERENCIAS

- Ballevrè, M., Martínez Catalán, J. R., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Díez Fernández, R., Ducassou, C., Arenas, R., Bossé, V., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Gómez Barreiro, J., Paquette, J. L., Peucat, J. J., Poujol, M., Ruffet, G. and Sánchez Martínez, S. (2014): Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay: a joint French-Spanish Project. *Geological Society* v. 405, 77-113
- Kalstrom, K. A. and Williams, M. L. (1998): Heterogeneity of the middle crust: Implications for strength of continental lithosphere. *Geology*, September; v. 26; nº 9, 815-818.
- Lutterotti, L., Matthies, S., Wenk, H.-R., Schultz, A.J. and Richardson, J.W. (1997): Combined texture and structure analysis of deformed limestone from time-offlight neutron diffraction spectra. *Journal of Applied Physics* 81, 594-600.
- Ribeiro, M. L. (1991): *Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Tras-os-Montes oriental)*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Richard, D., Ferrand, M. and Kearley, G.J. (1996): Analysis and visualisation of neutron-scattering data *J. Neutron Research* 4, 33-39.
- Wenk, H.R., Matthies, S., Donovan, J. and Chateigner, D. (1998): BEARTEX: a Windows-based program system for quantitative texture analysis. *Journal of Applied Crystallography* 31, 269-362.
- Wenk, H.-R., Lutterotti, L. and Vogel, S.C. (2010): Rietveld texture analysis from TOF neutron diffraction data. *Powder Diffraction* 25, 283-296.

# La serie sísmica de Alhucemas 2016. Partición de la deformación e interacción de estructuras en un límite de placas difuso

## *The Al Hoceima 2016 seismic series. Strain partitioning and interaction of structures on a diffuse plate boundary*

J.A. Álvarez-Gómez<sup>1</sup>, R. Martín<sup>2</sup>, R. Pérez-López<sup>3</sup>, D. Stich<sup>2,4</sup>, J.V. Cantavella<sup>5</sup>, J.J. Martínez-Díaz<sup>1,6</sup>, J. Morales<sup>2,4</sup>, P. Martínez García<sup>2,4</sup>, J.I. Soto<sup>2,4</sup> y E. Carreño<sup>5</sup>.

1 Dpto. Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, Madrid. jaalvare@ucm.es

2 Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, Granada

3 Instituto Geológico y Minero de España, Madrid

4 Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, Granada

5 Red Sísmica Nacional, Instituto Geográfico Nacional, Madrid

6 Instituto de Geociencias (IGEO), CSIC-UCM, Madrid

**Resumen:** El terremoto principal de la serie sísmica tuvo lugar el 25 de enero de 2016, con una magnitud  $M_w$  6.3, que fue precedido por un premonitorio de magnitud  $M_w$  5.1 el día 21 de enero. Hemos utilizado 41 mecanismos focales para analizar las características sismotectónicas y estructurales de la serie. Para agrupar los mecanismos focales hemos utilizado un algoritmo de agrupamiento jerárquico espacial y por el tipo de rotura del mecanismo. De cada agrupación hemos obtenido el mecanismo focal medio y lo hemos asociado a una estructura o familia de estructuras. Hemos comprobado la compatibilidad mecánica de estas estructuras mediante transferencia de esfuerzos de Coulomb. El evento principal de la serie se produjo en la Falla de Al Idrisi intersectando la cresta de Alborán. Este evento disparó réplicas y series independientes en fallas de desgarre asociadas al sistema de Falla de Al Idrisi hacia el sur, pero también en fallas inversas asociadas al levantamiento de la Cresta de Alborán hacia el este; produciéndose una partición de la deformación entre ambos tipos de estructuras interaccionando por transferencia de esfuerzos.

**Palabras clave:** Terremoto de Alhucemas, Falla de Al Idrisi, Cresta de Alborán, partición de la deformación, transferencia de esfuerzos.

**Abstract:** The mainshock of seismic series took place on January 25, 2016, with a  $M_w$  6.3 magnitude, which was preceded by a premonitory of magnitude  $M_w$  5.1 on 21 January. We have used 41 focal mechanisms to analyze the seismotectonics and the structural characteristics of the series. To cluster the focal mechanisms we used a hierarchical clustering algorithm using the spatial distribution of the events and also the type of rupture mechanism. For each cluster we have obtained the average focal mechanism and have been associated with a structure or family of structures. We have tested the mechanical compatibility of these structures by Coulomb stress transfer modelling. The mainshock of the series occurred in the Al Idrisi Fault intersecting the Alboran Ridge. This event triggered aftershocks and independent series in strike-slip faults associated with the Al Idrisi Fault System towards the south, but also in reverse faults associated with the lifting of the Alboran Ridge eastward; producing a strain partitioning between both types of structures interacting by stress transfer.

**Key words:** Al Hoceima earthquake, Al Idrisi Fault, Alboran Ridge, strain partitioning, stress transfer.

## INTRODUCCIÓN

El sur de Alborán, y especialmente la zona situada frente a la Bahía de Alhucemas, presenta habitualmente actividad sísmica. Esta actividad se vio incrementada a partir del terremoto de Alhucemas de 1994, teniendo lugar series sísmicas con magnitudes máximas de  $M_w$  6.3 en la serie sísmica de 2004 de Alhucemas - Tamasint, al sur de Alhucemas. Desde entonces la sismicidad en la zona ha sido habitual, con magnitudes máximas entorno a 4. En el año 2015 hubo un incremento de la sismicidad, sobre todo a partir de Mayo, que culminó con la serie sísmica iniciada en enero de 2016 (Figura 1).

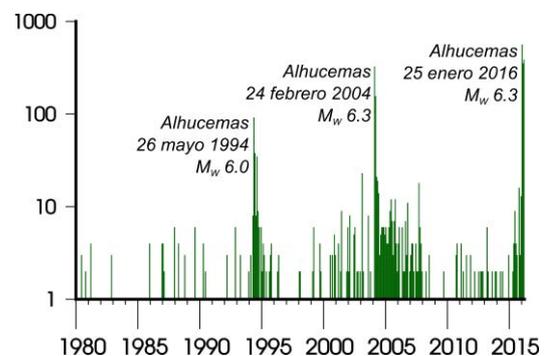


FIGURA 1. Evolución de la sismicidad con el tiempo en la zona. Número de eventos con  $M \geq 2$  por mes.

El terremoto principal de la serie tuvo lugar el 25 de enero de 2016, con una magnitud  $M_w$  6.3; fue precedido por un premonitorio de magnitud  $M_w$  5.1 el día 21 de enero. Esta serie sísmica cuenta con miles de eventos con magnitudes superiores a 1.5.

El Instituto Andaluz de Geofísica ha calculado 41 mecanismos focales de eventos con magnitudes superiores a 3.7 en su mayoría y que utilizamos en este trabajo para analizar las características sismotectónicas y estructurales de la serie sísmica. Los eventos han sido relocalizados por la Red Sísmica Nacional del Instituto Geográfico Nacional con un algoritmo de relocalización no lineal utilizando un modelo de corteza 3D.

### CONTEXTO TECTÓNICO

La serie sísmica de Alhucemas 2016 se produce en el extremo sur de la Cresta de Alborán. Hacia el norte la Cresta de Alborán se curva conectándose con el sistema de fallas de Yusuf. La sismicidad registrada se concentra mayoritariamente en la Cresta de Alborán y hacia el sur, hacia la Bahía de Alhucemas. Los mecanismos focales calculados hasta la fecha mostraban un carácter de desgarre sinistral con cierta componente normal en la Cresta de Alborán (ver por ejemplo Stich et al., 2006; Álvarez-Gómez et al., 2011); aunque siempre dentro de un complejo sistema de deformación difusa (Figura 2).

Hacia el sur de la Cresta de Alborán se produce una transición entre una deformación más o menos concentrada que da paso a una serie de estructuras de desgarre NNE-SSW que se adentran en el continente

africano y que fueron las responsables de las series sísmicas de Alhucemas 1994 y 2004 (Stich et al. 2005), entre ellas la Falla de Al Idrisi es de especial relevancia, cortando la cresta de Alborán en su extremo SW. Junto a estos desgarres aparecen unas estructuras compresivas formando los bancos de Tofiño y Xauen; y una serie de estructuras distensivas de dirección N-S, dando lugar por ejemplo al graben de la Bahía de Alhucemas.

### LA SERIE SÍSMICA

La serie sísmica puede subdividirse en 4 agrupaciones espaciales bien diferenciadas (Figura 2), una de ellas situada muy al sur y de carácter normal. Hemos utilizado un algoritmo de agrupamiento jerárquico para hacer las agrupaciones espaciales de los eventos. El algoritmo ha sido implementado sobre el software FMC (Álvarez-Gómez, 2014).

Tanto el evento principal como el premonitorio presentan una rotura similar, un desgarre sinistral con componente normal de dirección NNE-SSW, más norteada en el premonitorio y las réplicas que en el evento principal. Estos eventos se localizan en el extremo norte de la intersección entre la Falla de Al Idrisi y la Falla Norte de la Cresta de Alborán (grupo de color azul claro en la Figura 2). Tras este inicio de la serie tiene lugar una intensa actividad sísmica en la continuación hacia el sur de la Falla de Al Idrisi, con unos mecanismos focales de desgarre con componentes normales en su mayoría (grupo de color amarillo, Figura 2). Las direcciones de los planos nodales son NE-SW y NW-SE, coincidiendo los primeros con las orientaciones de los principales desgarres en la zona.

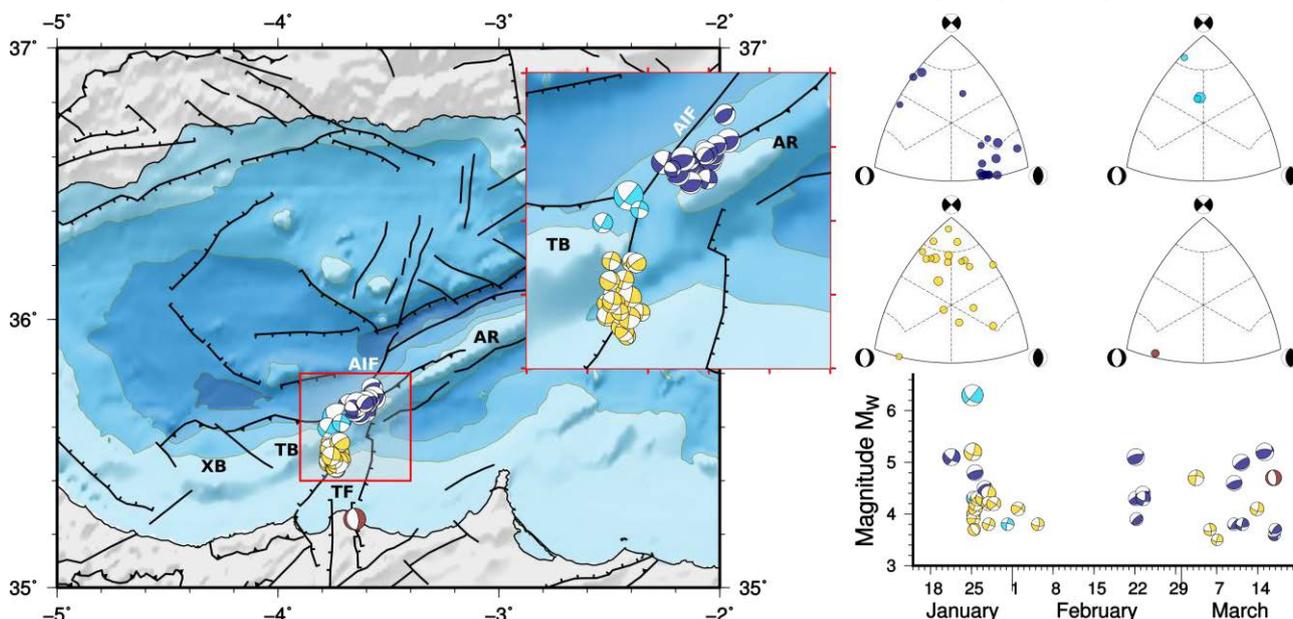


FIGURA 2. Izquierda: Esquema tectónico del dominio de Alborán y su entorno; estructuras tomadas de Martínez-García, 2012. Se presentan los mecanismos focales de la serie sísmica relocalizados y agrupados por su localización espacial. Derecha: Arriba, diagramas de clasificación de los mecanismos focales en cada grupo espacial. Abajo, evolución temporal de la serie sísmica, los colores se corresponden con los del agrupamiento espacial. XB: Banco de Xauen, TB: Banco de Tofiño, TF: Falla de Trougout, AIF: Falla de Al Idrisi, AR: Cresta de Alborán.

Tras estas series tiene lugar una nueva de carácter totalmente diferente; hacia el este de la Falla de Al Idrisi se había producido un evento aislado de falla inversa pura durante el desarrollo de las dos primeras agrupaciones de eventos, pero semanas después de este evento se produce una actividad muy intensa en esta zona con una deformación de falla inversa pura (grupo azul oscuro, Figura 3), con planos de dirección NE-SW paralelos a la cresta de Alborán, y buzamientos altos hacia el N o bajos hacia el S. Al tiempo que se produce esta serie compresiva se reactiva el extremo sur de la Falla de Al Idrisi con una serie de eventos de desgarre con algo de componente normal y dirección NNE-SSW (Figura 3).

### Mecanismos focales medios

Para obtener el tipo de deformación para cada grupo hemos utilizado la aproximación de Kiratzi y Papazachos (1995) para obtener el tensor medio:

$$\bar{F}_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N F_{ij}^n \quad (1)$$

El momento sísmico para cada agrupación es simplemente el sumatorio de los momentos escalares multiplicados por el tensor medio:

$$\sum_{n=1}^N M_{ij}^n = \bar{F}_{ij} \left( \sum_{n=1}^N M_0^n \right) \quad (2)$$

Se han utilizado estos mecanismos focales medios para obtener las orientaciones de las estructuras responsables de la serie sísmica. El agrupamiento del evento principal (azul claro en la Figura 2) presenta un plano nodal de dirección NE-SW, siendo este coincidente en localización y orientación con la Falla de Al Idrisi, por lo que lo hemos seleccionado como responsable de estos eventos, pudiendo asignar a esta falla como la generadora del evento principal de la serie.

La agrupación de réplicas hacia el sur presentan mayoritariamente un plano nodal de dirección NNE-SSW por lo que proponemos una estructura en continuación con la Falla de Al Idrisi. La continuación de esta estructura de desgarre hacia el sur, formando parte del sistema de Falla de Al Idrisi, entraría hacia la Bahía de Alhucemas, bien hacia la Falla de Trougout o hacia la familia de fallas NE-SW situadas en la margen occidental de la Bahía de Alhucemas.

Con un mecanismo de deformación claramente diferente encontramos la agrupación hacia el este del evento principal. Los mecanismos de esta serie son mayoritariamente de falla inversa muy pura, con un plano de bajo buzamiento ( $\sim 26^\circ$ ) buzando hacia el sur. Estas estructuras coinciden con las descritas limitando

al norte la Cresta de Alborán (Martínez-García, 2012). El carácter de estas fallas es objeto de debate, y normalmente han sido descritas como fallas oblicuas con el desgarre sinistral predominante atendiendo a su orientación respecto al tensor de esfuerzos regional. Sin embargo el carácter tan indiscutible de falla inversa pura de esta agrupación hace pensar en la existencia de partición de la deformación; con algunas estructuras absorbiendo el acortamiento ortogonal a la cresta de Alborán y otras la componente de desgarre. Esto mismo parece verse con más frecuencia también hacia el norte, en la Península Ibérica, donde más estructuras parecen presentar deformaciones predominantes de falla inversa (Meijninger y Vissers, 2006; Insúa Arévalo et al., 2015) frente a los desgarres y componentes incluso normales clásicamente propuestos.

### Transferencia de esfuerzos

Para comprobar la compatibilidad mecánica de las estructuras propuestas hemos realizado una serie de modelos de transferencia de esfuerzos estáticos de Coulomb ( $\Delta CFS$ ).

Estos modelos se basan en las ecuaciones de Okada (1992) para calcular las deformaciones producidas por una dislocación en un medio elástico. Con estas deformaciones se calcula la variación del tensor de esfuerzos local sobre un plano de falla determinado aplicando el criterio de rotura de Mohr-Coulomb:

$$\Delta CFS = \Delta \tau - \mu' \Delta \sigma_n \quad (3)$$

donde  $\tau$  es el esfuerzo de cizalla sobre el plano,  $\mu'$  es el coeficiente de fricción aparente y  $\sigma_n$  el esfuerzo normal al plano.

En la Figura 3 se presentan los resultados de los cálculos sobre los desgarres con componente normal de dirección N14E (Figura 3a) y sobre los planos de falla inversa de dirección N66E (Figura 3b). En ambos casos las zonas donde se han producido los eventos presentan aumento de esfuerzos, por lo que mecánicamente son compatibles con el modelo presentado.

### CONCLUSIONES

La serie sísmica de Alhucemas 2016 se caracteriza por la presencia de tres agrupaciones de eventos principales, dos de ellas con carácter de desgarre predominante y asociadas a fallas de orientación NNE-SSW formando el Sistema de Falla de Al Idrisi. La otra agrupación de eventos presenta una deformación de falla inversa pura, se sitúa al este de la Falla de Al Idrisi, y está relacionada con las fallas que limitan y elevan la cresta de Alborán. Se produce de este modo una partición de la deformación entre estructuras de diferente comportamiento conducida por la transferencia de esfuerzos estáticos.

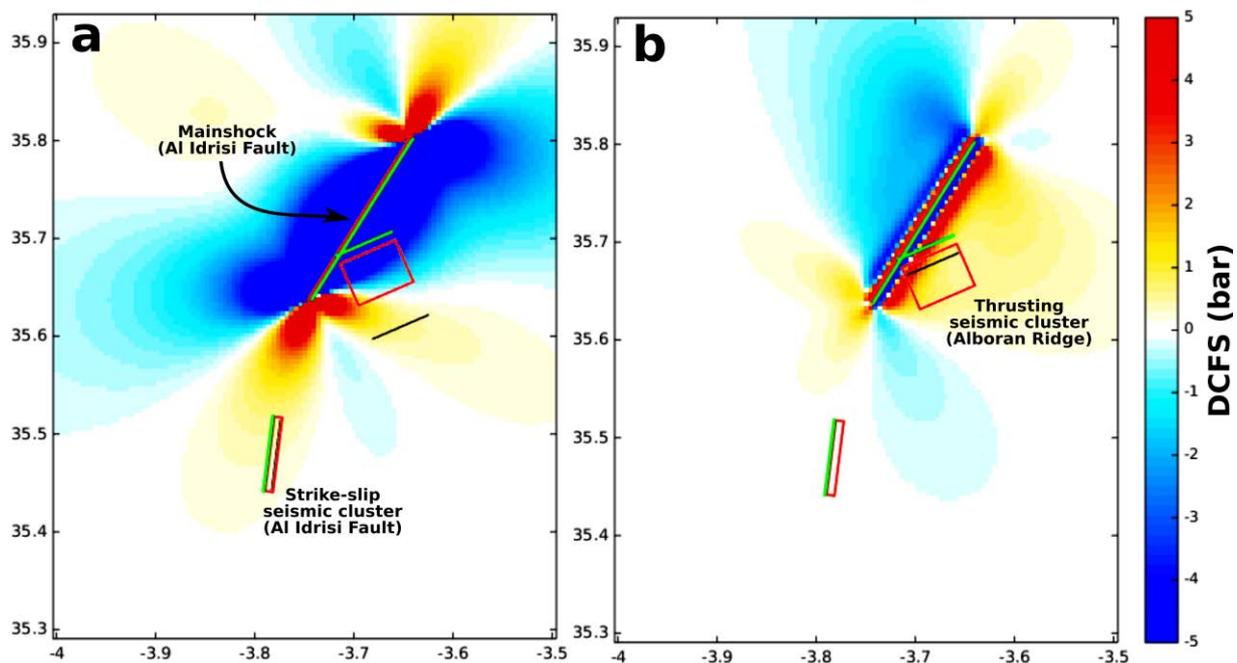


FIGURA 3. a) Variación de esfuerzos estáticos de Coulomb de la agrupación del evento principal sobre planos de desgarre sinistral con componente normal ( $9^\circ$  de cabeceo), N14-80. b) Variación de esfuerzos estáticos de Coulomb de la agrupación del evento principal sobre planos N66-26 de falla inversa.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación es parte de los proyectos CGL2013-47412-C2-1-P y CGL2015-67130-C2-2-R.

## REFERENCIAS

- Álvarez-Gómez, J. A., Aniel-Quiroga, Í., González, M., Olabarrieta, M., & Carreño, E. (2011): Scenarios for earthquake-generated tsunamis on a complex tectonic area of diffuse deformation and low velocity: The Alboran Sea, Western Mediterranean. *Marine Geology*, 284(1): 55-73.
- Álvarez-Gómez, J. A. (2014): FMC: a one-liner Python program to manage, classify and plot focal mechanisms. *Geophysical Research Abstracts*, 16: EGU2014-10887.
- Álvarez-Marrón, J., (1999): Pliocene to Holocene structure of the eastern Alboran Sea (Western Mediterranean). In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 161: 345-355.
- Insúa Arévalo, J. M., García Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez Gómez, J. A., Canora, C. y Martínez Díaz, J. J. (2015): Paleoseismological evidence of Holocene activity of the Los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): A lately formed Quaternary tectonic feature of the Eastern Betic Shear Zone. *Journal of Iberian Geology*, 41(3): 333-350.
- Kiratzi, A. A., y Papazachos, C. B. (1995): Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics*, 243(1): 1-24.
- Martínez-García, P. (2012). *Recent tectonic evolution of the Alboran Ridge and Yusuf regions*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 275 p.
- Meijninger, B.M.L. & Vissers, R.L.M. (2006): Miocene extensional basin development in the Betic Cordillera (SE Spain) revealed through analyses of the Alhama de Murcia and Crevillente Faults. *Basin Research*, 18 (4): 547-571
- Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2): 1018-1040.
- Stich, D., Mancilla, F. D. L., Baumont, D., & Morales, J. (2005): Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B6).
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., & Morales, J. (2006): Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426(3): 295-317.

# Deformación varisca, tardivarisca y alpina en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: propuesta para diferenciación y denominación de estructuras

## *Variscan, Late-Variscan and Alpine deformation in the Aragonian Branch of the Iberian Chain: a terminological proposal for key structures*

A. Casas<sup>1</sup>, M. Marcén<sup>1</sup>, P. Calvin<sup>2</sup>, A. Gil<sup>1</sup>, T. Román<sup>1</sup> y A. Pocovi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, acasas@unizar.es, mma@unizar.es, agil@unizar.es, mtdjrb@unizar.es, apocovi@unizar.es

<sup>2</sup> Departamento de Física, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, pcalvin@ubu.es

**Resumen:** La Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está constituida por dos alineaciones de materiales paleozoicos separadas por la cuenca de Calatayud. En el sector norte se encuentra una de las estructuras más importantes de la orogenia Varisca en la Cordillera Ibérica: la falla de Datos, que puede distinguirse únicamente en sus sectores más septentrional (Nigüella) y meridional (Monforte de Moyuela), ya que en el resto de su trazado está cortada por estructuras posteriores y no presenta tramos aflorantes. Por ello y para evitar confusiones con el resto de las estructuras descritas se propone su denominación como cabalgamiento de Nigüella-Monforte. Acompañando a esta estructura aparecen también fallas tardivariscas de mayor buzamiento y que han condicionado la estructuración posterior de la cordillera durante el Mesozoico y el Cenozoico. Las más importantes en este sector son las fallas de Río Grío y de Jarque, que se disponen en relevo y muestran evidencias de actividad extensional ligada a mineralizaciones durante la etapa tardivarisca y también transpresiva. Una gran parte de esa actividad transpresiva puede encuadrarse en el Paleógeno por la existencia de sedimentos sintectónicos afectados por algunas estructuras secundarias asociadas a ellas (cabalgamiento de Morata). Finalmente, se producen retoques extensionales durante las etapas más recientes, que condicionan el relieve de la zona, que presenta un importante control litológico y estructural.

**Palabras clave:** Rama Aragonesa, Cabalgamiento de Nigüella-Monforte, fracturación tardihercínica, reactivación alpina

**Abstract:** *The Aragonian Branch of the Iberian Chain comprises two alignments of Paleozoic outcrops separated by the Calatayud basin Cenozoic infill. The northern sector of the Iberian Chain contains one the most relevant structures formed during the Variscan orogeny: the Datos fault, that can be clearly defined only in its western (Nigüella sector) and eastern (Monforte de Moyuela sector) terminations, since in its central part it is obliterated by younger structures. Here, we propose the use of a new terminology for the Datos fault, hereafter referred to as the Nigüella-Monforte thrust, in order to avoid current nomenclature confusions. Other structures appearing in the Aragonian Branch are Late-Variscan faults, having steeper dips that have strongly controlled the subsequent structuring of the Iberian Chain during the Mesozoic and the Cenozoic. The Río Grío and Jarque faults represent the most important structures in this sector. They show a compressional relay in map view, and evidences of i) extensional activity and mineralizations during the Late-Variscan and Mesozoic stage; ii) transpressional activity during the Paleogene, determined from structural relations between syn-tectonic sediments and faulting (main and secondary faults such as the Morata thrust). Finally, secondary extensional activity is recorded by minor faults that controlled landscape evolution, together with other structural and lithological factors.*

**Key words:** *Aragonian Branch, Nigüella-Monforte thrust, late-variscan fracturing, alpine reactivation*

## INTRODUCCIÓN

La Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está constituida por dos grandes dominios (que denominaremos sector norte y sector sur) de rocas paleozoicas, alineados en dirección NO-SE, separados por la cuenca de Calatayud y limitadas al norte y sur por las grandes cuencas cenozoicas del Ebro y Almazán, respectivamente. El límite occidental de la

Rama Aragonesa es la Sierra del Moncayo, donde se sitúan las mayores altitudes de la Cordillera Ibérica. El límite oriental, algo más difuso, se extiende hasta el anticlinal de Montalbán, también con núcleo paleozoico, en el sector norte, mientras que el sector sur termina contra la fosa del Jiloca. En conjunto, delimitan una unidad con cerca de 130 km de longitud y 35 km de anchura, con relieves no muy acusados y una altitud media en torno a los 800 m sobre el nivel

del mar y alturas máximas de 1300 m (Sierras de Vicor y la Virgen).

## ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica general de la Rama Aragonesa engloba una serie precámbrica y paleozoica que alcanza los 11 km de espesor acumulado (Cortés Gracia y Casas Sainz, 1996; Calvín-Ballester y Casas, 2014) y una serie mesozoica considerablemente reducida en relación a otros sectores del rift ibérico. En el sector sur el Jurásico y el Cretácico Inferior, están prácticamente ausentes, a excepción de las Arenas de Utrillas (Albiense; Pardo, 1979), y la serie sedimentaria se asemeja a la situada bajo la cuenca de Almazán. Mientras, en el sector norte, y especialmente hacia la zona del Moncayo, el Triásico y el Jurásico alcanzan de forma conjunta los 1000 m de espesor preservado y todavía pueden reconocerse algunos retazos de materiales del Cretácico inferior correspondientes a la periferia de la cuenca de Cameros. El Cretácico superior calcáreo aparece especialmente representado en el sector sur.

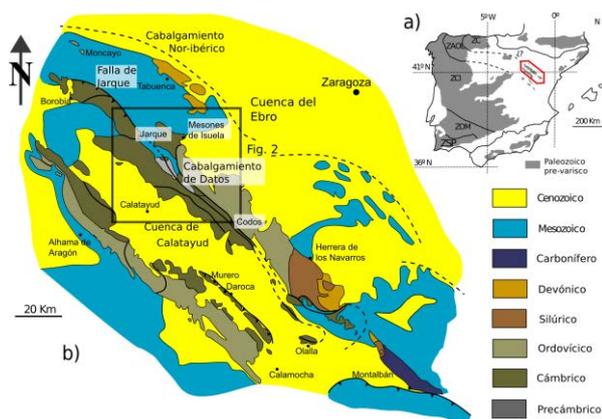


FIGURA 1. Localización geológica de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Modificado de Calvín-Ballester y Casas (2014).

## ESTRUCTURA

La estructura de la Rama Aragonesa está controlada por: (i) cabalgamientos variscos, incluyendo la denominada falla de Datos, y sistemas de cabalgamientos, plegados o no, que afectan a espesores menores de la cobertera Cambro-Ordovícica, (ii) pliegues variscos, que afectan tanto a la serie cambro-ordovícica (Calvín-Ballester y Casas, 2014) como a los materiales sintectónicos del Carbonífero que afloran en el anticlinal de Montalbán, donde pueden definirse varias fases de pliegues asociados a foliación, (iii) fallas tardihercínicas, algunas de ellas con mineralizaciones asociadas (Cardellach et al., 1988), (iv) fallas extensionales probablemente ligadas a la etapa de rift Triásico, que también permiten el emplazamiento de ciertas mineralizaciones (Pocoví Juan et al. 1990), (v) pliegues compresivos correspondientes a las principales etapas de levantamiento de la Cordillera Ibérica durante el

Cenozoico, y asociados en algunos casos a fallas inversas y cabalgamientos así como a sedimentación sintectónica, y (vi) fallas recientes, relacionadas en algunos casos con la reactivación de estructuras formadas en etapas anteriores (Gutiérrez et al., 2013). En este trabajo, además de analizar la relevancia de cada una de las etapas nombradas, se establece una terminología que permita diferenciarlas sin ambigüedades.

## ESTRUCTURAS VARISCAS

La principal estructura que recorre el sector norte de la Rama Aragonesa, en dirección NO-SE, es la falla de Datos, que superpone la denominada unidad de Badules (al SO) sobre la unidad de Herrera, al NE (Carls, 1983; Gozalo y Liñán, 1988 y referencias allí incluidas). Ambos sectores se caracterizan por distintas facies y espesores de las unidades paleozoicas, cuyo contacto ha sido interpretado como el límite entre la zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica en este sector (Gozalo y Liñán, 1988; Calvín y Casas, 2014, y referencias allí incluidas). Sin menoscabo de su importancia y su relativa continuidad, este accidente ha sido intensamente retocado por procesos posteriores (incluyendo fallas de pequeña y gran escala), de modo que su carácter solamente es reconocible en sus dos extremos: la zona de Nigüella, al oeste, y el sector de Monforte de Moyuela, al sur. Puntos en los cuales el buzamiento de la superficie de cabalgamiento es bajo y pueden reconocerse algunas estructuras de tipo *klippen* o isleos tectónicos. En el resto de su trazado, como se comentará más adelante, aparece superpuesto a estructuras con alto buzamiento o su traza está cortada y no aparece en superficie. Por ello, por la ambigüedad que resulta de su intersección con otras fallas, y porque la denominación de Datos alude a un poblado celtibérico próximo a Badules, pero difícil de localizar, proponemos un cambio de nomenclatura y denominarlo **cabalgamiento de Nigüella-Monforte**.

## LAS GRANDES FALLAS TARDIVARISCAS

El cabalgamiento de Nigüella-Monforte aparece cortado por numerosas fallas ligeramente oblicuas a la dirección general de la Rama Aragonesa, oblicuidad más visible en el caso de la **falla de Río Grío**, que presenta una dirección ligeramente más nordestada que la general de dicha Rama y que puede seguirse al menos desde Nigüella hasta el río Huerva (inmediaciones de Mainar), pasando por Codos, donde está marcada por espectaculares afloramientos de rocas volcano-sedimentarias. Su trazado, siguiendo aproximadamente el cabalgamiento de Nigüella-Monforte en algunos tramos, hace que sean dos estructuras difíciles de distinguir. En general, el mayor buzamiento y la presencia de espesores notables de roca de falla (presentes únicamente en la falla de Río Grío) pueden servir como criterio. La existencia de una zona brechificada, con harina de falla que alcanza varias

decenas de metros de espesor, ha favorecido también la localización de estructuras en las posteriores etapas de deformación. Las fracturas secundarias asociadas a mineralizaciones de baritina revisten menor importancia y aunque siguen el trazado de la falla de Río Grío se distinguen por su dirección más próxima a E-O.

La segunda estructura tardihercínica a escala de cadena y con alto buzamiento es la falla de Jarque, paralela a la anterior y reconocible especialmente en el área del Moncayo. Esta estructura puede seguirse claramente hasta el Jalón y se caracteriza por la existencia de *jogs* compresivos muy espectaculares, como es el caso de Sestrica (Fig. 2). No obstante, en muchos puntos la falla aparece cortada por estructuras posteriores, o muestra distintos indicios de movimientos durante el Mesozoico.

### **ESTRUCTURAS EXTENSIONALES MESOZOICAS**

La etapa de rifting triásico en la Cordillera Ibérica tuvo como resultado la formación de cuencas con subsidencia de varios centenares de metros y fuertes cambios de potencia, lindando con áreas de no sedimentación. Las fallas que limitan dichas cuencas se considera que tienen fuerte buzamiento y que han estado posteriormente relacionadas con actividad volcánica o pequeñas intrusiones ígneas. En el caso de la Rama Aragonesa, las fallas que limitan la denominada fosa de Morés han sido atribuidas a la extensión durante el Triásico (Hernández Samaniego et al., 1978), delimitando una zona subsidente de dirección ibérica. Este graben cortaría tanto a la falla de Jarque (de la cual podría ser una reactivación) como al cabalgamiento de Nigüella-Monforte.

### **ESTRUCTURAS COMPRESIVAS CENOZOICAS**

La inversión durante el Cenozoico del rift ibérico tuvo como consecuencia en la Rama Aragonesa el levantamiento del "zócalo" paleozoico y la reactivación de estructuras. En el sector del Jalón esta reactivación está relacionada parcialmente con la zona de falla de Río Grío, y probablemente con la generación de nuevas estructuras y la sedimentación de depósitos sintectónicos, de probable edad paleógena (fosa de Morata). En este caso puede definirse la existencia de una falla inversa (fig. 2), que coloca el paleozoico sobre los sedimentos molásicos y varios retrocabalgamientos de materiales dentro de la serie Jurásica, lo que implica que el nivel de despegue del Triásico superior estuvo involucrado en la deformación, como ocurre en general en las zonas marginales del norte de la Cordillera Ibérica (Cortés

Gracia y Casas Sainz, 1996). El movimiento general de las fallas es de tipo transpresivo dextro, lo que concuerda en orientación con otros sectores de la Cordillera Ibérica (De Vicente et al., 2009). Este tipo de movimientos también son observables en el límite entre el sector sur de la Rama Aragonesa y la cuenca de Calatayud.

### **LA EXTENSIÓN TARDÍA**

Al igual que ocurre en otros sectores de la Cordillera Ibérica, algunas de las fallas direccionales e inversas de dirección ibérica han sufrido una reactivación como fallas normales (Simón et al., 2012; Gutiérrez et al., 2013), con saltos de poca entidad y expresión morfológica compatible tanto con procesos erosivos como neotectónicos, ya que las zonas de falla han favorecido la erosión lineal. Un aspecto interesante es el condicionamiento que imponen en la orientación de la red fluvial, especialmente de los afluentes del Jalón.

### **CONCLUSIONES**

En este trabajo se propone una nueva nomenclatura para el conjunto de fallas de la Rama Aragonesa, y se intentan definir sus orígenes y mecanismos. Los rasgos estructurales mayores de la cadena puede definirse a partir de su estructuración durante la orogenia varisca, la fracturación tardivarisca, la etapa de formación de cuencas mesozoicas, la compresión durante el Cenozoico y la distensión reciente. Es de destacar el papel fundamental que han tenido las fallas tardivariscas en la evolución posterior de la cadena, especialmente durante la distensión Triásica (limitando las zonas de subsidencia) y la compresión, momento en el que se establece una serie de corredores transpresivos con una importante localización de la deformación. Esto contrasta con las áreas situadas más al oeste (Sierras de Cameros-Demanda) y al este (Maestrazgo y Zona de Enlace), donde dominan los cabalgamientos de basamento y la deformación de piel fina canalizada a lo largo del Triásico superior. La orientación de las grandes fallas tardivariscas, oblicua a la dirección de convergencia, y su continuidad en la vertical, tuvo probablemente un papel fundamental en la geometría y cinemática de la deformación.

### **AGRADECIMIENTOS**

Los autores agraden la revisión de Javier Fernández Lozano. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto CGL2013-42670-P del MINECO.

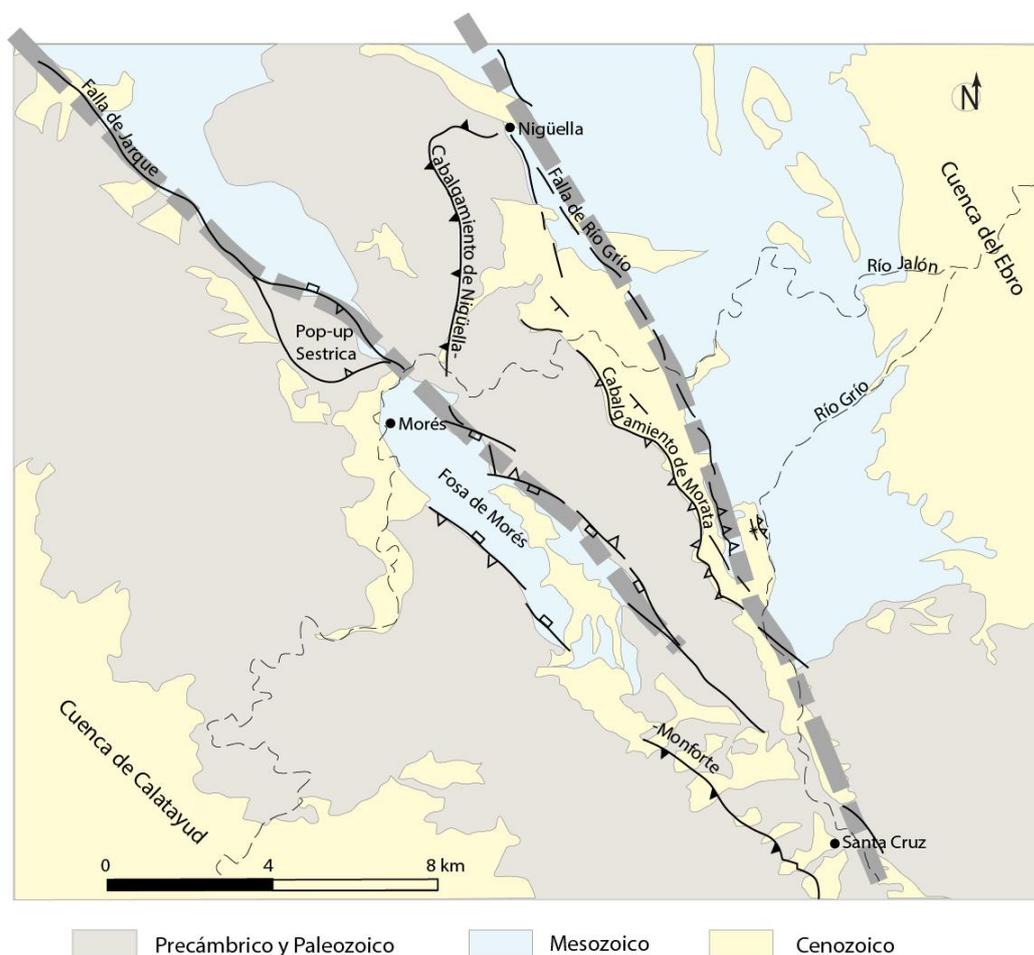


FIGURA 2. Esquema que muestra las principales estructuras nombradas en el texto (sector NO).

## REFERENCIAS

- Calvín-Ballester, P. y Casas, A. (2014): Folded Variscan thrusts in the Herrera unit of the Iberian Range (NE Spain). *Geological Society, London, Special Publications*, 394(1): 39-52.
- Cardellach, E., Besteiro Ráfales, J., Osácar Soriano, C. y Pocoví, A. (1988): Aspectos geológicos y metalogenéticos del área de Herrera de los Navarros (Cadena Ibérica Oriental. Zaragoza – Teruel). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 11 (2): 84-87.
- Carls, P. (1983): La zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J. M. Ríos, (J. A. Comba, Coord.) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 3: 11-32.
- Cortés Gracia, A. L. y Casas Sainz, A. M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (1-2): 51-66.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, A., Van Wees, J. D., Casas-Sainz, A., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A. y Fernández-Lozano, J. (2009): Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics*, 470(3): 224-242.
- Gozalo, R. y Liñán, E. (1988): Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 44(5-6): 399-404.
- Gutiérrez, F., Lucha, P. y Jordá, L. (2013): The Río Grijó depression (Iberian Chain, NE Spain). Neotectonic graben vs. Fluvial valley. *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (3-4): 5-32.
- Hernández Samaniego, Aragonés Valls, E., Ramírez del Pozo, J. y Aguilar Tomás, M. J. (1978): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja 409, Calatayud*. IGME, Madrid.
- Pardo, G. (1979): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal del Bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 p.
- Pocoví Juan, A. Besteiro Ráfales, J., Osácar Soriano, M.C., González Martínez, J. y Lago San José, M. (1990): Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, 8: 25-27.
- Simón, J.L., Arlegui, L., Lafuente, P. y Liesa, C. (2012): Active extensional faults in the central-Eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38 (1): 127-144.

# Variscan extension and shortening in the Ossa-Morena Zone (Iberia): Structure of the northern hanging-wall block of the Évora Massif

## *La interacción entre la extensión y el acortamiento Varisco en la Zona de Ossa Morena (Iberia): Estructura del bloque a techo septentrional del Macizo de Évora*

Í. Dias da Silva<sup>1</sup>, M.F. Pereira<sup>1,2</sup> and J.B. Silva<sup>3</sup>

1 IDL, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. [ipicaparopo@gmail.com](mailto:ipicaparopo@gmail.com)

2 IDL, Departamento de Geociências, ECT, Universidade de Évora, Apt.94, 7002-554 Évora, Portugal. [mpereira@uevora.pt](mailto:mpereira@uevora.pt)

3 IDL, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal. [jbsilva@fc.ul.pt](mailto:jbsilva@fc.ul.pt)

**Abstract:** In western Ossa-Morena Zone there is evidence for the interplay between extension and shortening. The gneiss dome-like structure of the Évora Massif shows a footwall composed of high-grade metamorphic rocks bounded by a northern and southern hanging-wall blocks. In both hanging-blocks, strong D<sub>2</sub> ductile to brittle-ductile deformation and relevant variations on metamorphism, from amphibolitic to greenschist facies are recognized. In the northern hanging-wall block, differences in D<sub>2</sub> structures and metamorphism allowed the definition of three main units: Lower Gneiss Unit, Intermediate Schist Unit and Upper Slate Unit. A 20 km-long transverse between Arraiolos and Santo António de Alcorrego, crossing these three units, reveals the change of D<sub>2</sub> ductile deformation conditions under temperature decrease towards north, as we move away from the core of the gneiss dome-like structure. D<sub>3</sub> contractional deformation caused refolding of previous D<sub>2</sub> structures and the occurrence of reverse faults. The superposition of D<sub>3</sub> open upright folds resulted in complex fold patterns in particular within the late D<sub>3</sub> shear zones. The interplay between D<sub>2</sub> extension and D<sub>3</sub> shortening events took place successively during the time of Laurussia-Gondwana collision (Variscan Orogeny).

**Key words:** Gneiss dome-like structure, Extension and shortening, Interference patterns, Variscan Orogeny

**Resumen:** En la parte occidental de la Zona de Ossa-Morena, hay evidencias de interacción entre extensión y acortamiento. La estructura tipo domo gnéssico del Macizo de Évora está compuesta a muro por rocas en alto grado metamórfico limitadas al norte y al sur por bloques de techo. En ambos se puede reconocer una deformación D<sub>2</sub> dúctil a frágil-dúctil y variaciones importantes del metamorfismo desde la facies anfíbolítica hasta los esquistos verdes. En el bloque de techo septentrional, diferencias en las estructuras D<sub>2</sub> y en el metamorfismo han permitido la definición de tres unidades principales: Unidad Gnéssica Inferior, Unidad Esquistosa Intermedia y Unidad Pizarrosa Superior. Un corte de 20 km entre Arraiolos y Santo António de Alcorrego, cruzando estas unidades, exponen la variación de condiciones de deformación dúctil D<sub>2</sub> con disminución de la temperatura hacia el norte, alejándose del domo gnéssico. La deformación contractiva D<sub>3</sub> produjo plegamiento de estructuras D<sub>2</sub> y fallas inversas. La superposición de pliegues verticales D<sub>3</sub> abiertos ha producido patrones de superposición de pliegues complejos, en particular en las zonas de cizalla tardi-D<sub>3</sub>. La interacción entre las deformaciones D<sub>2</sub> extensionales y D<sub>3</sub> compresivas, han tenido lugar sucesivamente a lo largo del tiempo de la colisión Laurussia-Gondwana (Orogenia Varisca).

**Palabras clave:** Estructura tipo domo gnéssico, Deformación extensional y de acortamiento, padrones de interferencia, Orogenia Varisca.

## INTRODUCTION

The existence of syn-orogenic extension is relatively new discovery in the Iberian Variscan belt, which has received quite a lot of attention in the past few decades. Extensional deformation structures have been mapped in the Central Iberian and Galicia-Trás-os-Montes zones (Martínez Catalán et al., 2014 and references therein). Recent studies conducted in the Évora Massif, located in western Ossa-Morena Zone, confirm the existence of an important event of Early Carboniferous (Variscan) intra-orogenic extensional tectonics in SW Iberia (Pereira et al., 2007). The record of earlier deformation (D<sub>1</sub>) that predates the Early Carboniferous evolution is poorly known in the Évora Massif (Pereira et al., 2009).

The Early Carboniferous extensional structures (D<sub>2</sub>) were responsible for the exhumation of the Évora high-metamorphic rocks which constitute the core of a gneiss dome-like structure, characterized by extensive partial melting and voluminous magmatism (Pereira et al., 2015 and references therein). A subsequent contractive deformation phase (D<sub>3</sub>) caused the folding of previous extensional structures. This interference pattern is well exposed in both hanging-wall blocks of the Évora high-grade metamorphic realms.

In this work we present original structural data of the hanging-wall block that defines the northern limit of the Évora high-grade metamorphic terrains. These new results and their interpretation contribute to update the geological map of Portugal.

## GEOLOGICAL SETTING

The Évora Massif located in Portugal occupies a region of the Ossa-Morena Zone characterized by the occurrence of high-grade metamorphic rocks and associated granitoids. Here the oldest rocks are Neoproterozoic greywackes, shales and black cherts representing synorogenic basins related to the Cadomian orogeny (Pereira et al., 2007). The Neoproterozoic strata are overlain by Cambrian–Ordovician? igneous-sedimentary complexes created during rifting within the North-Gondwana continental margin (Chichorro et al., 2008). These Neoproterozoic–Ordovician rocks have undergone intense Variscan deformation and metamorphism and were simultaneously intruded by a large volume of Carboniferous plutonic rocks (Lima et al., 2012; Pereira et al., 2015).

The displacement along the regional-scale  $D_2$  extensional detachments that define the gneiss dome-like structure of the Évora Massif caused the exhumation of hot crust and favoured the coeval intrusion of intermediate-mafic melts (Pereira et al., 2015). In the core of the dome-like structure, tangential deformation produced a flat-lying migmatitic-gneissose banding that erased the putative earlier primary and secondary structures (Pereira et al., 2007). The interaction of hot mantle-derived magmas with the uprising high-grade metamorphic terrains transferred enough heat to develop telescoped isograds related to transtension under intermediate to low-grade metamorphic conditions in both hanging-wall blocks (Pereira et al., 2007).

Later, a contractional deformation phase ( $D_3$ ) produced a structure controlled by upright  $D_3$  folds with NW-SE to WNW-ESE axial plane orientations.  $D_3$  brittle-ductile shear zones with sinistral and dextral sense of shear captured  $D_2$  structures that become steeper, and locally developed a pervasive crenulation cleavage.

## STRUCTURE

A structural study was performed in the northern hanging-wall of the Évora Massif, including what was called in earlier works as Évora medium-grade metamorphic Terrains (Pereira et al., 2007; 2009), along a 20 km-long transverse between Arraiolos and Santo António de Alcorrego (FIG. 1).

A large area of the southern half of this transverse is occupied by Variscan granitoids, from south to north: Arraiolos tonalite, Pavia granite, Aldeia da Serra pegmatitic-aplitic complex and Malarranha granite. Many small scale dykes of granite and granitic pegmatite-aplite intrude the metamorphic rocks and all type of granitoids.

Two widely developed, sequential deformations,  $D_2$  and  $D_3$ , are recognized on the basis of penetrative

fabrics and folds, which show regionally consistent overprinting relationships.

### Extensional deformation ( $D_2$ structures)

The main foliation in the Arraiolos – Santo António de Alcorrego transverse is  $S_2$  with an average  $83^\circ/222^\circ$  orientation (dip/dip azimuth).  $S_2$  was probably flat-lying or gently dipping as indicated by the  $34^\circ/312^\circ$  (plunge/trend) average orientation of the  $D_3$  folds axis.  $S_2$  includes a well-defined stretching lineation ( $Le_2$ ) in the deepest structural domains, with an average of  $34^\circ/304^\circ$  (plunge/trend), along which a top-to-ESE to SSE kinematics was systematically identified (FIGS. 1 and 2).

Three tectonic units related to the  $D_2$  extensional deformation and related decrease of metamorphic grade were distinguished in the northern hanging-wall block of the Évora Massif, from bottom-to-top: the Lower Gneiss Unit (LGU), the Intermediate Schist Unit (ISU) and the Upper Slate Unit (USU). The thickness of each unit was not estimated due to strong tectonic overprint and to the abundance of magmatic intrusions to the S of the studied region (FIGS. 1 and 2). Further studies are being carried in nearby regions, which will help to make such estimates.

LGU exposed south and north of the Pavia granite includes meta-sedimentary and meta-igneous rocks strongly deformed under the highest metamorphic grade (H/MT-LP), as indicated by the garnet-fibrolite-biotite mineral assemblage found in gneisses. Amphibolites and gneisses have a pervasive (flat-lying)  $S_2$  foliation and are associated to syn- $D_2$  granitic pegmatite-aplite and granite dykes. Thin sections parallel to the  $Le_2$  show both top-to-the-ESE and top-to-the-SE shear senses based on intrafoliar folds, C/S fabric, C'-type shear bands and sigmoidal shapes of boudinaged quartz veins, granitic dykes and leucocratic layers of gneisses and amphibolites.

ISU makes the transition to the uppermost structural levels that define the USU. The southern limit of the ISU is gradual, being marked by the continuing replacement of gneisses and amphibolites for biotite-rich schists and by the progressive decrease of the number and volume of granitic dykes. The Malarranha granite and associated dykes were emplaced along a  $60^\circ\text{-}70^\circ/40^\circ\text{-}50^\circ$  (dip/dip azimuth) intra-ISU  $D_2$  extensional shear zone. Below this structure,  $S_2$  is a crenulation cleavage, parallel to the bedding ( $S_0$ ) and to the axial plane of centimetre-scale flat-lying tight folds. These  $D_2$  structures are folded by  $D_3$  and later intruded by granitic dykes that encase foliated xenoliths of the host rock. On top, the metasediments are mica schists with a pervasive  $S_2$  crenulation cleavage parallel to the axial plane of tight folds.

USU represents the highest structural level with the lowest metamorphic grade. The mica schists are gradually replaced by laminated slates, metamorphosed

basic igneous rocks and marbles.  $S_2$  crenulation cleavage is still very pervasive and usually sub-parallel to  $S_0$ , being both intensely affected by upright  $D_3$  folds.

### Contractional deformation ( $D_3$ structures)

A later event of contractional deformation  $D_3$  was responsible for the regional folding pattern, with a general NW-SE trend, and by the development of brittle-ductile  $D_3$  shear zones and thrusts.

$S_3$  cleavage shows an average  $88^\circ/220^\circ$  orientation (dip/dip azimuth). A train of kilometre-scale  $D_3$  folds is recognized along the Arraiolos – Santo António de Alcorrego transverse, from south to north: Arraiolos Antiform, Pavia Antiform, Malarranha Synform and Santo António de Alcorrego Antiform. These macrostructures are defined by the repetition of bands of pervasive meter- to centimetre-scale  $S_3$  crenulation cleavage with bands with open folding. The fold axis trend average is  $22^\circ/312^\circ$  (dip/dip azimuth), parallel to the intersection lineation ( $L_1$ ) and subparallel to  $L_2$ . The axial planar crenulation cleavage ( $S_3$ ) shows a centripetal fan-like array in all upright folds, producing an apparent opposite vergence in the hinges.

C/S fabrics are related to the development of late  $D_3$  shear bands, which caused local rotation of previous  $D_2$  and early  $D_3$  structures and retrogression of metamorphic and magmatic mineral assemblages.

The late  $D_3$  sinistral brittle-ductile shear zones, several hundred meters-wide and including individual narrow shear bands, are preferentially located in the lowest structural levels. These shear zones drag early  $D_3$  folds and are located in the southern and northern contacts of the Pavia granite. The mylonitic rocks related to  $D_3$  shear bands located in the northern contact of the Pavia granite show subhorizontal to gently plunging stretching lineation towards WNW and ESE. Sigmoidal shapes of quartz, feldspar and garnet indicate sinistral sense of shear.

In the USU several meters wide late  $D_3$  brittle-ductile dextral shear and top-to-NE reverse faults with were mapped. This narrow  $D_3$  dextral shear band is characterized by a very pervasive  $S_3$  crenulation cleavage. The high-angle  $D_3$  reverse faults produced the jump in the  $D_2$  metamorphic grade from mica muscovite-rich schists (hanging-wall) to biotite/chlorite-rich slates (footwall; Figs. 1 and 2).

### DISCUSSION

Our study provides new insights on the structure of the northern hanging-wall block of the Évora Massif. The presented structural data set obtained along the Arraiolos-Santo António de Alcorrego transverse contributes to better understand the interference patterns and timing of the interaction of  $D_2$  extensional and  $D_3$  contractional deformation.

### Interplay between $D_2$ extension and $D_3$ shortening

$D_2$  extensional deformation was responsible for the tectonic transport to SE of the hanging-wall block. This deformation is characterized by a pervasive  $S_2$  foliation (lower structural levels/higher metamorphic grade) and

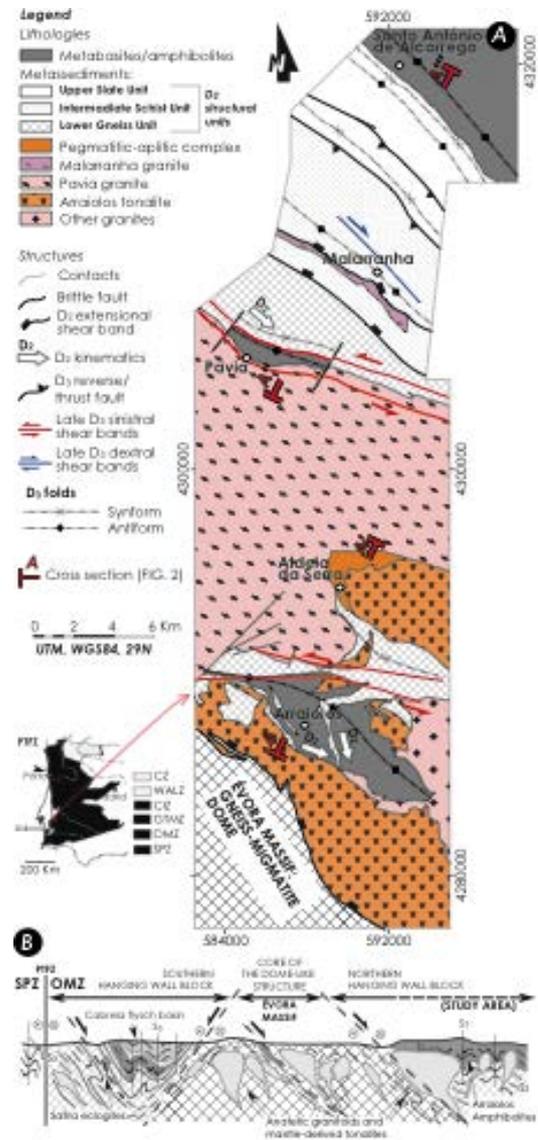


FIGURE 1. A - Inset with location of the Évora Massif in Iberia (CZ – Cantabrian Zone; WALZ – West Asturo-Leonese Zone; CIZ – Central Iberian Zone; GTMZ – Galicia-Trás-os-Montes Zone; OMZ – Ossa-Morena Zone; SPZ – South Portuguese Zone; PTFZ – Porto-Tomar Fault Zone) B - Cross section across the Évora Massif. Schematic structural map of the Évora Massif (after Pereira et al., 2007, 2009).

crenulation cleavage (upper structural levels/lower metamorphic grade), and by intrafoliar folding.

$D_3$  contractional deformation caused refolding of previous  $D_2$  intrafoliar flat-lying folds and reverse faults responsible for a jump in the grade of the  $M_2$  metamorphism. The superposition of  $D_3$  open upright folds resulted in complex fold superposition patterns, that are more pronounced within the late  $D_3$  shear zones.

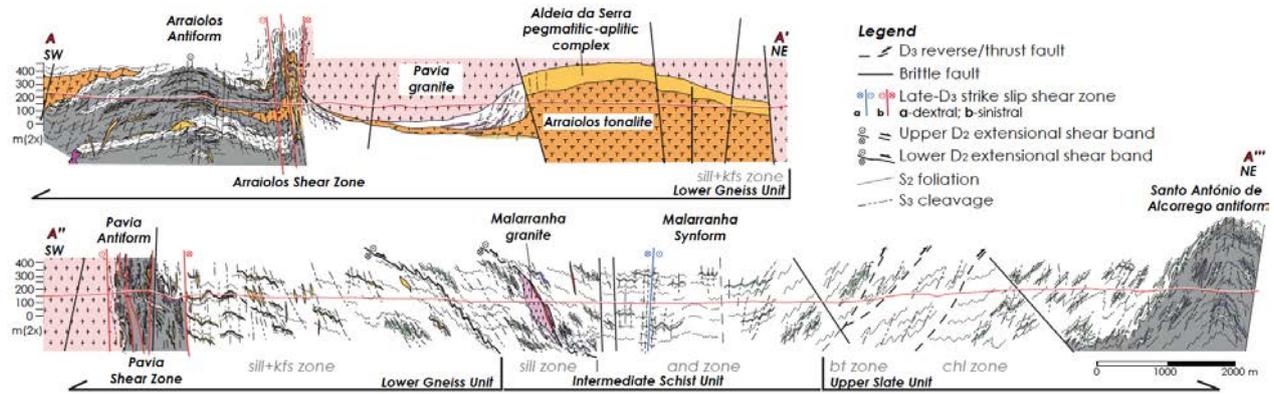


FIGURE 2. Cross sections A-A' and A''-A''' of the Arraiolos-Santo António de Alcorrego transverse. See Fig.1 for location.. Abbreviates: sill – sillimanite; kfs – K-feldspar; and – andalusite; bt – biotite; chl – chlorite.

### Timing of D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> Variscan deformations

Granitoid dykes with meters to several hundreds of meters wide thick are distributed along the metamorphic rocks of the Arraiolos – Santo António de Alcorrego transverse. Some dikes crosscut S<sub>2</sub> foliation in the amphibolites and gneisses and crenulation cleavage in mica schists and gneisses and crenulation cleavage in mica schists and gneisses and crenulation cleavage in mica schists and gneisses. Large granitic intrusive bodies include foliated and undeformed varieties. U-Pb dating of zircon grains reveal ages as follows: a meter-thick dyke of biotite granite crosscutting S<sub>2</sub> foliation of amphibolites from LGU and folded and foliated by D<sub>3</sub>, ca. 337 Ma (Arraiolos biotite granite; Pereira et al., 2009); a several meter-thick body of foliated granodiorite located within the late D<sub>3</sub> Arraiolos shear zone and including amphibolite xenoliths showing S<sub>2</sub> foliation, ca. 328 Ma (body located at south of the São Geraldo tonalite, Lima et al., 2012); the almost undeformed body of granite that is strongly deformed at its northern and southern contacts by late D<sub>3</sub> shear zones, ca. 324 Ma (Pavia granite, Lima et al., 2012).

Age of the Arraiolos biotite granite indicates that S<sub>2</sub> extensional deformation took place before a first magmatic pulse at ca. 337 Ma. Ages of the deformed granodiorite sampled close to São Geraldo and Pavia granite indicate the existence of a second magmatic pulse at ca. 328-324 Ma and that ductile-brittle deformation related to late D<sub>3</sub> shear zones developed afterwards.

We conclude that the D<sub>2</sub> extensional and D<sub>3</sub> contractional deformation events took place successively during the time of Laurussia-Gondwana collision (Variscan Orogeny) in the studied region.

### ACKNOWLEDGMENTS

IFDS acknowledges the financial support of grants: SFRH/BPD/99550/2014 and Incentivo/ CTE/LA0019/2014. This work is a contribution to IGCP 648, IDL RG4, PTDC/GEO-GEO/2446/2012 and CGL2013-48408-C3-1-P projects.

### REFERENCES

- Chichorro, M., Pereira, M.F., Díaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernández, C., Pin, C., Silva, J.B. (2008): Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Tectonophysics* 461: 91-113.
- Martínez Catalán, J.R., Rubio Pascual, F., Díez Montes, A., Díez Fernández, R., Gómez Barreiro, J., Dias da Silva, Í., González Clavijo, E., Ayarza Arribas, P., Alcock, J.E. (2014): The late Variscan HT/LP metamorphic event in NW and central Iberia. *Geological Society, London, Special Publications*, 405, 225-247.
- Lima S.M., Corfu F., Neiva A.M.R., Ramos M.F. (2012): Dissecting complex magmatic processes: an in-depth U-Pb Study of the Pavia Pluton, Ossa-Morena Zone, Portugal. *Journal of Petrology* 53(9):1887-1911.
- Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J., Apraiz, A., Ribeiro, C. (2007): Crustal growth and deformational processes in the northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberia, Portugal). *Geological Society America, Special Paper* 423: 333-358.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Apraiz, A., Castro, A. (2009): Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena-Lora del Río metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology. *Geological Society, London, Special Publication*, 327: 215-237.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J.F., Solá, A.M.R., Williams, I.S., Silva, J.B., Armstrong, R.A. (2015): The multistage crystallization of zircon in calc-alkaline granitoids: U-Pb age constraints on the timing of Variscan tectonic activity in SW Iberia. *International Journal of Earth Sciences*, 104 (5): 1167-1183.

## Modelos cinemáticos de la deformación varisca en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Anticlinorio del Olo de Sapo, Zona Centroibérica)

### *Kinematic models for the Variscan deformation in the Hiendelaencina shear zone (Olo de Sapo Anticlinorium, Central Iberian Zone)*

C. Fernández<sup>1</sup>, R. Capote<sup>2</sup> y M. Díaz-Azpiroz<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, 21007 Huelva. fcarlos@uhu.es

<sup>2</sup> Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. capote@geo.ucm.es

<sup>3</sup> Dpto. de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Crtra. Utrera, km 1, 41013 Sevilla. mdiaazp@upo.es

**Resumen:** Los modelos utilizados hasta el momento para la caracterización cinemática de la zona de cizalla dúctil de Hiendelaencina, cuya actividad principal se desarrolló durante la segunda fase varisca que afectó al Anticlinorio del Olo de Sapo (Zona Centroibérica, Macizo Ibérico), se basan en aproximaciones que no tienen en cuenta el carácter simultáneo de la actuación de las distintas componentes del flujo (cizalla simple, cizalla pura, cambio de volumen). En este trabajo se evalúa el ajuste de los datos de deformación interna y fábricas planolíneas resultantes de la actuación de la dicha zona de cizalla a modelos que consideran flujos triclinicos. Como consecuencia, se han identificado dos sectores dentro de la estructura (A y B, estando el primero originariamente situado al noroeste del segundo) con características cinemáticas contrastadas. En ambos casos la componente de cizalla simple implicó desplazamiento del bloque de techo hacia el sureste (zona de cizalla sub-horizontal o suavemente buzante al NO). El sector A fue afectado simultáneamente por un acortamiento sub-vertical y un estiramiento de dirección E-O, mientras que el sector B registró un estiramiento sub-vertical y un acortamiento E-O. Estas diferencias responderían a un reparto heterogéneo de las componentes del flujo dentro de una estructura de tipo “restraining bend”.

**Palabras clave:** Modelos cinemáticos, zonas de cizalla dúctil, Anticlinorio del Olo de Sapo, Hiendelaencina, deformación varisca.

**Abstract:** *The kinematic models applied to evaluate the ductile shear zone of Hiendelaencina (second Variscan phase affecting the Olo de Sapo Anticlinorium, Central Iberian Zone, Iberian Massif) are based on untenable assumptions about the non-simultaneous activity of the distinct acting flow components (simple shear, pure shear, volume change). In this work, the finite strain and plano-linear fabric data from the Hiendelaencina shear zone are tested against recent models considering triclinic flow histories. Two sectors (A to the NW, and B to the SE in the original arrangement of the sub-horizontal to gently NW-dipping shear zone) have been identified according to their contrasted kinematic characteristics. The simple shear component implies top-to-the-SE displacement for both sectors. The pure shear component includes sub-vertical shortening and E-W extrusion for sector A, and sub-vertical lengthening and E-W shortening at sector B. These differences are interpreted as due to heterogeneous flow partitioning within a general restraining bend structure.*

**Key words:** *Kinematic models, ductile shear zones, Olo de Sapo Anticlinorium, Hiendelaencina, Variscan deformation.*

### INTRODUCCIÓN Y SITUACIÓN GEOLÓGICA

La zona de cizalla de Hiendelaencina se sitúa en el extremo oriental del Anticlinorio del Olo de Sapo (Zona Centroibérica, Macizo Ibérico, Fig. 1). La actuación de esta zona de cizalla dúctil coincidió con la segunda fase de deformación varisca y afectó esencialmente, de techo a muro, a la Fm Hiendelaencina (Fm Olo de Sapo), al ortogneis Antoñita, y a los metasedimentos cámbricos de la Fm Angón, que constituyen la unidad más baja aflorante en la región estudiada (González Lodeiro, 1980; Fernández, 1991). En conjunto, la deformación asociada a la zona de cizalla de Hiendelaencina aumenta, de manera heterogénea, hacia la base de la

estructura (Fernández, 1991; Martínez Catalán et al., 2004), y ha dado lugar al desarrollo de una fábrica planolínear (S2/L2).

Un estudio muy detallado de la variación de la deformación interna asociada a la actuación de la zona de cizalla de Hiendelaencina ha sido avanzado en trabajos anteriores (Fernández, 1991; Martínez Catalán et al., 2004). En algún caso se ha llegado a ensayar una interpretación cinemática de los elipsoides de la deformación interna obtenidos (Fernández, 1991). Sin embargo, durante las dos últimas décadas se han producido avances muy notorios en el estudio y modelización de historias de deformación complejas, como las que hoy en día se supone que han debido de actuar en zonas de cizalla dúctil naturales. El objetivo principal de este trabajo es utilizar estos avances

teóricos recientes para presentar una interpretación cinemática más rigurosa que las disponibles hasta la fecha para la zona de cizalla de Hiendelaencina, y discutir algunas de sus implicaciones tectónicas.

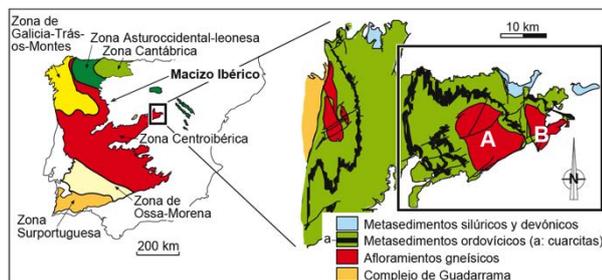


FIGURA 1. Situación geológica de la zona estudiada dentro del Macizo Ibérico (izquierda). A la derecha se muestra un esquema geológico del extremo oriental del Sistema Central Español, incluyendo, dentro de la zona recuadrada, el Domo de Hiendelaencina y los dos sectores con características deformacionales contrastadas (A y B) que han sido distinguidos en este trabajo. Los afloramientos gneissicos marcados en rojo constituyen las unidades principalmente afectadas por la zona de cizalla de Hiendelaencina.

## METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Los primeros modelos cinemáticos de zonas de cizalla dúctil consideraron la actuación de una componente heterogénea de cizalla simple (p.ej., Ramsay y Graham, 1970). La comparación de estos modelos con las zonas de cizalla naturales puso de manifiesto la necesidad de contemplar también la actuación de otras historias de deformación, como la cizalla pura o el cambio de volumen. Los modelos basados en una combinación secuencial de componentes de la deformación (p. ej., Sanderson y Marchini, 1984) dieron paso a otros más realistas de actuación simultánea de dichas componentes (Fossen y Tikoff, 1993). Los modelos más generales publicados hasta la fecha (p. ej., Fernández y Díaz Azpiroz, 2009), aplicados con éxito a distintas zonas de cizalla naturales, permiten la simulación de historias de deformación con oblicuidad entre las distintas componentes y entre éstas y los elementos geométricos de los bordes de la zona de cizalla, esencialmente su dirección y buzamiento ( $\delta$  y  $\beta$ , respectivamente, en la Fig. 2). Tales modelos predicen la orientación y magnitud de los ejes principales del elipsoide de la deformación finita para valores concretos de ciertos parámetros significativos: número de vorticidad cinemática ( $W_k$ ), ángulo de cabeceo de la dirección de cizalla simple sobre el plano de cizalla (ángulo  $\phi$ , Fig. 2), ángulo entre la dirección de estiramiento (o de acortamiento) de la componente de cizalla pura y la dirección de buzamiento de la zona de cizalla (ángulo  $\nu$ , Fig. 2), y magnitud del acortamiento (o estiramiento) perpendicular a la zona de cizalla.

La comparación entre las predicciones de los modelos y la realidad exige obtener en la naturaleza una serie de datos que incluyen desde la orientación de

las fábricas planolineares resultantes de la deformación, hasta la determinación del elipsoide de la deformación finita, pasando por el establecimiento de la orientación aproximada del plano de máxima vorticidad. El ajuste entre el modelo y la realidad puede evaluarse de acuerdo con el uso de determinados protocolos que permiten, en el mejor de los casos, limitar los valores de  $\phi$ ,  $\nu$  y  $W_k$  en distintos puntos de la zona estudiada (Fernández et al., 2013).

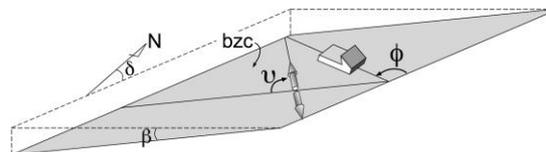


FIGURA 2. Principales elementos geométricos y cinemáticos que controlan la evolución estructural de las zonas de cizalla, de acuerdo con los modelos teóricos de superposición simultánea de componentes de flujo coaxial y no coaxial. A ellos habría que añadir el número de vorticidad cinemática ( $W_k$ ) y la magnitud del acortamiento (o estiramiento) finito perpendicular a los bordes de la zona de cizalla. El significado de los ángulos  $\delta$ ,  $\beta$ ,  $\phi$ , y  $\nu$  se explica en el texto principal ( $bzc$ , borde de la zona de cizalla).

El trabajo de Fernández (1991) permitió conocer la orientación de la fábrica planilinear, del plano de máxima vorticidad, y de la forma y orientación de los elipsoides de la deformación finita en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Fig. 3), además de documentar la variación espacial de todos estos datos dentro de la zona estudiada. En dicho trabajo, y en el de Martínez Catalán et al. (2004), se incluye información acerca de las técnicas estructurales utilizadas para la determinación de la deformación finita. La información estructural disponible para la zona de cizalla de Hiendelaencina (Fernández, 1991) sugiere que su disposición inicial sería subhorizontal u orientada en dirección NE-SO ( $N30^{\circ}$ - $45^{\circ}$ E) y ligeramente buzante hacia el noroeste ( $\leq 10^{\circ}$ ). Por su parte, la dirección de movimiento asociada con la componente de cizalla simple (dirección del plano de máxima vorticidad) variaría entre  $N120^{\circ}$ E (sector A) y  $N135^{\circ}$ E (sector B), siempre con desplazamiento del bloque de techo hacia el SE de acuerdo con criterios cinemáticos de campo, datos microestructurales y fábricas cristalógraficas de cuarzo (Fernández, 1991). Los elipsoides de la deformación finita de ambos sectores son notablemente distintos, predominando los situados en el campo del aplastamiento aparente en el sector A, y dando paso a elipsoides mayoritariamente en el campo de la constricción aparente en el sector B (Fig. 3, columna izquierda). También hay diferencias significativas en la fábrica planilinear. Mientras que las lineaciones L2 presentan una variación superior a los  $90^{\circ}$  en el sector A, ajustándose a un segmento de círculo mayor, se agrupan alrededor de un máximo estadísticamente bien marcado en el sector B (Fig. 3, columna central). Algo similar puede decirse de la foliación S2, cuyos polos se agrupan según un máximo fuertemente inclinado hacia el SE en el sector A, pero se dispersan formando una

guirnalda incompleta de dirección NE-SO en el sector B (Fig. 3, columna derecha). Los sectores A y B de la zona de cizalla de Hiendelaencina se encuentran separados por fallas tardivariscas, de movimiento lateral izquierdo predominante. Una vez eliminados los desplazamientos a lo largo de tales fallas, el sector A se dispondría al noroeste del sector B.

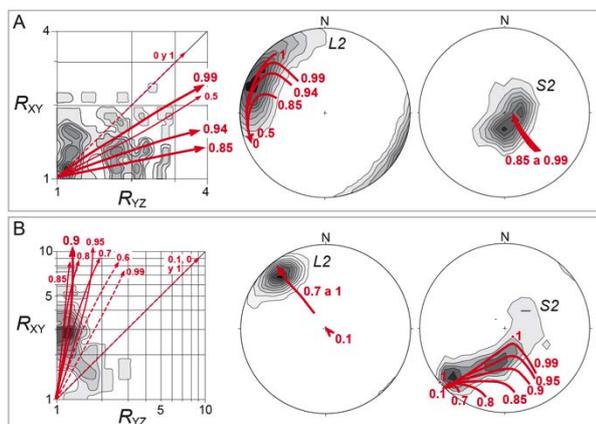


FIGURA 3. En los sectores A y B a los que hace referencia la figura 1: Columna izquierda: Diagramas logarítmicos de la deformación con proyección de los valores correspondientes a las relaciones axiales principales ( $R_{XY}$  y  $R_{YZ}$ ) obtenidas en un total de 70 muestras para A, y de 38 muestras para B. El patrón de densidad se ha elaborado con mallas de conteo de 0.1 (sector A) y 0.25 (sector B) unidades de  $R$ ; los intervalos de contornos son de 1 punto para ambos sectores. Columnas central y derecha: Diagramas de proyección esférica de los datos de la lineación mineral y de estiramiento (L2) y de la foliación tectónica (S2) asociadas a la actuación de la zona de cizalla de Hiendelaencina en los sectores A y B. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Método de Kamb: Intervalos de contornos:  $2\sigma$  (L2,  $n=50$ ) y  $3\sigma$  (S2,  $n=247$ ) para el sector A, y  $5\sigma$  (L2,  $n=176$ ) y  $3\sigma$  (S2,  $n=271$ ) para el sector B. Valores esperados bajo distribución uniforme igual a  $2\sigma$ .  $\sigma$ =desviación típica. "n" indica el número de datos utilizado en cada diagrama. Basado en los datos de Fernández (1991). Las curvas rojas muestran una selección de los resultados obtenidos en este trabajo para el ajuste entre el modelo de Fernández y Díaz Azpiroz (2009) y los datos de deformación interna obtenidos de la zona estudiada. En los diagramas logarítmicos de la deformación se superponen las curvas teóricas de distintos valores de  $W_k$ . Análogamente, en los diagramas de proyección esférica se comparan los patrones teóricos de orientación del eje X del elipsoide de la deformación finita, para distintos valores de  $W_k$ , con L2, y los patrones teóricos de orientación del eje Z de dicho elipsoide con S2. Las flechas apuntan en el sentido en el que aumenta la deformación finita. El ajuste en el sector A se muestra para  $\phi=70^\circ$  y  $\nu=50^\circ$ , mientras que en el sector B se ha considerado  $\phi=80^\circ$  y  $\nu=90^\circ$ . En ambos casos el buzamiento simulado para la zona de cizalla es de  $10^\circ$ .

Toda la información estructural descrita para la zona de cizalla de Hiendelaencina puede ser utilizada para la evaluación cinemática de dicha zona mediante el modelo de Fernández y Díaz Azpiroz (2009). La orientación original de la zona de cizalla y la del plano de máxima vorticidad han permitido trabajar con valores del ángulo  $\phi$  comprendidos entre  $60^\circ$  y  $80^\circ$ . Por otra parte, los patrones de orientación de L2 y S2 en cada sector, así como la variación en la forma de los elipsoides de la deformación finita, permiten proponer dos escenarios cinemáticos distintos en lo referente a la

componente coaxial del flujo. Por simplicidad, se ha utilizado la cizalla pura para simular dicha componente coaxial, que es el caso considerado por Fernández y Díaz Azpiroz (2009), aunque se están estudiando también situaciones más generales. En el sector A la mejor manera de explicar los elipsoides de aplastamiento, la dispersión de la lineación y la orientación estadísticamente estable de la foliación, consiste en asumir acortamiento perpendicular al borde de la zona de cizalla, lo que genera una combinación equivalente desde el punto de vista cinemático a la de una transpresión. Por su parte, en el sector B se ha hecho necesario considerar estiramiento perpendicular al borde de la zona de cizalla (equivalente cinemático a una transtensión), dado que es la única manera viable de explicar los elipsoides constrictivos, la estabilidad relativa de los datos de L2 y la amplia dispersión de los polos de S2. Finalmente, y gracias al uso del protocolo propuesto por Fernández et al. (2013), se ha efectuado una comparación de las predicciones del modelo con los datos de la zona de cizalla, encontrándose un ajuste óptimo para los valores de los parámetros que se muestran en la Tabla I.

	SECTOR A	SECTOR B
$\delta$	$N30^\circ E$	$N45^\circ E$
$\beta$	$\leq 10^\circ$	$\leq 10^\circ$
$\phi$	$60^\circ-70^\circ$	$80^\circ$
$\nu$	$50^\circ$	$90^\circ$
$W_k$	0.85-0.99	0.7-0.95

TABLA I. Resultados de la aplicación del modelo de Fernández y Díaz Azpiroz (2009) a los sectores A y B de la zona de cizalla de Hiendelaencina. El ángulo  $\nu$  define la orientación de la dirección de estiramiento y de acortamiento infinitesimal de la componente coaxial en los sectores A y B, respectivamente.

Los resultados más significativos se ilustran en la Fig. 3. En el sector A la dirección de extrusión (ángulo  $\nu$ ) debe desviarse un ángulo alto con respecto a la dirección de buzamiento de la zona de cizalla, o en caso contrario el modelo sería incapaz de reproducir la amplia dispersión mostrada por la fábrica lineal. Las formas y variación de los elipsoides teóricos muestran un excelente parecido con las trayectorias observadas en ambos sectores. En el sector A, la mayor densidad de elipsoides medidos puede ser explicada con trayectorias teóricas debidas a valores de  $W_k$  entre 0.85 y 0.99, valores que también explican satisfactoriamente tanto la dispersión de L2 como la orientación promedio de S2 (Fig. 3, fila superior). Análogamente, en el sector B el mejor ajuste se obtiene para valores de  $W_k$  comprendidos entre 0.7 y 0.95 (Fig. 3, fila inferior). En todos los casos, el incremento de la deformación hacia muro de la zona de cizalla es también congruente con las predicciones del modelo. Aunque en la Fig. 3 únicamente se reflejan los resultados para valores concretos de  $\phi$  y de  $\nu$ , la combinación de las

predicciones para los distintos valores de los parámetros considerados en la Tabla I permite obtener toda la variabilidad observada en los datos naturales.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Uno de los resultados interesantes de este trabajo es la posibilidad de explicar la variación de la fábrica planar S2 en el sector B como consecuencia del incremento de la deformación bajo valores de vorticidad altos (0.9 a 0.99, diagrama inferior derecho de la Fig. 3). De hecho, el buzamiento de S2 aumenta desde el techo hacia el muro de la Fm. Hiendelaencina en el sector B, en paralelo con el incremento de la deformación finita (Fernández, 1991). Por el contrario, dicha variación es mucho menor en el caso del sector A. Aunque las fases posteriores de plegamiento, como la fase D3, han podido amplificar estas variaciones, se propone en este trabajo el carácter esencialmente precoz, sin-D2, de tal variabilidad.

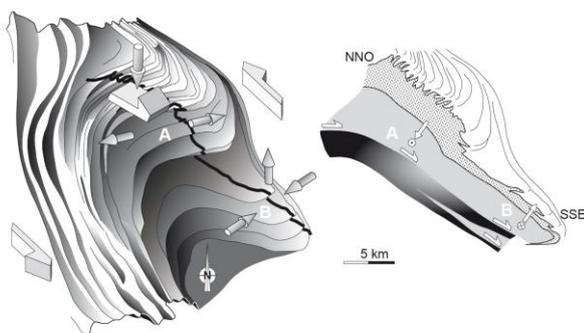


FIGURA 4. Bloque diagrama idealizado (izquierda) que plasma el modelo conceptual de la zona de cizalla de Hiendelaencina, así como el resto de estructuras asociadas a ella. Se trata de una zona de “restraining bend” en la que el cizallamiento izquierdo subvertical no afecta a la deformación medida en las zonas A y B. El perfil mostrado en la parte derecha (localizado con una línea gruesa en el bloque diagrama) representa las distintas componentes del flujo consideradas en este trabajo para cada uno de los sectores (A y B). Flechas asimétricas, cizalla simple; flechas simétricas, cizalla pura.

El modelo conceptual preferido para explicar las diferencias cinemáticas entre los sectores A y B (Fig. 5) es el de una zona de “restraining bend”, como fue propuesto en su día por Fernández (1991). Aunque algunas de las estructuras laterales pueden ser explicadas por la fase D3 (Martínez Catalán et al., 2004), sugerimos que pudieron comenzar a definirse ya durante, al menos, la segunda fase (como se ha indicado anteriormente para S2 en el sector B). La extrusión lateral en el sector A puede interpretarse en términos del estiramiento concéntrico que debe verificarse en el núcleo extrusivo de la estructura (véanse los modelos “extruding-spreading” de Merle, 1989), acompañada del colapso vertical debido al peso. Por otro lado, el acortamiento concéntrico del sector B

ha sido observado asimismo en la parte frontal de los modelos teóricos y analógicos de “spreading nappes” y puede ser una consecuencia de la constricción asociada a la “frontal rolling zone” de tales estructuras.

Este trabajo muestra cómo el uso de modelos cinemáticos generales ayuda a constreñir historias complejas de deformación en zonas de cizalla naturales más allá de lo que permite un mero análisis estructural en el marco de modelos conceptuales sencillos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2013-48408-C3-1-9 y CGL2013-46368-P (Ministerio de Economía y Competitividad). La revisión realizada por el Prof. Andrés Pocoví ha sido de gran ayuda para mejorar la versión final del manuscrito.

## REFERENCIAS

- Fernández, C. (1991): *Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 522 p.
- Fernández, C. y Díaz Azpiroz, M. (2009): Triclinic transpression zones with inclined extrusion. *Journal of Structural Geology*, 31: 1255-1269.
- Fernández, C., Czeck, D. y Díaz Azpiroz, M. (2013): Testing the model of oblique transpression with oblique extrusion in two natural cases: steps and consequences. *Journal of Structural Geology*, 54, 85-102.
- Fossen, H. y Tikoff, B. (1993): The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15: 413-422.
- González Lodeiro, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 334 p.
- Martínez Catalán, J.R., González Lodeiro, F., González Clavijo, E., Fernández, C. y Díez Montes, A. (2004): Zona Centrobérica: Dominio del Olló de Sapo, Estructura. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). SGE-IGME, Madrid, 75-78.
- Merle, O. (1989): Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, 165: 57-71.
- Ramsay, J.G. y Graham, R.H. (1970): Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 786-813.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.

# Sistemas de fallas tardi-oroclinal Cantábrico: modelación de su influencia en la evolución alpina de Iberia

## *Late-Cantabrian orocline fault systems: modelling of their influence in the Iberian alpine evolution*

J. Fernández-Lozano<sup>1</sup>, G. Gutiérrez-Alonso<sup>1,2</sup>, D. Sokoutis<sup>3</sup>, E. Willingshofer<sup>3</sup>, G. De Vicente<sup>4</sup> y S. Cloetingh<sup>3</sup>

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca (37008 Salamanca, España). jfl@usal.es

2 Geology and Geography Department, Tomsk State University, (Tomsk 634050, Federación Rusa).

3 Department of Earth Sciences, Utrecht University. (3584 CD, Utrecht). Holanda

4 Instituto de Geociencias. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid (28040) Madrid. España

**Resumen:** La península ibérica constituye un laboratorio natural para el conocimiento de la deformación intraplaca alpina. Aunque la actual topografía es el resultado de los últimos eventos tectónicos ocurridos entre el Eoceno y el Mioceno inferior, la evolución de la fracturación que lo acompaña no es del todo bien conocida. Hasta ahora, la denominación tardi-varisco ofrecía una ventana temporal donde quedaban incluidos procesos tectónicos escasamente definidos. Presentamos una serie de modelos litosféricos en los que se investiga el control que ejercen estructuras posteriores al desarrollo del orógeno Varisco, en las postrimerías de la formación del oroclinal Cantábrico (Arco Ibero Armoricano, 310-295 Ma), y su evolución posterior durante gran parte del ciclo alpino. La superficie de los modelos es analizada mediante el estudio de velocimetría de partículas que permite establecer el análisis de la deformación y la cinemática de las estructuras producidas durante todo el proceso de deformación. Los resultados indican que la configuración actual de la topografía se ve fuertemente controlada por la presencia de las fallas producidas en los estadios finales de la formación del oroclinal y fueron posteriormente reactivadas durante el ciclo alpino. Estas estructuras son responsables del levantamiento topográfico que da lugar a la configuración de cadenas intraplaca y cuencas asociadas durante el acortamiento pirenaico.

**Palabras clave:** oroclinal Cantábrico, alpino, deformación intraplaca, Iberia.

**Abstract:** Iberia provides a natural laboratory for documentation of intraplate alpine deformation. Although present-day topography is the result of the latest tectonic events occurred during the Eocene and Lower Miocene, the former evolution of related structures is not well documented. Hitherto, the late-Variscan term offered a vague and wide temporal window, where most of the tectonic processes not well understood were included. We present an analogue modelling study where the control and alpine evolution of structures postdating the Variscan orogeny, originated during the formation of the Cantabrian Orocline (Ibero-Armorican Arc, 310-295 Ma), is investigated. The models surface was analyzed through the particle image velocimetry method, which provides useful information about the evolution and kinematics of structures developed during deformation. The results show that the present-day configuration of topography is strongly controlled by the presence of faults formed during the final stages of the orocline development and were subsequently reactivated during the Alpine cycle. These structures are responsible for topographic uplift leading to the evolution of intraplate reliefs and associated basins during the Pyrenean shortening.

**Keywords:** Cantabrian orocline, Alpine, intraplate mountain building, Iberia.

## INTRODUCCIÓN

La deformación intraplaca alpina en la península ibérica ha sido explicada en términos de plegamiento litosférico, de la acción combinada de procesos orogénicos y extensionales o de la formación de despegues corticales, entre otros (Cloetingh et al., 2002; Verges y Fernández, 2006; Fernández-Lozano et al., 2012; Quintana et al., 2015). Sin embargo, su relación con las fallas tardi-oroclinales no había sido propuesto hasta el momento.

Los estadios finales de la formación del oroclinal Cantábrico (310-299 Ma) conllevó la curvatura de la estructura lineal N-S (en coordenadas actuales) del cinturón Varisco (Gutiérrez-Alonso et al., 2004) y son

los responsables de la generación de dos sistemas conjugados de fracturas orientados NO-SE y NE-SO (en coordenadas actuales). Posteriormente, durante el Mesozoico, en el nordeste de Iberia se desarrollaron una serie de cuencas extensionales durante el adelgazamiento cortical, dando lugar a depocentros de dirección E-O (en coordenadas actuales). La extensión no avanzó hacia el macizo ibérico, que se mantuvo estable mientras se configuraban las cuencas mesozoicas orientales.

El acortamiento Alpino, ocurrido entre el Eoceno y el Oligoceno, produjo la inversión tectónica de las cuencas mesozoicas y la reactivación de los sistemas conjugados tardi-oroclinales. Estas estructuras, podrían

haber tenido una influencia mucho mayor de lo hasta ahora reconocida.

Partiendo de la relevancia de estas estructuras en la evolución del proceso alpino, presentamos una serie de modelos analógicos en los que se analiza la cinemática alpina de estas estructuras y su evolución durante la deformación mediante el análisis de partículas en superficie. Estas estructuras parecen ser los principales condicionantes del relieve actual intraplaca.

## MARCO GEOLÓGICO

El oroclinal Cantábrico representa un orógeno curvado de más de 3.000 km de longitud originado durante el Carbonífero superior (ca. 310-299 Ma). El patrón de fracturación que afecta a la parte occidental del continente europeo (principalmente Francia e Iberia) coincide con la geometría de este arco, producto de la curvatura de 180° de un orógeno inicialmente lineal con disposición N-S (en coordenadas ibéricas actuales) (Gutiérrez-Alonso et al. 2012; Weil et al., 2013). Como resultado del reapretamiento del oroclinal Cantábrico en sus últimos estadios, se produjeron una serie de fallas conjugadas que acomodaron el acortamiento N-S. Coetáneamente se produjo un reemplazamiento en el manto litosférico (Gutiérrez-Alonso et al., 2011). Tanto la presencia de las nuevas fallas, como las variaciones litosféricas E-O condicionaron la extensión y el desarrollo de las cuencas pérmicas y mesozoicas posteriores. La apertura simultánea de las cuencas mesozoicas de la zona Vasco-Cantábrica, Cameros e Ibérica (con historia tectónica y sedimentaria similar), coetáneas con la apertura del golfo de Vizcaya, produjo fragmentación y adelgazamiento cortical, seguido por un proceso de subsidencia térmica. La presencia de fallas E-O normales a la dirección de extensión de estas cuencas facilitó la acumulación de hasta más de 5.000 m de sedimentos jurásicos y cretácicos (Salas y Casas 1993, Suárez-González, 2015).

La distinta evolución durante la génesis del oroclinal Cantábrico y de las cuencas mesozoicas hace que el estado tectono-termal de la litosfera ibérica varíe significativamente de Este a Oeste (Torné et al., 2015). En el este, la presencia de una anomalía térmica sería debida al desarrollo de cuencas mesozoicas como resultado de la extensión y adelgazamiento cortical, mientras que la zona occidental de la península, donde no se generaron cuencas mesozoicas, la litosfera se mantendría sin apenas cambios desde la culminación del oroclinal Cantábrico.

Estas diferencias en la litosfera podrían haber jugado un papel importante en el comportamiento reológico de la misma al inicio del ciclo alpino (Fernández-Lozano et al., 2012) por lo que han sido incluidas en la modelación que se presenta.

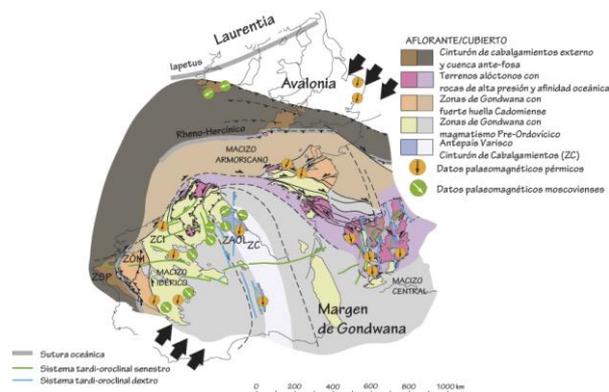


FIGURA 1. Oroclinal Cantábrico en el Pérmico en el que se muestran los datos paleomagnéticos existentes que construyen la cinemática del mismo (ver Weil et al., 2013). Se muestran los sistemas conjugados de fallas interpretados como tardi-oroclinales.

## MODELACIÓN LITOSFÉRICA

Presentamos dos modelos litosféricos compuestos por tres capas: corteza superior, inferior y manto litosférico (Fig.2). Los modelos fueron deformados al 20% de volumen de acortamiento de acuerdo a los datos aportados para el centro de la península ibérica por De Vicente et al. (1996). El modelo-I es el más sencillo y permite conocer la evolución con un único sistema de fracturas, mientras que el modelo-II incorpora varios sistemas y la presencia de los granitos del Sistema Central. Estas discontinuidades representan los sistemas de fractura principales relacionados con los estadios finales del reapretamiento oroclinal y la apertura de cuencas mesozoicas: NO-SE, NE-SO y E-O, respectivamente. Su representación en los modelos se establece mediante bandas de silicona que facilitan la localización de la deformación y su reactivación. Los aspectos relacionados con el escalado pueden consultarse en Fernández-Lozano et al. (2012).

Para conocer la evolución de las estructuras relacionadas con la reactivación de las fracturas en superficie se utilizó la tecnología de análisis cinemático de partículas establecido por Leever et al. (2011). Este método consiste en la comparación de los píxeles de imágenes sucesivas, calculando las magnitudes de desplazamiento por comparación de la posición de un punto inicial conocido a un estado posterior durante la deformación del modelo.

## RESULTADOS

La evolución en superficie de las estructuras generadas en los experimentos muestra variaciones cinemáticas significativas a lo largo del proceso de deformación. Aunque la reactivación de estructuras pre-existentes se hace efectiva en el inicio del acortamiento de los modelos, se pueden observar distintas fases de reactivación y variaciones en los regímenes tectónicos a lo largo de todo el experimento

(Fig.3). Las magnitudes de desplazamiento también muestran variaciones significativas. Así, las zonas próximas a la pared de empuje y la presencia de estructuras previas son las que mayor tasa de desplazamiento alcanzan. Además, los vectores obtenidos indican una rotación controlada por la cinemática de cada zona de debilidad, estableciéndose tres dominios: i) dominio-I caracterizado por vectores paralelos a la dirección de acortamiento; ii) dominio-II con sentido horario de desplazamiento y iii) dominio-III constituido por vectores que presentan un giro anti-horario (Fig. 3). Los vectores desplazamiento muestran la cinemática de las fallas activas.

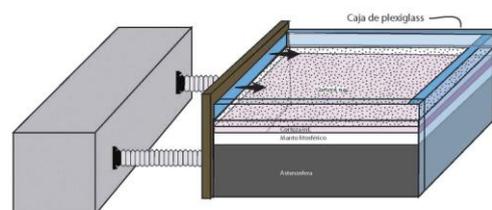
De los resultados de los modelos, se desprende que las fallas con dirección NE-SO experimentan un movimiento de desgarre sinestro con rotación de los vectores desplazamiento en sentido horario a un lado y anti-horario al otro. De igual forma, aquellas con dirección NO-SE se presentan como estructuras de desgarre con movimientos dextros y una rotación inversa de los vectores (Fig.3). Las zonas de debilidad de dirección E-O mantienen un régimen de compresión caracterizado por la formación de cabalgamientos. Los modelos digitales obtenidos proporcionan información de la evolución que sufren las zonas de debilidad (Fig.3): los mayores relieves se encuentran a lo largo de estas estructuras.

## DISCUSIÓN

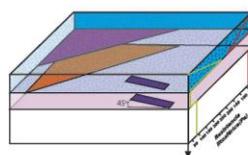
La actividad tectónica tardi-oroclinal en la península ibérica representa uno de fenómenos geológicos peor conocidos y poco estudiados. Debido a la escasez de sedimentos preservados en cuencas pérmicas y estructuras relictas, el análisis evolutivo de la fracturación desarrollada durante los últimos estadios del oroclinal Cantábrico resulta complejo. Además, la presencia de fuertes contrastes en las condiciones reológicas de la litosfera, originados durante el propio proceso de plegamiento oroclinal y por los procesos extensionales mesozoicos, podría enmascarar los procesos que han operado a escala cortical posteriormente. Los modelos litosféricos arrojan luz sobre los mecanismos involucrados en la formación del relieve alpino intraplaca de Iberia. La presencia de una fracturación previa originada en la fase de reapretamiento del oroclinal Cantábrico, junto a la apertura de las cuencas mesozoicas del norte y este peninsular dio lugar a una compleja red de relieves intraplaca durante el acortamiento e inversión tectónica ocurrida en el Terciario. Las diferencias termo-mecánicas heredadas afectaron a la litosfera ibérica durante el Alpino y podrían haber condicionado la distinta evolución de estas estructuras, produciendo levantamientos diferenciales y bajo diferentes regímenes tectónicos (i.e. transpresión, compresión pura, etc.), dando lugar a la partición de la deformación

y el levantamiento del relieve durante distintos estadios de actividad.

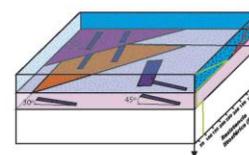
### a) Modelo analógico



### b) Modelo-I



### c) Modelo-II



LEYENDA:				
	Esesor (cm)	Densidad (kg/m3)	Viscosidad (Pa.s)	
Litosfera Ibérica	Arena de feldespato	1 cm	1330	-
	Silicona-1	1 cm	1532	9.75 E+3
	Silicona-2	2 cm	1590	2.3 E+4
Litosfera Mesozoica	Arena de feldespato	1 cm	1330	-
	Silicona-3	1 cm	1486	4.8 E+4
	Silicona-4	2 cm	1606	1.23 E+5
	Silicona-5	1532	1.24 E+4	

FIGURA 2. Estructura de los modelos litosféricos. A) Modelo-I donde se representan las variaciones termo-mecánicas de la litosfera afectada por extensión mesozoica en el este peninsular (silicona 3 y 4) y la litosfera del macizo Ibérico (silicona 1 y 2). B) La misma configuración que en (A), pero con la presencia de zonas de debilidad con diferentes ángulos representando fracturas tardi-oroclinales y mesozoicas.

El modelo de evolución propuesto explica la presencia de una fracturación heredada y coherente con la geometría del oroclinal Cantábrico. Por tanto, la topografía actual podría estar condicionada por las mencionadas estructuras durante un proceso de reactivación episódico de larga duración.

## CONCLUSIONES

Los modelos presentados indican que la topografía actual de la península ibérica puede ser el resultado combinado de las variaciones termo-mecánicas presentes en la litosfera y de la reactivación alpina de: i) sistemas conjugados de fractura originados durante los últimos estadios de evolución del oroclinal Cantábrico de orientación NE-SO y NO-SE; y ii) las estructuras E-O relacionadas con la formación de las cuencas mesozoicas Vasco-Cantábrica e Iberia. Estas estructuras podrían haber sufrido una historia evolutiva compleja, caracterizada por reactivaciones múltiples bajo diferentes regímenes tectónicos.

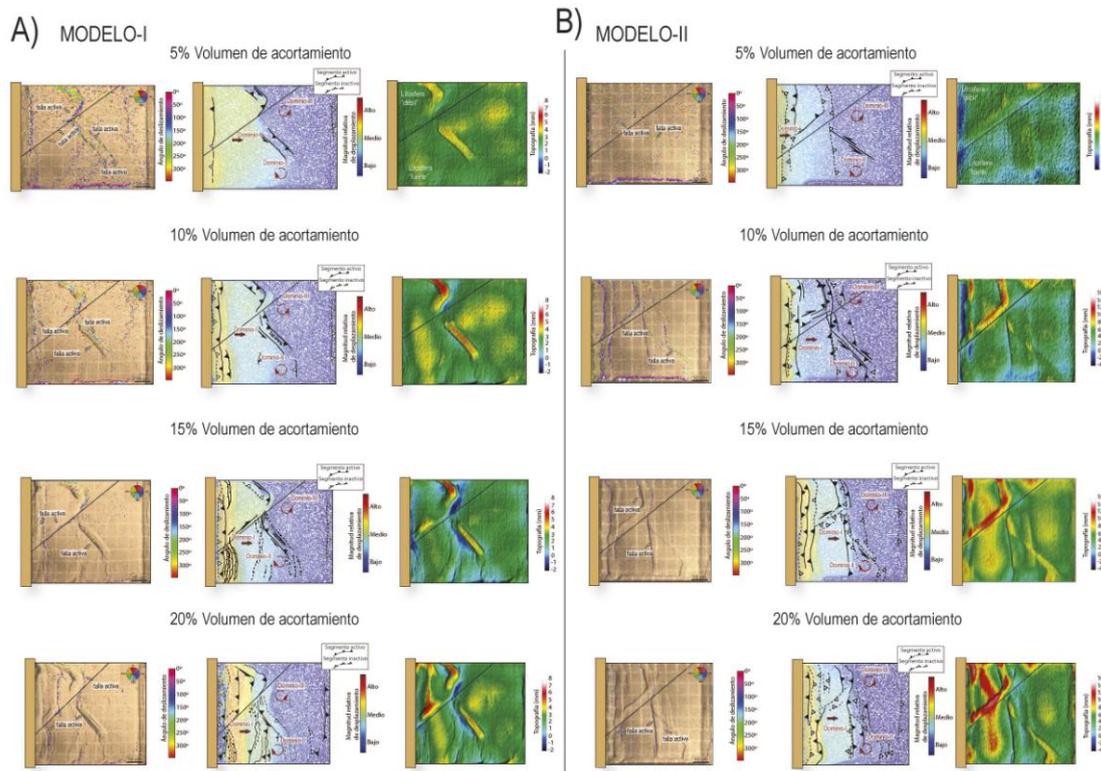


FIGURA 3. Análisis de la superficie de los modelos durante cuatro estadios de deformación (acortamiento horizontal desde la izquierda). De izquierda a derecha: ángulo de deslizamiento que indica el sentido de desplazamiento de la falla (morado en compresión, verde y amarillo desgarre); Magnitud de desplazamiento y dominio de vectores desplazamiento (I-horizontal, II-horario y III antihorario); modelo digital del relieve generado en el que se observan los sucesivos levantamientos (rojo) asociados a las fallas pre-existentes. A) Modelo-I y B) Modelo-II.

## REFERENCIAS

- Cloetingh, S. A. P. L., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P. A. M., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21(5): 1-26.
- De Vicente, G., Giner, J. L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J. M., y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266(1): 405-424.
- Leever, K. A., Gabrielsen, R. H., Sokoutis, D., y Willingshofer, E. (2011): The effect of convergence angle on the kinematic evolution of strain partitioning in transpressional brittle wedges: Insight from analog modeling and high-resolution digital image analysis. *Tectonics*, 30(2): 1-25.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Dombrádi, E., Martín, A. M., De Vicente, G., y Cloetingh, S., (2012): Integrated gravity and topography analysis in analog models: Intraplate deformation in Iberia. *Tectonics*, 31(6): 1-9.
- Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., Weil, A. B., Pastor-Galán, D., y Fernández-Suárez, J. (2012): Buckling an orogen: the Cantabrian Orocline. *GSA Today*, 22(7): 4-9.
- Salas, R., y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228(1-2): 33-55.
- Suárez-González, P. (2015): Sedimentología y paleogeografía de los sistemas de humedales costeros de la Fm Leza (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros): Implicaciones en el origen y desarrollo de los depósitos microbianos asociados, Tesis Doctoral, UCM, Madrid, 363 pp.
- Torne, M., Fernández, M., Vergés, J., Ayala, C., Salas, M. C., Jimenez-Munt, I., Buffet, G., y Díaz, J. (2015): Crust and mantle lithospheric structure of the Iberian Peninsula deduced from potential field modeling and thermal analysis. *Tectonophysics*, 663: 419-433.
- Vergés, J., y Fernández, M. (2006): Ranges and basins in the Iberian Peninsula: their contribution to the present topography. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1): 223-234.
- Weil, A. B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., y Pastor-Galán, D. (2013): Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: a geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582: 25-49.

# Velocidad de desplazamiento de la falla de Alhama de Murcia calculada mediante técnicas paleosismológicas y morfotectónicas

## *Alhama de Murcia slip rate based on paleoseismology and a morphotectonic analysis*

M. Ferrater<sup>1</sup>, M. Ortuño<sup>1</sup>, E. Masana<sup>1</sup>, J.J. Martínez-Díaz<sup>2</sup>, R. Pallàs<sup>1</sup>, A. Medialdea<sup>3</sup>, H. Perea<sup>4</sup>, S. Baize<sup>5</sup>, E. García-Meléndez<sup>6</sup>, A. Echeverría<sup>1</sup>, T. Rockwell<sup>7</sup>, W.D. Sharp<sup>8</sup>, E. Rhodes<sup>3</sup> y R. Arrowsmith<sup>9</sup>

1 RISKNAT. GEOMODELS. Dept. Geodinàmica i Geofísica, Fac. Geologia, Univ. de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain. marta.ferrater@ub.edu

2 Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC), 28040 Madrid, Spain

3 Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield S10 2TN, UK

4 Barcelona Center for Subsurface Imaging (B-CSI), Dept. de Geociències Marines - Institut de Ciències del Mar - CSIC, 08003 Barcelona, Spain

5 Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire - Seismic Hazard Division (BERSSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France

6 Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n 24071 León, Spain

7 Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA

8 Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA 94709, USA

9 School of Earth and Space Exploration, Arizona State University, Tempe, AZ 85287-6004, USA

**Resumen:** Se calcula la velocidad de desplazamiento de la falla de Alhama de Murcia mediante la aplicación de dos técnicas: a) la paleosismología y b) el análisis morfotectónico. Estas metodologías basan el cálculo en la velocidad en la dislocación tectónica de un elemento lineal de edad conocida. Se han excavado trincheras 3D en el segmento Lorca-Totana con el fin de identificar y medir la dislocación de un paleocanal enterrado. La edad del canal ha sido delimitada gracias a dataciones de OSL, radiocarbono y series del uranio aplicadas a pequeñas cantidades de carbonato pedogénico. La velocidad total obtenida es 0.9 mm/a. En la terminación sur de la falla (segmento Goñar-Lorca) se han analizado ocho canales dislocados en superficie. Las edades máximas de estos canales (edad de la superficie en la que se encajan) se han aproximado gracias a dataciones publicadas basadas en la termoluminiscencia, junto con nuevas dataciones de carbonato pedogénico. La velocidad lateral mínima obtenida con esta metodología es de 1.7-1.6 mm/a. Estos valores, coincidentes con los de las trincheras 3D y mayores a los obtenidos hasta la fecha, reafirman la falla de Alhama de Murcia como una de las más activas de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales.

**Palabras clave:** tectónica activa, geomorfología tectónica, trincheras paleosísmicas, falla de salto lateral.

**Abstract:** We calculated the slip rate of the Alhama de Murcia fault by means of two techniques: a) paleoseismology, and b) a morphotectonic analysis. These methodologies measure the offset of a linear feature whose age is known. In the Lorca-Totana segment of the fault, we carried out a three-dimensional trenching campaign to identify and measure the offset of a buried paleochannel. The age of the paleochannel was constrained by new approaches of OSL, radiocarbon and U-series applied to small amounts of pedogenic carbonate datings. The mean net slip rate obtained is 0.9 mm/a. In the southernmost termination of the fault (Goñar-Lorca segment), we analysed eight offset channels in surface. The maximum ages of the channels (age of the surface in which they are entrenched) were estimated in base of previous geomorphological maps and of published ages (thermoluminescence) together with new datings of pedogenic carbonate. The minimum lateral slip rate for the fault in this area is 1.7-1.6 mm/a. These slip rate values position the Alhama de Murcia fault as one of the most active faults in the Eastern Betics Shear Zone.

**Key words:** active tectonics, tectonic geomorphology; paleoseismic trenches, strike-slip fault

## INTRODUCCIÓN

La peligrosidad de una falla activa se determina gracias al cálculo de los parámetros sísmicos de ésta, entre ellos la velocidad de desplazamiento. Este parámetro para fallas de salto en dirección se obtiene midiendo el desplazamiento acumulado por un elemento lineal, normalmente un canal, cuya edad es conocida. En general existen dos técnicas extensamente aplicadas con este fin: a) la paleosismología y b) el análisis morfotectónico. La principal limitación de ambas técnicas es la preservación de evidencias de

salto, es decir, de los elementos dislocados. En fallas lentas, la disponibilidad de los elementos lineales es escasa debido a que a) los procesos erosivos tienden a borrarlos, y/o b) son destruidos por la acción humana. Es por estos dos motivos que, en fallas lentas, los investigadores se ven obligados a integrar cuanta información esté a su alcance.

La falla de Alhama de Murcia (FAM) es una falla lenta del SE de la Península Ibérica (Fig. 1) cuya velocidad de desplazamiento, directamente proporcional a su peligrosidad sísmica, no ha sido determinada con suficiente precisión (Masana et al.,

2004; Ortuño et al., 2012). La FAM forma parte de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO; Fig. 1), que absorbe parte de la convergencia entre las placas europea y africana. Es conocida por ser la responsable del terremoto de Lorca el día 11 de mayo del 2011 (Mw 5.2; López-Comino et al., 2012). La falla se divide en cuatro segmentos, dos de los cuales (Goñar-Lorca y Lorca-Totana) presentan mayor actividad cuaternaria (Fig. 1; referencias incluidas en Martínez-Díaz et al., 2012).

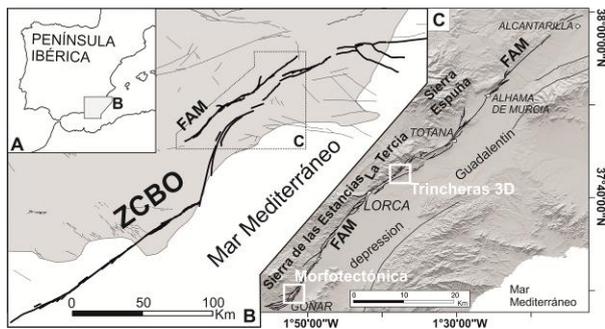


FIGURA 1. A) Península Ibérica; B) Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO); fallas que la conforman en negrita; C) mapa estructural y de los principales accidentes geográficos asociados a la falla de Alhama de Murcia.

En este artículo se presenta la velocidad de desplazamiento de la falla de Alhama de Murcia obtenida mediante la aplicación de las dos

metodologías anteriormente citadas. Para determinar la edad de los elementos dislocados, se utilizan las edades de termoluminiscencia de Ortuño et al. (2012) y nuevas dataciones adquiridas con radiocarbono, luminiscencia estimulada ópticamente (OSL) y series del uranio aplicadas a pequeñas cantidades de carbonato pedogénico.

### PALEOSISMOLOGÍA 3D

Se han excavado 10 trincheras en la rama sur de la FAM en el segmento de Lorca-Totana (concretamente en el abanico aluvial de El Saltador) con el fin de identificar un paleocanal enterrado que pueda servir para calcular la velocidad de desplazamiento de la falla (Fig. 2). La secuencia expuesta en las trincheras muestra una sedimentación aluvial con intercalación de unidades interpretadas como *debris* y *mud flows*. A techo, se encaja un sistema de canales en el que destaca la unidad D, ya que presenta unas características propias de canal más distintivas (facies, encajamiento, forma, etc.; Fig. 2). La correlación entre los dos segmentos del canal D en cada bloque de falla se ha realizado siguiendo un criterio estratigráfico y con las edades obtenidas con las series del uranio, que dan una edad mínima para el canal de  $11.0 \pm 1.7$  y  $12.39 \pm 0.42$  ka en el bloque NO y en el SE, respectivamente (Fig. 2). La edad del canal está comprendida entre la edad de las unidades B ( $15.5 \pm 1.0$  ka) y G (20839 – 23014 cal BP).

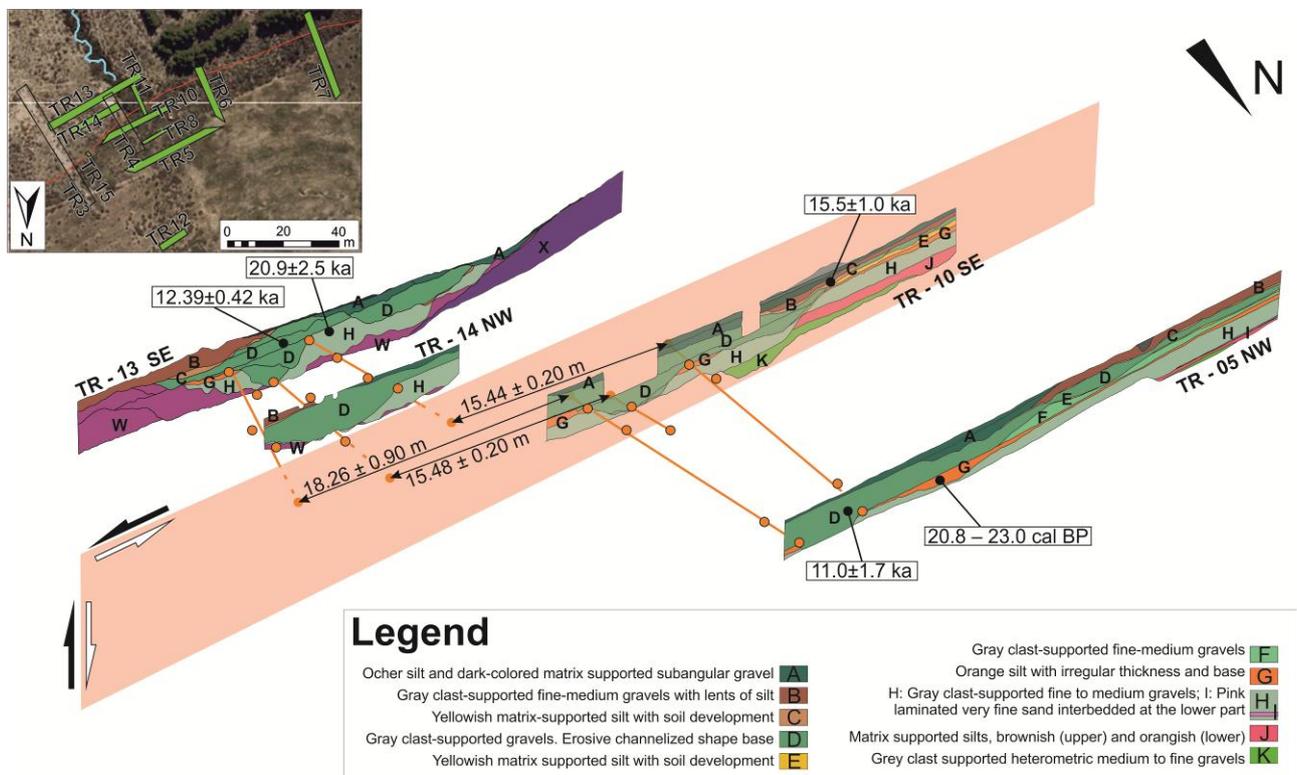


FIGURA 2. Desplazamiento del canal D medido en las trincheras de El Saltador. A) Mapa con la localización de las trincheras con respecto a la rama sur de la FAM; B) bloque diagrama con alguna de las trincheras (TR 5, 10, 13 y 14), la falla simplificada en un plano y la posición de las dataciones. Las líneas naranjas son las líneas rectas ajustadas tridimensionalmente, y los puntos naranjas son los puntos de referencia.

Para medir la dislocación del canal, primero se han identificado tres puntos de referencia del canal en cada pared de la trinchera (los dos márgenes y el depocentro). Para los puntos del depocentro identificados en el bloque NO de la falla, se ha ajustado una línea recta tridimensional, y se ha proyectado contra la falla (simplificada como un plano) para obtener un punto (*piercing point*). Se han repetido estos dos pasos en el otro bloque de la falla. La distancia entre los dos *piercing points* es el desplazamiento. Se han repetido estos pasos para cada uno de los márgenes del canal. Este método es útil para aquellos canales cuya forma pueda aproximarse a una línea recta. Aquí, la forma de los canales actuales en superficies es utilizada como análoga del paleocanal. Además, no es necesario calcular el gradiente del canal, puesto que está incluido en calcular su tendencia en 3D. La dislocación media del canal (usando las tres distancias obtenidas) se ha calculado con las funciones de probabilidad de Zechar y Frankel (2009).

La dislocación media del canal D es de  $16.4 +2.7/-0.3$  m, el componente lateral es  $16.3 +2.7/-0.3$  m y, el vertical,  $1.3 \pm 0.1$  m. La relación entre la dislocación lateral y la vertical sugiere que la rama sur de la FAM en el segmento Lorca-Totana tiene un desplazamiento principalmente lateral. Considerando la edad del canal, las velocidades total, lateral y vertical resultantes son  $0.9 \pm 0.1$  mm/a,  $0.9 \pm 0.1$  mm/a, y  $0.1 \pm 0.0$  mm/a, respectivamente.

## ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

Para calcular la velocidad de desplazamiento de la falla, se utilizaron ocho canales dislocados, previamente descritos y medidos por Ferrater et al. (2015), y se aproximaron sus edades (Tabla I). La edad máxima de los canales es la edad de la unidad aluvial en la que se encaja el canal. Las edades de los canales se han determinado directamente por la edad del abanico en el que se encuentran, y si no es posible, por el más cercano o por la edad general de la generación aluvial descrita por Ortuño et al. (2012). Este análisis se realizó en la terminación meridional del segmento Goñar-Lorca, donde la traza de la falla en superficie se ramifica en una estructura en forma de cola de caballo.

Las velocidades calculadas oscilan entre 0.4 y 2.4 mm/a (Tabla I). Para un buen análisis de estos valores, se necesita tener en cuenta a qué rama pertenece cada uno de ellos. En aquellos casos donde hay más de un valor de velocidad para la misma rama, se calcula la intersección entre los valores para obtener la velocidad de la rama (Fig. 3). Además, la suma de las velocidades de las fallas sub-paralelas en las que se divide la cola de caballo debería ser igual a la velocidad de la falla antes de la división (dislocaciones 114-115; 1.7-1.5 mm/a). Para comprobarlo se suman las velocidades de las ramas F1, F2 i S-FAM. El resultado varía entre 3.1 y 1.6 mm/a. El solape entre ambos valores es en 1.7-

1.6 mm/a, que es la velocidad final considerada para el segmento de Goñar-Lorca de la FAM.

Dislocación (promedio $\pm$ desv. estand.) m	Edad (nombre muestra o fase deposicional)	Velocidad lateral (mm/a)
114 (26.24 $\pm$ 4.58)	23 $\pm$ 2 (G2)	1.7-0.8
115 (42.75 $\pm$ 2.97)	23 $\pm$ 2 (G2)	2.4-1.5
122 (28.70 $\pm$ 3.11)	49 $\pm$ 2 (Carra-2-1)	0.7-0.5
123 (160.21 $\pm$ 12.80)	191 $\pm$ 17 (Carrasc-3)	1.1-0.7
124 (109.72 $\pm$ 5.88)	125-149 (G4)	1.0-0.7
125 (104.03 $\pm$ 5.09)	90-147 (G3-G4)	1.7-0.6
129 (38.24 $\pm$ 6.65)	90-147 (G3-G4)	0.7-0.3
136 (68.83 $\pm$ 11.68)	191 $\pm$ 17 (Carrasc-3)	0.6-0.3

TABLA I. Velocidades de desplazamiento lateral del segmento Goñar-Lorca de la falla de Alhama de Murcia calculadas a partir de dislocaciones medidas en superficie. Las edades utilizadas extraídas de Ortuño et al. (2012).

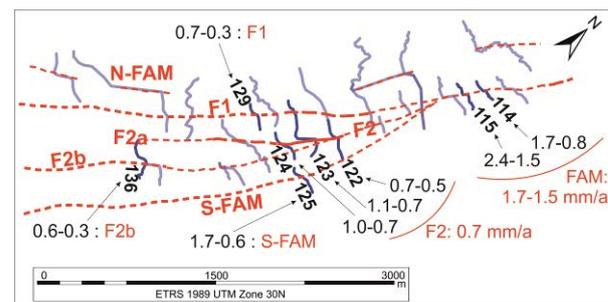


FIGURA 3. Resumen de las velocidades obtenidas a partir de canales dislocados en superficie. Las edades utilizadas se presentan en la Tabla I.

## DISCUSIÓN

### Ventajas y desventajas de los métodos utilizados

Las dos técnicas usadas en este trabajo se complementan y pueden ayudar a descartar o fortalecer resultados individuales. La excavación de trincheras permite un análisis preciso de 1) la correlación entre los segmentos del paleocanal enterrado, 2) la medida de su dislocación, y de 3) la determinación de su edad. Por otro lado, la excavación de trincheras conlleva invertir mucho tiempo y dinero. El análisis de canales en superficie es adecuado cuando la deformación se reparte en más de una traza de falla, aunque aporta menor precisión.

### Resumen de velocidades

Se han obtenido las velocidades de desplazamiento parcial de los segmentos Goñar-Lorca y Lorca-Totana. Para el primero, al comparar la velocidad lateral de la terminación obtenida en este trabajo (1.7-1.6 mm/a

para los últimos 200 ka) con la velocidad vertical calculada por Ortuño et al. (2012) (0.16-0.22 mm/a para los últimos 47-63 ka) se concluye que el componente principal de movimiento es el lateral.

Por otro lado, en el segmento Lorca-Totana, se han obtenido las velocidades total, lateral y vertical (0.9, 0.9 y 0.1 mm/a, respectivamente) solo para la traza SE de la falla. Este segmento está formado por otras dos fallas principales, la rama norte (Martínez-Díaz, 1998) y la frontal que podrían contribuir con desplazamiento. No se dispone de datos específicos de deslizamiento de estas dos trazas, aunque el hecho de que 1) muestran un relieve vertical mucho mayor que la rama sur, y que 2) el hipocentro del terremoto del 2011 en Lorca se nucleó en la rama norte y tuvo un mecanismo focal oblicuo, sugiere un posible *partitioning* de la deformación en este segmento. Así, la rama sur absorbería la mayor parte del componente lateral de la FAM, mientras que las dos otras ramas tendrían una cinemática principalmente vertical.

### Implicaciones regionales

Nuestros resultados incrementan el valor de velocidad de desplazamiento de la falla de Alhama de Murcia (FAM) y la reafirman como una de las fallas más activas de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO). La Figura 4 muestra las velocidades conocidas de fallas activas en la ZCBO. Cabe tener mucho en cuenta que dichos valores no son directamente comparables ya que se refieren a períodos distintos. El mapa muestra una falta de datos referentes a los segmentos septentrionales de la FAM, el segmento NE de la falla de Carrascoy, y la falla de Palomares para el período Pleistoceno superior-Holoceno, lo que hace aun difícil analizar la muy posible interacción de estas fallas como sistema generador de terremotos y, en consecuencia, acotar su influencia en la peligrosidad sísmica.

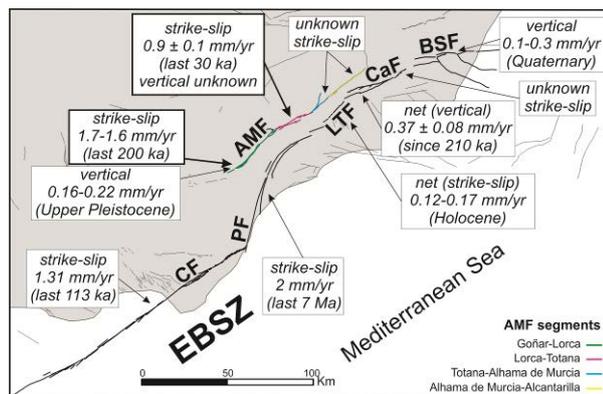


FIGURA 4. Resumen de los valores de velocidad de desplazamiento de las fallas de la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO; Weijermars, 1987; Alfaro et al., 2012; Ortuño et al., 2012; Moreno et al., 2015; Martín-Banda et al., 2015; este estudio en negrita). Leyenda: CF, falla de Carboneras; PF, falla de Palomares; LTF, falla de Los Tollos; CAF, falla de Carrascoy; BSF, falla de Bajo Segura. Fallas extraídas del Quaternary Active Faults Database of Iberia from IGME (2015).

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con los proyectos SHAKE CGL2011-30005-C02-02, PREVENT CGL2015-66263-R y RISKMAT-2014SGR/1243.

### REFERENCIAS

- Alfaro, P., Bartolomé, R., Borque, M.J., Estévez, A., García-Mayordomo, J., García-Tortosa, F.J., Gil, A.J., Gràcia, E., Lo Iacono, C. y Perea, H. (2012): The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38: 271-284.
- Ferrater, M., Arrowsmith, R., y Masana, E. (2015): Lateral offset quality rating along low slip rate faults: application to the Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula). *Remote sensing*, 7: 14827-14852.
- López-Comino, J.Á., Mancilla, F.D.L., Morales, J., y Stich, D. (2012): Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 39: 1-5.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Salazar, Á.E., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Medialdea, A. y Herrero M.J. (2015): New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity of the Carrascoy Fault Zone. *Tectonics*, 34: doi:10.1002/2015TC003997.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., y Ortuño, M. (2012): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 253-270.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., y Santanach, P. (2004): The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109: B01301
- Moreno, X., Masana, E., Pallàs, R., Gràcia, E., Rodés, Á. y Bordonau, J. (2015): Quaternary tectonic activity of the Carboneras Fault in the La Serrata range (SE Iberia): Geomorphological and chronological constraints. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2015.08.016.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Melendez, E., Martínez-Díaz, J., Stepáncikova, P., Cunha, P.P., Sohbat, R., Canora, C., Buylaert, J.P., y Murray, A.S. (2012): An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 124: 1474-1494
- Weijermars, R. (1987): The Palomares brittle-ductile Shear Zone of southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 9: 139-157.
- Zechar, J.D., y Frankel, K.L. (2009): Incorporating and reporting uncertainties in fault slip rates. *Journal of Geophysical Research*, 114: B12407.

# Estimación de la resistencia de la litosfera en la península ibérica

## *Probing the strength of the Iberian lithosphere*

A. Jiménez-Díaz<sup>1</sup>, J. Ruiz<sup>1</sup>, R. Tejero<sup>1</sup>, J. F. Kirby<sup>2</sup> y R. Capote<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, España. [ajimenezdiaz@geo.ucm.es](mailto:ajimenezdiaz@geo.ucm.es); [jaruiz@geo.ucm.es](mailto:jaruiz@geo.ucm.es); [rosatej@geo.ucm.es](mailto:rosatej@geo.ucm.es); [capote@geo.ucm.es](mailto:capote@geo.ucm.es)

<sup>2</sup> Department of Spatial Sciences, Curtin University, GPO Box U1987, Perth WA 6845, Australia. [J.Kirby@curtin.edu.au](mailto:J.Kirby@curtin.edu.au)

**Resumen:** Como indicador de la resistencia de la litosfera a largo plazo, el espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) se puede utilizar para entender la relación entre la reología de la litosfera y la evolución geodinámica de ambientes tectónicos complejos. En este trabajo presentamos, por primera vez, un mapa de alta resolución de la variación espacial de  $T_e$  en la península ibérica, obtenido a partir del análisis espectral de la coherencia entre la topografía y anomalía de Bouguer, con el objetivo de mejorar nuestro conocimiento de la variación regional en la reología y el comportamiento mecánico a largo plazo de su litosfera. La mayor parte de la región se caracteriza por valores de espesor elástico efectivo bajos ( $T_e < 20$  km), destacando un dominio de valores de  $T_e$  moderados y altos en la zona centro y sudoeste peninsular, que se prolonga hacia el norte de África, limitado por fuertes gradientes de  $T_e$ , especialmente en la zona sur.

**Palabras clave:** espesor elástico efectivo, métodos espectrales, estructura litosférica, península ibérica

**Abstract:** As a proxy for long-term lithospheric strength, the effective elastic thickness ( $T_e$ ) can be used to understand the relationship between lithospheric rheology and geodynamic evolution of complex tectonic settings. Here we investigate the lithospheric strength of the Iberian Peninsula in order to improve our knowledge of the regional variations of the rheology and long-term mechanical behavior of the lithosphere in the study area. For this we present, for the first time, a high-resolution map of spatial variations of  $T_e$  in the Iberian Peninsula from the spectral analysis of the Bouguer coherence. We find that this region is characterized by low  $T_e$  values ( $T_e < 20$  km), where the most noticeable feature is a band of moderate to high values over the central and southwestern Iberian Peninsula, which connect southward with the high  $T_e$  values in the North Africa region.

**Key words:** effective elastic thickness, spectral methods, lithosphere structure, Iberian Peninsula

## INTRODUCCIÓN

Conocer la variación lateral de la resistencia de la litosfera puede ayudar a comprender cómo la deformación superficial está relacionada con los procesos geodinámicos profundos. La resistencia es a menudo cuantificada por medio del espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) de la litosfera. El concepto de espesor elástico efectivo no hace referencia al espesor de una capa real. Por el contrario, se refiere al espesor teórico de una capa elástica de propiedades homogéneas que integra contribuciones de todas las capas de la litosfera (Watts y Burov, 2003), y se relaciona con otras formas de cuantificar las propiedades elásticas de la litosfera considerada como un todo, como puede ser la rigidez flexural ( $D$ ):

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)}, \quad (1)$$

donde  $E$  es el módulo de Young, y  $\nu$  el coeficiente de Poisson.

Por otra parte, el análisis integrado de los datos de topografía y gravedad es una potente herramienta que nos permite “sondear” la estructura y el comportamiento mecánico de la litosfera, por ejemplo, cómo responden ante cargas y descargas (Watts, 2001). En particular, un parámetro muy útil que describe este comportamiento es el espesor elástico efectivo de la litosfera. Además, la magnitud y la variación espacial de  $T_e$  puede controlar el grado, el estilo y la localización de la deformación en respuesta a las cargas tectónicas a largo plazo y, potencialmente, la distribución de la actividad sísmica

Los avances más recientes, tanto en el análisis espectral de la topografía y gravedad como en la modelización litosférica de la Tierra, han permitido caracterizar la variación espacial del espesor elástico efectivo en ésta con una resolución sin precedentes. Así, este tipo de análisis resulta de especial interés para el caso de la península ibérica, cuya litosfera registra una larga y compleja historia geológica. En este trabajo presentamos, por primera vez, un mapa de alta resolución de la variación espacial de  $T_e$  en la península ibérica y regiones vecinas, obtenido a partir del análisis

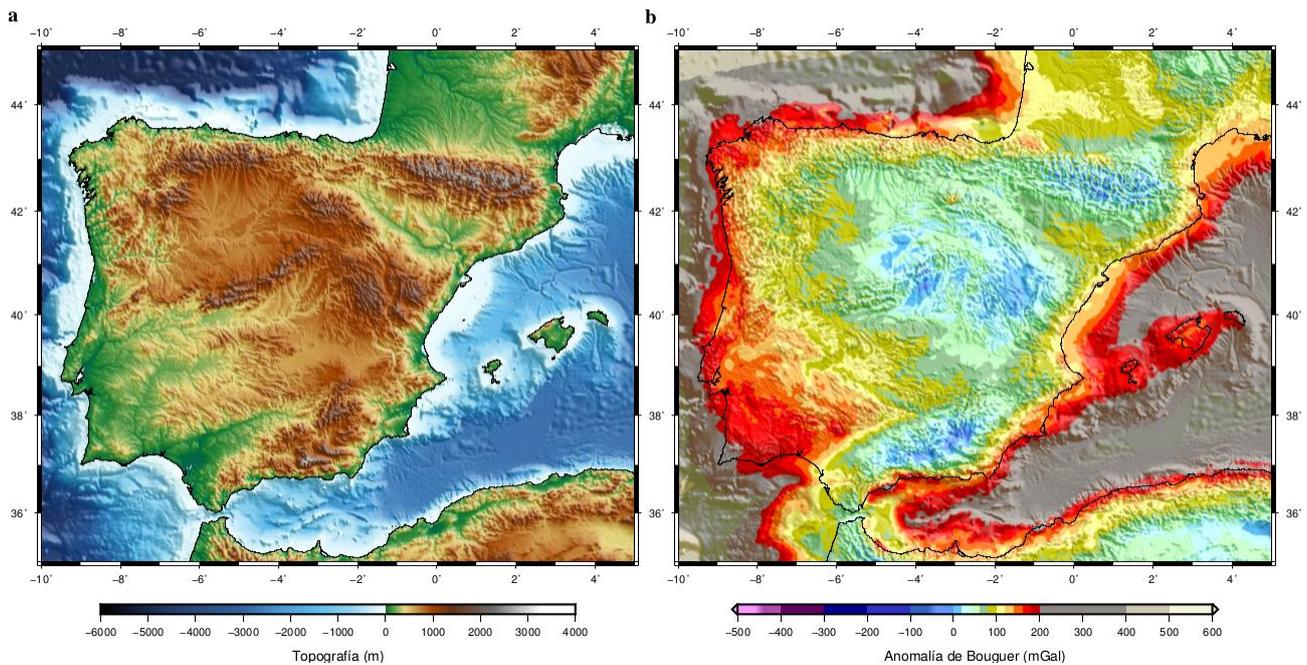


FIGURA 1. (a) Topografía (ETOPO1) y (b) anomalía de Bouguer (WGM2012) utilizados en la estimación del espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) de la litosfera.

espectral de la coherencia entre la topografía y anomalía de Bouguer, con el objetivo de mejorar nuestro conocimiento sobre la reología y el comportamiento mecánico a largo plazo de su litosfera.

### COHERENCIA DE BOUGUER

Para estimar el espesor elástico efectivo, calculamos la función coherencia que relaciona la topografía y la anomalía de Bouguer (función conocida como coherencia de Bouguer), por medio de la transformación continua de ondículas (o transformada wavelet continua; Kirby and Swain, 2011), siguiendo el método de deconvolución de cargas de Forsyth (1985). La coherencia de Bouguer nos aporta información sobre el rango de longitudes de onda en la que la topografía y la anomalía de Bouguer están correlacionadas, de modo que generalmente tiende a cero en longitudes de onda cortas, donde la topografía no está compensada y las cargas están soportadas predominantemente por la resistencia elástica de la litosfera (Forsyth, 1985). En longitudes de onda largas, la respuesta ante cargas se aproxima al límite de Airy y la coherencia de Bouguer tiende a 1. La longitud de onda a la cual la coherencia crece rápidamente de 0 a 1 depende de  $T_e$ , de modo que cuando la litosfera es débil (y  $T_e$  es pequeño), la compensación local ocurre en longitudes de onda relativamente cortas, y viceversa.

Los datos de topografía/batimetría utilizados en nuestro análisis derivan del modelo global ETOPO1 (Amante y Eakins, 2009). Los datos de anomalía de Bouguer se han obtenido del modelo global en armónicos esféricos WGM2012 (Balmino et al., 2011) (Fig. 1). El modelo global CRUST1.0 (Laske et al., 2013) proporciona la información requerida sobre la

estructura interna de la corteza y el manto superior (variación lateral de la densidad interna y de la profundidad de las diferentes interfaces). Otros parámetros utilizados en la inversión son: módulo de Young,  $E = 100$  GPa; coeficiente de Poisson,  $\nu = 0.25$ ; aceleración de la gravedad,  $g = 9.79$  m s<sup>-2</sup>; constante de gravitación universal,  $G = 6.67259 \times 10^{-11}$  m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup> s<sup>-2</sup>.

### MAPA DE ESPESOR ELÁSTICO EFECTIVO

La Fig. 2 muestra la variación espacial del espesor elástico efectivo de la litosfera en la región de la península ibérica. A modo de control del error y grado de ajuste de nuestro modelo, en la Fig. 3 se muestran ejemplos de las curvas de ajustes obtenidas del análisis 1D de la coherencia de Bouguer, así como los resultados de la inversión, para las cuatro localizaciones mostradas en la Fig. 2.

Como primera valoración del mapa de  $T_e$  obtenido, la mayor parte de la región se caracteriza por valores de espesor elástico efectivo muy bajos ( $T_e < 20$  km), destacando un dominio de valores de  $T_e$  moderados y altos en la zona centro y sudoeste peninsular, que se prolonga hacia el norte de África, y que se encuentra limitado por fuertes gradientes de  $T_e$ , especialmente en la zona sur. Como referencia, el rango de valores de  $T_e$  estimado para el centro de la península ibérica, entre 20 y 45 km ( $18.1 \pm 2.0$  km en el análisis 1D; Fig. 3b), es consistente con los valores de  $T_e$  obtenidos por medio de métodos espectrales para esta zona (15-40 km; Gómez-Ortiz et al., 2005; Pérez-Gussinyé et al., 2005).

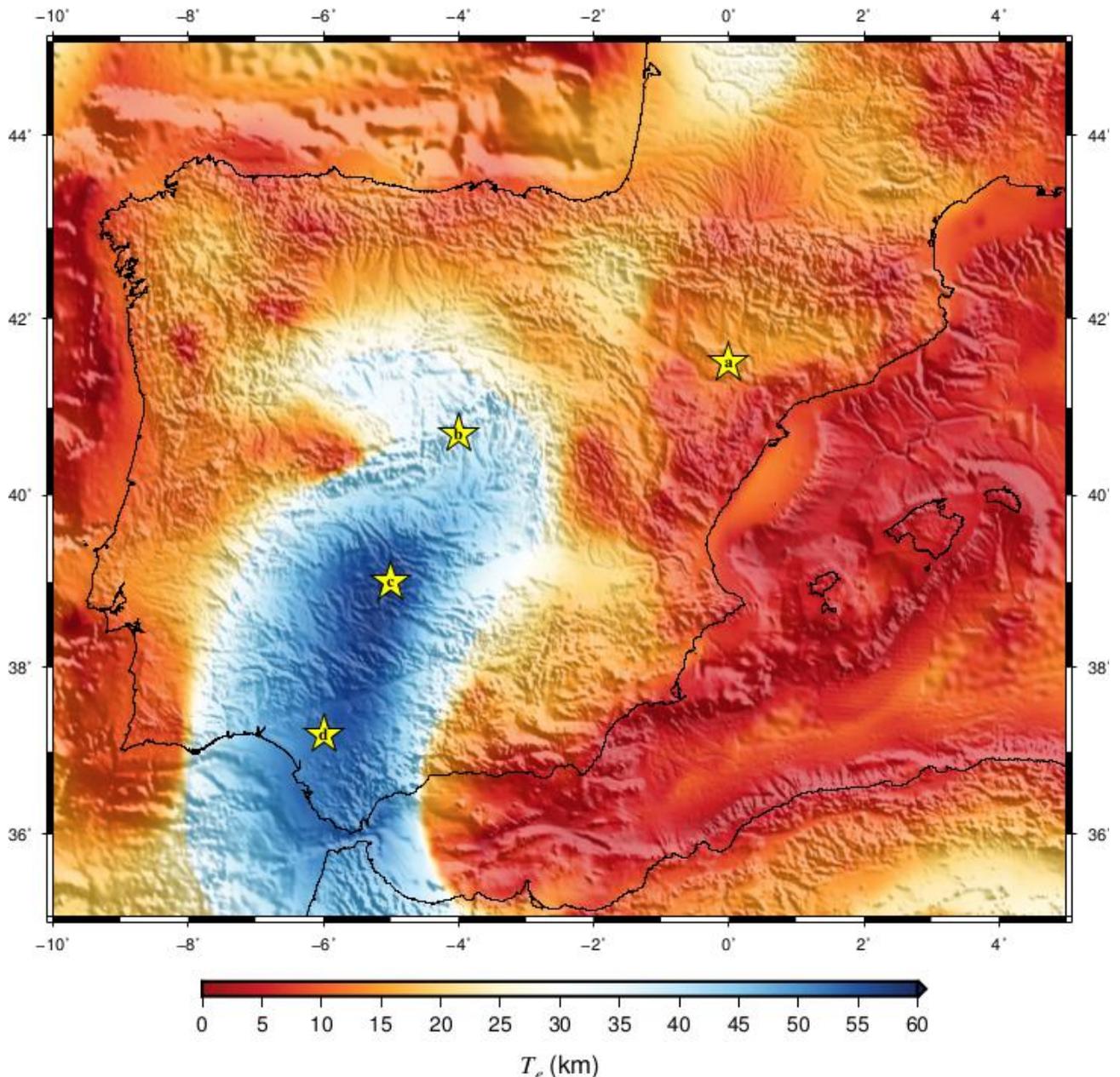


FIGURA 2. Variación espacial del espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) de la litosfera en la península ibérica. Las estrellas amarillas (a-d) indican la localización de los análisis 1D mostrados en la Figura 3.

## CONCLUSIONES

En este trabajo presentamos, por primera vez, un mapa de alta resolución de la variación espacial del espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) de la litosfera en la península ibérica, obtenido a partir del análisis espectral de la coherencia de Bouguer. Este mapa representa un primer paso para evaluar la variación regional en la estructura y el comportamiento mecánico de su litosfera, y es necesario un análisis en profundidad de las relaciones entre la deformación superficial, la estructura litosférica y la dinámica del manto en esta región.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a David Gómez Ortiz y a Carlos Fernández la revisión de este trabajo. Las figuras de este trabajo han sido elaboradas mediante el software Generic Mapping Tools (Wessel et al., 2013). Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2011-23857.

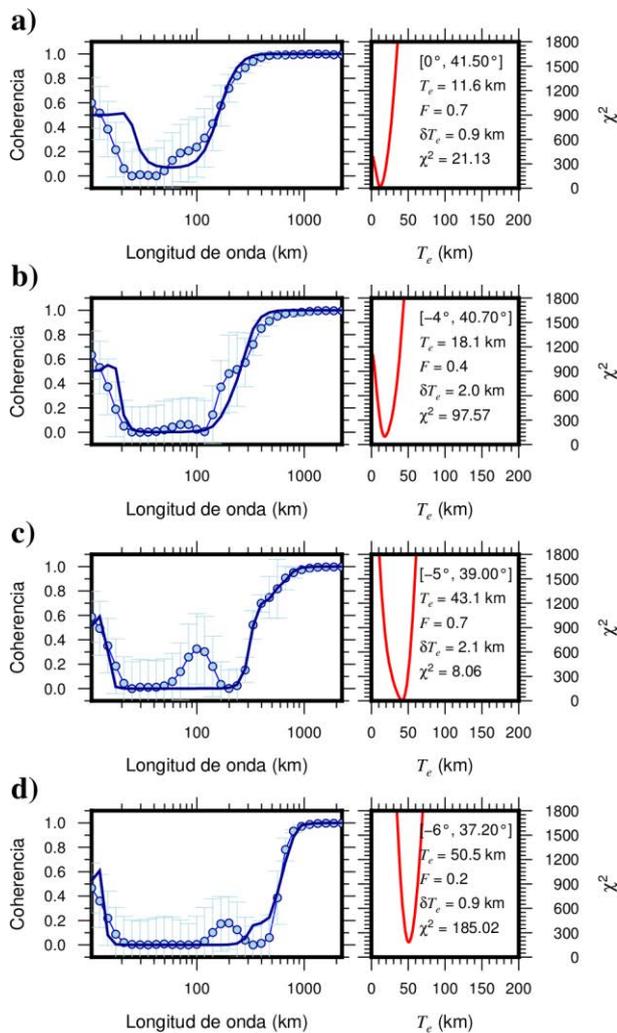


FIGURA 3. (a-d) Análisis 1D de la coherencia de Bouguer y resultados de la inversión para las cuatro localizaciones mostradas en la Figura 2. Paneles izquierdos: coherencia observada (círculos azul claro con sus barras de error y línea azul), coherencia teórica (línea azul oscura). Paneles derechos: curva de ajuste utilizada para estimar  $T_e$  (línea roja), y resumen numérico de los resultados de la inversión (coordenadas del análisis, espesor elástico efectivo,  $T_e$ ; fracción de cargas internas,  $F$ ; error de  $T_e$ ,  $\delta T_e$ ; ajuste del análisis,  $\chi^2$ ).

## REFERENCIAS

- Amante, C. y Eakins, B.W. (2009): *ETOPO1 1arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis*. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC24. 19pp.
- Balmino, G., Vales, N., Bonvalot, S. y Briais, A. (2011): Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies. *Journal of Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-011-0533-4.
- Forsyth, D.W. (1985): Subsurface loading estimates of the flexural rigidity of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 90: 12,623–12,632.
- Gómez-Ortiz, D., Tejero, R., Ruiz, J., Babin-Vich, R. y González-Casado, J.M. (2005): Estimating the effective elastic thickness of the Iberian Peninsula's lithosphere based on multitaper spectral analysis. *Geophys. J. Int.*, 160: 729–735.
- Kirby, J.F. y Swain, C.J. (2011): Improving the spatial resolution of effective elastic thickness estimation with the fan wavelet transform. *Computers and Geosciences*, 37: 1345–1354.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. y Pasyanos, M. (2013): Update on CRUST1.0 - A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophys. Res. Abstracts*, 15: EGU2013-2658.
- Pérez-Gussinyé, M. y Watts, A.B. (2005): The long-term strength of Europe and its implications for plate forming processes. *Nature*, 436: 381–384.
- Watts, A.B. (2001): *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press. 472 pp.
- Watts, A.B. y Burov, E.B. (2003): Lithospheric strength and its relation to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213: 113–131.
- Wessel, P. et al. (2013): Generic Mapping Tools: Improved version released. *EOS Trans. AGU* 94: 409–410.

# Nuevos eventos deformacionales registrados en el Segmento SO de la Falla de Carrascoy (Murcia, España): Implicaciones en el modelo de crecimiento

## *New deformational events recorded in the SW Segment of the Carrascoy Fault (Murcia, Spain): Implications in the growth model*

R. Martín-Banda<sup>1</sup>, J. M. Insua-Arévalo<sup>1</sup>, J. García-Mayordomo<sup>2</sup>, A. Salazar<sup>2</sup> y C. Crespo-Martín<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid 28040 Madrid. raquem08@ucm.es; [insuarev@geo.ucm.es](mailto:insuarev@geo.ucm.es); [ccresp01@ucm.es](mailto:ccresp01@ucm.es)

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España 28760 Madrid. [julian.garcia@igme.es](mailto:julian.garcia@igme.es); [a.salazar@igme.es](mailto:a.salazar@igme.es)

**Resumen:** La Falla de Carrascoy es una falla de desgarre sinistral que forma parte del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Con dos segmentos solapados (SO y NE) controla el borde norte de la Sierra de Carrascoy y su articulación con la Depresión del Guadalentín. El segmento SO está formado por la zona de Falla de Algezares – Casas Nuevas, un sistema de pliegues y cabalgamientos que conforman relieves de tipo *foreberg* dispuestos *en échelon*, mostrando la migración progresiva de la deformación hacia el NO desde el frente montañoso controlado por la falla de desgarre sinistral (Falla de Carrascoy *s.s.*). Estudios previos sitúan el inicio de la formación de la Falla de Algezares – Casas Nuevas en el Pleistoceno medio. En el presente trabajo se han identificado nuevos eventos de deformación tectónica en el extremo NE de la falla que pliegan y cabalgan los sedimentos de abanicos aluviales del Pleistoceno superior. Estos eventos posteriores a los registrados en localizaciones más occidentales en los trabajos previos, se ajustan a un modelo de crecimiento en el que la longitud de la falla aumenta gradualmente con cada terremoto.

**Palabras clave:** *Foreberg*, falla de desgarre sinistral, Falla de Carrascoy, Béticas Orientales, Cuaternario

**Abstract:** *The Carrascoy Fault is a left-lateral strike-slip fault belonging to the Eastern Betic Shear Zone. With two overlapping segments (SW and NE), this fault controls the northern edge of the Carrascoy Range and its linkage with of the Guadalentín Depression. The SW segment is formed by the Algezares – Casas Nuevas Fault zone, a fold-and-thrust system constituting foreberg-type, en-echelon-arranged reliefs that show the progressive northwestward migration of deformation from the front controlled by the left-lateral strike-slip (s.s. Carrascoy Fault). Prior studies locate the onset of the Algezares – Casas Nuevas Fault in the middle Pleistocene. In this paper we have identified new tectonic events at the NE fault tip, which fold and thrust the sediments of late Pleistocene alluvial fans. These events are younger than those recorded westernmost in previous studies, and they support a growth model in which the length fault gradually increases with each earthquake.*

**Key words:** *Foreberg, left-lateral strike-slip fault, Carrascoy Fault, Eastern Betics, Quaternary*

## INTRODUCCIÓN

La Falla de Carrascoy (FCA) es una de las fallas del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (Fig. 1A), principal estructura de acomodación de la convergencia entre las placas Euroasiática y de Nubia en Iberia desde el Neógeno superior (p.e. Bousquet, 1979; De Larouzière et al., 1988). A lo largo de este gran desgarre de orientación general NE-SO, que atraviesa las Zonas Internas más orientales de la Cordillera Bética, se concentra la mayor parte de toda la sismicidad histórica e instrumental de la Península Ibérica (p.e. Torreveja 1829 y Lorca 2011).

La FCA, con aproximadamente 33 Km de longitud entre las localidades de Los Ramos (NE) y Casas Nuevas (SO), ambas en la provincia de Murcia, es una falla sinistral inversa que controla los relieves más

importantes del borde norte de la Sierra de Carrascoy y su articulación con la Depresión del Guadalentín (p.e. Silva, 1994). Hacia el SO, la FCA es relevada por la FLT, también sinistral inversa, cuya cinemática y actividad holocena ha sido descrita recientemente por Insua-Arévalo et al. (2015), mientras que en su extremo NE la FCA conecta con el sistema de pliegues y cabalgamientos del Bajo Segura (FBS), de orientación ENE-OSO (p.e. Alfaro, 1995).

Recientes trabajos cartográficos y paleosísmicos realizados en la FCA (Martín-Banda et al., 2015) definen un nuevo modelo de segmentación de la falla en dos segmentos solapados: SO y NE, con marcadas diferencias en su estructura, actividad cuaternaria y control del relieve (Fig. 1B). El segmento SO está formado por un sistema de pliegues y cabalgamientos (Falla de Algezares – Casas Nuevas) que indican que la migración de la deformación avanza progresivamente hacia el NO desde el frente montañoso a modo de

cabalgamientos discretos *en échelon* que conforman un relieve de tipo *foreberg* a partir del Pleistoceno medio,

a la vez que la actividad de la falla de desgarre sinistral (Falla de Carrascoy s.s.) va cesando en este sector.

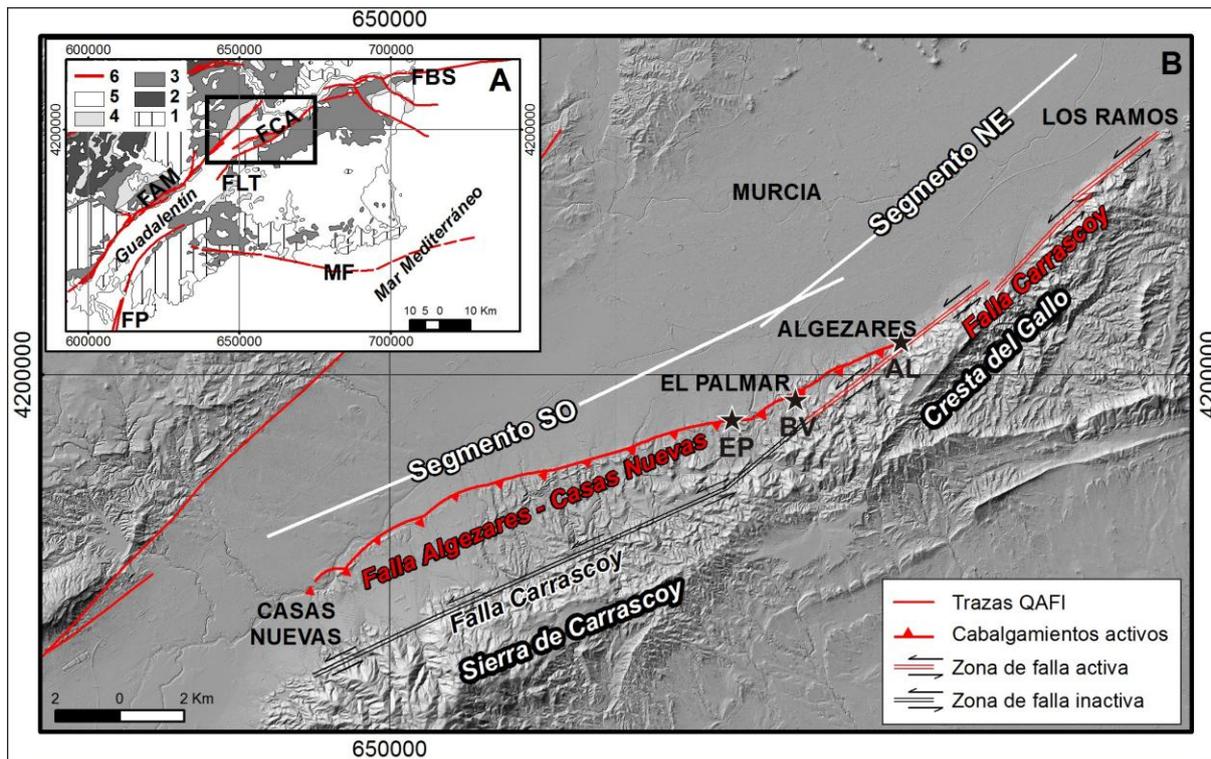


FIGURA 1. A) Marco tectónico local de la Falla de Carrascoy (FCA). 1: Zonas Internas, 2: Subbético, 3: Neógeno, 4: Plio-Pleistoceno, 5: Cuaternario, 6: FBS: Falla Bajo Segura, FAM: Falla Alhama de Murcia, FLT: Falla Los Tollos, FP: Falla Palomares, FM: Falla Mazarrón. B) Segmentación de la Falla de Carrascoy sobre modelo digital de elevación. EP (El Palmar) y BV (Buenavista): localización de estudios paleosísmicos previos (Martín-Banda et al., 2015). AL (Algezares): afloramiento estudiado en este trabajo. Proyección ED50/UTM Zona 30°N.

El estudio paleosismológico de un nuevo afloramiento localizado en el extremo NE de la Falla de Algezares – Casas Nuevas (zona de solape de ambos segmentos) que aquí presentamos aporta nuevos datos para el conocimiento del potencial sismogénico del segmento SO de la FCA, así como al modelo de crecimiento de la falla.

## DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

El afloramiento estudiado se sitúa en la pedanía de Algezares (Murcia). Se trata de un talud artificial con orientación NNO-SSE excavado en una cantera, actualmente inactiva, sobre los depósitos de un abanico aluvial del Pleistoceno superior situado a pie de la Cresta del Gallo (AL, Fig. 1B). Este afloramiento se localiza en el extremo NE de la Falla de Algezares – Casas Nuevas, donde esta rama inversa comienza a separarse de la rama de desgarre (Falla de Carrascoy s.s.).

El talud estudiado ha sido desbrozado y re-excavado profundizando casi 4 metros más para facilitar su estudio. En él se observan dos secuencias de depósitos de abanico aluvial proximal-medio (unidades B-G) sobre filitas violáceas del Complejo Maláguide (unidad A), todas ellas plegadas y cabalgadas por dos

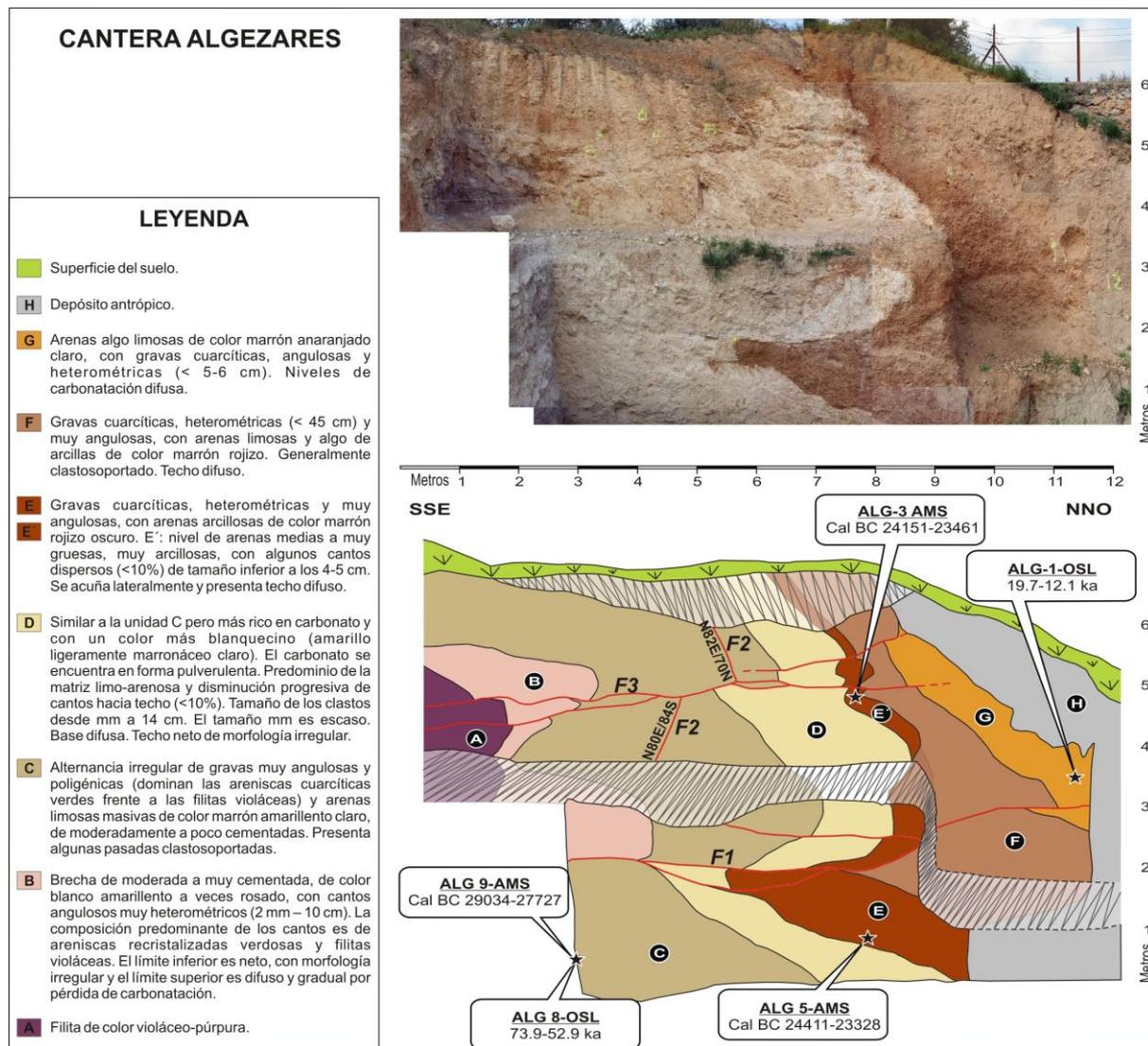
fallas inversas de bajo ángulo (F1 y F3) (Fig. 2). Los depósitos aluviales presentan un desarrollo de perfiles edáficos de carbonatación sobreimpuestos, cuyos contrastes de coloración facilitan la visualización de la estructura. Las unidades B, C, D, E, E' y F representan diferentes horizontes del perfil de carbonatación de un mismo depósito aluvial (Aluvial I) (ver descripciones en la Fig. 2) que culmina con un nivel de gravas y arenas (unidad F) depositado sobre un horizonte iluvial rico en arcillas rojas (unidades E y E').

Las arenas limosas y gravas con carbonatación difusa de la unidad G representan un nuevo depósito aluvial (Aluvial II), con desarrollo incipiente de un nuevo perfil de carbonatación. Por último, un depósito de origen antrópico (unidad H) ocupa el extremo NNO del talud, rellenando una excavación artificial que ha borrado las señales potenciales de la actividad tectónica más reciente de la estructura. La F3 no solo cabalga los materiales del bloque de techo de la F1 previamente plegados, también desplaza y bascula la traza de una falla con movimiento normal (F2).

Se han tomado muestras de los sedimentos de cada uno de los dos depósitos aluviales para su datación por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL): ALG-8-OSL (unidad C, Aluvial I) y ALG-1-OSL (unidad G, Aluvial II) (Fig. 2), que revelan edades de 73,9-52,9 ka

y 19,7-12,1 ka para los depósitos Aluvial I y II, respectivamente. También se han tomado muestras de las unidades C (ALG-3-AMS), E' (ALG-9-AMS) y E (ALG-5-AMS) con el fin de datar la materia orgánica del suelo desarrollado en dichas unidades mediante la técnica de datación por radiocarbono empleando la

espectrometría de masas con aceleradores (AMS) (Fig. 2). Los resultados obtenidos indican edades (calibradas  $2\sigma$ ) de 29.034-27.727 a BP para el suelo de la unidad C y 24.151-23.461 a BP y 24.411-23.328 a BP para el suelo argílico rojo de las unidades E' y E, respectivamente.



## EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA TECTÓNICA

A partir de las unidades y de la estructura tectónica observadas en la Cantera de Algezares se puede interpretar la siguiente secuencia de eventos sedimentarios, edáficos y tectónicos asociados a la Falla de Algezares – Casas Nuevas: 1º Depósito del Aluvial I y desarrollo del perfil de carbonatación sobre el depósito Aluvial I (unidades B-F). 2º Plegamiento del Aluvial I y de los suelos, así como de las filitas infrayacentes. El Aluvial II no parece que esté plegado. 3º Depósito del Aluvial II y desarrollo incipiente de un nuevo perfil de carbonatación. 4º Cabalgamiento (F1,

Fig. 2) que rompe y desplaza todas las unidades anteriormente plegadas y el Aluvial II (evento Ax, Fig. 3). 5º Falla normal (F2, Fig. 2) local del bloque de techo de la F1, que podría ser consecuencia de la deformación interna originada por el cabalgamiento (evento Ay, Fig. 3). 6º Cabalgamiento fuera de secuencia (F3, Fig. 2) que desplaza tanto los materiales plegados del bloque de techo plegados de la F1 como la traza de la F2 (evento Az, Fig. 3).

Las edades obtenidas mediante las técnicas de OSL y AMS son coherentes estratigráficamente (Fig. 2). El sedimento de la unidad C (Aluvial I, ALG-8-OSL: 73,9-52,9 ka) es más antiguo que el sedimento de la unidad G (Aluvial II, ALG-1-OSL: 19,7-12,1 ka). A su

vez, este último es más moderno que la materia orgánica del suelo rojo desarrollado sobre el Aluvial I (unidad E' y E, ALG-9-AMS y ALG-5-AMS), con una edad comprendida entre 24.151 y 23.328 a BP. A partir de estas dataciones se puede establecer la edad de los principales eventos de deformacionales identificados en la cantera de Algezares. El plegamiento observado es posterior a 24.151 a BP, ya que afecta al suelo rojo del Aluvial I, y anterior a 12,1 ka, edad del Aluvial II sin deformar. Por otra parte, también podemos determinar que las fallas son posteriores al depósito del Aluvial II, ya que tanto el cabalgamiento principal (F1, Ax) como el cabalgamiento fuera de secuencia (F3, Az) afectan a sus sedimentos. Si tenemos en cuenta que la falla normal (F2, Ay) está asociada a la deformación interna del cabalgamiento principal, se puede concluir que todas las fallas observadas en el talud son posteriores a 19,7 ka, edad más antigua del Aluvial II.

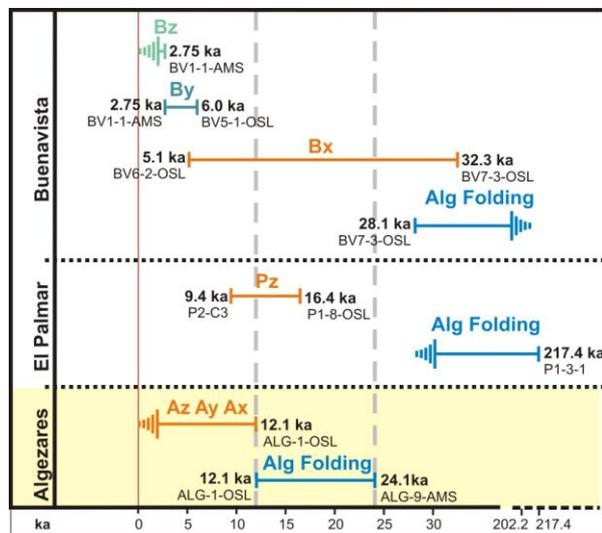


FIGURA 3. Interpretación de eventos de deformación tectónica en la cantera de Algezares (amarillo). Comparación con los eventos interpretados en El Palmar y Buenavista (Martín-Banda et al., 2015).

## IMPLICACIONES EN EL MODELO DE CRECIMIENTO DE LA FCA

Recientes estudios paleosísmicos realizados en puntos localizados al suroeste de Algezares (en Buenavista y El Palmar) a lo largo de esta Falla de Algezares – Casas Nuevas (Martín-Banda et al., 2015), determinan que el inicio de la deformación inversa tuvo lugar después de 217,4 ka, y antes de 28,1 ka. Sin embargo, los datos obtenidos en el presente trabajo indican que hacia el NE de Buenavista, en la Cantera de Algezares, la deformación por cabalgamiento se inició con posterioridad a 24,2 ka, y por tanto, después del plegamiento en Buenavista. Este hecho se ajustaría a un modelo de crecimiento en el que la longitud de la falla aumentaría gradualmente con cada terremoto

(Cowie y Scholz, 1992). Así, el pliegue y las fallas de Algezares serían la expresión en superficie de la propagación lateral de la rotura de la falla en eventos posteriores a los que generaron el plegamiento en Buenavista (Fig. 3).

## CONCLUSIONES

Se han identificado nuevos eventos de deformación tectónica en el extremo NE de la Falla de Algezares – Casas Nuevas (segmento SO de la Falla de Carrascoy), que pliegan y cabalgan los sedimentos de abanicos aluviales del Pleistoceno superior localizados a pie de la Cresta del Gallo. Estos eventos son posteriores al inicio de esta deformación inversa en otros puntos de la falla localizados al O de Algezares, sosteniendo un modelo de crecimiento en el que la longitud de la falla aumenta gradualmente con cada terremoto.

## REFERENCIAS

- Alfaro, P. (1995): *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Extremo oriental de la Cordillera Bética)*. Tesis Doctoral, Univ. de Alicante, 218 p.
- Bousquet, J.C. (1979): Quaternary strike-slip faults in southern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277–286.
- Cowie, P.A. y Scholz, C.H. (1992): Growth of faults by accumulation of seismic slip. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11085-11095.
- De Larouzière, F., Bolze, J., Bordet, P., Hernyey, J., Montenat, C. y Ott D' Estevou, P. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41–52.
- Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Martín-Banda, R., Álvarez-Gómez, J.A., Canora, C. y Martínez- Díaz, J.J. (2015): Paleoseismological evidence of Holocene activity of the Los Tollos Fault (Murcia, SE Spain): A lately formed Quaternary tectonic feature of the Eastern Betic Shear Zone. *Journal of Iberian Geology*, 41 (3): 333-350.
- Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., Salazar, A., Rodríguez-Escudero, E., Álvarez-Gómez, J.A., Medialdea, A. y Herrero, M.J. (2015): New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. *Tectonics*, 34: doi:10.1002/2015TC003997.
- Silva, P.G. (1994): *Evolución Geodinámica de la depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 642 p.

# Intervalos de recurrencia de la zona de falla de Baza para el intervalo Pleistoceno superior-Holoceno

## *Late Pliostocene-Holocene recurrence intervals of the Baza Fault Zone*

I. Martín-Rojas<sup>1</sup>, J. Castro<sup>1</sup>, I. Medina<sup>1</sup>, F.J. García-Tortosa<sup>2</sup> y P. Alfaro<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ctra de San Vicente del Raspeig, s/n, 03690- Alicante. julia.castro@ua.es

<sup>2</sup> Dpto. Geología, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, s/n, 23071 Jaén. gtortosa@ujen.es

**Resumen:** Presentamos los primeros datos paleosísmicos existentes de la zona de falla de Baza (Cordillera Bética central, España). Tras realizar un estudio geomorfológico y estratigráfico de las unidades más recientes en el entorno de la zona de falla, seleccionamos tres zonas para la excavación de cinco zanjas de paleosismicidad. A partir de los datos obtenidos de ellas interpretamos los eventos paleosísmicos ocurridos. Teniendo en cuenta esto y las dataciones numéricas realizadas, calculamos un intervalo de recurrencia de eventos sísmicos con ruptura en superficie para la zona de falla de Baza de 5661-8990 años para los últimos ~42 ka.

**Palabras clave:** zona de falla de Baza, Paleosismología, intervalo de recurrencia.

**Abstract:** We here present the first paleoseismic data of the Baza Fault Zone (central Betic Cordillera, Spain). We carried out a geomorphologic and stratigraphic analysis of the units located near to the fault. After that, we selected three sites where we excavated up to five paleoseismic trenches. We discuss trenches logs in terms of paleoseismic events. These data together with numeric dates permit us to estimate a recurrence interval of 5661-8990 years for surface rupturing events occurred in the Baza Fault Zone for the last ~42 ky.

**Key words:** Baza Fault Zone, Paleoseismology, recurrence interval.

## INTRODUCCIÓN

La cuenca de Guadix-Baza, situada en el sector central de la Cordillera Bética (Fig. 1), ha estado sometida a partir del Mioceno superior a un régimen de esfuerzos dominado por una compresión de dirección NNW-SSE y una extensión ENE-WSW (Galindo-Zaldívar et al., 1999). La extensión es acomodada por varias fallas normales activas entre las que destaca la zona de falla de Baza (Alfaro et al., 2008). Presentamos los resultados del estudio paleosísmico realizado en distintos sectores de la zona de falla de Baza. A partir del análisis geológico y geomorfológico de la zona de falla y la definición de las unidades más recientes deformadas por la falla hemos seleccionado varios puntos para la excavación de zanjas de paleosismicidad, que se encuentran actualmente en distintas fases de estudio. Estos datos nos permiten llevar a cabo una discusión preliminar de los intervalos de recurrencia de los terremotos con ruptura en superficie.

## LA ZONA DE FALLA DE BAZA

La zona de falla de Baza es una falla normal de unos 37 km de longitud, con una dirección de N-S a NW-SE y buzante al E (Alfaro et al., 2008; García Tortosa et al., 2008, 2011). La mitad septentrional de la estructura se caracteriza por la presencia de numerosas

ramas que presentan un patrón trenzado, que tienden a ramificarse en cola de caballo (*horsetailing*) en la mitad sur (Fig. 1). A partir del salto total acumulado por la falla desde su comienzo en el Mioceno superior, se puede estimar una tasa de desplazamiento de 0,22-0,37 mm/a (Alfaro et al., 2008). Por otra parte, el desplazamiento vertical del glacis que corona la cuenca (de edad entre 600 y 205 ka) permite calcular una tasa de desplazamiento a corto plazo de 0,17-0,49 mm/a (García Tortosa et al., 2008).

## ZANJAS DE PALEOSISMICIDAD EXCAVADAS

Durante el año 2015 excavamos en la zona de falla de Baza un total de cinco zanjas de paleosismicidad (Fig. 1): una en la zona sur (Altichuelas), otra en la zona central (Carrizal) y tres en la zona norte (Cortijo de la Cuesta). De ellas, la que se encuentra en un estado más avanzado de análisis es la de Carrizal, de la cual disponemos de las primeras dataciones.

**Zanja Altichuelas:** La zanja Altichuelas fue excavada al NE de la localidad de Caniles (UTM 30S526386/4145217, Fig. 1), en una de las ramas más orientales del sector central de la zona de falla. En este sector aparecen varios sistemas de terrazas asociados a la rambla de Valcabra: uno de ellos situado a 8-10 m sobre el thalweg del cauce actual, sobre el que se ha realizado la trinchera.

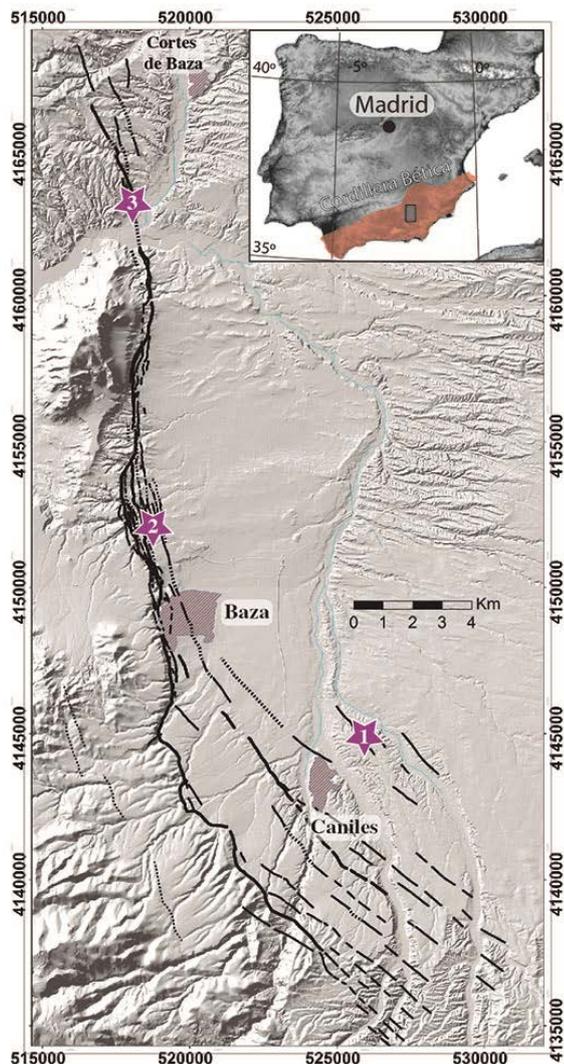


FIGURA 1. Trazas principales de la zona de falla de Baza. Las estrellas indican la localización de las zanjas excavadas. 1, zanja de Altiçuelas; 2, zanja de Carrizal; 3, zanja de Cortijo de la Cuesta.

**Zanjas Cortijo de la Cuesta:** Las tres zanjas Cortijo de la Cuesta se sitúan al SW de Cortes de Baza (UTM 30S517930/4162924, Fig. 1), en el sector septentrional de la zona de falla; donde la rambla de la Cuesta ha desarrollado dos sistemas de terrazas fluviales, uno más antiguo situado a unos tres metros sobre el *thalweg* actual y otro más bajo y más moderno. Además, asociado a una cárcava perpendicular a la rambla se ha depositado un pequeño abanico aluvial. Estos tres conjuntos de materiales aparecen afectados por la falla. Actualmente estamos realizando las labores preliminares en estas zanjas

**Zanja de Carrizal:** La zanja Carrizal se sitúa al N de la localidad de Baza (UTM 30S518335/4152610, Figs. 1 y 2). En este sector se desarrollan tres sistemas de terrazas: uno alto (5-7 m sobre el *thalweg* de los cursos actuales), otro intermedio (2-3 m) y uno bajo situado sobre el *thalweg* actual. Sólo los dos sistemas más altos aparecen deformados por la falla. En esta zona la zona

de falla consiste en una banda de aproximadamente 1.5 km de anchura en la que hemos reconocido hasta 12 ramas que siguen un patrón trezado en planta. La zanja se ha excavado en la zona central de dicha banda, atravesando perpendicularmente dos de las ramas principales y la terraza alta (Fig. 2).

En las paredes de la zanja se observa cómo esta rama de la falla consiste en una banda de cizalla de 8 m de ancho formada por 8-10 fallas. En ambos bloques afloran sedimentos endorreicos pleistocenos (de ahora en adelante basamento), quedando la terraza restringida a la zona de falla (Fig. 2). Dentro de la terraza, en la pared N, hemos diferenciado cuatro unidades (T1 a T4, Fig. 2) según sus características estratigráficas y su relación con otras estructuras. Aparecen además arenas limosas con cantos dispersos que rellenan varias fisuras (unidades Fiss1 a Fiss4, Fig. 2). La terraza comienza con la unidad T1a. Esta unidad aparece afectada por una fisura rellena (Fiss1), la cual parece estar sellada por la unidad T1b. Se superpone la unidad T2, que tiene una geometría de crecimiento. Sigue la unidad T3, que es aparentemente la secuencia post-crecimiento. Esta unidad aparece afectada por una fisura rellena (Fiss2). Esta fisura está sellada por la unidad T4, afectada a su vez por una tercera fisura (Fiss3). En la pared S de la zanja aparece una cuarta fisura rellena, cuyas relaciones estructurales no permiten discernir su momento de formación, ya que afecta exclusivamente a materiales del basamento y es sellada por la unidad 100; dada su proximidad a la zona de falla, interpretamos esta fisura como un indicador secundario de actividad paleosísmica; si bien dado que aparece fuera de la zona de mayor deformación, no podemos descartar que tenga un origen distinto. Los materiales más modernos que se observan en la zanja (unidad 100) son un conjunto de limos negros algo arenosos discordantes sobre la terraza y sobre el basamento.

En esta pared aparecen varias ramas de falla (Fig. 2), así como numerosas diaclasas y fallas de menor tamaño y salto. De ellas, sólo la F10 afecta a la terraza, (deformando todas las unidades de la misma) y es sellada por la unidad 100.

A partir de los datos antes señalados es posible deducir al menos cinco eventos paleosísmicos (Fig. 2). El primero de ellos (Car-e1) estaría marcado por el último movimiento de la falla F10 (que corta a todas las unidades presentes en la zanja salvo a la unidad 100) y la apertura de las fisuras 3 y 4 (en realidad la apertura de la fisura 4 podría haber ocurrido antes, la asignación a este evento se basa también en los datos cronológicos que presentaremos más adelante). Dicho evento sería anterior al depósito de las unidades 100, Fiss3 y Fiss4 y posterior al de la unidad T4. El segundo evento paleosísmico (Car-e2) queda puesto de manifiesto por la apertura de la fisura 2, por lo que sería anterior al relleno de la propia fisura (unidad

Fiss2) y posterior al depósito de la unidad T3. El evento Car-e3 estaría indicado por la discordancia angular situada a la base de la unidad T2; este evento provocaría el basculamiento de los materiales previos al mismo y la génesis de un espacio de acomodación con forma de cuña. Dicho evento Car-e3 sería por tanto anterior al depósito de la unidad T2 y posterior al de la unidad T1b. Un evento anterior (Car-e4) quedaría marcado por la apertura de la fisura 1 que aparece cortada por la fisura 2, por lo que se puede afirmar con seguridad que Car-e4 es anterior a la unidad Fiss2. Sin embargo, dado que no aparecen rastros de la fisura 1 por encima del punto de corte de ambas fisuras, nos inclinamos a pensar que, originariamente, la fisura 1 no se prolongaba más allá de dicho punto. De ser esto cierto, el evento Car-e4 sería anterior al depósito de la unidad T1b y posterior al de la unidad T1a. Un quinto y último evento (Car-e5) vendría marcado por los desplazamientos de las fallas F16, F20, F30, F40 y F50, el cual sería anterior al depósito de la unidad T1 y posterior al de los materiales del basamento.

Para establecer una cronología de los eventos hemos tomado distintos tipos de muestras para realizar dataciones numéricas. De momento disponemos de los resultados de las siguientes (Fig. 2): Cuatro muestras de carbonillos datadas mediante C14. De ellas, dos fueron tomadas en la unidad 100 (muestras Car-N10 y Car-N15); otras dos en la parte alta y baja de la terraza (muestras Car-S4 y Car-N4, respectivamente). La quinta muestra corresponde a una concha de un gasterópodo continental también datada mediante C14 (muestra Car-S2). Los resultados obtenidos de estas muestras nos permiten afirmar que el último evento registrado en la zanja Carrizal (Car-e1) ocurrió entre los años 1452 AD y 17643 BC, mientras que los tres anteriores (Car-e2, Car-e3 y Car-e4) ocurrieron entre 17167 BC y el 34149 BC; así mismo, también indican que el evento Car-e5 tuvo que ser anterior al año 33143 BC.

### INTERVALOS DE RECURRENCIA

El último terremoto histórico significativo en la región fue el terremoto de Baza de 1531 AD (Espinar et al., 1994). Esta edad es posterior al intervalo de edades del evento más moderno registrado en la zanja Carrizal (Car-E1, 1452 AD-17643 BC), lo que nos lleva a proponer que el terremoto de Baza no quedó registrado en esta zanja, seguramente porque ese evento no generó ruptura superficial, al menos en esta rama de la falla.

A partir del número de eventos reconocidos en la zanja Carrizal y las dataciones disponibles, es posible calcular intervalos de recurrencia de eventos con ruptura en superficie. Si tenemos en cuenta los cuatro últimos eventos registrados en la zanja en su conjunto (Car-e1 a e4), que el evento más moderno es anterior a 1452 AD y el más antiguo posterior a 34149 BC,

obtendríamos un intervalo de recurrencia de 8900 años. Dado que el terremoto de 1531 no quedó registrado en la zanja Carrizal, en la zona han ocurrido un mínimo de cinco eventos en el intervalo 1531 AD-34149 BC, lo que indica un intervalo de recurrencia de 7136 años. Ahora bien, dado que las dataciones disponibles permiten acotar el último evento, podemos calcular un intervalo de recurrencia para los eventos Car-e2 a e4 (excluyendo el más moderno); de tal modo que, tendríamos tres eventos en el intervalo 17617 BC-34149 BC, lo que daría un intervalo de recurrencia 5661 años. En definitiva, los datos disponibles en este momento nos permiten afirmar que los intervalos de recurrencia terremotos con ruptura en superficie en la zona de falla de Baza varían entre los 5661 y los 8900 años.

### CONCLUSIONES

El estudio geológico y geomorfológico que hemos llevado a cabo en la zona de falla de Baza nos ha permitido delimitar varios conjuntos de unidades con edades comprendidas entre el Pleistoceno superior y el Holoceno. Así mismo, también hemos podido seleccionar una serie de puntos óptimos para la excavación de zanjas de paleosismicidad. De las cinco zanjas abiertas, Carrizal es la que se encuentra en un estado de estudio más avanzado y para ella proponemos un total de cuatro eventos con ruptura en superficie para el intervalo de tiempo comprendido entre los años 1452 AD y 34149 BC. Teniendo en cuenta las distintas interpretaciones de dichos eventos, así como la posibilidad de que el terremoto de Baza de 1531 también produjera ruptura en superficie, es posible calcular intervalos de recurrencia que varían entre los 5661 y los 8990 años.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación CGL2011- 30153-C02-02, el grupo de investigación de la UA VIGROB053, el proyecto de investigación Universidad-Caja Rural de Jaén UJA2014/06/17 y el contrato de investigación de la Universidad de Jaén 2015CL015. Agradecemos a Jorge Alonso Henar sus comentarios que han mejorado sensiblemente el manuscrito.

### REFERENCIAS

- Alfaro, P., Delgado, J., Sanz de Galdeano, C., Galindo Zaldívar, J., GarcíaTortosa, F.J., LópezGarrido, A.C., LópezCasado, C., Marín, C., Gil, A.J., Borque, M.J. (2008): The Baza Fault: a major active extensional fault in the central Betic Cordillera (South Spain). *International Journal of Earth Sciences* 97, 1353-1365.
- Espinar M, Quesada JJ, Morcillo J (1994) Terremotos en Granada (Siglos XV-XVI). Edificación y Sismicidad. Arraez Editores, Almería, pp 1-109.

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F., Torcal, F. (1999): Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics* 18, 686-702.

García-Tortosa, F.J., Alfaro P., Galindo-Zaldívar J., Gibert L., López-Garrido A.C., Sanz de Galdeano

C., Ureña M. (2008): Geomorphologic evidence of the active baza fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology* 97: 374-391.

García Tortosa F.J., Alfaro P., Sanz de Galdeano C., Galindo Zaldívar J. (2011): Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: The Guadix–Baza basin (South Spain). *Geomorphology* 125: 517-529.

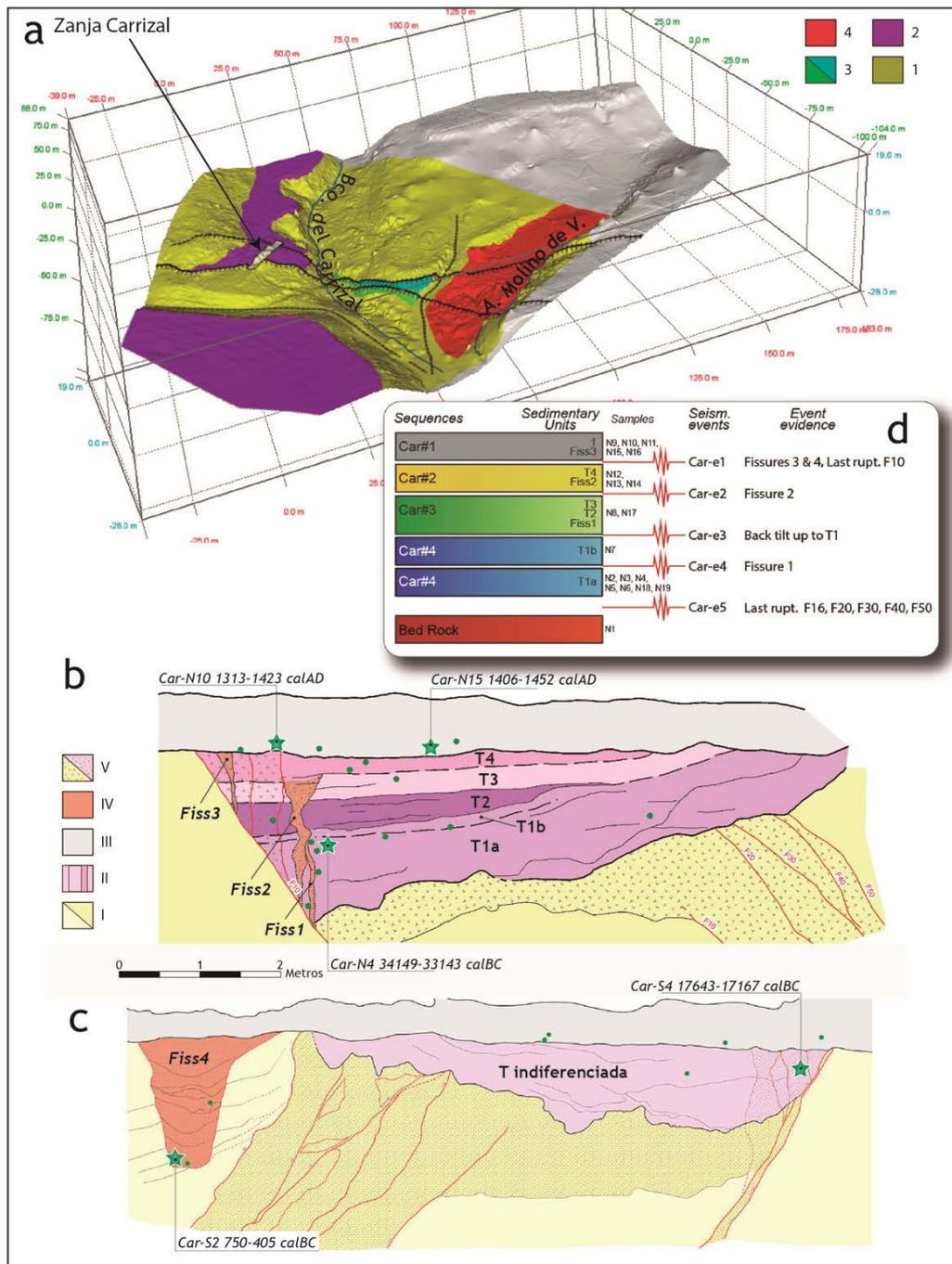


FIGURA 2. a) Esquema geomorfológico 3D del sector de Carrizal. 1, basamento; 2, terraza alta, 3, terraza media, 4, terraza baja. b) y c) Interpretación de las paredes N y S de la zanja respectivamente. I, basamento; II, terraza alta; III, unidad 100 (top soil); IV, fisuras rellenas (Fiss); V, brecha de falla. Los círculos verdes representan muestras tomadas para su datación y las estrellas verdes las muestras datadas d) Esquema de sucesión de unidades y eventos sísmicos reconocidos en la zanja.

# Inversión cenozoica de la Cuenca mesozoica del Maestrat: evolución cinemática del cinturón de pliegues y cabalgamientos desarrollado en su margen norte (Cadena Ibérica oriental)

## *Cenozoic inversion of the Mesozoic Maestrat Basin: kinematic evolution of the fold-and-thrust belt developed in its northern margin (Eastern Iberian Chain)*

M. Nebot<sup>1</sup> y J. Guimerà<sup>1</sup>

<sup>1</sup> GEOMODELS Research Institute, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona (UB), Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain. marinanebotmiralles@gmail.com, joan.guimera@ub.edu.

**Resumen:** La Cuenca del Maestrat fue una de las más subsidentes del Sistema de Rift Ibérico durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. Se generó mediante un sistema de fallas extensivas que la dividían en sub-cuencas. Este sistema se invirtió durante el Cenozoico, desarrollándose el Cabalgamiento de Zócalo del Maestrat, que atraviesa la cuenca de E a W, con vergencia N, como resultado de la inversión de la falla basal mesozoica en el zócalo. Al alcanzar la cobertera mesozoica, este cabalgamiento se propagó por el nivel de despegue del Muschelkalk medio, transportando la cobertera supra-salina, y los segmentos de fallas normales a través de ésta, hacia el NNE, unos 11-13 km. El cabalgamiento resultante se deduce que tiene una geometría de rampa-rellano, con una rampa de bajo ángulo que alcanza una profundidad de unos 8 km, enraizada en la corteza superior. El desplazamiento del zócalo en el bloque superior de esta rampa generó una zona elevada de 40 km de ancho en dirección N-S, limitada al norte por el monoclinial de Calders, que se interpreta como un pliegue de adaptación al paso de rampa a rellano de la falla en el zócalo, y que marca también el tránsito de un estilo estructural de piel gruesa al S, a piel fina al N. El acortamiento en superficie se acumuló en el margen norte de la cuenca, donde la cobertera es más delgada, formando el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs.

**Palabras clave:** Inversión tectónica, cinturón de pliegues y cabalgamientos, relieve tectónico, rampa de bajo ángulo, Cadena Ibérica.

**Abstract:** *The Maestrat basin was one of the most subsident basins of the Iberian Rift system during the Late Jurassic-Early Cretaceous, generated by a normal fault system which divided it into sub-basins. The E-W-trending, N-verging Maestrat Basement Thrust developed during its Cenozoic inversion, traversing the entire basin, as a result of the inversion of the Mesozoic fault system within the basement. As this thrust reached the Mesozoic cover, it propagated across the Middle Muschelkalk detachment level, transporting the supra-salt cover, and the normal fault segments within it, about 11-13 km towards the North. The basement thrust is deduced to have a ramp-flat geometry, with a low dip ramp which reaches 8 km depth, rooted in the upper crust. The displacement of the basement in the hanging wall of this ramp generated a 40 km-wide uplifted area, in the N-S direction, bounded to the N by the Calders monocline, interpreted as a fault-bend-fold adapted to the ramp to flat transition in the basement thrust. It also indicates the transition from a thick-skinned style of deformation in the S, to a thin-skinned style to the N. The superficial shortening accumulated in the northern margin of the basin, containing the thinnest Mesozoic cover, developing the Portalrubio-Vandellòs fold-and-thrust belt.*

**Key words:** *Basin inversion, fold-and-thrust belt, tectonic relief, low-dip ramp, Iberian Chain.*

## INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se sitúa en la Zona de Enlace (Guimerà, 1988) entre la Cadena Ibérica, de orientación NW-SE, y la Cadena Costera Catalana, de orientación NE-SW (Fig. 1). Dichas cadenas son el resultado de la inversión cenozoica del Sistema de Rift Ibérico desarrollado durante el Mesozoico. La Cuenca del Maestrat es una de las más subsidentes del sistema de Rift Ibérico durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, con espesores de hasta 6.5 km de la serie

mesozoica (Salas y Guimerà, 1996). La inversión contractiva cenozoica de la cuenca originó en su margen norte el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs (Guimerà, 1988) de orientación aproximadamente E-W y vergencia N, despegado a favor de las evaporitas del Triásico, mientras que hacia el sur también involucra el zócalo varisco.

El objetivo de este trabajo es estudiar el paso de un estilo estructural de piel gruesa a piel fina, así como

caracterizar las estructuras desarrolladas durante cada episodio de deformación, para finalmente establecer la evolución cinemática de la zona. Con este propósito, se han tenido en cuenta datos nuevos de superficie y los datos de subsuelo disponibles, que constan de sondeos y perfiles sísmicos. El análisis de estos datos ha permitido proponer un modelo de evolución cinemática para el margen norte de la Cuenca del Maestrat. También se ha podido hacer una reconstrucción de las principales sub-cuencas en que se encontraba dividida durante el Mesozoico y de las estructuras que las limitaban, así como de las estructuras contractivas desarrolladas durante el Cenozoico, pudiéndose establecer la relación entre ambas.

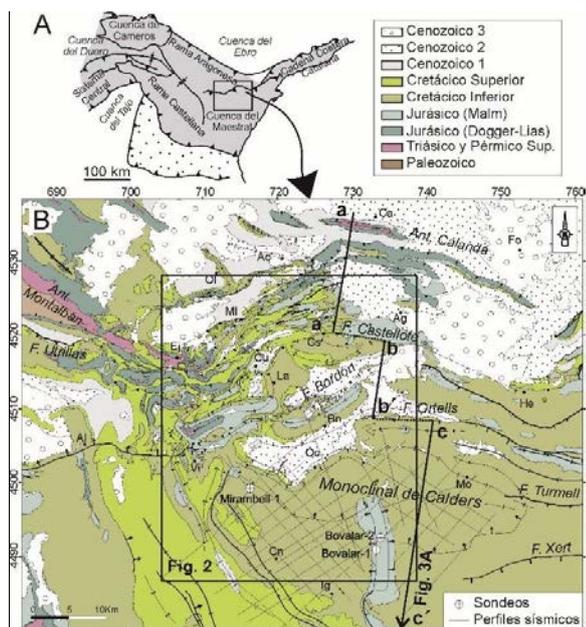


FIGURA 1. A: Mapa estructural esquemático de la Cadena Ibérica. En gris, áreas con zócalo involucrado; en punteado, áreas con sólo la cobertura involucrada. B: Mapa geológico de la zona de estudio, situada en la Zona de Enlace entre la Cadena Costera Catalana y la Cadena Ibérica.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

El Sistema de Rift Ibérico se desarrolló durante el Mesozoico y experimentó dos máximos de actividad extensiva: durante el Pérmico superior-Triásico, relacionado con la propagación hacia el oeste del sistema de rift del Tethys y hacia el S del sistema de rift Ártico-Atlántico norte, y durante el Oxfordiense superior-Albiense superior, relacionado con la apertura del Atlántico norte y el Golfo de Vizcaya. Ambos episodios extensivos fueron seguidos de episodios de menor actividad extensiva durante el Hettangiense superior-Oxfordiense y el Cretácico superior-Paleoceno (Salas *et al.*, 2001, 2010). Durante el Paleógeno, este sistema extensivo se invirtió, relacionado con la Orogenia Alpina. La inversión de la Cuenca del Maestrat dio lugar a la Zona de Enlace, de orientación mayoritariamente E-W, y al cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs en su parte

frontal que, en la zona estudiada, presenta una geometría en arco convexo hacia el antepaís. Este cinturón de pliegues y cabalgamientos está despegado a favor de las evaporitas triásicas (Muschelkalk medio, mayoritariamente, y Keuper), aunque hacia el sur, el cabalgamiento basal pasa a involucrar el zócalo en una franja E-W (Zona de Falla del Turmell, Salas y Guimerà, 1996) en la que se produce un escalón tectónico de entre 800 y 1200m (González *et al.*, 1998; Nebot y Guimerà, 2016a).

## EXTENSIÓN MESOZOICA

Durante el Malm y el Cretácico inferior, la Cuenca del Maestrat quedó dividida en diversas sub-cuencas limitadas por fallas fundamentalmente normales. En la zona estudiada, se pueden distinguir las sub-cuencas de la Salzedella y de Ladruña, limitadas por fallas normales de diversas orientaciones conectadas por rampas de relevo (Fig. 2A). El espesor de los materiales sin-extensivos, en el conjunto del margen norte de la cuenca disminuye hacia el N, aunque en cada sub-cuenca aumenta de espesor hacia el N, hacia las fallas normales inclinadas hacia el S que las limitan (Fig. 2B). En la zona más externa de la cuenca, situada al norte de la falla de Castellote, el Cretácico inferior varía entre 0 y 300 m, donde se han interpretado fallas normales que se relevan y que generan pequeñas cuencas de Cretácico inferior sinformes y transversales a las fallas.

## ESTRUCTURA CONTRACTIVA CENOZOICA

La Zona de Enlace se puede dividir en tres grandes sectores, atendiendo al estilo estructural observado (Fig. 3B). El más meridional está poco deformado, y contiene una extensa zona elevada de unos 40 km de anchura en dirección N-S, donde predominan los pliegues laxos de longitudes de onda kilométricas, despegados mayoritariamente a favor del Muschelkalk medio y algunos en el zócalo infra-salino. La zona levantada está limitada al norte por el Monoclinal de Calders, de orientación E-W, cuyo flanco frontal buza unos 6° hacia el norte y tiene una anchura de unos 13 km en su parte central, estrechándose lateralmente hasta conectar con dos fallas de zócalo. Este monoclinial se ha explicado como un pliegue de flexión de falla que se adapta a una geometría de rampa-rellano de la falla de zócalo principal. En la parte central o intermedia, situada al norte del monoclinial de Calders, las estructuras también tienen longitudes de onda kilométricas, estando despegadas a favor del Muschelkalk medio, aunque incorporan fragmentos del zócalo infra-salino en las láminas de cabalgamiento. En la parte frontal se desarrolló el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs (Guimerà, 1988), en que las estructuras son más apretadas, con longitudes de onda de centenas de metros a pocos kilómetros, estando despegado mayoritariamente en las evaporitas triásicas (Fig. 3A).

La dirección de transporte (NNE-SSW) se ha interpretado como perpendicular a la traza del monoclinial de Calders (Fig. 3B) y el sentido hacia el antepaís (hacia el NNE) coincidiendo con Guimerà y Álvaro (1990), y siendo perpendicular a la mayoría de las estructuras en la franja central de la zona (Fig. 1). Se ha construido un corte geológico del margen norte de la Zona de Enlace paralelo a la dirección de transporte tectónico (Fig. 3A). Este corte revela un acortamiento mínimo de unos 11 km, aunque teniendo en cuenta la anchura del flanco frontal del Monoclinial de Calders en su parte central más extensa, el acortamiento podría llegar a los 13 km. Los extensos afloramientos cenozoicos tardíos a posttectónicos no permitieron realizar un corte regional continuo, coincidiendo con la parte más ancha del monoclinial.

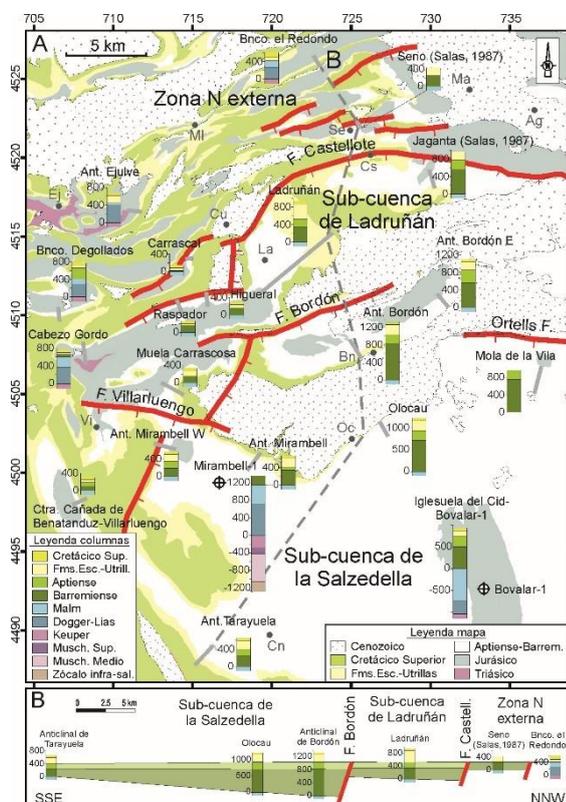


FIGURA 2. A: Columnas estratigráficas simplificadas de la zona de estudio. B: Correlación N-S de las columnas más significativas. Se muestra como a grandes rasgos el relleno sin-extensivo del Cretácico inferior se adelgaza hacia el N, donde se sitúa el margen de la cuenca, controlado por fallas normales que buzaban hacia el S y que dividieron la cuenca del Maestrat en diferentes sub-cuencas.

## EVOLUCIÓN CINEMÁTICA

Durante la contracción cenozoica se invirtió el sistema de fallas normales mesozoicas que formó la sub-cuenca de la Salzedella en su tramo a través del zócalo, lo que generó el Cabalgamiento de Zócalo del Maestrat (CZM), que atraviesa la Cuenca del Maestrat

en dirección E-W. Se trata de un cabalgamiento de bajo ángulo, que buza unos  $9^\circ$  hacia el S, alcanzando una profundidad de unos 8 km, y que estaría enraizado en la corteza superior, coincidiendo con Seillé *et al.* (2015). Este cabalgamiento no se propagó a la cobertera supra-salina, sino que desarrolló un *short-cut* sub-horizontal que se propagó hacia el N a través del nivel de despegue del Muschelkalk medio, transportando hacia el N la cobertera supra-salina unos 11-13 km. De este modo, los segmentos de las fallas normales a través de la cobertera supra-salina no se invirtieron por completo, sino que fueron transportados hacia el norte en el bloque superior de esta falla basal. El desplazamiento del zócalo sobre la rampa de bajo ángulo del CZM, levantó un área de unos 40 km de anchura en la dirección N-S, limitada al norte por el Monoclinial de Calders, que es la manifestación en superficie del CZM, ya que su charnela S antiformal (Fig. 3B) la interpretamos como la adaptación de la lámina al paso de rampa a rellano del CZM (Fig. 3A). La charnela N sinforme, a grandes rasgos, marca el paso de un estilo estructural de piel gruesa, al S, a un estilo estructural de piel fina al N. La longitud de onda de las estructuras contractivas disminuye hacia el norte, hacia el margen de la cuenca, coincidiendo con un adelgazamiento de la cobertera supra-salina. Ésta fue desplazada hacia el norte despegada en las evaporitas del Muschelkalk medio, incorporando al bloque superior de la falla basal algunos segmentos del zócalo infra-salino, sobre todo en el bloque inferior de las fallas normales principales (Fig. 3A), debido a los cambios bruscos de espesor de la cobertera que éstas generan (Nebot y Guimerà, 2016b).

## CONCLUSIONES

La inversión cenozoica de la cuenca extensiva mesozoica del Maestrat generó el Cabalgamiento de Zócalo del Maestrat, resultado de la inversión de la falla basal que enraizaba el sistema de fallas normales mesozoicas. El sector de la falla en el zócalo infra-salino se invirtió, mientras que al alcanzar ésta el nivel de despegue del Muschelkalk medio se propagó a través de éste, transportando la cobertera supra-salina unos 11 a 13 km hacia el norte. El acortamiento se acumuló en superficie mayormente en la parte frontal más externa de la cuenca, coincidiendo con una cobertera más delgada, donde se generó el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs. El desplazamiento del zócalo sobre la rampa del CZM generó una amplia zona levantada de unos 40 km de ancho, limitada al norte por el Monoclinial de Calders, que es un pliegue de adaptación al paso de rampa a rellano del CZM. El paso de un estilo estructural de piel gruesa al S a piel fina al N coincide con la charnela sinforme frontal del Monoclinial de Calders.

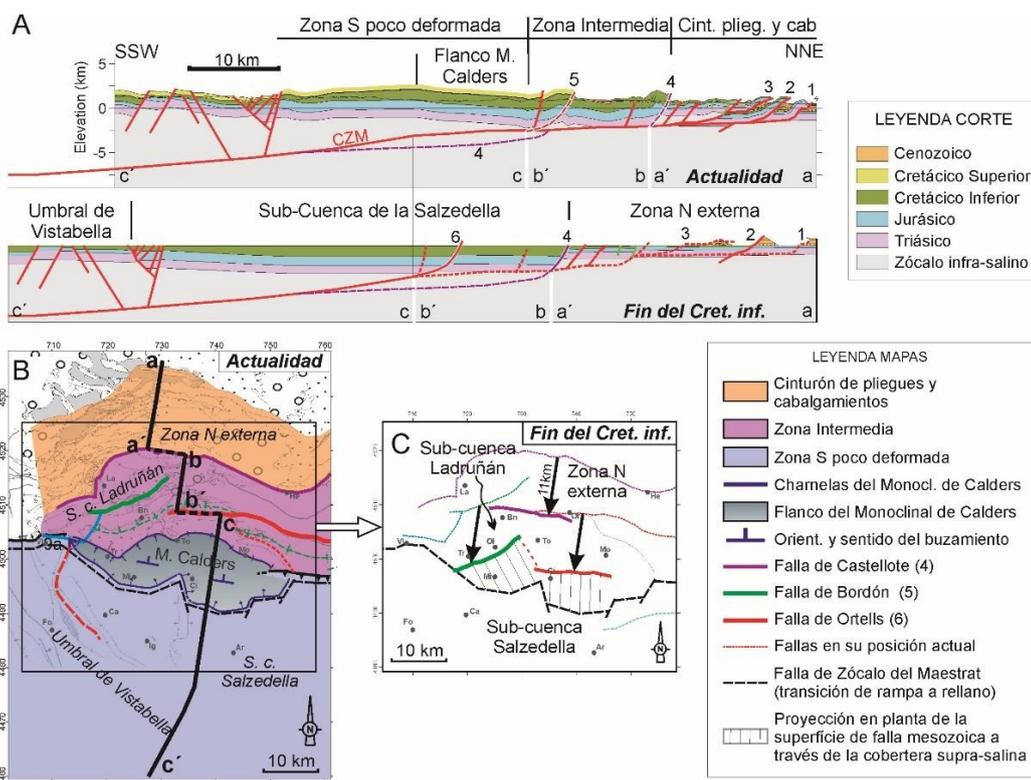


FIGURA 3. A: Corte regional de la parte central del margen norte de la Cuenca del Maestrat. B: Principales estructuras contractivas desarrolladas durante la inversión cenozoica de la cuenca. Diferenciación en zonas según el estilo estructural. El segmento NNE-SSW de la traza del corte contiene la dirección de transporte, deducida como perpendicular a la traza del Monoclinal de Calders. C: Restitución palinopástica, antes de la contracción cenozoica, de las cuencas mesozoicas y las estructuras extensivas que las limitaban durante el Cretácico inferior.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos INTECTOSAL (CGL2010-21968-C02-01/BTE) y CGL2008-04916/BTE. El primer autor agradece a la Universitat de Barcelona la financiación recibida mediante una beca de doctorado APIF.

## REFERENCIAS

- González, A., Guimerà, J. y Luzón, A. (1998): Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (Provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, 24: 155-158.
- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'Enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada costanera Catalana*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J. y Álvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), VI (2): 339-340.
- Nebot, M. y Guimerà, J. (2016a): Structure of an inverted basin from subsurface and field data: the Late Jurassic-Early Cretaceous Maestrat basin (Iberian Chain). *Geologica Acta*. En prensa.
- Nebot, M. y Guimerà, J. (2016b): Kinematic evolution of a fold-and-thrust belt developed during basin inversion: the Mesozoic Maestrat basin, E Iberian Chain. Manuscrito presentado en *Geological Magazine*.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p.
- Salas, R. y Guimerà, J. (1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20(7): 1704-1706.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). En: *Peri-Tethys memoir, 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, eds.). Mém Mus. nat. Hist. Nat., Paris, 186, 145-186.
- Salas, R., García-Senz, J., Guimerà, J. y Bover-Arnal, T. (2010): Opening of the Atlantic and development of the Iberian intraplate rift basins during the late Jurassic-early Cretaceous. En: *II Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference*, 245-248.
- Seillé, H., Salas, R., Pous, J., Guimerà, J., Gallart, J., Torne, M., Romero-Ruiz, I., Diaz, J., Ruiz, M., Carbonell, R. y Mas, R. (2015): Crustal structure of an intraplate thrust belt: The Iberian Chain revealed by wide-angle seismic, magnetotelluric soundings and gravity data. *Tectonophysics*, 663: 339-353. Doi: 10.1016/j.tecto.2015

# Tectónica salina en la terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central

## *Salt tectonics in the western end of the South Pyrenean Central Unit*

P. Santolaria<sup>1</sup>, A. Casas-Sainz<sup>1</sup> y R. Soto<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza 50009 Zaragoza. [psotin@unizar.es](mailto:psotin@unizar.es), [acasas@unizar.es](mailto:acasas@unizar.es)

<sup>2</sup> Instituto Geológico y Minero de España, Unidad de Zaragoza 50006 Zaragoza [r.soto@igme.es](mailto:r.soto@igme.es)

**Resumen:** La terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central supone, dado el singular afloramiento de varias estructuras diapíricas, un escenario idóneo para estudiar la tectónica salina en un contexto compresivo. Datos previos y provenientes de nuevos estudios de cartografía geológica, análisis estructural, interpretación de perfiles de sismica de reflexión, gravimetría y modelización analógica permiten proponer un modelo de migración y acumulación del nivel de despegue regional, las evaporitas del Triásico medio-superior, en consonancia con la cinemática de las láminas principales de cabalgamiento y la intensa sedimentación sintectónica. Se propone que el nivel de despegue comenzó a migrar hacia zonas periféricas de la Unidad Surpirenaica Central, controlado por el acúñamiento de la serie suprayacente hacia el sur y oeste, para acumularse en la lámina de las Sierras Marginales y formar estructuras salinas que se desarrollan por erosión-sedimentación diferencial o extensión localizada.

**Palabras clave:** Tectónica salina, Unidad Surpirenaica Central, nivel de despegue, cinturón de pliegues y cabalgamientos.

**Abstract:** *The western end of the South Pyrenean Central Unit is an ideal scenario to study salt tectonics in a compressional context. Previous data and a new multidisciplinary dataset including geological mapping, structural analysis, seismic reflection profiles and analogue modelling allow us to propose a migration-accumulation model of the regional décollement, Middle-Upper Triassic evaporites, consistent with the kinematics of thrust sheets and intense and widespread syntectonic sedimentation. Décollement started to migrate outwards of the South Pyrenean Central Unit, controlled by differential loading caused by the south- and westward thinning trends of the cover overlying the décollement. It was finally accumulated in the Sierras Marginales thrust sheet where diapiric structures emplaced and developed triggered by erosion-sedimentation processes or localized extension.*

**Key words:** *Salt tectonics, South Pyrenean Central Unit, décollement, fold and thrust belt.*

## INTRODUCCIÓN

Las unidades evaporíticas que componen el Triásico de los Pirineos ístmicos han jugado un papel esencial en la estructuración de la cadena y, en concreto, de las zonas Norpirenaica y Surpirenaica durante el ciclo Alpino. La existencia de estos niveles propicia la tectónica salina cuyos efectos se combinaron con la tectónica extensional y de desgarre durante el Mesozoico y la tectónica compresiva durante el Cretácico superior al Oligoceno-Mioceno.

En la terminación occidental de la Unidad Surpirenaica Central (USPC) aparecen una serie de acumulaciones de evaporitas y lutitas del Triásico asociadas a fenómenos diapíricos que hacen de esta zona un escenario ideal para el estudio de la relación entre tectónica salina y estructuras compresivas. Además, coexisten otros procesos que, posiblemente, alimentaron o fueron retroalimentados por la migración dúctil de los niveles de despegue triásicos: erosión-

sedimentación coetánea con la orogénesis y rotaciones de eje vertical.

La relación entre estas estructuras evaporíticas, las estructuras compresivas y otros procesos tectónicos ha suscitado el interés de numerosos autores y la propuesta de diversos modelos de emplazamiento, que incluyen el escape a favor de rampas laterales (Martínez-Peña, 1991), erosión apical de anticlinales con núcleo evaporítico y extensión localizada en relación a fenómenos de rotación de eje vertical (Muñoz et al., 2013). En general, dichos modelos se centran en la formación de las estructuras obviando el volumen anómalo de rocas Triásicas y sus posibles orígenes.

Aquí se presenta la síntesis de una serie de trabajos propios que incluyen cartografía geológica, análisis estructural, interpretación de perfiles de sismica de reflexión, gravimetría, análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética y modelización analógica, con el objeto de proponer un modelo de migración del

nivel de despegue Triásico dentro de la USPC en relación al emplazamiento de las láminas de cabalgamiento que la componen y los fenómenos de sedimentación sintectónica.

**CONTEXTO GEOLÓGICO**

En la parte central de la Zona Surpirenaica, la USPC aparece como un cinturón de pliegues y cabalgamientos con geometría curva cuyas láminas de cabalgamiento principales, emplazadas principalmente en secuencia de bloque inferior, son: la lámina de Bóixols-Cotiella (Santonense superior-Maastrichtense), la lámina de Montsec y la lámina de la Peña Montañesa (Ilerdiense-Cuisiense) y la lámina de las Sierras Marginales (Luteciense-Oligoceno superior).

La zona de estudio corresponde con la terminación occidental de la USPC y su transición a la Cuenca de

Jaca y Sierras Exteriores. Dentro del cuadrante noreste aparece la lámina de Bóixols-Cotiella, dominada por afloramientos de rocas Cretácicas. Algo hacia el sur, se reconocen los depósitos de la cuenca de Graus-Tremp, bajo los cuales queda fosilizada la lámina del Montsec que sí aflora hacia el este. Su equivalente temporal, el cabalgamiento de la Peña Montañesa aflora hacia la mitad más septentrional de la zona. Perteneciente a la lámina de las Sierras Marginales, el sistema de la Fueba o de Arro, al norte de la zona de estudio, consiste en un sistema de pliegues y cabalgamientos parcialmente asociados a las láminas de Montsec y Peña Montañesa. El sistema de pliegues de Sobrarbe incluye varios pliegues de escala kilométrica y orientación N-S (los anticlinales de Balzes, Boltaña, Añisclo, Mediano y Olsón y el sinclinal de Buil) (Fig.1) que se emplazaron con cierta oblicuidad con

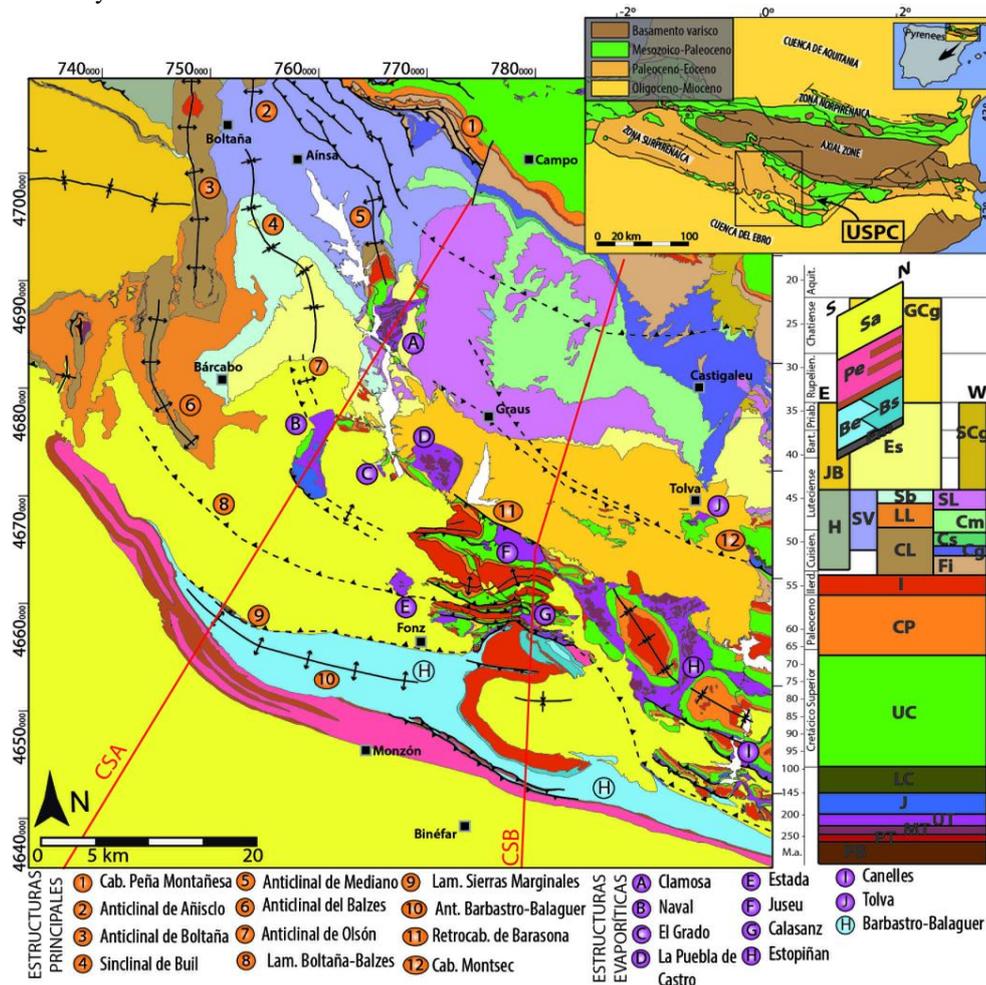


FIGURA 1. Cartografía sintética de la zona de estudio con las principales estructuras compresivas y diapíricas

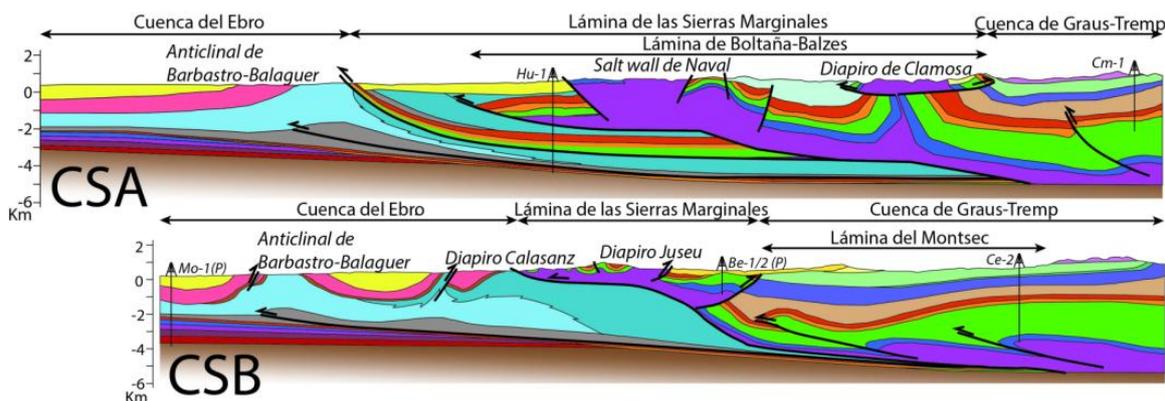


FIGURA 2. Cortes geológicos de la zona de estudio, ver situación en figura 1.

respecto a la dirección dominante en el Pirineo (N120°E) para experimentar entre 50 y 80 grados de rotación horaria de eje vertical entre el Luteciense y el Oligoceno superior (Mochales et al., 2012; Muñoz et al., 2013). Hacia el oeste nos encontramos con los materiales de la Cuenca de Jaca y las estribaciones de las Sierras Exteriores. Hacia el sur, las estructuras de cobertera aparecen fosilizadas por las molasas Oligocenas en la denominada Zona de Transición, en la cual aparecen el diapiro de Estada y el *salt wall* de Naval, estructura marcadamente N-S. Bajo el Oligoceno se observan, mediante sísmica de reflexión, la lámina de Boltaña-Balzes y la lámina basal de las Sierras Marginales que aflora, puntualmente, entre esta subunidad y el anticlinal de Barbastro-Balaguer. Por último, al este, los relieves asociados a la Unidad de las Sierras Marginales se constituyen como una cuña tectónica de doble vergencia con un retrocabalgamiento como límite norte y un frente sur que presenta una fuerte virgación. Esta unidad presenta orientación N120°E y sus estructuras no han experimentado rotaciones de eje vertical. Se caracteriza por la existencia de estructuras menores que incluyen, estructuras fuera de secuencia, reactivaciones, fallas de desgarre y fenómenos diapíricos. Todo ello propiciado por una cobertera adelgazada, sedimentación sintectónica y migración del nivel de despegue. La deformación en los materiales de la cuenca del Ebro se reduce al anticlinal de Barbastro-Balaguer, estructura paralela al frente de las Sierras Marginales cuyo núcleo lo componen evaporitas Eocenas.

### UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En este trabajo se describen brevemente los materiales de la zona de estudio, para mayor detalle consultar Martínez-Peña (1991). La serie Triásica comienza con facies rojas del Triásico inferior, dolomías y evaporitas del Triásico medio y evaporitas y arcillas del Triásico superior que componen principalmente el nivel de despegue regional en esta zona. Por encima, y de manera discontinua aparecen rocas carbonatadas del Jurásico inferior y medio. Sobre ellas, la serie Santoniense a Maastrichtiense incluye calcarenitas y calizas que gradan a carbonatos lacustres

y limos de las facies Garumn (Maastrichtiense-Paleoceno) las cuales, a su vez, gradan a carbonatos marinos del Ilerdiense-Cuisiense medio. A partir de la cuenca de Bóixols, hacia el noroeste de la zona, donde la potencia de la serie cretácica alcanza más de 3000 m, esta serie carbonatada se adelgaza hacia el sur y hacia el oeste hasta alcanzar algunas decenas de metros.

A partir del Cuisiense la Cuenca Surpirenaica se divide en varias subcuencas. La cuenca de Graus-Tremp incluye una serie de sistemas siliciclásticos (Grupos de Fígols, Castigaleu, Castissent, Campanué y Santa Liestra) que gradan, hacia el oeste, a un sistema turbidítico (grupo Hecho y Fm San Vicente). Dichos sistemas gradan, hacia el sur, a calizas de plataforma (Cuisiense-Luteciense medio). Por encima se establece un sistema que evoluciona de talud a delta y de éste a sistema fluvial, el sistema de Sobrarbe, que incluye la Fm. Sobrarbe y la Fm. Escanilla (Luteciense medio a Chattiense). A partir del Priaboniense, hacia la cuenca del Ebro, sistemas aluviales procedentes del norte pasan a sistemas evaporíticos de playa-lake sobre los cuales se sedimentan las Fms. detríticas de Peraltila y Sariñena (Rupeliense a Aquitaniense)

### MIGRACIÓN Y ACUMULACIÓN DEL NIVEL DE DESPEGUE TRIÁSICO

La prospección y la modelización gravimétricas corroboran que el espesor del nivel de despegue triásico aparece muy reducido con respecto al espesor de la cobertera en las láminas de Bóixols y Montsec y considerablemente engrosado en la de las Sierras Marginales (Fig. 2) (Santolaria, 2015), como habían apuntado previamente varios autores. Este engrosamiento, en menor medida, también se observa hacia la terminación occidental de la USPC. Podría considerarse que dicho engrosamiento hacia las zonas periféricas de la USPC es original. Sin embargo, la continuación del nivel de despegue triásico bajo el autóctono de la Cuenca del Ebro, así como hacia el oeste, muestra que éste aparece fuertemente adelgazado o llega incluso a desaparecer. Esto podría indicar que la tendencia original del nivel de despegue triásico es el engrosamiento hacia el centro de la USPC, consecuente

con la tendencia del resto de la cobertera precompresiva. Por tanto, el mecanismo propuesto más plausible que explicaría este engrosamiento periférico, similar a lo que ocurre en cuencas con configuraciones preorogénicas similares (Jenyon, 1986), es la migración del nivel de despegue hacia los límites de la USPC. Los modelos analógicos en centrifugadora en compresión inspirados en la zona de estudio, que consideran un nivel de despegue dúctil sobre el cual se apoya una cobertera frágil que se adelgaza transversal y lateralmente, muestran un patrón de migración del nivel de despegue similar al descrito (Santolaria, 2015). Dicha migración vendría controlada por la carga diferencial asociada al acunamiento de la cobertera (Soto, 2002). La cuña sedimentaria alcanza su climax en el Cretácico superior. Se han descrito fenómenos de tectónica salina extensional más al norte, en la lámina de Cotiella-Bóixols, acontecidos durante el Cretácico en relación a procesos post-rift o diapirismo syn-rift en la cuenca de Organyà (García-Senz, 2002). En la zona de estudio, no se observan cambios localizados en el espesor de la serie pretectónica lo que podría indicar, la ausencia de importantes domos salinos durante el Mesozoico. En base a ello, se propone que el comienzo de la fase principal de migración del nivel de despegue viene relacionada con el engrosamiento de éste en relación al acortamiento y al aumento de la carga diferencial por el apilamiento de las láminas de Bóixols-Cotiella, Montsec y la Peña Montañesa. La migración del nivel de despegue hacia el antepaís (paralelo al acortamiento) conlleva, en un primer estadio, la formación de anticlinales laxos con núcleo evaporítico y, más tarde, el ascenso del nivel de despegue a favor de la rampa de bloque inferior de la Unidad de las Sierras Marginales y su acumulación en esta unidad. Durante el Oligoceno, las incipientes estructuras diapíricas de la lámina de las Sierras Marginales se desarrollan en un ambiente de intensa sedimentación molásica, para luego ser exhumadas a partir del Mioceno.

La formación de estructuras diapíricas en contextos compresivos es un fenómeno considerablemente improbable si lo comparamos con escenarios extensionales. Sin embargo, teniendo en cuenta los resultados de la modelización analógica y la zona de estudio, en contextos compresivos, el escape del nivel de despegue hacia zonas con una cobertera más

adelgazada propicia un escenario más adecuado para la formación de este tipo de acumulaciones. En añadidura, es posible que el importante relleno molásico que tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno fomentara el desarrollo de las incipientes estructuras diapíricas potenciando la carga diferencial alrededor los relieves asociados al levantamiento diapírico (Santolaria et al., 2015).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto KINESAL del Ministerio de Economía y Competitividad y una beca predoctoral del Gobierno de Aragón del primer autor.

## REFERENCIAS

- García Senz, J. (2002): *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona.
- Jenyon, M.K. (1986): *Salt tectonics*. London, Elsevier applied sciences, pp. 191.
- Martínez Peña, B. (1991): *La estructura del límite occidental de la unidad surpirenaica central*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza.
- Mochales, T., Casas, A.M., Pueyo, E.L. y Barnolas, A. (2012): Rotational velocity for oblique structures (Boltaña anticline, Southern Pyrenees). *Journal of structural geology*, 35: 2-16.
- Muñoz, J.A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J. y Poblet J. (2013): The Ainsa Fold and Thrust Oblique Zone of the Central Pyrenees: kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. *Tectonics*, 32: 1142-1175.
- Santolaria (2015): *Salt and thrust tectonics in the south central Pyrenees*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 346 p.
- Santolaria, P., Luzón, A., Casas, A.M., Soto, R. (2015): Coupling far and near tectonic signals in syn-orogenic sediments: the Olvena growth strata (Sierras Marginales, southern Pyrenees)
- Soto, R. (2002): *Estructuras oblicuas: Modelización analógica y ejemplos de la Zona Surpirenaica*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 346 p.

# Cuatro décadas de análisis de paleoesfuerzos: un balance desigual

## *Four decades of palaeostress analysis: an uneven balance*

J.L. Simón Gómez<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es

**Resumen:** Desde que en la década de 1970 se introdujo el análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas, se han propuesto métodos sólidos como el de Etchecopar, junto a otros que no aportan ventajas sustanciales; se han utilizado de forma sistemática y rigurosa muchas veces, pero en otras se han aplicado a muestras que no cumplían los requisitos básicos; también se han propuesto modelos alternativos como el de Reches que chocan frontalmente con el principio de Bott en que se fundamenta la mayoría. Todo ello evidencia que este campo de investigación no ha alcanzado aún suficiente madurez, y explica las posturas escépticas que suscita en algunos. La heterogeneidad espacio-temporal de los campos de esfuerzos a todas las escalas hace que el *tensor medio de esfuerzos* que se obtiene del análisis no sea más que una abstracción, pero útil para entender la dinámica de la litosfera.

**Palabras clave:** tensor de esfuerzos, falla, análisis dinámico, método de Etchecopar, partición de esfuerzos.

**Abstract:** Since the decade of 1970, when palaeostress analysis from fault populations was introduced, a number of powerful methods as Etchecopar's have been proposed, together with other less helpful ones; frequently, they have been used in a systematic and rigorous way, but in other cases they have been applied to samples that do not accomplish basic requests; alternative proposals such as Reches's model do not fit the Bott principle in which most methods are based. This evinces that this research field has not attained the necessary maturity, and explains some sceptical positions. Spatial and temporal heterogeneity of stress fields at all scales makes the mean stress tensor obtained from analysis just an abstract notion, though useful for understanding lithosphere dynamics.

**Key words:** stress tensor, fault, dynamic analysis, Etchecopar's method, stress partitioning.

### PREHISTORIA Y PROTOHISTORIA DEL ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

En los años 70, científicos franceses rompen un tabú que la Geología llevaba tiempo arrastrando: formulan métodos de análisis de estructuras discontinuas/frágiles que permiten inferir la orientación de los ejes de esfuerzos. Hasta entonces, la Geología Estructural, dominada por la escuela anglosajona, había obviado el tema: el purismo establecía que sólo la deformación es susceptible de estudio (análisis geométrico y cinemático). A pesar de que la relación entre sistemas de fallas conjugadas y esfuerzos había sido ya sólidamente establecida tiempo atrás (modelo de Anderson), se rehusaba sistemáticamente el análisis dinámico.

Por aquella época me encontraba cursando la Licenciatura de Geología, de manera que me formé en los métodos de Análisis Estructural bajo aquel paradigma *cinemático*. Mi formación tuvo un punto de arranque: una conferencia ('*Análisis estructural de las series calizas*') que el profesor Ramón Capote impartió en el Curso de Geología Práctica de Teruel en julio de 1975. En ella descubrí un mundo intelectualmente sugestivo: el ejercicio de abstracción que supone inferir los ejes de la llamada *Deformación Global Discontinua*.

Era éste un concepto acuñado en el seno de la fecunda escuela tectónica de Montpellier, bajo el magisterio de M. Mattauer, que trataba de reconstruirse a partir del tratamiento conjunto de fallas, estilolitos y juntas de extensión. En él se basa el primer método de análisis poblacional de fallas de orientaciones aleatorias, que se hizo muy popular en la década de 1970: el *método de Arthaud*. Condicionados aún por el mismo paradigma *cinemático*, los resultados de este método y de otros de la misma época (*diedro mínimo; diedros rectos*) se expresaban aún en términos de ejes de deformación.

Con la propuesta de Carey y Brunier (1974) surgen formalmente los métodos dinámicos *s.s.*, que proporcionan la orientación de los ejes de esfuerzos y una aproximación cuantitativa a la forma del elipsoide. Su base conceptual está en el principio y la ecuación de Bott, que establecen (i) que las fallas se mueven en la dirección y sentido de la componente de cizalla sobre el plano, (ii) que las estrías registran ese vector de cizalla, y (iii) que la orientación de éste depende de la orientación del plano de falla respecto a los ejes de esfuerzos y de una relación numérica entre los valores de dichos esfuerzos:  $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ , siendo  $\sigma_z$  el esfuerzo principal vertical y  $\sigma_y > \sigma_x$  horizontales.

## EL MÉTODO DE ETCHECOPAR

El desarrollo inicial de los métodos de análisis dinámico de poblaciones de fallas basados en el principio de Bott culminan con el método propuesto por otro miembro de la escuela de Montpellier, Arnaud Etchecopar. Se trata de un método potente de *inversión* de esfuerzos que aplica un procedimiento iterativo para hallar la solución óptima que explica un porcentaje determinado de la muestra (Etchecopar et al., 1981). El tensor solución es aquél que minimiza el sumatorio de ángulos de desviación entre estrías ‘reales’ y estrías ‘teóricas’ (las que deberían existir si ese tensor hubiese actuado simultánea e independientemente en todos los planos medidos, y que se obtienen aplicando el cálculo *directo*). La forma de tratamiento de los datos permite discriminar tensores de esfuerzos y relacionarlos con distintas submuestras de fallas, así como desechar de forma consciente y crítica aquellos datos que no son coherentes con ninguna de las soluciones.

Conocí y aprendí el manejo del método de Etchecopar, de la mano de su autor y de otros investigadores

del Laboratorio de Geología Estructural de la Universidad de Montpellier, en una estancia realizada a comienzos de 1984. Poco antes había terminado mi tesis doctoral, en la que exploraba y aplicaba regionalmente el análisis de paleoesfuerzos (primer trabajo sistemático y explícito en esa línea en nuestro país). Había seguido para ello la metodología ‘clásica’ hasta ese momento (métodos de Anderson y *diedros rectos*), a la que había añadido una herramienta propia: el *diagrama y-R*, un método original, basado en la ecuación de Bott y de ejecución gráfica sencilla (Simón, 1986). Pronto pude valorar las ventajas del método de Etchecopar sobre todos aquéllos que había conocido.

A partir de ahí, nuestro grupo de la Universidad de Zaragoza desarrolló el uso combinado del método de Etchecopar con el de *diedros rectos* y el *diagrama y-R* (Fig. 1), ya que estos últimos proporcionan pistas útiles para una ejecución más racional o menos ‘ciega’ de aquél (Casas et al., 1990). Esa línea culminó en la implementación de un paquete de *software* original (*Iberfalla*) que ha sido usado en varias tesis doctorales y numerosos artículos durante dos décadas.

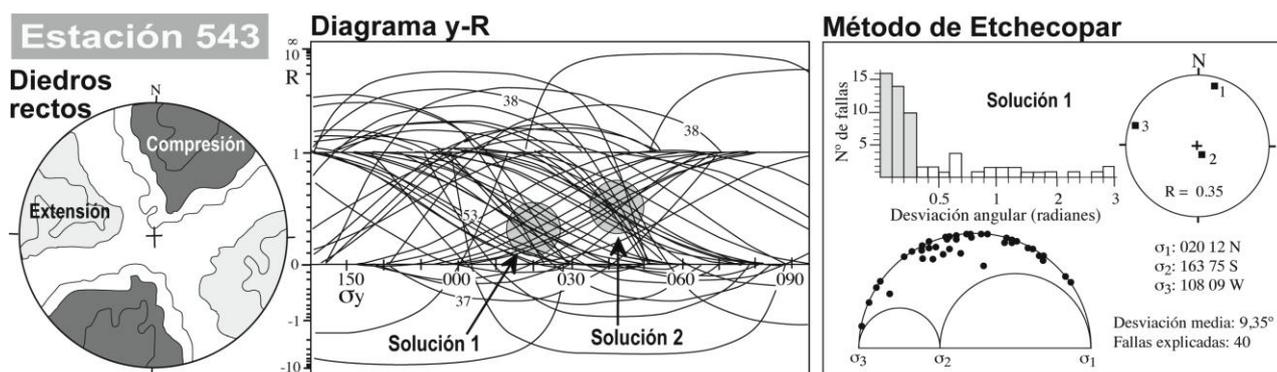


FIGURA 1. Ejemplo de resultados de un análisis combinado de paleoesfuerzos aplicando los tres métodos implementados mediante el software *Iberfalla* (estación de medidas en la Sierra del Pobo, Teruel; cortesía de C. L. Liesa).

## LA ALTERNATIVA DE RECHES

Reches (1978) propuso un modelo de fracturación alternativo tanto al de fallas conjugadas de Anderson (neoformadas) como al modelo de reactivación de planos previos de Bott. Según Reches, un cuerpo rocoso acomoda una deformación tridimensional mediante el movimiento combinado de cuatro familias de fracturas con simetría ortorrómbica, aquéllas que requieren menor disipación de energía. A partir de ese modelo, De Vicente (1988) ideó un método de análisis poblacional (diagrama e-K', de carácter formalmente cinemático, en realidad) que, aunque basado en supuestos teóricos bien distintos, tendía a dar resultados similares a los de métodos dinámicos *s.s.* Sin embargo, muchos estudios posteriores que han seguido el modelo de Reches lo han usado sólo como un postulado de base que permite separar subpoblaciones de fallas e incluso deducir sentidos de movimiento en planos sin

estrías, antes de someter los datos a otros métodos de inversión basados en el principio de Bott.

La naturaleza intrínsecamente contradictoria del modelo de Reches con la ecuación de Bott se pone de manifiesto cuando se toman ‘al pie de la letra’ las implicaciones geométricas y cinemáticas del primero para cada plano individual. Según la ecuación de Bott, un plano de discontinuidad que se reactiva bajo un sistema de esfuerzos dado: (i) tiene una orientación aleatoria, que no depende de cuál sea la de los ejes principales de esfuerzos (dentro de unos límites impuestos por su ángulo de fricción), y (ii) la dirección de movimiento sobre él (la estría que observamos) es asimismo variable, y depende de la relación de esfuerzos *R*. Según el modelo de Reches, ese mismo plano reactivado: (i) tiene una orientación predeterminada por la orientación y forma del elipsoide, y (ii) su estría de movimiento tiene asimismo una orientación fija y determinada por el modelo.

Ese carácter determinístico del modelo de Reches, esto es, la relación fija que establece entre elipsoide de esfuerzos y orientación del plano y estría de cada falla individual, lleva inevitablemente a una tentación: abandonar el concepto de análisis poblacional (probabilístico) y buscar el ‘atajo metodológico’ que significa realizar la inversión de esfuerzos a partir de una sola falla. El mismo razonamiento lleva a hacer esa inversión a partir de un solo mecanismo focal, con la incertidumbre añadida, en tal caso, de que no se parte de un dato de observación, sino de un resultado interpretativo que incluye dos planos nodales sin poder asegurar cuál de ellos es el plano de falla real. Este procedimiento permite ampliar extraordinariamente las posibilidades de reconstrucción de campos de esfuerzos continuos y heterógenos, incluso a escala de placa, pero contradice frontalmente el principio de Bott.

### ESCEPTICISMOS Y ENTUSIASMOS

Desde sus orígenes, el análisis de paleoesfuerzos fue visto con escepticismo por un sector importante de la comunidad científica, seguramente por la influencia de lo que he llamado paradigma *cinematista*. Lo cierto es que muchos investigadores lo rehusaron desde el principio. Otros, tras haberlo puesto en práctica, desconfiaron de sus resultados, particularmente de su capacidad para reconstruir campos de esfuerzos de significado regional. En los manuales de Geología Estructural ha continuado siendo un tema proscrito hasta nuestros días, con muy contadas excepciones.

Con el tiempo, no obstante, un sector amplio de investigadores se ha acercado a él con interés: se discuten los límites de su aplicación o el significado de sus resultados, y empiezan a proliferar innumerables variantes de los métodos de inversión de esfuerzos. La mayoría de estos métodos se diferencian sólo en matices que se traducen, por ejemplo, en una mayor facilidad para discriminar tensores en poblaciones ‘polifásicas’ (e.g. Yamaji, 2000).

De acuerdo con la experiencia de nuestro grupo investigador, ninguno de esos métodos ha conseguido una ventaja significativa sobre el método de Etchecopar, en particular en la discriminación de tensores (Liesa y Lisle, 2004). Así lo consideran también otros investigadores, que siguen usándolo con la valiosa ayuda de un paquete de *software* integrado y en continua actualización (*FSA*) implementado por B. Celérier (<http://www.pages-perso-bernard-celerier.univ-montp2.fr/software/dcm/fsa/fsa.html>).

Mención aparte merece el intento de extender el análisis de paleoesfuerzos a las poblaciones de fallas sin estrías. El método propuesto por Lisle et al. (2001), aunque con alguna dificultad conceptual y operativa, ha demostrado su eficacia en la reconstrucción de campos de esfuerzos recientes registrados por fallas con menor información cinemática de la deseable.

### BALANCE Y DISCUSIÓN

Tras cuatro décadas ideando y aplicando métodos de trabajo en un campo concreto de la ciencia, en una época en que el desarrollo del conocimiento avanza muy rápido, quizá debería haberse alcanzado ya una cierta madurez. Ésta debería manifestarse en varios hechos objetivos: (1) uno o, a lo sumo, unos pocos métodos bien contrastados, bien fundamentados en un cuerpo teórico compartido por la comunidad científica, serían utilizados por la inmensa mayoría de los investigadores; (2) los requisitos y limitaciones para su aplicación serían bien conocidos y respetados por toda la comunidad; (3) esos métodos se aplicarían mediante protocolos comunes, bien estructurados y formulados, y sus resultados serían valorados con criterios de calidad consensuados; (4) en consecuencia, cualquier resultado publicado habría pasado un filtro de revisores ‘homologado’, y los lectores tendrían una noción clara de la solidez y el significado de los mismos.

Aunque no sea grato reconocerlo, estamos muy lejos de ese escenario: (i) se siguen usando numerosos métodos de análisis, según la tendencia o ‘escuela’ en la que se alinea cada investigador, con bases teóricas a veces incompatibles entre sí; (ii) muchos de los requisitos y limitaciones establecidos originalmente para su aplicación son soslayados, cuando no abiertamente conculcados (por ejemplo, una homogeneidad estructural del dominio muestreado suficiente para que el resultado se acerque al objetivo teórico de un ‘tensor de esfuerzos unitario en el espacio y en el tiempo’); (iii) prácticamente no existen protocolos de aplicación y criterios de calidad universalmente aceptados; (iv) en consecuencia, los resultados que se publican tienen una fiabilidad desigual y, con frecuencia, difícil de evaluar.

Visto así, el tiempo parece dar la razón a quienes ven el análisis de paleoesfuerzos con escepticismo; a quienes no consideran que tenga cuerpo científico para incorporarlo a los manuales académicos; a quienes no creen que merezca la pena dedicar esfuerzo a recopilar y tratar miles de datos que sólo representan condiciones de deformación local con la vana ilusión de que puedan informarnos de procesos tectónicos a escala de placa. Prácticas cuestionables, como mezclar en una misma muestra datos recogidos en puntos dispersos, separar *a priori* submuestras sobre bases arbitrarias, o ignorar los fenómenos de perturbación e intercambio de ejes de esfuerzos, contribuyen a ese escepticismo.

Quizá quienes nos dedicamos a la reconstrucción de paleoesfuerzos deberíamos haber aprendido algo más de ese complejo y apasionante cuadro impresionista que es el *World Stress Map* (<http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>). También, de esas pautas, a veces aparentemente inestables y caprichosas, que presentan muchos conjuntos de mecanismos focales cercanos en el espacio y en el tiempo. O, por qué no, de esos enigmáticos sistemas de diaclasas que cambian sor-

prendentemente de una capa a la siguiente, ajenos al parecer a cualquier vínculo con un supuesto campo regional de esfuerzos. Todo ello no es sino expresión de la extrema heterogeneidad espacio-temporal de las tensiones naturales en las rocas, motivada por la propia variabilidad de los campos de esfuerzos, por las perturbaciones que inducen en ellos las discontinuidades a todas las escalas, y por la propia heterogeneidad reológica de los materiales.

A veces olvidamos algo que es obvio: los únicos eventos de paleoesfuerzos que las rocas pueden registrar son aquéllos que fueron capaces de romperlas (o de producir signos visibles de presión-disolución); y esos eventos pueden ser extremadamente mudables, igual que lo son los mecanismos focales de muchas series sísmicas. En tal situación, el analista de paleoesfuerzos debe recordar que el resultado de su trabajo, en forma de *tensor medio de esfuerzos en el espacio y en el tiempo* no es más que una abstracción, un modelo; como lo son una reconstrucción paleogeográfica o un corte de escala litosférica. Todo modelo se mueve siempre en el difícil equilibrio entre su aspiración a representar la realidad y el desgaste que inevitablemente le produce cualquier observación que no se ajuste a él. En ese sentido, el análisis de paleoesfuerzos tiene una grave desventaja con respecto al análisis convencional de la deformación (sobre todo respecto al análisis geométrico): el primero compila una sucesión de instantes efímeros (incrementos infinitesimales) de deformación discontinua, mientras que el segundo atiende directamente al resultado final, buscando y subrayando en las estructuras observables toda la simetría y la coherencia que el contexto tectónico y las leyes cinemáticas les confieren.

En contra de los postulados de Reches (1978), no hay en ello ninguna contradicción si se considera un escenario no estático. Es cierto que el modelo de fallas conjugadas, basado en el criterio mecánico de Mohr-Coulomb, no permite acomodar deformación tridimensional (sólo deformación plana, caracterizada por un eje de deformación intermedio  $\lambda_2 = 0$ ), pero esa limitación sólo se refiere a eventos de fracturación instantáneos. El concepto de *partición de esfuerzos* (Simón et al., 2008) permite comprender cómo pequeños cambios de esfuerzo inducidos por la propia rotura (a veces, la permutación de dos de sus ejes principales) dan la apariencia de que el campo total de esfuerzos se descompone en dos o más sistemas de esfuerzos independientes. Cada evento de rotura se desarrolla de acuerdo con las leyes mecánicas de la fracturación (lo que puede conllevar un incremento 'infinitesimal' de deformación plana), pero la suma de todos ellos acaba acomodando una deformación finita tridimensional.

## CONCLUSIONES

El análisis de paleoesfuerzos no ha sido una moda pasajera; aun con todas sus limitaciones y contra-

dicciones, es un campo de estudio todavía con mucho recorrido. Es una herramienta útil, que en estas cuatro décadas ha contribuido a comprender mejor la dinámica de la litosfera; a vincular, desde una perspectiva actualista, la cinemática de placas y los mecanismos focales con los campos de esfuerzos antiguos registrados en las rocas; a establecer relaciones genéticas entre estructuras distanciadas entre sí centenares de kilómetros que el análisis exclusivamente geométrico y cinemático nunca hubiera evidenciado. Eso sí, quizá sea necesario volver la vista a los orígenes conceptuales y metodológicos de la inversión de esfuerzos; no dejarse deslumbrar por propuestas procedimentales y desarrollos informáticos innovadores cuya utilidad es a veces meramente 'cosmética'; evitar los atajos, y cultivar el rigor y la meticulosidad como pautas básicas.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Luis Arlegui y a Carlos Liesa algunas sugerencias y aportaciones interesantes y útiles al manuscrito original.

## REFERENCIAS

- Carey, E. y Brunier, B. (1974): Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279 (D): 891-894.
- Casas, A.M., Gil, M.A. y Simón, J.L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, 46: 385-398.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 317 p.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- Liesa, C.L. y Lisle, R.J. (2004): Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, 26: 559-572.
- Lisle, R.J., Orife, T. Y Arlegui, L.E. (2001): A stress inversion method requiring only fault slip sense. *J. Geophys. Res.*, 106(B2): 2281-2289.
- Reches, Z. (1978): Analysis of faulting in three-dimensional strain fields, *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Simón, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. (2008): Stress Partitioning: a Practical Concept for Analysing Boundary Conditions of Brittle Deformation. *Geodinamica Acta*, 21: 107-115
- Yamaji, A. (2000): The multiple inverse method: A new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, 22: 441-452.

## La tectónica alpina en el SO peninsular (España)

### *Alpine tectonics in the SO of Iberian Peninsula (Spain)*

R. Tejero, M. Tsige y G. Garzón

1 Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense, C/ José Antonio Novais, 12. 28040 Madrid.  
[rosatej@ucm.es](mailto:rosatej@ucm.es); [meaza@ucm.es](mailto:meaza@ucm.es); [mini@ucm.es](mailto:mini@ucm.es)

**Resumen:** La tectónica alpina en el SO peninsular está caracterizada por cabalgamientos E-O a ENE-OSO y desgarres sinestrales NE-SO que dan lugar a la formación de cuencas sedimentarias E-O. El estudio de la mineralogía de la fracción < 2µm del relleno sedimentario de las cuencas de Coria, Cañaverl y Guadiana muestra la existencia de tres secuencias deposicionales. La Secuencia Depositional Inferior, discordante sobre el basamento, presenta una asociación mineralógica illita(predominante)-caolinita-esmectita y solo se ha encontrado en la Cuenca del Guadiana. Su formación estaría relacionada con la formación de pequeñas cuencas limitadas por fallas E-O. La Secuencia Depositional Superior se dispone sobre la secuencia anterior y sobre el basamento. La asociación mineralógica característica es esmectita(predominante)-illita-caolinita. Se encuentra en todas las cuencas estudiadas. Representa abanicos aluviales colaescentes cuyo espesor disminuiría hacia el sur. La actividad tectónica fractura la zona creando cuencas que se rellenan con los sedimentos preexistentes y siguen evolucionando controladas por las fallas de los bordes. La Unidad Culminante está relacionada con la actividad de las fallas de los bordes septentrionales de las cuencas. Por último estas estructuras controlan la geometría de la red de drenaje actual provocando la orientación E-O de los cursos principales y los cambios de trayectoria cuando encuentran relieves creados por los desgarres NE-SO.

**Palabras clave:** Tectónica Alpina, SO peninsular, cuencas cenozoicas, estructuras E-O y NO-SE

**Abstract:** *Alpine tectonics on the SO of the Iberian Peninsula develops two main family fault: NE-SW strike-slip left-handed faults and E-O to ENE-OSO thrusts located at the basins margins. Basins show a main E-O trend. A detailed study of clay mineral composition (<2 µm) in 229 samples collected in Coria, Cañaverl and Guadiana basin. The Lower Depositional Sequence (LDS) lies unconformable over basement rocks. Its mineralogical association is illite(predominant)-kaolinite-smectite. It has been found only in the Guadiana Basin, infilling small E-W grabens. Upper Depositional Sequence (UDS) forms widespread deposits lying over LDS or basement rocks. Its mineralogical association is smectite(predominant)-illite-kaolinite. It should represent coalescing alluvial fans whose thickness decrease to the south. Tectonic activity begin and is more intense in the northern area, where conglomerates dominate; deformation migrates to the south and develop small basins filled with pre-existing sediments that evolve separately. Kaolinite is the clay mineral characteristic of the Culminating Unit. This unit is related to faults basins borders activity. E-O to NE faults control the drainage network. Main fluvial courses follow the basins main axis trend (~E-O) experiencing changes in their path when they found block-faulted uplifted and must deviate. This is the case of the Guadiana River when it arrives at the Messejana-Plasencia Fault old scarp.*

**Key words:** *Alpine tectonics, SW Iberia, Cenozoic Basins, E-W and NE-SW structures*

### INTRODUCCIÓN

El SO de la Península Ibérica está constituido por un extenso afloramiento de basamento varisco, en el que están representadas las Zonas Centroibérica, Ossa-Morena y Sudportuguesa. Las estructuras variscas de orientación NO-SE están cortadas transversalmente por las fallas alpinas E-O que crean alineaciones de sierras, como los Montes de Toledo y depresiones rellenas de sedimentos terciarios como las cuencas del Guadiana y del Tajo. Tampoco es raro encontrar remanentes de la sedimentación terciaria en zonas de basamento, relativamente elevadas, caracterizadas por una

topografía suave correspondiente a una superficie de erosión. La relación entre las estructuras alpinas y el relleno de las cuencas, en particular de las asociaciones mineralógicas de las rocas sedimentarias, ha permitido establecer la existencia de tres unidades litoestratigráficas que se pueden correlacionar con las etapas de actividad tectónica Alpina de la región.

### LAS ESTRUCTURAS ALPINAS

En la Figura 1 se presenta el análisis estadístico de los datos digitales de la topografía en el que se ha aislado los principales aspectos lineales. En el análisis se ha aplicado un filtro gaussiano de paso alto con una

longitud de onda de corte de 5000m (ver detalles del método en Tejero López y Garzón Heydt, 2014). La distribución gaussiana muestra la existencia de dos dominios: un dominio caracterizado por valores bajos variando entre 15 y -15, coloreado de amarillo, rojo y verde y otro dominio que engloba las magnitudes extremas tanto negativas como positivas (colores rosas y azules). El primer dominio marca los relieves suaves como las cuencas terciarias y los remanentes de antiguas superficies de erosión (cartografiadas en la figura 2). El segundo los relieves más abruptos asociados a relieves montañosos en gran parte de tipo apalachiano. En estos dominios y sus límites aparecen estructuras lineales ligadas fallas cartografiadas (Fig. 2).

La contrastación de este análisis con datos geológicos ha puesto de manifiesto los principales sistemas de fallas alpinas. En el esquema estructural

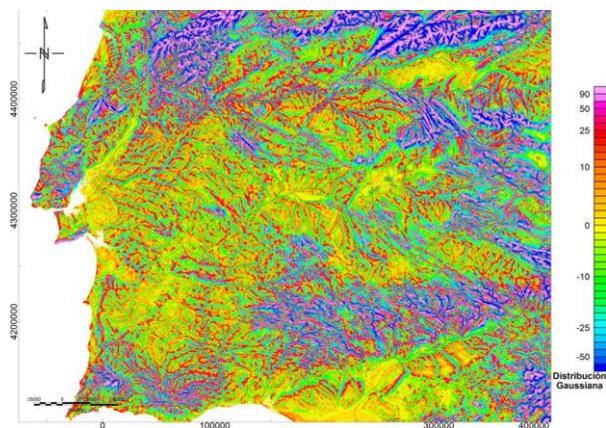


FIGURA 1. Distribución gaussiana del área estudiada. Destaca la presencia de dos dominios: 1) tonos amarillo, rojos y verdes asociados a relieves suaves como las cuencas cenozoicas y las superficies de erosión antiguas; 2) tonos azules y rosas en áreas montañosas y abruptas.

elaborado (Fig. 2) destaca la presencia de fallas NE-SO, entre los que se encuentran dos de las fallas e mayor longitud de la Península: la Falla de Messejana-Plasencia y la Falla de Mérida. Este sistema no solo fractura en bloques el basamento, sino que también afecta al interior de las cuencas y, sobre todo, a sus límites este y oeste. La falla de Mérida es responsable de la división de la Cuenca del Guadiana en Vegas Bajas y Vegas Altas. Ambas elevan el bloque oriental creando un obstáculo que el Guadiana salva con un meandro forzado en las proximidades de la Falla de Mérida y a cambiar el rumbo hacia el sur al encontrarse los relieves asociados a la Falla de Messejana-Plasencia. Las fallas E-O a ENE-OSO forman otro sistema bien definido. Son cabalgamientos y fallas inversas a cuyo pie se encuentran ubicadas las cuencas. Son desplazadas por las fallas NE-SO dando una geometría escalonada a los márgenes septentrionales de las cuencas. Las fallas NO-SE no parecen tener una representación muy penetrativa, aunque pueden estar enmascaradas por la orientación general de las estructuras variscas.

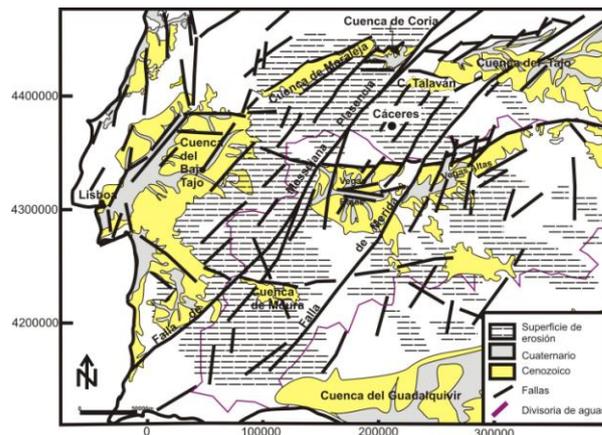


FIGURA 2. Esquema estructural del área estudiada. Las estructuras alpinas han dado lugar a formación de un conjunto de depresiones donde se alojan las cuencas cenozoicas. La cartografía de las cuencas terciarias se basa en el Mapa Geológico de España y Portugal (2015).

## REGISTRO ESTRATIGRÁFICO CENOZOICO Y SU CONTENIDO MINERALÓGICO

Las cuencas están rellenas de depósitos siliciclásticos que, salvo en la Cuenca de Coria donde se alcanzan más de 300m de espesor, en general el relleno no sobrepasa los 200m. Se han estudiado un total de 229 muestras de los depósitos cenozoicos de las cuencas del Guadiana, Coria, Cañaveral y otros

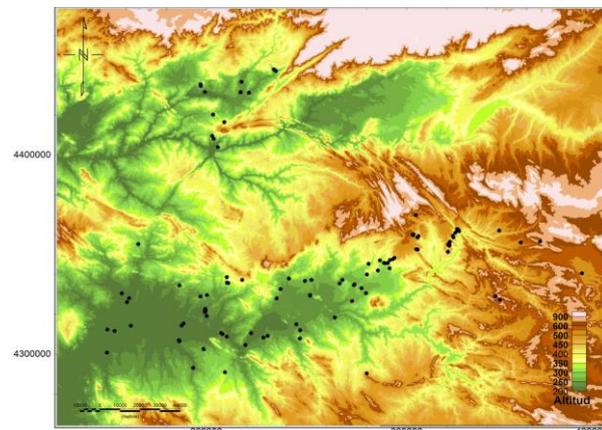


FIGURA 3. Situación de las muestras estudiadas.

afloramientos menores de la zona. En la Figura 3 se indica la situación de las muestras. En cada muestra se ha realizado el estudio mineralógico de la muestra total y de la fracción  $<2\mu\text{m}$ . Con el fin de comparar los resultados, las condiciones de trabajo se han mantenido fijas en el análisis sistemático de todas las muestras. Las características mineralógicas de todos ellos se ha determinado mediante la técnica de difracción de rayos X (DRX), tanto para la muestra global (polvo) como para la fracción  $<2\mu\text{m}$  (agregados orientados). La semicuantificación de los minerales presentes, se ha efectuado utilizando los poderes reflectantes recopilados por Barahona (1974). La composición mineralógica de la muestra total es muy similar y está marcada por una cantidad importante de filosilicatos y

cuarzo, acompañado por feldspatos, mientras que en la fracción < 2µm existen diferencias importantes, tanto en el tipo, como en la cantidad dominante de la arcilla. Esto permite diferenciar tres asociaciones mineralógicas que caracterizan las tres secuencias.

### **Secuencia deposicional inferior (SDI)**

Está formada por una monótona sucesión de arcillas pardas y rojas con algunas intercalaciones conglomeráticas y arenosas discordantes sobre el basamento (Villalobos Mejías y Jorquera de Guindos, 1988). Su potencia máxima es de 150m (Garzón et al., 2011). La asociación mineralógica característica de la fracción < 2µm es illita(predominante)-caolinita-esmectita. Aunque los porcentajes de cada mineral varían, siempre es mayor la presencia de illita frente a caolinita y esmectita. Tsige et al. (2013) estudiando las propiedades de los minerales de arcillas propone un origen detrítico de estos depósitos, producto del desmantelamiento del manto de alteración de las pizarras, grauvacas y rocas ígneas que forman el basamento (Rodríguez et al., 1988). En esta secuencia no se han encontrado carbonatos, ni como matriz ni como de clastos. La Secuencia Depositional Inferior está bien representada en las Vegas Altas y Bajas de la Cuenca del Guadiana pero no se ha encontrado en las cuencas de Coria o Cañaveral.

### **Secuencia deposicional superior (SDS)**

La base de esta secuencia yace disconforme sobre la SDI o se apoya directamente sobre el basamento. Se trata de arenas y limos con intercalaciones de conglomerados y areniscas muy cementadas. La mineralogía de la muestra total de estos depósitos estratigráficamente superiores (SDS) es similar a los depósitos de SDI descritas anteriormente, salvo por la aparición frecuente de un importante contenido de carbonatos tipo dolomita en la mayoría de las muestras en forma de nódulos o clastos resedimentados. La asociación mineralógica característica es esmectita (predominante)-illita-caolinita. A muro y a techo de la secuencia pueden existir niveles carbonatados. Los carbonatos basales se encuentran intercalado en la sucesión siliciclástica y han sido utilizados como nivel de referencia para identificar el límite entre SDI y SDS (Villalobos Mejía y Jorquera de Guindos, 1998; Garzón et al., 2012; Tsige et al., 2013). Los niveles basales de carbonatación aparecen de forma discontinua, bien como un nivel dolo-conglomerático o como un horizonte de alteración que afecta a las rocas ígneas y metamórficas del basamento. Están compuestos principalmente por rocas silíceo-calcáreas, donde el contenido en carbonatos es siempre superior al 80%, predominando la dolomita sobre la calcita. Esta última aparece como mineral secundario rellenando poros y fisuras. El cuarzo, que aparece como clastos de tamaño y forma variable (diámetro >2.5 cm), puede formar el 20 % del total de la roca. El

contenido en filosilicatos en estas rocas es muy bajo (<12%) y está representado fundamentalmente por paligorskita que constituye más del 80% del total de los filosilicatos existentes. La paligorskita ha sido explotada en los niveles basales de la Cuenca de Talaván (Fig. 4).

A techo de la SDS existen en las Vegas Bajas unos afloramientos discontinuos de costras calcáreas con espesores de entre 1 y 2 m. Aparecen como depósitos estratificados o como relleno de poros y fracturas y como alteraciones secundarias. En este estudio se han observado afloramientos aislados de calcitas de alteración superpuestas a los conglomerados dolomíticos y en ocasiones como caliches y horizontes de alteración asociados a los depósitos detríticos superiores. Los mejores afloramientos también se encuentran en las Vegas Bajas donde son los denominados “caleños” y en los que se superponen ambos niveles carbonatados. Desde el punto de vista mineralógico la calcita es el mineral más representativo, acompañado minoritariamente por cuarzo detrítico y filosilicatos. La paligorskita es el mineral de arcilla característico. La carbonatación ha sido interpretada como producto de una sedimentación lacustre con láminas de agua muy someras o como horizontes formados por un proceso de alteración calcárea representada fundamentalmente por costras discontinuas (Villalobos Mejía y Jorquera de Guindos, 1998). Actualmente, esta unidad se encuentra prácticamente desmantelada y alterada por un intenso proceso de edafización, que la convierte en calizas pulverulentas y caliches. La SDS secuencia está presente en todas las cuencas estudiadas. En las cuencas de Coria y Cañaveral está formada por una potente sucesión de arcosas con niveles conglomeráticos intercalados en donde aparecen clastos de carbonatos. En ninguna de las dos cuencas aflora la base de la secuencia y tampoco el nivel carbonatado superior.

### **Unidad Culminante**

Apoyándose sobre el basamento o sobre cualquiera de las unidades anteriores se encuentran unos conglomerados no seleccionados, con matriz arenosa-arcillosa rojiza e intercalaciones de areniscas y limolitas. La caolinita es el mineral de arcilla mayoritario, diferenciándola de las secuencias inferiores. Los depósitos mejor conservados se hayan al pie de las sierras que forman el borde norte de la Cuenca del Guadiana donde forman los típicos depósitos de raña.

## **LAS ETAPAS TECTÓNICAS ALPINAS EN EL SO PENINSULAR**

Los datos del relleno sedimentario de las cuencas muestra la existencia de tres secuencias bien diferenciadas controladas por los movimientos de las

fallas que dan origen a las cuencas cenozoicas (Fig. 2). La Secuencia Depositional Inferior aflora en las Vegas Altas y Bajas y según los datos de tomografía eléctrica ocuparían un graben E-O situado en la zona central de las Vegas Bajas, extendiéndose hacia las Vegas Altas. Según Arribas et al. (2014) los sedimentos habrían sufrido poco transporte y se tratarían de depósitos retrabajados del manto alteración que recubre el basamento. La Secuencia Depositional Superior está constituida por sedimentos de origen fluvial en cuya base se encuentra un conglomerado polimíctico con cemento carbonatado o no. La secuencia se deposita sobre la SDI y sobre el basamento varisco y se encuentra en todas las cuencas estudiadas. De forma general, el tamaño de los cantos y la proporción de conglomerados y la potencia de la secuencia aumentan hacia el norte, en las cuencas de Coria y Cañaverl. Esta secuencia forma las cuencas de Talaván (Martín Herreros y Bascones Elvira, 1987) y Moura en Portugal (Pais et al., 2012). Estos depósitos aparecen ahora rellenando depresiones o en zonas relativamente elevadas, tapizando la antigua superficie de erosión como en la Cuenca de Talaván. Las cuencas están controladas en sus bordes septentrionales y meridionales por fallas E-O a ENE-OSO y por fallas NE-SO en sus márgenes este y oeste. Es posible que el inicio del depósito formara parte de una cuenca extensa de poco espesor, en la que la actividad tectónica se concentraría en la parte norte, en el borde sur de un Sistema Central en formación, y se extendiera hacia el sur a través de una red de drenaje antigua. Los estudios de procedencia muestran que los sedimentos no han sufrido un transporte largo por lo que la red no tendría cursos fluviales importantes. Al progresar la actividad tectónica hacia el sur los desplazamientos a favor de las fallas aumentarían y con ello la profundidad de las cuencas que al final quedarían aisladas, permaneciendo retazos de la cuenca en zonas elevadas. La Unidad Culminante parece ser más local. Los depósitos pertenecientes a esta unidad se encuentran al pie de antiguos escarpes más o menos degradados en la actualidad. Son abanicos aluviales formados por conglomerados en las facies proximales en las que se puede encontrar hasta bloques de cuarcita. El tamaño de los cantos y la proporción de conglomerados disminuye al alejarse de las fallas de los bordes de las cuencas. Estas características están muy bien ilustradas en los márgenes septentrionales de las Vegas Bajas y Altas. Por último estos sistemas de falla controlan la geometría de las cuencas de drenaje actuales. Los ríos principales siguen una dirección E-O, siguiendo las orientaciones impuestas por las cuencas cenozoicas. Estas orientaciones interactúan con las direcciones NE-SO que crean alineaciones de suavemente montañosas constituidas por basamento que los ríos no son capaces de atravesar. Por ejemplo, el Guadiana encuentra uno de estos obstáculos a su salida de las Vegas Bajas y desvía su curso hacia el sur. Las estructuras controlan la divisoria de aguas (Fig. 3). La edad de estas etapas es de determinar con precisión ya

que las rocas sedimentarias no contienen elementos susceptibles de ser datados.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2011-28357 (Secretaría de Estado de Investigación. Ministerio de Economía y Competitividad)

#### REFERENCIAS

- Arribas, J., Tsige, M., Garzón, G. y Tejero, R. (2014): Transport-Limited Denudation Regime Inferred from Sand Petrography and Chemical Composition: Cenozoic Sediments from the Guadiana Basin (SW Spain). *International Journal of Geosciences*, 5. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2014.51101>
- Barahona, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación del ensayo de algunas materias primas*. Tesis Doctoral, UPV/EHU, 220 pp.
- Garzón, G., Pellicer, M.J., Tsige, M., Tejero, R., Brum, A., Cabral, J. y Babín, R. (2011): El Cenozoico de la depresión del Guadiana en Badajoz. Nueva síntesis y propuesta de correlación. *Geo-Temas*, 13. CD.
- IGME, 2015. Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico de España. Madrid.
- Martín Herreros, D. y Bascones Alvira, L. (1987): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 651 (Serradilla)*. IGME, Madrid.
- Pais, J., Cunha, P.P., Pereira, P., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J.C., González-Delago, J.A. (2012): *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal)*. SpringerBriefs in Earth Sciences. 158pp.
- RodríguezVidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 1-2: 157-164.
- Tejero López, R. y Garzón Heydt, G. (2014): The Guadiana River: the role of tectonics on drainage configuration. *Comunicações Geológicas*, especial III, 1467-1471.
- Tsige, M., Garzón Heydt, G., Tejero López, R., Pellicer, M.J., Babín, R. (2013): La composición mineralógica de los sedimentos terciarios de la Cuenca del Guadiana. *Geogaceta*, 54: 75-78.
- Villalobos, M. y Jorquera de Guindos, A. (1998): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 5: 33-44.

## La Cordillera Bética, un orógeno desmembrado extensionalmente y sin raíz orogénica en sus zonas internas: ¿Qué empuja a Sierra Nevada a mantenerse por encima de los 3000 m de altitud?

*The Betic Cordillera, an extensionally dismembered orogen and without orogenic root below the internal zones: what is pushing up Sierra Nevada over 3000 a.s.l.?*

J.M. Azañón<sup>1,2</sup>, G. Booth-Rea<sup>1,2</sup>, J.V. Pérez- Peña<sup>1,3</sup>, J. Morales<sup>3</sup>, D. Stich<sup>3</sup>, F.L. Mancilla<sup>3</sup>, J.P. Galve<sup>1</sup>, F.J. Roldán<sup>4</sup> y J. Rodríguez-Fernández<sup>2</sup>

1 Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada 18071. [jazanon@ugr.es](mailto:jazanon@ugr.es), [gbooth@ugr.es](mailto:gbooth@ugr.es), [vperez@ugr.es](mailto:vperez@ugr.es), [jpgalve@ugr.es](mailto:jpgalve@ugr.es)

2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR, Granada. [jrodrig@ugr.es](mailto:jrodrig@ugr.es)

3 Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Universidad de Granada, Granada 18071. [jmorales@ugr.es](mailto:jmorales@ugr.es), [stich@ugr.es](mailto:stich@ugr.es), [florlis@ugr.es](mailto:florlis@ugr.es)

4 Instituto Geológico y Minero de España, Alcázar del Genil, 18006 Granada. [fj.rolდან@igme.es](mailto:fj.rolدان@igme.es)

**Resumen:** Sierra Nevada contiene las mayores altitudes de la Península Ibérica y en ella afloran los dominios estructuralmente más bajos de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Esta cadena montañosa se ha estado elevando durante los últimos 8 millones de años con tasas promedio de 400 m/Ma. Los datos de carácter morfométrico revelan que en la actualidad sigue elevándose, en especial el sector más occidental. Sin embargo, los nuevos datos geofísicos que muestran la estructura litosférica de este sector de la Cordillera Bética reflejan que Sierra Nevada no tiene raíz cortical como sería de esperar en la zona interna de un orógeno activo. La ausencia de una raíz cortical plantea una paradoja, ya que el levantamiento activo se ha mantenido durante el Plio-Pleistoceno. En este trabajo se conjugan datos del relieve y datos de grosor de la corteza y de la litosfera procedentes del análisis de funciones receptoras para calcular la topografía residual de la Cordillera Bética. Se plantea por primera vez la existencia de una topografía dinámica inducida por los efectos del hundimiento de la litosfera ibérica y el flujo mantélico asociado. Así mismo, se presenta la geometría de estas anomalías que están fuertemente condicionadas por el adelgazamiento cortical según la dirección NNW-SSE, perpendicularmente a la extensión activa, y constatable mediante desplazamientos medidos en estaciones GPS, en el orógeno bético. Esta extensión desmiembra los dominios corticales tanto en las zonas internas como en el margen subibérico implicado en la colisión.

**Palabras clave:** Integral hipsométrica, funciones receptoras ondas P, espesor cortical, topografía residual

**Abstract:** Sierra Nevada reaches the highest heights in Iberia and in it crop out the deepest domains of the Internal Betics. This mountain range has uplifted during the last 8 My at average rates of 400m/My. Morphometric data show that it continues uplifting, especially in its westernmost region. However, new geophysical data that show the lithospheric structure of this region reveal that Sierra Nevada does not have a crustal root as would be expected in the internal zone of an active orogen. This lack of a crustal root represents a paradox, as uplift has continued through the Plio-Quaternary. Here we put together geophysical and relief data to calculate the residual topography of the Betics. We show for the first time the existence of dynamic topography induced by the effects of the sinking Iberian lithosphere and the associated mantle flow. Furthermore, we show the geometry of these anomalies that are strongly influenced by NNW-SSE crustal necks, perpendicular to the active extension in the Betics. This extension thinned the crustal domains of both the external Betics and the south Iberian margin units involved in the collision.

**Key words:** Hypsometric integral, P-wave receiver functions, crustal thickness, residual topography.

### INTRODUCCIÓN

En los últimos años, gracias a los proyectos Topoiberia y Picasso, se ha producido un extraordinario avance en el conocimiento de la estructura litosférica de la Península Ibérica, el Rif y el extremo más occidental del mar de Alborán (i.e.,

Bezada et al., 2013 Mancilla et al 2015a, 2015b). El análisis de funciones receptoras de las ondas P ha proporcionado una imagen 3D del “slab” bajo el mar de Alborán y su continuación septentrional bajo el límite con el Macizo Ibérico (Mancilla et al 2015a, 2015b). Esto ha permitido conocer con relativa precisión la estructura y espesores de la corteza continental tanto en la Cordillera Bética como bajo el

Macizo Ibérico (i.e. Mancilla et al., 2015a). En paralelo, el desarrollo de herramientas de cálculo morfométrico ha permitido analizar con detalle los procesos de incisión y denudación del relieve, íntimamente relacionados con el levantamiento y/o hundimiento activo (Pérez-Peña et al., 2009 a,b; Kirby y Whipple, 2012; Azañón et al., 2015). En este trabajo, se realiza un análisis conjunto de los datos de topografía residual, obtenidos a partir de datos de espesor cortical, con los datos derivados de la integral hipsométrica del relieve. La comparación de estos datos nos permite analizar la posible incidencia del flujo mantélico sobre la topografía de la Cordillera Bética y su influencia en los procesos activos de levantamiento del relieve.

### ANÁLISIS DEL RELIEVE: INTEGRAL HIPSOMÉTRICA Y FILTRADO DEL RELIEVE

La hipsometría describe las relaciones entre área y elevación, y por lo tanto permite analizar la topografía de una región de un modo cuantitativo (Pérez-Peña et al., 2009a; 2009b). Este tipo de análisis ha demostrado ser de gran utilidad a la hora de evaluar espacialmente los procesos que producen levantamiento o hundimiento activo, pues éstos a su vez condicionan la erosión y modelado del relieve. Tradicionalmente los análisis de hipsometría se han restringido a cuencas de drenaje, a través de la extracción de la curva y/o integral hipsométrica (HI). Sin embargo, trabajos recientes han puesto de manifiesto la gran utilidad del análisis espacial de la hipsometría, bien mediante ventanas móviles, o mediante análisis de autocorrelación espacial (Pérez-Peña et al., 2009a). En este trabajo se ha seguido la metodología propuesta por Pérez-Peña et al. (2009a), consistente en el cálculo de la integral hipsométrica en celdas regulares y su posterior análisis mediante índices de autocorrelación espacial (LISA). Para ello se ha calculado la integral hipsométrica (según la formulación de Pike y Wilson, 1971) en celdas de 2.5 km utilizando un Modelo Digital de Elevaciones de 90 m de resolución. Una vez obtenidos los valores de HI, se ha procedido a realizar un análisis de autocorrelación espacial empleando el estadístico de Getis-Ord ( $G_i^*$ , Getis y Ord, 1996) con un umbral de distancia de 10km. Las distancias utilizadas para este análisis (2 y 10km) tienen como objetivo el análisis de las anomalías del relieve de longitud de onda media. Este estadístico permite el análisis espacial de clúster de valores extremos (Fig. 1).

Para la caracterización del relieve, se han filtrado las longitudes de onda de orden menor que representan barrancos y valles de la red de drenaje actual (Karlström et al., 2008; Scotti et al., 2014). Para el filtrado se han utilizado dos filtros combinados; primero se ha aplicado un filtro de media en bloque para reducir el tamaño de pixel, y posteriormente un filtro focal recursivo mediante una ventana móvil de 5 celdas de radio. Este filtrado obtiene resultados similares a otros con medias móviles tradicionales pero conserva mejor

las direcciones estructurales. Para este trabajo se ha utilizado un filtro equivalente a 25 km, para retener las tendencias de la longitud de onda media de los alineamientos montañosos de la Cordillera (Fig. 1).

### BALANCE ISOSTÁTICO: TOPOGRAFÍA RESIDUAL

La elevación de una cadena montañosa y la tasa de levantamiento de la superficie están inherentemente ligadas, siendo una la derivada temporal de la otra y reflejando ambas la estructura litosférica y las tasas de cambio de ésta. Es generalmente admitido que la elevación está dominada por la isostasia de la corteza que en orógenos convergentes está típicamente engrosada. El manto litosférico también puede estar engrosado o adelgazado por procesos tectónicos y también puede estar sujeto a procesos de remoción local, ya que su densidad es ligeramente más alta que la del manto astenosférico que tiene debajo.

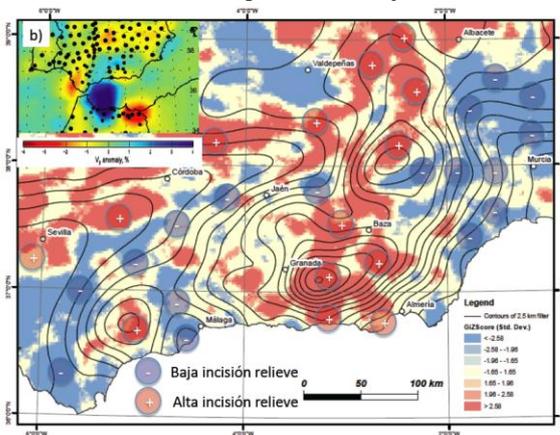


FIGURA 1. Cálculo de la integral hipsométrica (HI) para píxeles de 2,5 kilómetros con autocorrelación espacial. Las zonas de rojo indican altos valores relativos de HI que reflejan incisión del relieve. Las isocintas representan la topografía con un filtro del relieve de 1 kilómetro. b) tomografía, a 75 km de profundidad, realizada con las funciones receptoras de las llegadas de las ondas S de terremotos (Bezada et al., 2013).

Un manto engrosado implica menores elevaciones de la superficie topográfica. Adicionalmente, a los componentes estáticos de la topografía, en algunos orógenos se han constatado anomalías de densidad debidas a flujos mantélicos que producen la denominada topografía dinámica (i.e. Faccena et al., 2014). La topografía dinámica es el resultado de la acomodación de la superficie topográfica a esfuerzos generados en la base de la litosfera por el flujo mantélico. Si se ignora la flexura elástica, que únicamente es válida para cargas de una longitud de onda menor que la de la flexura, la elevación ( $z$ ) de una cadena montañosa se puede describir como una combinación de isostasia ( $z_{iso}$ ) más el componente dinámico ( $z_{din}$ ).  $Z_{iso}$  solo depende de la densidad y estructura de la litosfera. La elevación de una columna litosférica con respecto a un nivel de referencia se produce por efecto de la "flotabilidad" litosférica que

es función de la densidad y del espesor tanto de la corteza ( $e_c$ ) como del manto litosférico ( $e_l$ ).

La contribución de la componente isostática a la topografía, calculada por píxeles, sería el resultado de la siguiente expresión:

$$t=f_1e_c+f_2e_l$$

siendo  $f_1=(\rho_a-\rho_c)/\rho_a$  y  $f_2=(\rho_a-\rho_l)/\rho_a$

La topografía absoluta se puede obtener con una  $t_0=2,6$  km que representa la altura media de los rifts medio oceánicos. Para realizar este cálculo se han adoptado valores de densidad cortical extraídos de CRUST2.0  $\rho_c=2836$  kg/m<sup>3</sup>, y valores típicos de  $\rho_l=3250$  kg/m<sup>3</sup> (i.e., Faccenna et al., 2014) y  $\rho_a\approx 3215$  kg/m<sup>3</sup> tal y como sugiere Faccenna et al., (2014) como mejor ajuste para las densidades astenosféricas en el dominio Mediterráneo.

Los espesores corticales, que son los determinantes en el cálculo, han sido estimados a partir de los tiempos de llegada de la fase convertida de P a S en la discontinuidad de la Moho y sus múltiplos. Estos tiempos han sido extraídos de las funciones receptoras de ondas P obtenidas para las estaciones desplegadas en el sur de la Península Ibérica (Fig 2., Mancilla et al, 2015a). De los perfiles de las funciones receptoras migradas se han obtenido las estimaciones del grosor de la litosfera (Mancilla et al. 2015a).

El mapa geológico de la figura 3 (ver GEODE para la leyenda) tiene superpuestas unas isólinas que se corresponden con la diferencia entre la topografía esperable de la aplicación de la fórmula anterior y la topografía real. A esta diferencia se la denomina topografía residual.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El mapa de topografía residual refleja importantes anomalías con respecto a la topografía esperable si aplicamos puramente isostasia. Las principales anomalías están en dos franjas de orientación NNW-SSE en las que aparece una topografía que no puede ser justificada mediante isostasia. Estas franjas se encuentran bajo Sierra Nevada/Sierra Harana y el Arco de Águilas. Además, los déficits de topografía más importantes están en los extremos occidental (Surco de los Flyschs) y oriental (Béticas Orientales) de la Cordillera. Bajo los máximos corticales, situados en las cuencas miocenas de Guadix-Baza y Granada también aparecen importantes déficits de topografía. La comparación del mapa de HI con el de topografía residual indica que las zonas con importante déficit topográfico reflejan una baja incisión del relieve. También se puede observar el efecto contrario, de tal modo que bajo Sierra Nevada, sin raíz cortical, aparecen los máximos valores de incisión. La anomalía que empuja Sierra Nevada a sus actuales cotas y a mantener un levantamiento activo (Azañón et al., 2015) tiene una dirección NNW-SSE, perpendicular a los vectores de movimiento inferidos a partir de medidas

de estaciones GPS permanentes (4 mm/año; i.e. Mancilla et al., 2013).

Por otra parte, la figura 1b, que refleja la posición del slab ibérico a 75 km de profundidad, tiene una buena correspondencia tanto con el mapa de HI como con el resultante del cálculo topográfico. Esta similitud puede reflejar la incidencia del "slab" ibérico sobre la topografía actual.

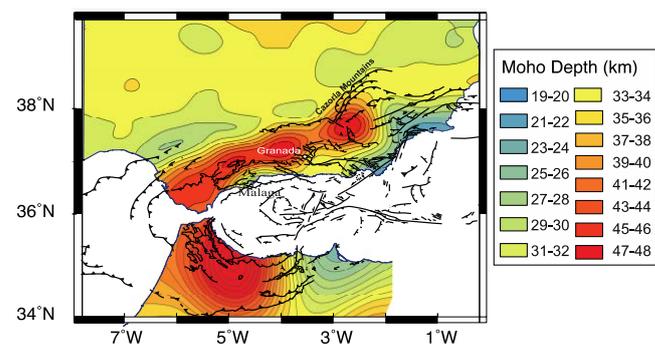


FIGURA 2.- Mapa que muestra los espesores de la corteza obtenidos por Mancilla et al. 2015a

Estos resultados nos permiten plantear por primera vez la existencia de una topografía dinámica inducida por los efectos del hundimiento de la litosfera ibérica y el flujo mantélico asociado. Así mismo, se presenta la geometría de estas anomalías que vienen condicionadas por adelgazamientos corticales según franjas de dirección NNW-SSE. Estos "cuellos extensionales" son perpendiculares a la extensión activa en el orógeno bético (desplazamientos WSW activos de hasta 4mm/año; i.e. Mancilla et al., 2013). Por tanto, la extensión actual, activa durante buena parte del Mioceno, ha afectado tanto a los dominios alóctonos de las zonas internas (Dominio de Alborán) como a los dominios del paleomargen ibérico, previamente empilados por la colisión. Estos procesos compresivos provocados por la colisión fronto-lateral del Dominio de Alborán, son aún activos en las partes más occidentales de la Cordillera y en su límite septentrional (contacto con el margen sudibérico) donde la deformación tiene carácter transpresivo. El frente de cabalgamientos preservado en el arco de Cazorla, así como el engrosamiento cortical bajo esta zona, son un testimonio de esta colisión que involucra, en este meridiano, rocas sedimentarias del Tortonense Inferior. La extensión ulterior, con una fuerte componente de desplazamiento hacia el WSW, ha transformado la Cordillera en un conjunto de "megaboudines" en la que la geometría de los cuerpos y los niveles de despegue están fuertemente condicionados por la reología de los materiales y las discontinuidades mecánicas previas.

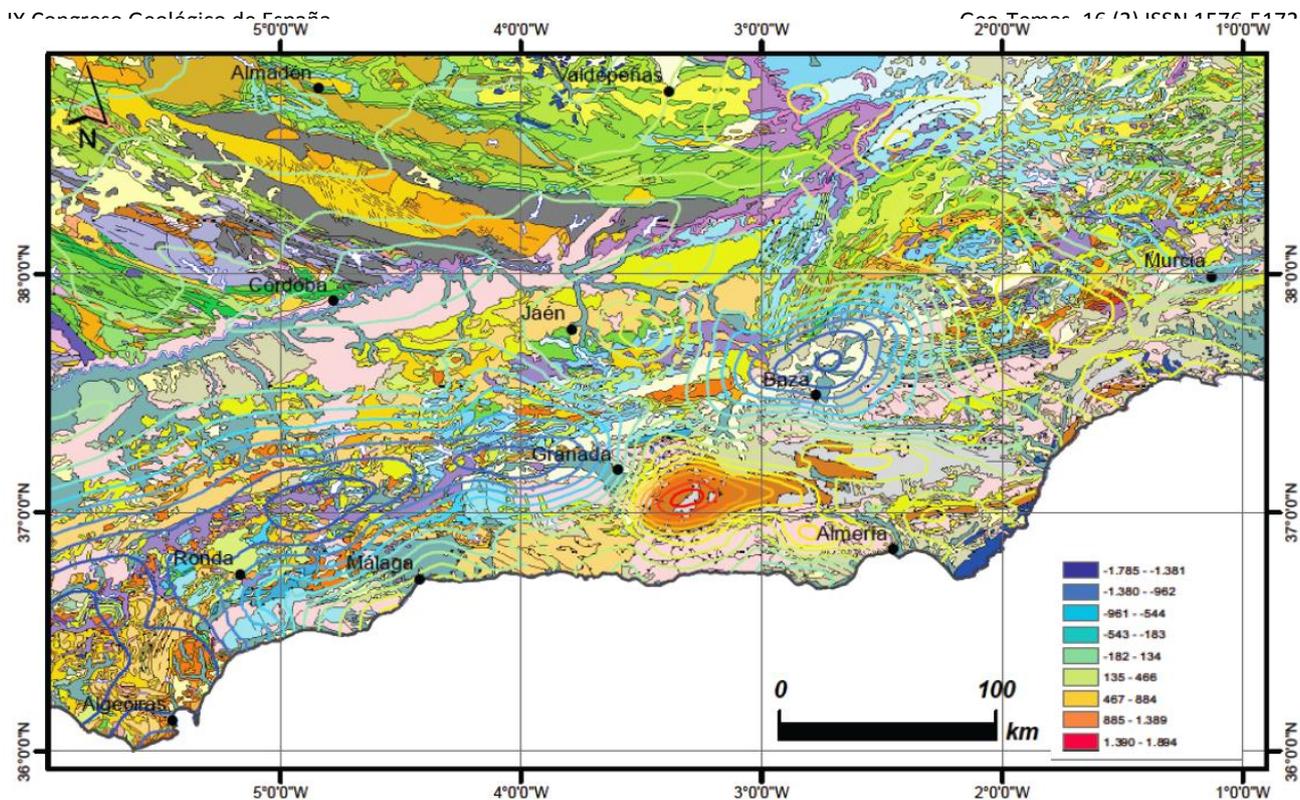


FIGURA 3. Mapa geológico (ver GEODE para la leyenda) del S de Iberia al que se han incluido isótopos de colores que reflejan la topografía residual (en metros) negativa en los colores fríos (azules y verdes) y positiva en los colores cálidos (rojos y amarillos).

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado con los proyectos de investigación CGL-2011-29920, CGL2015-67130-C1-1-R y CGL2015-67130-C2-2-R.

## REFERENCIAS

- Azañón, J.M., Galve, J.P., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Carvajal, R., Booth-Rea, G., Jabaloy, A., Vázquez, M., Azor, A., Roldán, F.J., 2015. Relief and drainage evolution during the exhumation of the Sierra Nevada (SE Spain): Is denudation keeping pace with uplift? *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.015.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., Gallart, J. 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 368, pp. 51-60.
- Getis, A., Ord, K., 1996. Local spatial statistics: an overview, in: Longley, P., Batty, M. (Eds.), *Modelling in a GIS Environment*. GeoInformation International, Cambridge, pp. 261–277.
- Karlstrom, K.E., Crow, R., Crossey, L.J., Coblenz, D., Van Wijk, J.W., 2008. Model for tectonically driven incision of the younger than 6 Ma Grand Canyon. *Geology* 36, 835. doi:10.1130/G25032A.1
- Kirby, E., Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.* 44, 54–75. doi:10.1016/j.jsg.2012.07.009.
- Mancilla F., Stich D., Berrocoso M., y Martín R., Morales J., Fernandez-Ros A., Páez R., Pérez-Peña A. (2013): Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, 41, 307-310.
- Mancilla, F., Stich, D., Morales, J., Martín, R., Díaz, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J. A., Ibarra, P., Harnafi, M., y Gonzalez-Lodeiro, F., (2015a): Crustal Thickness and Images of the Lithospheric discontinuities in the Gibraltar arc and surrounding areas. *Geophys. J. Int.* 203,1804-1820.
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Azor, A., 2009a. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Comput. Geosci.* 35, 1214–1223. doi:10.1016/j.cageo.2008.06.006
- Pérez-Peña, J. V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, a., Delgado, J., 2009b. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *J. Geophys. Res.* 114, F02018. doi:10.1029/2008JF001092
- Scotti, V.N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology* 206, 37–57. doi:10.1016/j.geomorph.2013.09.017

## Kinematics and geomorphology of the Algodonales - Badolatosa shear zone at the fold-and-thrust belt of the western Subbetics

### *Cinemática y geomorfología de la zona de cizalla de Algodonales – Badolatosa en el cinturón de pliegues y cabalgamientos del Subbético occidental*

R. García<sup>1</sup>, A. Jiménez Bonilla<sup>1</sup>, M. Díaz-Azpiroz<sup>1</sup>, F. Pérez Valera<sup>2</sup>, J.C. Balanyá<sup>1</sup> and I. Expósito<sup>1</sup>

1 Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, 41013 Sevilla. [shio11@hotmail.com](mailto:shio11@hotmail.com), [ajimbon@upo.es](mailto:ajimbon@upo.es), [mdiaazp@upo.es](mailto:mdiaazp@upo.es), [jcbalrou@upo.es](mailto:jcbalrou@upo.es), [icxpram@upo.es](mailto:icxpram@upo.es).

2 Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Campus de Sant Vicent del Raspeig, 03690, Alicante. [fperez@ua.es](mailto:fperez@ua.es)

**Abstract:** The outermost part of the fold-and-thrust belt in the western Subbetics, which defines the limit with the Guadalquivir foreland basin, corresponds to the here defined Algodonales-Badolatosa shear zone (ABSZ). This is a more than 90 km long, ENE-WSW trending, dextral transpressive shear zone, mainly affecting Triassic units defined by dam- to hm scale blocks of competent rocks embedded in a gypsum-rich, argillaceous plastic matrix. Geomorphological results suggest that transpressional deformation produced a very recent uplift of the Triassic units with respect to the surrounding units located to the north and to the south, thus controlling the relief evolution of the area.

**Key words:** Betics, fold-and-thrust belts, geomorphological evolution, recent tectonics, transpression

**Resumen:** La zona más externa del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Subbético occidental, la cual limita con la cuenca de antepaís del Guadalquivir, corresponde con la zona de cizalla de Algodonales-Badolatosa (ZCAB), definida en este trabajo. Ésta es una zona transpresiva dextra que tiene más de 90 km de longitud y una dirección ENE-OSO. Afecta a unidades Triásicas definidas por una serie de bloques deca- a hectométricos de rocas competentes incluidos en una matriz plástica de arcillas ricas en yeso. Los resultados geomorfológicos presentados en este estudio sugieren que la deformación transpresiva generó un levantamiento muy reciente de las unidades Triásicas con respecto a las unidades vecinas al norte y al sur, de modo que controla la evolución del relieve de la zona.

**Palabras clave:** Béticas, cinturón de pliegues y cabalgamientos, evolución geomorfológica, tectónica reciente, transpresión

## INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

The Betic chain was built up due to the Miocene oblique-collision between the Alboran domain (Internal Zones) onto the South Iberian palaeomargin. Between both, Flyschs Trough units were sandwiched (Fig. 1). In the western Betics, the boundary between the fold-and-thrust belt (Subbetics) and the Guadalquivir foreland basin is marked by a unit formed of discontinuous dam- to hm-scale blocks of competent rocks embedded in a plastic matrix, which has been traditionally interpreted as an olistostromic unit (e.g., Rodríguez-Fernández et al., 2013 and references therein). Irrespective of its sedimentary origin, recent works northward of the Ronda basin have identified structural patterns in some of the outcrops of this unit, which has been thus interpreted as a tectonically-controlled mélange-like unit, defined as the Algodonales-Olvera zone (Jiménez-Bonilla et al., 2015, Fig. 1). Similar units have been identified in the Central Betics (Rodríguez-Fernández et al., 2013) and the frontal part of other alpine orogens (Festa et al., 2010). The main structural and kinematic features of this WSW-ENE trending zone point to a dextral

transpressive regime. Moreover, its position within the belt and structural continuity with more internal Subbetic units located to the SE, suggest that the Algodonales-Olvera zone forms part of the fold-and-thrust belt proper and constitutes its most external limit in this sector of the Betic chain (Jiménez-Bonilla et al.,

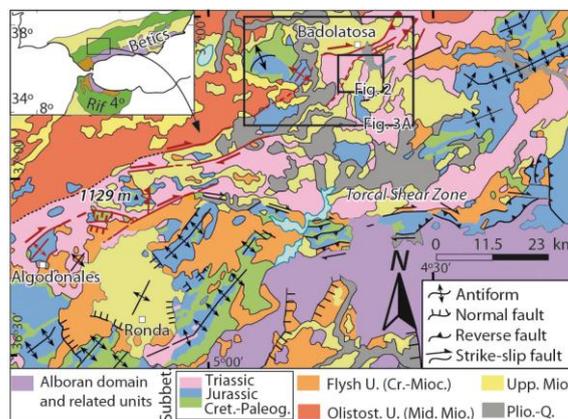


FIGURE 1. Simplified geological map of the external zone of the western Betics. The Algodonales-Badolatosa shear zone is defined by structures in red.

2015). Similar Upper Miocene to Recent transpressional zones with strong strain partitioning have been reported within the external zones of the western Betics (e.g., the Torcal shear zone, Barcos et al., 2015).

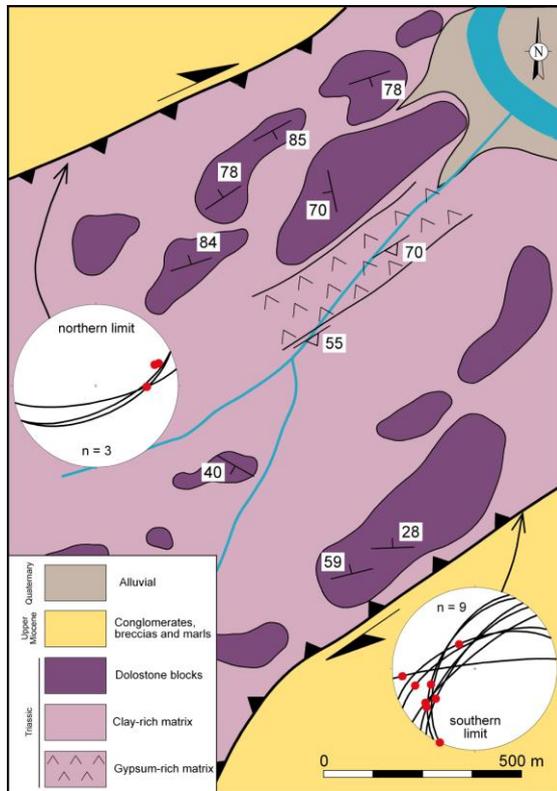


FIGURE 2. Geological map of the Badolatosa zone with lower hemisphere, equal area plots of fault planes and related slickenlines from the northern and southern boundaries

Rock units similar to those of the Algodonales-Olvera zone outcrop to the ENE, south of the village of Badolatosa (Sevilla). They present structures that can be attributed to the activity of a shear zone. Several Upper Miocene to Plio-Quaternary units outcrop between these two zones (Fig. 1). In this work, we describe the main lithologies and structures of this Badolatosa zone. Furthermore, we present a geomorphological analysis that allows us to constrain the age of the main tectonic activity. Finally, we compare these results with those of the Algodonales-Olvera zone to interpret both in the context of the Subbetic fold-and-thrust belt.

## GEOLOGY OF THE BADOLATOSA ZONE

The study area includes the Badolatosa zone and rocks outcropping northward and southward (García, 2014). The Badolatosa zone presents a roughly ENE-WSW trending segment in its westernmost part, south of Badolatosa, and a NE-SW trending segment to the east (Fig. 1). The main lithologies included in this zone can be grouped in two litho-stratigraphical Triassic units: (1) a clastic sequence of red sandstones, red and

green clays and argillite intercalations, with few carbonatic and gypsiferous beds that can be assigned to the Keuper facies of the Southiberian Triassic, and probably belong to the K1 Fm. (Pérez-López, 1996). (2) A mega-breccia with cm- to hm- blocks of dolostones, sandstones, lutites, clays and gypsum embedded in a clay-rich or gypsum-rich matrix, which can be correlated with the Gypsum Complex, defined in the oriental sector of the Betic Cordillera (Pérez-Valera, 2005). The Badolatosa zone bounds with Miocene formations to the N (marls) and to the S (conglomerates and breccias including Triassic clasts).

The northern and southern limits of the Badolatosa zone correspond to two fault zones (Fig. 2). The northern limit is only evident from some discrete fault planes developed in gypsum-rich or argillite layers, near the lithological Triassic-Miocene contact. The orientation of these planes ranges N062-078/51-74SE, and slickenlines plunge gently (20-38°) to the E. This limit is marked also by the preferred orientation of long axes of dam-scale dolostone blocks. The southern limit corresponds to a 1.5 km-long, 40-50 m-wide fault zone that produces low-cemented breccias in the NW block. Discrete fault planes on dolostones are roughly N050E-directed and dip 45-85° to the NW. Most calcite slickenfibres on fault planes plunge moderately (10-50°) to the WSW. Relative ages of materials on both sides of the limits (Triassic on the hanging walls and Miocene on the footwalls), together with some S-C-like structures in gypsum at the southern limit, suggest a dextral-reverse sense of movement in both fault zones. Thus, the Badolatosa zone defines a positive flower structure with the Triassic rocks uplifted with respect to Miocene formations.

## GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS

### Methodology

Both qualitative and quantitative geomorphological analyses are presented separately into three sectors: sector 2 coincides with the Badolatosa zone, and sectors 1 and 3 are located, respectively, northward and southward this zone. Qualitative analyses include the study of the main traits of the relief and the drainage network. Quantitative analyses are based on geomorphologic indexes. The mountain front sinuosity (Smf), the valley-floor-width to height ratio (Vf) and the sinuosity index (SI) were applied in order to delve into the dip-slip component of recent structures. Smf and Vf are defined by Bull and McFadden (1977). The Smf is measured for the mountain fronts generated by the faults that constitute the N and S boundaries of the Badolatosa zone. Vf is calculated between 2 and 7 km along the Genil River. Moreover, the SI is useful to identify differences on channel patterns, which can be altered by recent uplifting (Holbrook and Schumm, 1999). SI values were extracted from 5 km segments along the Genil River. To study recent lateral

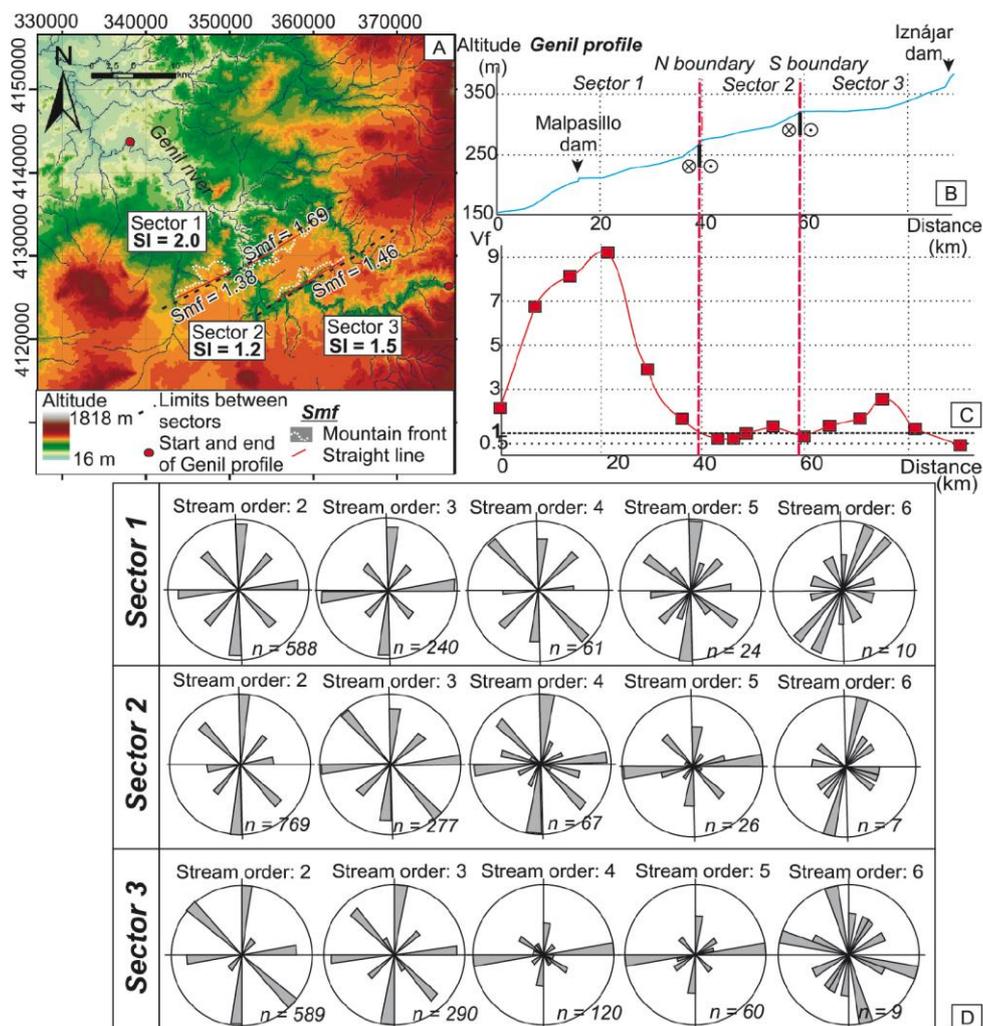


FIGURE 3. (A) Relief map showing Smf and SI results. (B) Genil River profile showing the location of the main structures and dams. (C) Graph showing the Vf results along the Genil River. (D) Preferred orientations in the drainage network pattern

movements, we analysed preferential orientations in the pattern of the drainage network via Dellaseta (2004) procedure: streams are divided into 2 km-long segments and orientations are displayed on rose diagrams according to stream order. Results from the Genil River are presented separately due to the orthogonal orientation of this river with respect to the main structures.

## Results

The relief of the study area is defined by a topographic lineament striking parallel to the orientation of the Badolatos zone (sector 2 in Fig. 3A). This shows an overall topography 200 to 400 m above sectors 1 and 3, being the topographic drop sharper northward than southward. Sector 2 is characterized by moderate slopes due to the difference on rock competence between dolostones, evaporites and argillites. In contrast, sectors 1 and 3 correspond to Upper Miocene outcrops and are defined by a low-lying, smoothly folded relief (Fig. 3A). The drainage network is mainly dendritic, and its main stream, the

Genil River, is suborthogonal to the main structures of the Badolatos zone, suggesting it must be antecedent. It is worth to mention the right-angled bend of the Genil River on plan view, depicting a fluvial elbow (Fig. 3A). Additionally, the topographic profile along the Genil River shows four knick-points; two of which coincide with the dextral-reverse faults that mark the Badolatos zone limits (Fig. 3B).

The mountain fronts associated with the limits of the Badolatos zone constitute continuous and straight segments around 10 km long (Fig. 3). The Smf analysis yields moderate values (between 1.4 and 1.6; Fig. 3A). The Vf analysis is used to observe differences on the Genil River incision between sector 2 and sectors 1 and 3. In general, Vf values (Fig. 3C) are lower in sector 2 ( $< 0.5$ ) than in the sectors 1 and 3 ( $> 1$ ). Exceptionally, low Vf values in sectors 1 and 3 are also found downstream the dams (Fig. 3C). Although SI values are usually greater than 1.25 (corresponding to twisty to meandering streams), large differences are found between the three sectors. In sectors 1 and 3, SI values

average 2 and 1.5 respectively, whilst in sector 2, SI values are around 1.2 with scarce variability (Fig. 3A).

According to the statistical analysis of stream orientations (Fig. 3D), in sector 1, N-S striking streams are the most representative (more than 40% of measurements). In sectors 2 and 3 stream orientations show peaks also at N-S, but additional NW-SE trending streams, particularly of 2-4 order, are observed (Fig. 3D). In turn, NNE-SSW and NNW-SSE striking segments dominate in the Genil River.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In this work, the main lithological, structural and geomorphological characteristics of the Badolatos zone are presented. According to these, we interpret this zone as a positive flower structure related to a dextral transpressive shear zone, where the Triassic units are uplifted with respect to the Miocene units located to the north and south of this shear zone. The main geomorphological features indicate that (1) the topography of the Badolatos zone is above the neighbouring areas and strike WSW-ENE (Fig. 3A); (2) the main stream in the area (the Genil River) is antecedent and it is deeply incised when it crosses the zone (Fig. 3C); (3) the limits of the zone coincide with knick-points in the topographic profile of the Genil River and straight, WSW-ENE trending mountain fronts (Figs. 3A and B); and (4) the drainage network shows a left-handed deflection around the divide between sectors 1 and 2 (Fig. 3D), thus marking the northern boundary of the zone. These results suggest that deformation produced at the Badolatos zone is very recent or even active, and it greatly controls the geomorphological features of the area.

The main lithologies, kinematics and deformation age of the Badolatos zone are compatible with those of the Algodonales-Olvera zone (Jiménez-Bonilla et al., 2015). This similarity, together with the linear disposition of both zones along a WSW-ENE trend, strongly suggests they both form part of a single dextral transpressional shear zone, denominated here as the Algodonales-Badolatos shear zone (ABSZ). Therefore, the ABSZ is more than 90 km long, around 10 km wide, and constitutes the most external unit of the fold-and-thrust belt in the western Betics, defining its limit with the Guadalquivir basin. According to the dextral transpressive regime of the ABSZ, the easternmost part of the study area, with a NNE-SSW strike, could be interpreted as a restraining bend. However, further analyses need to be done to better constrain the kinematics of this sector. Also, studies should be extended to the ENE to determine the actual extent of this major structure within the western external Betics.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by the MINECO Project CGL2013-46368P. The presented results are from the unedited Bachelors Thesis report of R. García. Revision by J.M. Azañón is greatly acknowledged.

## REFERENCES

- Barcos, L., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito I. and Jiménez-Bonilla, A. (2015): Kinematics of the Torcal Shear Zone: Transpressional tectonics in a salient-recess transition at the northern Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 663, 62-77.
- Bull, W.B. and McFadden, L.D. (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault California. In: *Geomorphology in Arid Regions* (D.O. Doehring, ed.). Allen & Unwin, London, 115-138.
- Dellasetta, M. (2004): Azimuthal transects of stream orientations: An advanced in understanding the regional morphotectonic setting of eastern Abruzzo (Central Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 27, 21-28.
- Festa, A., Pini, G.A., Yildirim, D. and Giulia, C. (2010): Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*, 52, 1040-1105.
- García, R. (2015): *Caracterización cinemática y geomorfológica de los afloramientos del Triásico Subbético en la zona de Malpasillo, Corcoya (Sevilla)*. Unedited Bachelors Thesis report, Pablo de Olavide University.
- Holbrook, J. and Schumm, S.A. (1999): Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epigenetic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.
- Jiménez-Bonilla, A., Expósito, I., Balanyá, J.C., Barcos, L. and Díaz-Azpiroz, M. (2015): Structure and kinematics of Subbetic and related mélange-like units NW of Ronda Basin (Western Betics): evidences for a transpressional structural high in the frontal thrust-and-fold belt. *Geogaceta*, 57, 27-30.
- Pérez-López, A. (1996): Sequence model for coastal-plain depositional systems of the Upper Triassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 101, 99-117.
- Pérez-Valera, F. (2005): *Estratigrafía y estructura del Triásico Sudibético en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 301 p.
- Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F. J., Azañón, J. M. and García-Cortés, A. (2013): El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero*, 124, 477-504.

## Combinación de métodos de datación en cronologías paleosísmicas: el ejemplo de El Saltador (Falla de Alhama de Murcia)

### *Combining dating techniques in paleo-earthquake chronologies: the example of El Saltador (Alhama de Murcia fault)*

M. Ortuño<sup>1</sup>, M. Ferrater<sup>1</sup>, E. Masana<sup>1</sup>, J.J. Martínez-Díaz<sup>2</sup>, R. Pallàs<sup>1</sup>, H. Perea<sup>3</sup>, S. Baize<sup>4</sup>, E. García-Meléndez<sup>5</sup>, T. Rockwell<sup>6</sup>, W.D. Sharp<sup>7</sup>, A. Medialdea<sup>8</sup>, E. Rhodes<sup>8</sup>, P.P. Cunha<sup>9</sup>, R. Sohbaty<sup>10</sup>, J.P. Buylaert<sup>10</sup> y A. Murray<sup>10</sup>

1 RISKNAT. GEOMODELS. Dept. Geodinàmica i Geofísica, Fac. Geologia, Univ. de Barcelona, 08028 Barcelona, Spain. maria.ortuno@ub.edu

2 Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC), 28040 Madrid, Spain

3 Barcelona Center for Subsurface Imaging (B-CSI), Dept. de Geociències Marines - Institut de Ciències del Mar - CSIC, 08003 Barcelona, Spain

4 Institut de Radioprotection et Sûreté Nucléaire - Seismic Hazard Division (BERSSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France

5 Área de Geodinámica Externa, Facultad de CC. Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n 24071 León, Spain

6 Department of Geological Sciences, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA

7 Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA 94709, USA

8 Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield S10 2TN, UK

9 MARE - Marine and Environmental Sciences Centre, Department of Earth Sciences, Univ. Coimbra - Pólo II, 3030-790 Coimbra, Portugal

10 Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Department of Geoscience, Aarhus University, Roskilde 4000, Denmark

**Resumen:** Presentamos la cronología de paleoterremotos establecida para la rama sur de la Falla de Alhama de Murcia (Béticas Orientales) a partir del estudio paleosismológico de la localidad de el Saltador (Lorca). Mostramos la aplicación combinada de cuatro métodos de datación; luminiscencia en cuarzo y feldespato (OSL en cuarzo y *pIR-IRSL*), datación de series de Uranio en carbonatos pedogénicos, y radiocarbono. Para acotar la edad de los paleoterremotos con la mejor definición posible, se han integrado las edades de las capas que definen temporalmente los paleosismos en un modelo deposicional. Para ello se usó el programa OxCal (versión 4.2), que realiza un tratamiento estadístico bayesiano de las funciones de probabilidad de las edades de materiales afectados según un orden estratigráfico conocido y calcula la recurrencia media y la recurrencia particular entre eventos sucesivos. La secuencia de materiales aluviales muestra el registro de ocho eventos paleosísmicos ocurridos desde hace  $54,3 \pm 9,1$  ka. El tiempo de recurrencia medio varía entre 3,5- y 5,3 ka, localizándose el último evento entre el s. XIII y el s. XVIII.

**Palabras clave:** Falla de Alhama de Murcia, paleosismología, dataciones numéricas, análisis bayesiano, Béticas Orientales

**Abstract:** We present a chronology of paleo-earthquakes established at El Saltador (Lorca), a paleoseismical site in the southern branch of the Alhama de Murcia Fault (Eastern Betics). Because of the difficulties in dating the affected sediments using a single dating approach, we combined four types of methods; Two of them based on the luminescence of quartz and feldspar (Quartz-OSL and *pIR-IRSL*), U-series on pedogenic carbonates and radiocarbon dating. To obtain the best possible accuracy for the age of each paleoearthquake, we integrated the age of the layers that constrain the seismic events into a depositional model. To this end, we relied on the OxCal program (version 4.2), which performs a Bayesian statistical treatment of the probability functions of the ages assigned to a sequence of layers of known stratigraphical order, at the time that it provides the average recurrence and the single recurrence between successive events. The sequence of alluvial deposits analyzed shows the record of eight paleoseismic events occurred since  $54,3 \pm 9.1$  ka. The average recurrence intervals ranges between 3,5- and 5,3 ka with the last event taking place between the XIII and XVII centuries.

**Key words:** Alhama de Murcia fault, paleoseismology, numerical dating, Bayesian analysis, Eastern Betics

### INTRODUCCIÓN

En este trabajo, presentamos la cronología de paleoterremotos (en adelante, PTT) establecida para la Falla de Alhama de Murcia (FAM, Béticas Orientales, Fig. 1) a partir del estudio paleosismológico de la localidad de el Saltador. Para ello se ha hecho uso de: 1) la determinación del número mínimo de PTT ocurridos en la falla según el registro estudiado; 2) la integración y discusión de las edades de las capas que

definen temporalmente los PTT provenientes de cuatro métodos diferentes; 3) la obtención de las edades más probables de los PTT mediante el uso del procedimiento propuesto por Lienkaemper and Bronk Ramsey (2009), con el que se realiza un tratamiento estadístico bayesiano de las funciones de probabilidad de las edades obtenidas para cada muestra.

El estudio se centra en la secuencia de materiales del abanico aluvial de El Saltador, deformados por la

actividad de la rama sur de la FAM (FAMS) en el Saltador (Lorca, Fig. 1). La localidad paleosismológica de El Saltador fue estudiada por Martínez-Díaz et al. (2003) y Masana et al. (2004). Estos autores identificaron tres paleoterremotos de magnitud M 6,5-7 ocurridos en los últimos 27 ka, localizando el reciente poco antes del 1650 AD. Recientemente, Ferrater et al. (aceptado) han revisado los parámetros paleosísmicos que se obtienen en la localidad de El Saltador, calculando una tasa de deslizamiento neto para la FAMS de  $0,9 \pm 0,1$  mm/a.

## IDENTIFICACIÓN DE PALEOTERREMOTOS

La actividad neotectónica de la FAMS en la localidad del Saltador ha dado lugar a la dislocación, repetida en el tiempo, del abanico de El Saltador y las formas y materiales preservados en la superficie tras el abandono del abanico. Ferrater et al. (aceptado) determinan un comportamiento de falla en salto oblicuo (predominantemente siniestro con ligera componente inversa) e identifican desplazamientos por evento medios de 5,1-6,2 m en zanjas paralelas a la traza de la falla. La secuencia aluvial expuesta en las zanjas excavadas muestra capas de gravas y limos, interpretadas como el registro predominante de flujos laminares (formados por alternancia de flujos de derrubios y flujos de lodo que constituyen el registro del abanico de El Saltador) y el registro de flujos canalizados (flujos de derrubios y rellenos graduales de canales incididos en el abanico tras su abandono).

Las zanjas perpendiculares a la falla nos permiten identificar la secuencia de rupturas superficiales (Fig. 1C y D) basándonos en observaciones estratigráficas, sedimentológicas y estructurales que se describen a continuación; **1)** Unos depósitos de flujos de lodo anómalos, representados por siete de las capas identificadas. Éstos recubren la paleotopografía, rellenan los canales y, cuando superan los límites de éstos, forman cuerpos tabulares de base irregular. Esta configuración la interpretamos como el resultado de la aparición repetida en el tiempo de una barrera tectónica tal y como lo discuten Masana et al. (2014); los cuerpos tabulares cubren una gran superficie en comparación con los observados en otras partes del abanico alejadas de la falla, se concentran en el bloque hundido de la falla y no se observan en el bloque levantado. Hemos usado esta interpretación para inferir cuatro de los eventos sísmicos observados (c, e, g y h); **2)** Una evidencia de cambio de ambiente sedimentario representada por la capa I (arenas finas de color lila con laminación cruzada y paralela), que interpretamos como la formación puntual de una zona de baja energía junto a la traza de la falla tras el evento *e*; **3)** Evidencias estructurales basadas en; 3.1, un mayor grado de basculamiento entre paquetes de unidades más antiguas con respecto a las siguientes más jóvenes en la zona de falla. Este criterio se ha usado en todos los eventos menos en el más reciente (evento *a*); 3.2,

Pliegues y fallamientos inversos que afectan sólo a las unidades anteriores al evento sísmico. Estos rasgos se han observado asociados a las fallas Fx, F1, F2 y F3F2 y definen todos los eventos. En el caso de los eventos *a* y *b*, el desplazamiento lateral de canales observado en zanjas paralelas a la traza (descrito por Ferrater et al., aceptado), se suma a las evidencias mencionadas.

## DATACIÓN DE UNIDADES LIMITANTES

La Tabla 1 recopila los eventos identificados y las edades de 12 muestras analizadas para datar las unidades que los acotan, localizadas en la Fig. 1 a excepción de SALT31/5, SAL20 y SALT 21, cuya localización puede comprobarse en Ferrater et al. (en revisión) A continuación se describen brevemente los métodos de datación utilizados.

La luminiscencia estimulada ópticamente, OSL, fue medida en granos de cuarzo de 180-250  $\mu\text{m}$  (en grupos de múltiples granos o alícuotas). Se realizaron medidas en los laboratorios de la Univ. de Sevilla, la Univ. de Aarhus y de la Univ. de Sheffield (OSL-1 y OSL-2 respectivamente en la tabla 1). En ésta última, también se midió la luminiscencia estimulada con infra-rojos según el proceso pIR-IRSL en granos aislados de feldespato. Todos los resultados obtenidos pueden considerarse edades deposicionales reales por las características dosimétricas de las muestras. La combinación de errores que da la edad final permite asumir una distribución poissoniana del resultado.

La medición del U/Th en pequeñas cantidades de carbonato pedogénico que se acumula en los cantos de los materiales aluviales permite obtener una edad mínima de la unidad muestreada. En el Centro de Geocronología de Berkley, se analizaron dos muestras de la misma unidad (D), para las que se obtuvo una edad media. El análisis del conjunto de muestras adquiridas por métodos independientes permite estimar en 3-4,5 ka el tiempo transcurrido entre el depósito del material y la formación del suelo (Ferrater et al., aceptado).

A partir de fragmentos de una muestra de carbón (Laboratorio LMC14-Paris) y de un caracol (Laboratorio San Diego State Uni.), se pudieron obtener las edades de  $^{14}\text{C}$ , de dos unidades (I, G). Estas edades son consideradas como deposicionales debido a la fragilidad de las muestras, que no sugiere que sean retrabajadas, y ante la ausencia de indicadores de percolación desde estratos superiores o rejuvenecimiento.

De manera adicional, se corroboró la robustez de las edades mediante su comparación con las edades de termoluminiscencia y  $^{14}\text{C}$  publicadas por Martínez-Díaz et al (2003), Masana et al. (2004). Éstas últimas han de considerarse edades máximas, ya que se obtuvieron a partir de muestras multi-grano que tienden a dar mayores edades debido a la imposibilidad de detectar granos en los que parte de la luminiscencia es heredada.

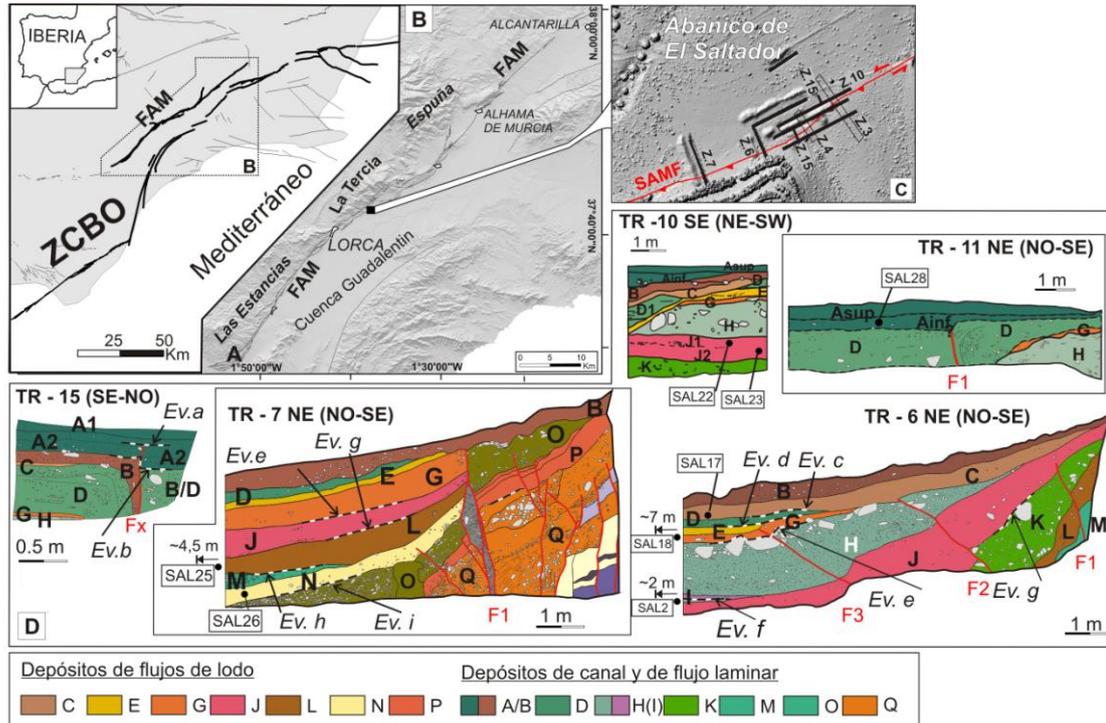


FIGURA 1. A) Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (EBSZ); fallas que la conforman en negrita; B) Localización del área de estudio en el mapa estructural y principales accidentes geográficos asociados a la falla de Alhama de Murcia; C) Localización de las zanjas estudiadas en el Saltador; D) Logs de las zanjas 15, 7 y 16 en los que se han identificado las unidades afectadas por las rupturas recientes en la FAMS.

## CRONOLOGÍA DE PALEO-TERREMOTOS

Una vez acotado el intervalo temporal de ocurrencia de cada ruptura superficial (interpretadas como PTT), se usó el programa OxCal en su versión 4.2 para construir un modelo de edad mediante el análisis estadístico bayesiano de la secuencia estratigráfica en la que se distinguen los PTT. Para ello, se siguió el procedimiento propuesto por Lienkaemper and Bronk Ramsey (2009) para la obtención de cronologías paleosísmicas y las recurrencias entre eventos. Mediante cálculos iterativos, OxCal permite re-definir las edades más probables de las muestras (edades modeladas) cuando éstas se encuentran en una secuencia deposicional con orden estratigráfico conocido. El programa también calcula las edades de eventos entre dos unidades datadas y los periodos de recurrencia entre eventos sucesivos y recurrencia media de un grupo de eventos (Fig. 2). La Tabla 1 recoge las edades de los eventos (menos el más antiguo que no se ha modelado) si se calculan sólo teniendo en cuenta las edades no modeladas (valor a la izquierda) y las calculadas con OxCal a partir de las probabilidades recalculadas (valor a la derecha del evento). La figura 2 muestra el tipo de gráficas proporcionadas por el programa OxCal, en el ejemplo, para la parte más reciente de la secuencia paleosísmica estudiada.

Además de las edades numéricas, se ha incorporado al modelo una edad histórica, el año 1700 AD. Se ha considerado este año para poder incluir en el resultado que da OxCal para el evento más joven, el último sismo de intensidad suficiente como para poder ser

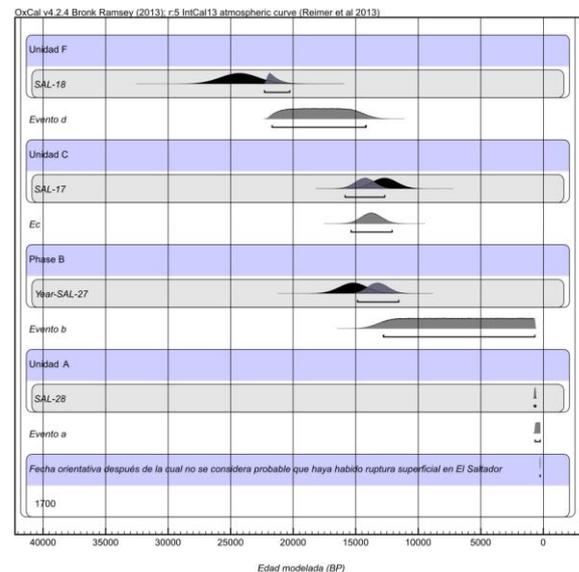


FIGURA 2. Modelo bayesiano obtenido con OxCal v.4.2 para la secuencia de PTT identificada en El Saltador. Edades medidas (en negro) y modeladas (en gris oscuro). Sólo se muestra la parte más reciente de la secuencia de capas/eventos.

relacionado con una ruptura superficial: el sismo de Lorca de 1674 AD (I = VIII). Aún no sabiendo si ese sismo fue o no morfogenético, creemos que tras ese evento, la completitud del catálogo histórico es fiable y permite descartar que sismos posteriores ocurridos en la localidad hayan deformado la superficie. Este dato podría ser congruente con la edad del último sismo, datada en trabajos anteriores (Masana et al. 2004)

como poco tiempo anterior a 1650 AD, teniendo en cuenta que se deriva de una muestra de edad  $1550 \pm 100$  con una incertidumbre de 26.

## DISCUSIÓN

La integración de diferentes métodos independientes permite valorar la robustez de una edad (*cross-checking*). Una vez acotado el intervalo de tiempo en el que ha sucedido un paleo-terremoto, éste puede ser reducido mediante la determinación del intervalo más probable de ocurrencia.

Unidad	Muestra	Edad (ka BP)	Método
<b>Evento a (Previo al 1700 A.D.)</b>		<b>0,65-0,25 ka</b>	
A	SAL-28	$0,66 \pm 0,03$	OSL-2
<b>Evento b</b>		<b>12,80-0,675 ka</b>	
B	SAL-27	$15,20 \pm 1,10$	pIRIR
<b>Evento c</b>		<b>15,37-12,09 ka</b>	
C	SAL-17	$12,7 \pm 1$	OSL-1
<b>Evento d</b>		<b>21,69-14,17 ka</b>	
D	SALT 31-5	$12,22 \pm 0,80^*$	U-series
F	SAL-18	$24,3 \pm 1,5$	OSL-1
G	SAL-20	$21,93 \pm 1,09^{**}$	14C
<b>Evento e</b>		<b>25,49 - 22,13 ka</b>	
I	SAL-2	$25,53 \pm 0,30^{**}$	14C BP
<b>Evento f</b>		<b>29,68-25,30 ka</b>	
Jsup	SAL-22	$22,5 \pm 4,1$	pIRIR
Jinf	SAL-23	$30,6 \pm 5,2$	pIRIR
<b>Evento g</b>		<b>42,79-28,20 ka</b>	
L	SAL-25	$41,7 \pm 6,9$	pIRIR
<b>Evento h</b>		<b>58,84-32,54 ka</b>	
N	SAL-26	$54,3 \pm 9,1$	pIRIR
* edad no incluida en el modelado de OxCal por considerarse edad mínima			
** edades calibradas			

TABLA 1. Secuencia de capas afectadas y sus edades según carbono 14 (14C), Series de Uranio (U-series), luminiscencia estimulada ópticamente (OSL-1 uni. de Aarhus; OSL-2, Univ. de Sheffield) y con infra-rojos (pIRIR, Univ. de Sheffield). La incertidumbre es de 26 para edades de 14C y U-series y de 16 para las de luminiscencia. Intercalados en la secuencia se han incluido los paleo-eventos sísmicos y sus edades modeladas en OxCal.

En el caso de estudio, el análisis estadístico realizado ha permitido reducir los rangos de incertidumbre de algunos de los intervalos de tiempo en los que se considera más probable que hayan sucedido los PTT en comparación a los rangos que se derivan del uso directo de las edades máxima y mínima de las capas inferior y superior a un evento. Por ejemplo, antes del análisis estadístico, la edad del evento f se había acotado entre 35,8 ka y 25,23 ka BP por las edades máxima y mínima de las unidades limitantes *J sup* e *I*. La consideración de la edad más

probable teniendo en cuenta la secuencia estratigráfica que se realiza con OxCal da un intervalo de 29,68-25,30 ka para este evento, reduciendo en cerca de 5 ka la incertidumbre del rango de ocurrencia. El tratamiento estadístico de las edades de los PTT también permite observar la gran variabilidad de periodos de recurrencia eventos sucesivos, que en el caso de El Saltador varían entre 0,219 y 16,023 ka (tabla 1), obteniéndose un valor medio de 3,460- y 5,301 ka. Este valor promedio se ha calculado restando las edades de los sismos más joven y más antiguo y dividiendo el resultado entre el número de sismos identificados, en este caso 8.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con los proyectos SHAKE CGL2011-30005-C02-02, PREVENT CGL2015-66263-R y RISKMAT-2014SGR/1243.

## REFERENCIAS

- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Echeverría, A., Rockwell, T., Sharp, W.D., Medialdea, A., Rhodes, E. (en revision). Slip-rate estimation combining paleoseismological 3D trenching and morphotectonic cartography: the strike-slip Alhama de Murcia fault (SE Iberian Peninsula). *Quaternary International*
- Ferrater, M., Ortuño, M., Masana, E., Pallàs, R., Perea, H., Baize, S., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Echeverría, E., Rockwell, T., Sharp, W. D. (accepted). Refining seismic parameters in low seismicity areas by 3D trenching: the not so slow Alhama de Murcia fault, SE Iberia. *Tectonophysics*.
- Lienkaemper, J. J., and C. Bronk Ramsey (2009). OxCal: Versatile tool for developing paleoearthquake chronologies—A primer, *Seismol. Res. Lett.*, 80 431–434.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L., and Santanach, P., 2003, Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system: *Annals of Geophysics*, v. 46, no. 5, p. 775–792.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L., y Santanach, P. (2004): The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region. *Journal of Geophysical Research*, 109: B01301.
- Masana, E., Ortuño, M., Ferrater, M., Perea, H., Baize, S., Echeverría, A., Pallàs, R., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Rockwell, T. (2014). Fine grained bodies as evidence of “dusty” paleoearthquakes in the Alhama de Murcia fault geological record. *Extended abstracts de la Segunda Reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología (Lorca, Murcia)*, 23-26.

# La falla transfer dextra del Guadalquivir: límite norte de la extensión en las béticas externas durante el Mioceno superior

## *The Guadalquivir transfer dextral fault : the northern limit of the Betic external extension during the Late Miocene*

F. J. Roldán<sup>1</sup>, J. M. Azañón<sup>2,3</sup>, J. Rodríguez-Fernández<sup>3</sup>, G. Booth-Rea<sup>2</sup> y R. M. Mateos<sup>1</sup>

1 Instituto Geológico y Minero de España. Urbanización Alcázar del Genil 4, 18006 Granada. [fj.roldan@igme.es](mailto:fj.roldan@igme.es), [rm.mateos@igme.es](mailto:rm.mateos@igme.es)

2 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada 18071 Granada. [jazonon@ugr.es](mailto:jazonon@ugr.es)

3 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC) 18002 Granada. [jrodrig@ugr.es](mailto:jrodrig@ugr.es)

**Resumen:** La Cuenca del Guadalquivir (Tortonense superior-Cuaternario) ha sido considerada como una cuenca de antepaís del Orógeno Bético, construida durante la colisión con el margen Sudibérico. La unidad cronoestratigráfica Tortonense superior es la más antigua y se depositó indistintamente sobre el paleomargen Sudibérico y sobre las unidades de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Sin embargo, estas rocas que no están deformadas en el paleomargen, si lo están por la deformación frágil en la Zona Externa Bética. Los afloramientos del Tortonense superior en las Zonas Externas están muy fragmentados con evidencias claras de aloctonía con respecto a los ubicados en la paleomargen Sudibérico. Esta deformación post-Tortonense superior no es bien conocida en las Zonas Externas de la Cordillera, donde la característica más destacada es la ubicuidad de la deformación de una unidad tecto-sedimentaria bajo la cobertera del relleno sedimentario del Guadalquivir. Esta unidad tecto-sedimentaria (Olistostroma del Guadalquivir) pertenece al Complejo Extensional Subbético, formada durante la colisión y la migración al Oeste de dos dominios de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. En el presente trabajo, se muestra un conjunto de datos tectónicos, geofísicos y cartográficos con el fin de caracterizar la deformación post-Tortonense superior y hacer una estimación de los desplazamientos.

**Palabras clave:** Cuenca de antepaís, deformación Tortonense, desplazamiento tectónico, Complejo Extensional Subbético

**Abstrac:** The Guadalquivir Basin (Upper Tortonian-Quaternary sedimentary infilling) has been considered the foreland basin of the Betic Orogen in its collision with the Sudiberian margin. The upper Tortonian chronostratigraphic unit is the oldest one and it was indistinctly deposited on the South Iberian paleomargin and the External units from the Betic Cordillera. However, these rocks are undeformed on the Sudiberian paleomargin while they are deeply affected by brittle deformation on the External Betic Zone. Outcrops of Upper Tortonian sedimentary rocks on External Betic Zone are severely fragmented showing allocthonous characters with regard to those located on the Sudiberian paleomargin. This post- Upper Tortonian deformation is not well known in the External Zones of the Cordillera where the most prominent feature is the ubiquity of a highly deformed tecto-sedimentary unit outcropping at the basement of the Guadalquivir sedimentary infilling. This tecto-sedimentary unit belongs to the Mass Wasting Extensional Complex formed during the collision and westward migration of the Internal Zones of the Betic Cordillera). In this work, we show an ensemble of tectonic, geophysical and cartographic data in order to characterize the post-Upper Tortonian deformation and estimate of displacement.

**Key words:** Foreland basin, tectonic displacement, Tortonense deformation, Mass Wasting Extensional Complex

## INTRODUCTION

Los sedimentos que ocupan la parte meridional de la cuenca del Guadalquivir se han interpretado tradicionalmente como pertenecientes a un manto tectónico-gravitacional con vergencia al NNW (Perconig, 1960-62). Este autor lo denominó Manto de Carmona u Olistostroma del Guadalquivir (Fig. 1). Esta estructura deducida a partir de perfiles sísmicos

transversales responde a un conjunto. Este manto, que incorpora elementos procedentes del desmantelamiento del Subbético y Prebético, se ha interpretado como la parte delantera del frente de las Zonas Externas (Complejo Caótico Subbético, Vera, 2004), produciendo la flexura de antepaís para dar lugar a la cuenca del Guadalquivir.

Una nueva reinterpretación de algunos perfiles sísmicos transversales y longitudinales a la cuenca,

muestran claramente estructuras extensionales con dirección de transporte WSW en el frente del Olistostroma.



FIGURA 1. Mapa de situación de la Cuenca del Guadalquivir

Los rasgos cartográficos que muestran diferentes afloramientos del mesozoico de las Zonas Externas en posiciones más meridionales, tampoco muestran sus equivalentes en la dirección NNW, sino más bien en una dirección ortogonal a esta (WSW). Ejemplos de este tipo han sido descritos por Azañón et al., (2012), en el Subbético Central (sierras de Cabra y Gaena) y por Roldán et al., (2012) en la parte sur de la cuenca del Guadalquivir entre las sierras de Alcaudete y Cabra. En este último sector se hicieron unas estimaciones del desplazamiento en dirección WSW de algo más de 15 Km.

La correlación de unidades del Mioceno superior que se apoyan sobre el Macizo Ibérico (unidades autóctonas), con sus homólogas depositadas sobre un fondo móvil (unidades paraautóctonas, sobre el Olistostroma del Guadalquivir), tampoco tienen sus equivalentes en la dirección NNW. Los sedimentos del Tortoniense superior sobre el Macizo Ibérico, que afloran entre la sierra de Cazorla y Mengíbar, aparecen sobre la Unidad Olistostrómica a partir del meridiano de la sierra de Cabra (Fig. 2). Estos depósitos muestran una fábrica cataclástica en la que es difícil reconocer la estratificación.

En este trabajo se interpreta el papel que juega el frente del Complejo Extensional Subbético (Rodríguez-Fernández et al., 2014), como una falla “*transfer dextra*” (acomodación del desplazamiento entre dos estructuras genéticamente relacionadas, Ramsay y Huber, 1987), que acopla un importante desplazamiento lateral y que explica la morfología en cuña del frente del olistostroma del Guadalquivir. Criterios cartográficos que sugieren desplazamientos del Mioceno superior de componente Oeste, criterios tectónicos que muestran estructuras extensionales en esta misma dirección y la reinterpretación de la sísmica de reflexión, son argumentos que modifican la aparente vergencia hacia el NNW del Olistostroma del Guadalquivir y proponen una nueva interpretación sobre la aloctonía del Mioceno superior hacia el Oeste.

## MARCO GEOLÓGICO

La cuenca del Guadalquivir corresponde a la cuenca periférica neógena del Orógeno Bético. Se desarrolló como una cuenca de antepaís (Portero y Alvaro, 1984), situada en el frente de las Cordilleras Béticas.

El Macizo Ibérico, formado por rocas de edad Proterozoico y Paleozoico, representa el vestigio más occidental de la Cadena Hercínica Europea.

Las Cordilleras Béticas y el Rif constituyen los segmentos más occidentales de las cadenas alpinas perimediterráneas que conforman el Arco de Gibraltar. Entre ambos se sitúa la cuenca de Alborán constituida por un basamento de corteza continental adelgazada con espesores de algo menos de 20 Km (Torné y Banda, 1992), que conecta por el Este con la corteza oceánica de la cuenca Argeloprovenzal.

El contacto entre el Macizo Ibérico y las Cordilleras Béticas (Zonas Externas) está bajo los sedimentos cenozoicos de la cuenca del Guadalquivir (Fig. 1). Esta cuenca se hace progresivamente más estrecha hacia el este, donde queda interrumpida por fallas sinistras que delimitan los cabalgamientos de la sierra de Cazorla (Morales et al, 2014). Las Zonas Externas se han interpretado como la cobertera despegada a nivel de Trías de las zonas Subbética y Prebética. El Prebético se estructura en escamas imbricadas y pliegues vergentes al NNW. El Subbético aparece en afloramientos aislados y desconectados con geometrías subredondeadas, cuya estructura interna no suele tener equivalencia con afloramientos adyacentes.

### la falla *transfer dextra* del frente del olistostroma del Guadalquivir

El relleno de la cuenca del Guadalquivir muestra depósitos marinos de edades comprendidas entre el Tortoniense superior y Pliocuaternario. Los sedimentos del Mioceno superior se depositaron en la parte septentrional sobre un basamento estable formado por el Macizo Ibérico. En la parte meridional lo hicieron sobre un sustrato móvil que se ha ido desplazando durante al menos este periodo de tiempo.

Las unidades que se depositaron dentro de la cuenca sobre el sustrato móvil (Olistostroma del Guadalquivir) y que fueron desplazadas durante y después del depósito, se le denominaron paraautóctonas (Leyva, 1976)

El Olistostroma del Guadalquivir o Manto de Carmona (Perconig, 1960-62) incorpora unidades autóctonas en la transversal de Córdoba-Cabra y está formado por la Unidad Olistostrómica –UO– (Langhiense superior-Serravaliense inferior) y la

Unidad de Castro del Río –UCR– (Serravallense superior-Tortonense inferior, Roldán 1995).

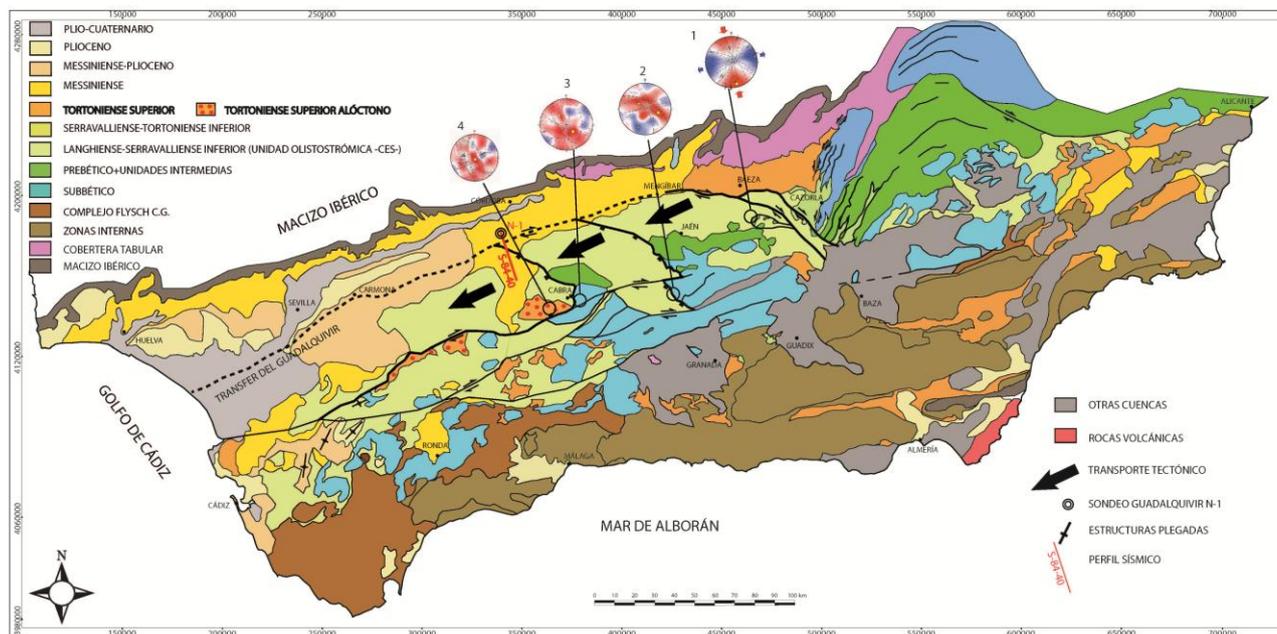


FIGURA 2. Mapa geológico de la Cuenca del Guadalquivir. Localización de la falla transfer, diagramas del régimen de esfuerzos y dirección del transporte tectónico

El Olistostroma muestra un límite tectónico-gravitacional oculto bajo los sedimentos neógenos y cuaternarios de la cuenca del Guadalquivir (Fig. 2). La traza que dibuja el mapa corresponde a la proyección en superficie del frente interpretado a partir de numerosos perfiles sísmicos transversales a la cuenca (Fig. 3). Este frente se ha interpretado tradicionalmente como un cabalgamiento que se ha ido desplazando progresivamente hacia el NNW, con una ligera componente hacia el W dado que iba incorporando sobre él unidades más modernas que migran de E a W.

La distribución de las unidades cronoestratigráficas (Fig. 2), con el estudio de más de 2500 muestras tanto en el borde estable como en el borde móvil, permite determinar la correlación de afloramientos en la cuenca. A escala cartográfica el Tortonense superior muestra afloramientos autóctonos sobre Meseta Ibérica, entre Mengíbar y la sierra de Cazorla. Sin embargo, no existen afloramientos más al sur sobre el Olistostroma; hay que desplazarse hasta el meridiano de Cabra para localizar depósitos equivalentes. Esta ausencia de afloramientos no puede ser achacada únicamente a erosión, puesto que en los perfiles sísmicos transversales a la cuenca (entre los meridianos de Mengíbar y Espejo), no aparece la Unidad Tortonense bajo la Unidad Messiniense (Fig. 3). Sin embargo, el Tortonense superior sí está en secuencia estratigráfica en dirección longitudinal a la cuenca, entre Mengíbar y Córdoba.

El estudio generalizado de la fábrica en la Unidad Olistostromática (UO) muestra una deformación

cataclástica cuando hay bloques o brechas de calizas y una textura dúctil en materiales arcillosos. La deformación es muy penetrativa, dando superficies de muy bajo ángulo que se van anastomosando entre sí originando sigmoides. La fábrica en la Unidad de Castro del Río (UCR) no es tan penetrativa, al canalizarse casi toda la deformación en la UO. En la Unidad Tortonense sucede lo mismo que en la UCR, conforma un mosaico de fracturas y diaclasas que hace irreconocible la estratificación.

Las medidas de paleoesfuerzos realizadas sobre unidades subbéticas (en fracturas, planos de falla y diaclasas), muestran zonas azules que son preferentes a un  $\sigma_3$  y en rojo a un  $\sigma_1$ . Están situadas sobre fallas normales de bajo ángulo (Fig. 2, diagramas 2 y 3); el sentido de extensión aproximada es hacia el SW. Medidas efectuadas sobre la UO (Fig. 2, diagrama 1) indican una dirección de extensión predominante entre N240-260E. Resultados similares se han obtenido para los afloramientos del Tortonense superior en las inmediaciones de Cabra (Fig. 2, diagrama 4).

El análisis y la interpretación de perfiles sísmicos longitudinales y el que se expone en la Figura 3, transversal a la cuenca, pone de manifiesto estructuras claramente extensivas. En este perfil si la estructura fuese compresiva el Tortonense superior, debería estar cobijado entre las unidad Messiniense y UCR. Por tanto el frente del Olistostroma del Guadalquivir actúa de falla transfer, desplazando hacia el W la Unidad Tortonense antes del depósito de la Unidad Messiniense.

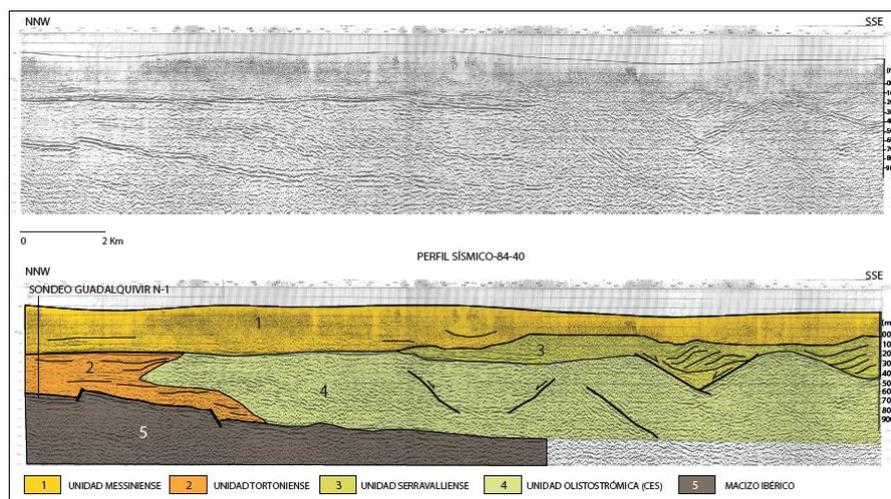


FIGURA 3. Perfil sísmico interpretado en la transversal de Córdoba. El Olistostroma del Guadalquivir (UO y UCR) muestra fallas extensionales, equivalentes con las medidas realizadas en superficie. La U. Tortoniense sup. (2) no aparece entre la unidad Messiniense (1) y las UCR (3) y UO (4).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las interpretaciones clásicas, que muestran el Olistostroma del Guadalquivir como un manto tectónico-gravitacional de componente NNW, no son compatibles con los argumentos expuestos. La cartografía geológica discrimina un Tortoniense autóctono sobre Meseta Ibérica (meridiano de Mengíbar) y paraautóctono desplazado hasta el meridiano de Cabra. Los paleoesfuerzos medidos en el conjunto del Olistostroma y sobre el propio Tortoniense paraautóctono, demuestran rasgos extensionales hacia el SW. La geología de subsuelo señala la ausencia de Tortoniense entre unidades de techo y muro, que sugieren que esta unidad se desplazó antes del depósito de la Unidad Messiniense. Por tanto, se interpreta que el frente del Olistostroma del Guadalquivir no funcionó como un cabalgamiento regional hacia NNW, sino como una falla transfer dextra que sirvió de límite para el desplazamiento de las unidades del Mioceno superior hacia el Oeste. Esta falla acumuló un importante desplazamiento lateral, aunque puede ser localmente transpresivo o transtensivo en función de la orientación del contacto. Los desplazamientos estimados entre el Tortoniense autóctono (Mengíbar) y el paraautoctono (Cabra), pueden estar en torno a 50-60 Km; si se considera un periodo de tiempo de unos 9 millones de años los desplazamientos medios podrían estar alrededor de 5,5-6,5 mm/a.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado con los proyectos de investigación CGL-2011-29920 y TOPOIBERIA-CONSOLIDER INGENIO 2010 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

## REFERENCIAS

- Azañón, J.M., Roldán, F.J. y Rodríguez-Fernández, J. (2012). *Geogaceta* 52, 13-16.
- Leyva, F. (1976). *Mapa Geológico de España 1:50.000 n° 944 (Espejo)*. IGME. Madrid.
- Morales, J., Azañón J.M., Stich, D., Roldán, F.J., Pérez-Peña, J.V., Martín, R., Cantavella, J.V., Martín, J.B., Mancilla, F., González-Ramón, A. (2014). The 2012–2013 earthquake swarm in the eastern Guadalquivir basin (South Spain): A case of heterogeneous faulting due to oroclinal bending. *Gondwana Research*.
- Perconig, E. (1960-62). Sur la constitution géologique de L'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir. (Espagne méridionale). In: libre á le memoire du prof. P. Fallot. Mem. H-série. S.G.F. 1. Pp. 229-256
- Portero, J.M. y Alvaro, M. (1984). La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: génesis, evolución y relleno final. I Congreso Español de Geología III. Segovia. PP. 241-252.
- Rodríguez-Fernández, J., Roldán, F.J., Azañón, J.M., García-Cortés, A., 2013. El colapso gravitacional del frente orogénico alpino en el Dominio Subbético durante el Mioceno medio-superior: El Complejo Extensional Subbético. *Boletín Geológico y Minero de España* 124, 477–504.
- Ramsay, J. y Hubert, M. (1987). *The techniques of modern structural geology*. Vol 2. Academic Press Limited, 393p.
- Roldán, F.J. (1995). *Evolución Neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 259 pp.
- Torné, M. and Banda, E. (1992). Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*. 12. Pp. 76-81
- Vera, J.A., 2004. *Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España*.

# Gravimetría preliminar del antepaís Pirenaico central; distribución de las evaporitas y geometría de zócalo

## *Preliminary gravimetry in the central Pyrenean foreland; evaporite distribution and basement geometry*

P. Santolaria<sup>1,2</sup>, F. M. Rubio<sup>3</sup>, C. Ayala<sup>3,5</sup>, E. L. Pueyo<sup>2</sup>, A. Rodríguez-Pintó<sup>4</sup>, R. Soto<sup>2</sup> y A. M. Casas<sup>1</sup>

1 Grupo Geotransfer. Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. c/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. [psotin@unizar.es](mailto:psotin@unizar.es)

2 Instituto Geológico y Minero de España, c/ Manuel Lasala 44, 50006 Zaragoza. [unaim@igme.es](mailto:unaim@igme.es)

3 Área de Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid). [fm.rubio@igme.es](mailto:fm.rubio@igme.es)

4 Universidad de Vigo. Unidad de Magnetometría CACTI. Lagoas Marcosende, Torre CACTI, 36310, Vigo. [adriana.rodriguez@uvigo.es](mailto:adriana.rodriguez@uvigo.es)

5 Área de Geofísica. Instituto Geológico y Minero de España. Actualmente, visitante en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, Lluís Solé i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, [c.ayala@igme.es](mailto:c.ayala@igme.es)

**Resumen:** Dentro de las actividades del Proyecto DR3AM se está efectuando un estudio gravimétrico que apoye la creación del modelo geológico 3D de la zona occidental del anticlinal de Barbastro-Balaguer para obtener una imagen de la distribución y variaciones en el grosor de la capa evaporítica y de la geometría del techo del zócalo. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de la campaña de gravimetría que han permitido generar un primer mapa de anomalía de Bouguer. En él, se observa un gradiente regional de dirección SO-NE que se relaciona principalmente con la profundización del Moho hacia el NE y de, aunque de menor influencia, con el aumento de la cuña sedimentaria al norte. La anomalía residual de Bouguer se ha obtenido al sustraer la anomalía regional, una superficie de grado 1, de la anomalía de Bouguer total. Su correlación con el mapa geológico de detalle muestra una clara correspondencia con el afloramiento de las evaporitas eocenas que constituyen el núcleo del anticlinal. El carácter que presenta la anomalía gravimétrica y su valor, variable a lo largo de la estructura, permite cartografiar la distribución y geometría de las evaporitas y las posibles variaciones en la profundidad del zócalo.

**Palabras clave:** gravimetría, anomalía de Bouguer, separación regional-residual, anticlinal de Barbastro-Balaguer, evaporitas.

**Abstract:** Among the activities of the DR3AM Project it is being carried out a gravimetric study to support the creation of a 3D geological model of the western part of the Barbastro-Balaguer anticline in order to obtain an image of the distribution and thickness variations of the evaporites together with the geometry of the top of the basement. This paper presents the preliminary work carried out to generate a preliminary Bouguer anomaly map. In it, it can be observed a regional gradient SW-NE which is mostly related with the northward deepening of Moho and the increase of the sedimentary wedge also to the north, although it has less influence. The residual Bouguer anomaly has been obtained by subtracting to the Bouguer anomaly a one degree polynomial surface. Its correlation with the detailed geological map shows a clear correlation with the outcrop of Eocene evaporites that cored the anticline. Pattern and variations in amplitude of the residual Bouguer allow mapping the distribution and geometry of the evaporites together with the variations in the depth of the basement.

**Key words:** Gravimetry, Bouguer anomaly, Regional-residual separation, Barbastro-Balaguer anticline, evaporites.

## INTRODUCCIÓN

El antepaís pirenaico meridional está caracterizado por la existencia de extensas facies evaporíticas eocenas que han actuado de nivel de despegue de las estructuras más frontales de la cadena, como el anticlinal de Barbastro-Balaguer (Martínez-Peña y Pocoví, 1988). La importancia de los dos niveles evaporíticos, Triásico Medio (M2) y Superior (Keuper) junto con su marcado contraste de densidad, condicionaron, en el marco del proyecto DR3EAM, plantear un estudio gravimétrico del antepaís del Pirineo central, haciendo especial hincapié en el

anticlinal de Barbastro-Balaguer. En este trabajo se presentan los datos preliminares encaminados a la obtención de un mapa de la anomalía de Bouguer, con una resolución de al menos 1 punto por km<sup>2</sup>, que sirva como base en la modelización gravimétrica que apoye la creación del modelo geológico 3D de la zona de estudio. Los objetivos finales que se persiguen a partir de este modelo son; reconstruir las relaciones 3D entre los dos niveles de despegue (así como la geometría del cabalgamiento basal) y cuantificar el efecto de posibles accidentes de zócalo y su relación con los espesores de las evaporitas.

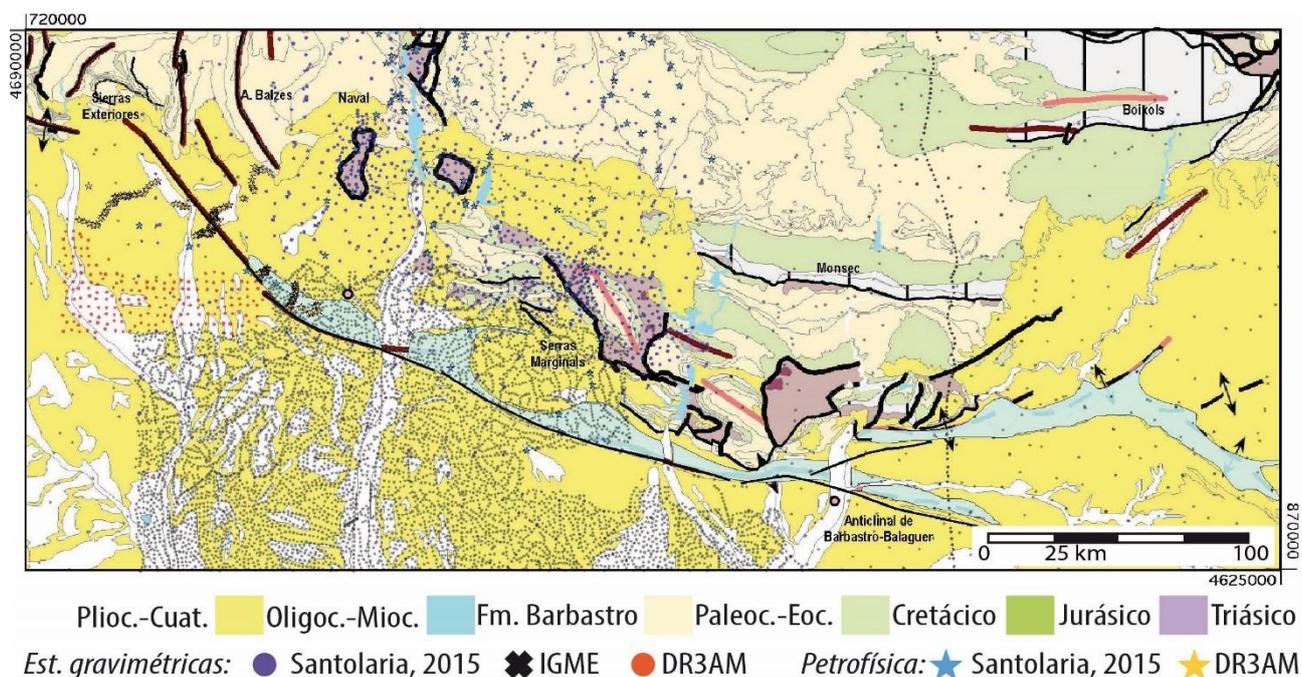


FIGURA 1. Mapa geológico simplificado (ETRS89-zona 30T-N) del Anticlinal de Barbastro-Balaguer (modificado de Barnolas et al., 2008) en el que se muestran las estructuras principales y la posición y origen de las estaciones gravimétricas (puntos) y los muestreos de petrofísica (estrellas).

## SITUACIÓN GEOLÓGICA

La estructura más representativa de la zona de estudio es el anticlinal de Barbastro-Balaguer, el cual se encuentra al sur del frente de deformación de las Sierras Marginales, la lámina más meridional de la Unidad Surpirenaica Central. Presenta más de 150 km de extensión con una alta variabilidad estructural lateral (Figura 1). Una de sus características más definitorias es la presencia de evaporitas eocenas (Fm. Barbastro) en su núcleo a lo largo de toda la traza de la estructura. Su emplazamiento durante el Oligoceno se relaciona con fenómenos compresivos y diapíricos (Gil y Jurado, 1998).

## GRAVIMETRÍA

Uno de los problemas que causan las evaporitas (y los pliegues de despegue asociados) es la distorsión de las imágenes sísmicas y la consecuente pérdida de resolución en las reconstrucciones del subsuelo. Por otra parte, la gravimetría, como método geofísico sensible al contraste de densidades entre los cuerpos del subsuelo, parece el más adecuado para cartografiar en 3D la distribución y geometría de los cuerpos evaporíticos, ya que la densidad de éstos ( $\approx 2,28 \text{ g/cm}^3$ ) es inferior entre un  $\approx 7$ -15% a la densidad media de las rocas de cobertera (ya sean detríticas [ $\approx 2,40 \text{ g/cm}^3$ ], carbonatadas [ $\approx 2,67 \text{ g/cm}^3$ ]) o de basamento ( $\approx 2,70 \text{ g/cm}^3$ ) (Santolaria, 2015). Por este motivo, y debido a la existencia de numerosa información previa, se ha decidido la utilización de esta técnica.

Los mapas gravimétricos constituyen una herramienta fundamental para la cartografía del subsuelo, proporcionando información esencial de la extensión y estructura interna de las cuencas sedimentarias y del basamento cristalino, y sirviendo para la identificación y caracterización geométrica de intrusiones evaporíticas o ígneas, encuadre tectónico regional, caracterización de estructuras, etc.

## DATOS GRAVIMÉTRICOS

Se ha efectuado una recopilación de los datos gravimétricos existentes en las bases de datos del IGME además de los datos gravimétricos existentes en la base de datos SITOPO (Ayala et al., 2016). La distribución de los puntos (Fig. 1) es bastante heterogénea, existiendo zonas con diferente cobertura de datos lo que requiere un estudio previo para definir un paso de malla adecuado que evite introducir ruido en la generación del mapa de anomalías. Por otro lado, el teorema de muestreo indica que el ancho de los cuerpos geológicos que se pretende modelizar en futuros trabajos no puede ser menor que el doble de la distancia media entre estaciones. En el caso de estaciones separadas 1 km, la extensión mínima de los cuerpos geológicos que se podrá modelizar es de 2 km. Para densificar esta cobertura, especialmente en la zona occidental del anticlinal de Barbastro-Balaguer (objetivo principal del proyecto DR3AM), se han considerado también los datos procedentes de una tesis doctoral y se han incluido estaciones de una campaña del entorno del diapiro de Naval, sumando un total de

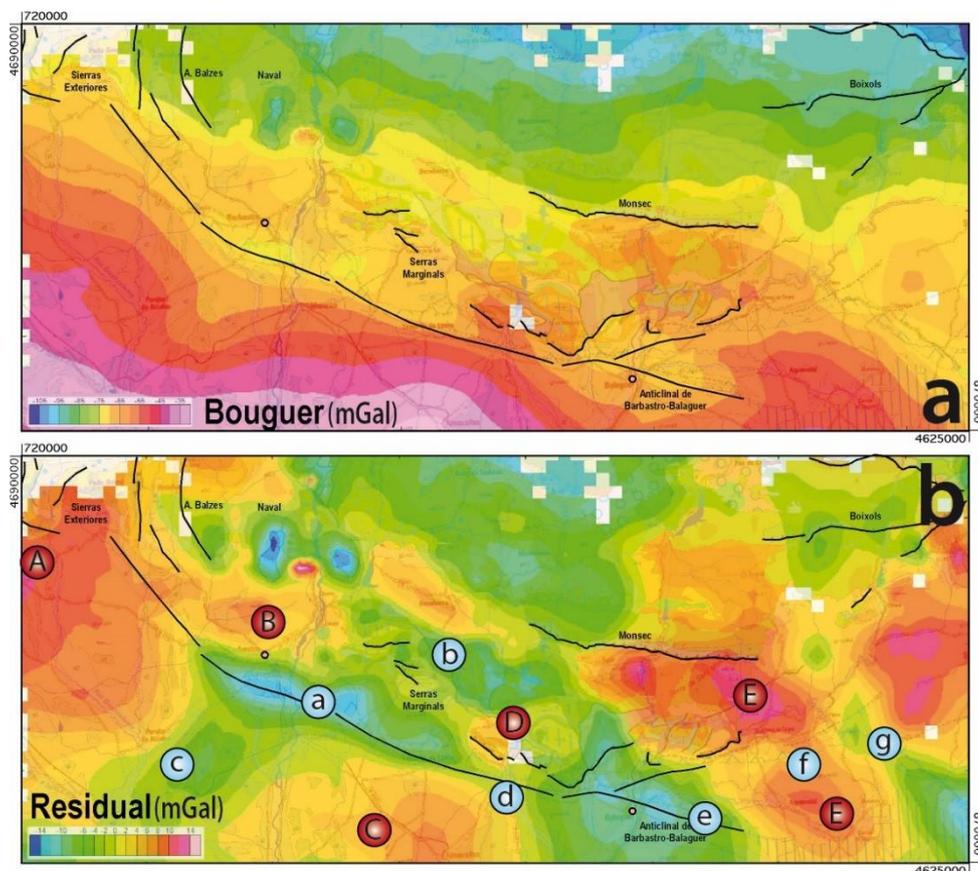


FIGURA 2. Anomalia de Bouguer (a) y Residual de Bouguer (b) del frente surpirenaico central y su antepaís cercano. Las etiquetas circulares corresponden a los máximos (mayúscula) y mínimos (minúscula) referidos en el texto.

917 puntos (Santolaria, 2015). Además, se está llevando una toma de nuevos datos de campo, en el transcurso del proyecto DR3AM (560 puntos a fecha de este trabajo).

Por otra parte para la interpretación de la señal gravimétrica se cuenta con una extensa base de datos de densidad de las distintas litologías de la zona: 1109 muestras de Santolaria (2015), más de 200 nuevas muestras adquiridas en el curso del proyecto DR3AM así como de una reciente compilación de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro con numerosas formaciones en común con las de la zona de estudio (Pueyo et al., 2015).

#### MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER.

El cálculo de la anomalía de Bouguer provisional se ha realizado utilizando las mismas fórmulas que las utilizadas en la base de datos SITOPO (Ayala et al., 2016): sistema geodético de referencia GRS80 y con la gravedad observada enlazada a la Red gravimétrica Internacional de 1971 (IGSN71); la gravedad normal se ha calculado mediante la fórmula Somigliana (Somigliana, 1930), referida al elipsoide WGS84; estos valores se han corregido de aire libre (Heiskanen y Moritz, 1967), con altura ortométrica en metros obtenidos a partir de mediciones con GPS diferencial y

altitud absoluta disponible en hojas topográficas, y de lámina de Bouguer, empleando una densidad de reducción de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ , la corrección topográfica se ha calculado hasta 22 km con un modelo digital del relieve de 100 m (entre 170 m y 4500 m) y de 500 m (entre 4500 m y 22000 m) (MDT© Instituto Geográfico Nacional).

En el mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 2a) se observa la presencia de un gradiente regional de dirección SO-NE consistente con la tendencia general de las anomalías de Bouguer en la Zona Surpirenaica y que se relaciona principalmente con la profundización del Moho y de manera secundaria con el aumento de la cuña sedimentaria al norte (Casas et al., 1997). Para eliminar este gradiente, que por su longitud de onda entre 25 y 80 km corresponde a estructuras profundas (de más de 10 km de profundidad), la componente regional se ha obtenido ajustando una superficie de grado 1 a la anomalía de Bouguer. Su sustracción del mapa de anomalías de Bouguer proporciona el mapa de anomalía residual de Bouguer (Fig. 2b).

#### CORRELACIÓN ENTRE EL MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL Y LA GEOLOGÍA

Hacia el oeste de la terminación occidental del anticlinal de Barbastro-Balaguer, el mapa de anomalía

residual muestra un alto gravimétrico (“A”, fig. 2b) de hasta 12mGal que se justifica por el apilamiento de láminas cabalgantes de las Sierras Exteriores cuya litología predominante son las calizas ( $2.67 \text{ g/cm}^3$ ) desde el cual los valores de la residual disminuyen paulatinamente hacia el sur. A partir de ahí, y correlacionándose directamente con el afloramiento de la Fm. Barbastro aparece un marcado mínimo (“a”, fig. 2b) de forma elongada N120E y paralela al eje del anticlinal que alcanza los -13 mGal y tiene una anchura de, aproximadamente, 12 km. Hacia el norte de esta estructura se reconoce, en la mitad oeste, un máximo gravimétrico (8 mGal, “B”, fig. 2b) que coincide con el extenso afloramiento de la Fm. Sariñena y, en la mitad este, valores negativos de la anomalía residual (entre 0 y -10 mGal, “b”, fig. 2b) se extienden a lo largo de las Sierras Marginales y pueden relacionarse con las evaporitas Triásicas, abundantes en esta unidad. Hacia el sur del anticlinal, ya en la Cuenca del Ebro, se observa una anomalía negativa (-6 mGal, “c”, fig. 2b) hacia el oeste y una positiva (6 mGal, “C”, fig. 2b) hacia el este cuyo origen podría estar relacionado con la continuidad o no de los yesos en profundidad. Volviendo al anticlinal de Barbastro-Balaguer, la depresión característica es interrumpida por un alto circular (“D”, fig. 2b) que coincide con el afloramiento más meridional de las Sierras Marginales si bien este alto está desconectado de un alto gravimétrico mayor (“C”, fig. 2b) al sur por una pequeña franja (3km) de valores ligeramente negativos (-2 mGal, “d”, fig. 2b) que coinciden con el afloramiento de las evaporitas del anticlinal. Más hacia el este, la señal relacionada con el anticlinal corresponde con una amplia depresión cuyo mínimo (-14 mGal, “e”, fig. 2b) es paralelo al ramal sur del anticlinal. Por otra parte, el ramal norte coincide con un estrecho altibajo (“f”, fig. 2b) que, hacia el este, atraviesa un extenso alto gravimétrico (“E”, fig. 2b) orientado N160E tras el cual el anticlinal se vuelve a desdoblar, punto en el cual se observa una marcada depresión gravimétrica (-6 mGal, “g”, fig. 2b) que se continúa con una orientación N160E hacia el sur, en perfecta coincidencia con una rama del anticlinal. El alto gravimétrico N160E mencionado podría estar controlado por un accidente de zócalo que condiciona la geometría del anticlinal.

## CONCLUSIONES Y FUTURO TRABAJO

La cobertura de estaciones gravimétricas, aunque todavía no tiene una distribución homogénea, abarca la totalidad de la estructura del anticlinal de Barbastro-Balaguer y se extiende más allá de sus límites permitiendo definir adecuadamente, aunque de forma preliminar, la anomalía de Bouguer y las anomalías gravimétricas regional y residual asociadas. El mapa de anomalía residual muestra una clara correlación con el afloramiento de las evaporitas eocenas que constituyen el núcleo del Anticlinal de Barbastro-Balaguer. Una vez finalizada la red gravimétrica homogénea y teniendo en cuenta que se tienen datos de densidad para

caracterizar las distintas litologías se llevará a cabo la modelización 2.5D y 3D de las anomalías de campo potencial lo cual proporcionará una mejor comprensión de la geometría y estructura cortical y de los procesos tectónicos en juego. La modelización es fundamental para asegurar que las interpretaciones geológicas sean consistentes con todo el conjunto de observaciones geofísicas disponibles, proporcionando nuevas restricciones para la interpretación geológica y estructural de la zona de estudio. Con todo ello, se construirá un modelo 3D incorporando los datos geológicos y geofísicos disponibles de todo el frente surpirenaico central.

## AGRADECIMIENTOS.

Trabajo financiado con el Proyecto DR3AM-CGL2014-55118 del MINECO (Proyecto coordinado del proyecto SALTACRES).

## REFERENCIAS

- Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M.A., Torne, M., Rubio, F., Fernández, M., García-Lobón, J.L. (2016): Updated Bouguer anomalies of the Iberian Peninsula: a new perspective to interpret the regional geology. *Journal of Maps*, 1-4.
- Barnolas, A., Gil-Peña, I., Alfageme, S., Ternet, Y., Baudin, T., Laumonier, B., 2008: *Mapa geológico de los Pirineos a escala 1:400 000*. IGME/BRGM ISBN: 978-2-7159-2168-9.
- Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. y Adam, C.R. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 150(1): 65-78.
- Gil, J.A., y Jurado, M.J. (1998): Geological interpretation and numerical modelling of salt movement in the Barbastro-Balaguer anticline, southern Pyrenees. *Tectonophysics*, 293(3): 141-155.
- Martínez-Peña, B., y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera sur-pirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geológica Hispánica*, 23: 81-94.
- Heiskanen, W.A. y Moritz, H. (1967): *Physical Geodesy*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 364 p.
- Pueyo, E.L., Izquierdo-Llavall, E., Rodríguez-Pintó, A., Rey-Moral, C., Oliva-Urcia, B., Casas, A.M., Calvín, P., Ayala, C., Ramajo, J., del Río, P., Rubio y F.M., García-Lobón, J.L. (2015): Petrophysical properties in the Iberian Range and surrounding areas (NE Spain): 1-density. *Journal of Maps*, 1-9.
- Santolaria, P. (2015). *Salt and thrust tectonics in the South Central Pyrenees*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza, 347 p.
- Somigliana, C. (1930): Geofísica – Sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico. *Atti. Reale Acad. Naz. Lin. Rendi* 6: 237-243.

# Nuevos datos de actividad paleosísmica de la falla de Alhama de Murcia en el abanico de La salud (segmento Lorca-Totana), Béticas orientales

## *New paleoseismic data for the Alhama de Murcia Fault in the La Salud alluvial fan (Lorca-Totana segment) Betic Cordillera*

C. Canora<sup>1</sup>, C. Roca<sup>1</sup>, J. Martínez-Díaz<sup>1,2</sup>, J.M. Insua-Arévalo<sup>1</sup>; F. Martín-González<sup>3</sup>, J. Alonso-Henar<sup>1</sup>, D. Gómez-Ortiz<sup>3</sup>, P. Martínez-Pagan<sup>4</sup>, E. Masana<sup>5</sup>, M. Ortuño<sup>5</sup>, M. Ferrater<sup>5</sup> y A. Medialdea<sup>6</sup>

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. [ccanora@geo.ucm.es](mailto:ccanora@geo.ucm.es)

2 IGEO:Instituto de Geociencias (UCM,CSIC)

3 Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica. Universidad Rey Juan Carlos. Madrid,

4 Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Civil. Univ. Politécnica de Cartagena. Paseo Alfonso XIII, 52 30203 - Cartagena

5 RISKINAT. GEOMODELS. Dept. Geodinámica i Geofísica, Fac. Geologia, Univ. de Barcelona, 08028 Barcelona

6 Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield S10 2TN, UK

**Resumen:** La Falla de Alhama de Murcia (FAM) es una falla de desgarre sinistral y cierta componente inversa, que fue la responsable del terremoto más catastrófico producido en España en los últimos 50 años, el terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5.2). En este trabajo se presenta el estudio de dos trincheras paleosísmicas excavadas en la superficie del abanico aluvial de La Salud que se encuentra cubriendo la traza de la FAM en el sector oriental del segmento Lorca-Totana. La excavación de las trincheras se apoya en la realización de una prospección geofísica mediante tomografía eléctrica y perfiles GPR con el objetivo de obtener nuevos datos de recurrencia sísmica en esta zona de la falla. Tanto las trincheras como los datos geofísicos son coherentes con la existencia de un plano de falla buzando 30° hacia el sur que deforma visiblemente los últimos depósitos del abanico. Las trincheras nos indican la ocurrencia de entre 3 y 6 eventos paleosísmicos de ruptura superficial en los últimos 31 ky.

**Palabras clave:** Falla de Alhama, paleosismología, GPR, tomografía eléctrica, terremotos.

**Abstract:** The Alhama de Murcia Fault (FAM) is a left-lateral strike-slip fault with reverse component. This fault is located in the southeast of Spain and produces the 2011 Lorca earthquake (Mw 5.2), that was the most catastrophic earthquake occurred in Spain in the last 50 years. In this paper we present the analysis of two paleoseismic trenches excavated in La Salud alluvial fan, with the aim to obtain new recurrence data for the eastern section of the Lorca-Totana segment of the fault. The structure that we observed in the trenches is recognizable in the electric tomography and GPR profiles undertaken in the study area. Both the paleoseismic trenches and the geophysics analysis are consistent with the existence of a fault plane dipping 30° to the south. This fault plane deforms the younger fluvial fan deposits. The paleoseismic study indicates the existence of between 3 and 6 surface rupture events in the last 31 ka for this strand of the fault.

**Key words:** Alhama Fault, paleosismology, GPR, electric tomography, earthquakes.

## INTRODUCCIÓN

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) es una estructura de desgarre sinistral con componente inversa y dirección NE-SO que cruza la parte más oriental de la Cordillera Bética (Fig.1). Muchos de los mayores terremotos históricos que se han producido en esta zona están relacionados con su actividad. Esta falla fue además responsable del mayor terremoto producido en España en los últimos 50 años, el terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5.2) (López-Comino et al., 2012). A pesar de su magnitud moderada, este terremoto afectó enormemente a la ciudad de Lorca causando cuantiosos daños materiales y nueve muertos.

En los últimos años varios estudios se han centrado en la caracterización de la actividad paleosísmica y la determinación de los parámetros sísmicos de la FAM como son la velocidad de

deslizamiento, los intervalos de recurrencia y la magnitud máxima esperable (i.e Martínez-Díaz et al., 2012; Ortuño et al., 2012; Ferrater et al., 2016). El presente trabajo pretende aportar nuevos datos de recurrencia y situar de forma exacta la posición de la traza de la falla en uno de los abanicos aluviales que cubre la misma y que hasta ahora no había sido estudiado desde esta perspectiva.

Se ha realizado un estudio paleosísmico a través de la excavación de dos trincheras en la rambla de La Salud. Además se ha realizado una campaña de exploración geofísica consistente en perfiles de Georradar y de tomografía eléctrica en el tramo del abanico de La Salud que cubre la traza de la FAM en el sector oriental del segmento Lorca-Totana.

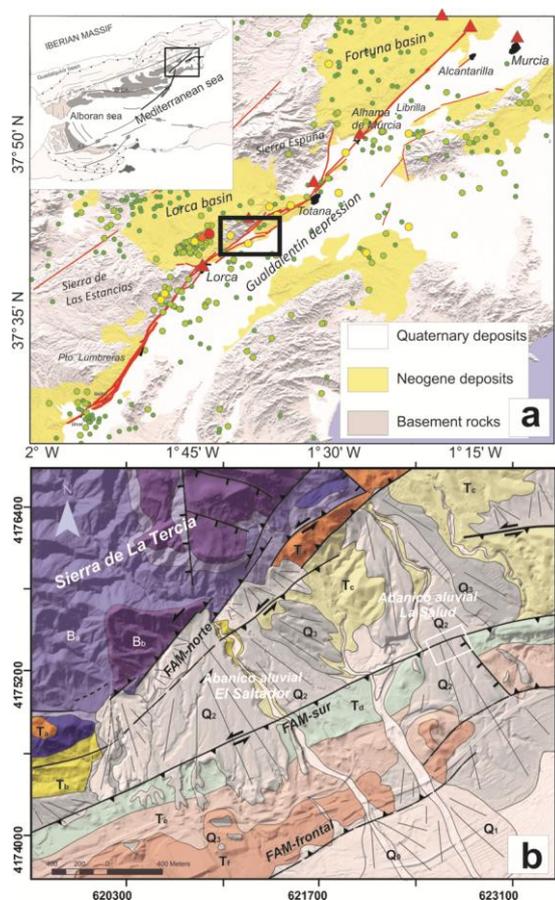


FIGURA 1. a) Mapa de situación de la falla de Alhama de Murcia en la que se proyecta la sismicidad instrumental de  $M > 1.5$  de profundidad menor de 20 km así como la sismicidad histórica (triángulos rojos) de intensidad  $> VI$  a lo largo de la falla. El cuadro enmarca la situación de la figura b) en la que se muestra un mapa geológico del sector estudiado que abarca los abanicos de El Saltador y La salud. Ba-b: rocas del basamento Alpujárride; Ta-f: formaciones de edades que van del Tortonense Superior al Plioceno; Q0-3, depósitos aluviales Cuaternarios de más antiguos Q<sub>3</sub> a más modernos Q<sub>0</sub>.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio está situada al sureste de la Península Ibérica, en las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Fig.1a), compuesta por rocas Paleozoicas, Mesozoicas y Terciarias que han sufrido una historia compleja, perteneciendo al extremo más occidental del Cinturón Orogénico Alpino.

Durante el periodo neotectónico (Tortonense superior-actualidad), la zona ha estado dominada por el proceso de convergencia de las placas Africana y Euroasiática con dirección NNO-SSE a una velocidad de unos 5 mm/año (bajo este marco geodinámico la FAM se comporta como una falla de desgarre con cierta componente inversa). Según datos geodésicos recientes, la tasa de movimiento actual FAM es del orden de 1,5 +/- 0,3 mm/a (Echeverría et. al., 2013). Asimismo, los últimos análisis de saltos de falla que afectan a los canales del abanico de El Saltador, próximo a la zona aquí estudiada, aportan una tasa de

deslizamiento geológica media durante el Cuaternario de 0,9 mm/a (Ferrater et al., 2016).

## Estructura Local

De los segmentos que forman la FAM, el de Lorca-Totana es, sin duda, el más estudiado y a la vez el que mayor incertidumbre presenta en su estructura. Se caracteriza por presentar al menos dos ramas paralelas con buzamientos opuestos (Fig.1b), la FAM-sur que buza hacia el SE y presenta una traza bastante lineal con dirección N65° y la FAM-norte con buzamientos hacia el NO y una traza irregular de dirección variable entre N45° y N55°. Así mismo, en algunos puntos aflora otra rama más al sureste (FAM-frontal) de buzamiento NO y que limita los relieves de materiales Messinienses y Pliocenos del valle del Guadalestín.

La FAM-norte se introduce bajo la antiforma de la sierra de la Tercia y ha controlado su crecimiento desde el Mioceno Superior. Los abanicos aluviales procedentes de la erosión de la sierra de la Tercia se depositan sobre la FAM-sur. Entre ambas ramas de la FAM se ha generado una depresión en la que se acumulan potentes depósitos Cuaternarios controlados por la actividad de la falla. Persiste la duda de si la FAM-sur de Lorca es una estructura diferenciada de la norte o, por el contrario, se trata de una falla antitética de acomodación de una estructura de buzamiento norte. En todo caso, las deformaciones paleosísmicas observadas en el la rama sur aportan una información valiosa sobre el potencial sismogénico de la falla, considerando siempre que se trata de valores parciales de la deformación total de la FAM que aparece distribuida en varias ramas.

## ANÁLISIS PALEOSÍSMICO

Hemos realizado el estudio paleosísmico de dos trincheras excavadas en el abanico de La Salud (Fig. 2). Se trata de un abanico activo durante el Pleistoceno Superior que hoy aparece parcialmente desmantelado por la erosión y fuertemente disectado por la Rambla de La Salud. El abanico está formado por una alternancia de depósitos de flujos detríticos, flujos laminares y coladas de barro y en los cortes del encajamiento de la rambla se aprecian espesores de gravas y limos de más de 15 m. Los últimos depósitos del abanico anteriores al encajamiento del canal de alimentación que han sido datados tienen una edad de ~26-30 ka BP (ver más abajo).

## Trincheras de La Salud

La trinchera La Salud 1 fue excavada perpendicularmente a la falla con una dirección N158° y unos 28 metros de largo. La trinchera corta una sucesión de niveles de depósitos de abanico aluvial compuesto por al menos 5 eventos de sedimentación de flujos masivos (unidades H a D3, Fig.2c) que son generalmente depósitos de grano grueso,

heterométricos y matriz-soportados (depósitos de flujos detríticos) y flujos acuosos saturados de materiales finos a techo (depósitos de coladas de barro). Por encima aparece una unidad de gravas homométricas y clasto-soportadas con muy poca matriz (unidad D, Fig.2c) de flujos laminares (flujos laminares). Posteriormente, se observan depósitos finos y gravas fluviales (unidades C y C1) erosionadas por canales paralelos a la falla (unidad B). Además, se identifican evidencias de edafización en las coladas de barro indicando periodos de estabilidad.

En la trinchera observamos el plano de falla buzando 30° hacia el sur y afectando claramente a las unidades de H a D3 y produciendo un ligero pliegue de arrastre en las unidades que se encuentran por encima. La flexión de los materiales debido a dicho plegamiento genera una elevación de los depósitos del abanico en el bloque de techo y la subsecuente erosión de las capas finas de cada evento de deposición. La sedimentación del siguiente pulso del abanico deja una discordancia entre las capas de flujos detríticos y coladas de barro. Estas superficies erosivas y las posteriores discordancias indicarían pulsos de crecimiento del pliegue.

Del análisis tectono-sedimentario de la trinchera podemos definir un mínimo de 3 y un máximo de 6

eventos paleosísmicos. Si consideramos únicamente la acumulación de salto de falla a lo largo del plano de falla, identificamos tres eventos paleosísmicos X, Y y Z (Fig.2c). Se han podido datar tres muestras de limos a distintos niveles de profundidad mediante el método OSL (Tabla 1).

N	P. (m)	H(%)	D-R(Gy/ka)	D-E (Gy)	Edad(ka)
MS-7	1.0	5±2	3,0±0,1	33,7±1,6	11,1±0,6
MS-4	1.5	5±2	2,7±0,1	76,4±5,0	28,2±2,0
MS-5	3.5	5±2	2,8±0,1	88,4±5,1	31,2±2,0

TABLA I. Dataciones realizadas mediante termoluminiscencia de los materiales de la trinchera de La Salud 1. N: Numero de muestra; P: Profundidad; D-R: Dosis Rate; D-E Dosis Equivalente.

El evento X es post-G y pre-D3 y tiene una edad inferior a  $31,2 \pm 2$  ka y mayor a  $28,2 \pm 2$  ka. El evento Y es posterior a la unidad D3 y previo a la C. Este evento lo identificamos porque la unidad D está superpuesta sobre las anteriores de manera discordante. El pliegue que se observa en las unidades más antiguas (anteriores a D) es mayor que el que presenta la unidad D, lo que nos indica, al menos dos fases de deformación. Para este evento la edad está peor constreñida y debe ser posterior a  $31,2 \pm 2$  ka y anterior a  $11,1 \pm 0,6$  ka.

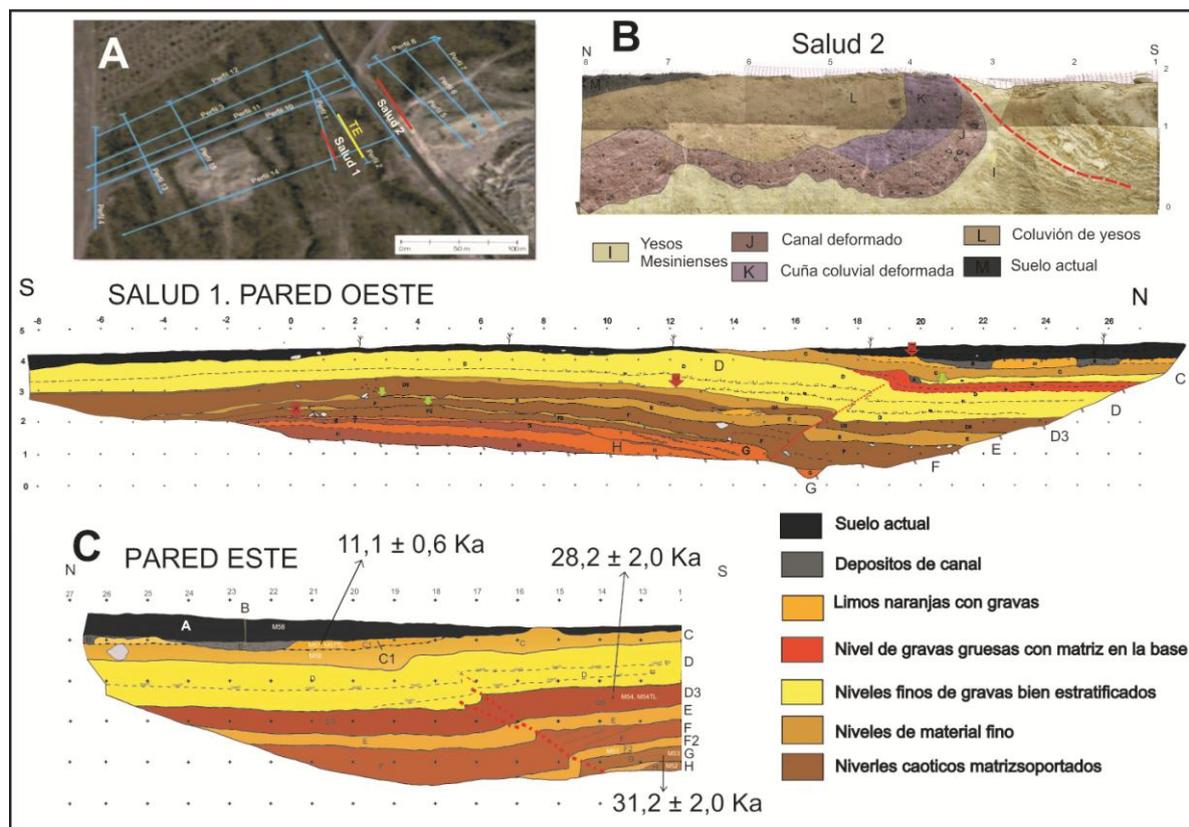


FIGURA 2. A: Fotografía aérea de la zona de estudio en la que se muestran los perfiles de GPR (azules), tomografía eléctrica (amarillo) y las dos trincheras (rojo). B: fotografía de la trinchera de La Salud 2 con la interpretación de la estructura. C: muestra los registros tectono-sedimentarios observados en las dos paredes de la trinchera La Salud 1. Las flechas rojas señalan la base de la primera unidad depositada tras cada uno de los 3 eventos definidos (x, y, z). Las verdes muestras discordancias erosivas que podrían evidenciar pulsos de crecimiento del pliegue y levantamiento del bloque de techo asociados a eventos adicionales.

El tercer evento identificado en la trinchera es el Z. Este evento puede ser posterior a la deposición del canal (unidad B) si consideramos que la ligera inclinación de su base es producida por la falla. Como no tenemos una datación para el canal, solo podemos indicar que el evento Z es posterior a  $11,1 \pm 0,6$  ka (edad de la unidad C1).

Teniendo en cuenta la baja cohesión de los materiales afectados por la falla y que parte importante del salto de falla se absorbe en forma de plegamiento de las capas, creemos más adecuado interpretar las discordancias angulares como el resultado de pulsos de crecimiento del pliegue generados por sismos en la falla. Usando esta aproximación se proponen un mínimo de 6 eventos paleosísmicos ocurridos en los últimos 31 Ka (Fig. 2c).

La trinchera La Salud 2 tiene una dirección de N158° y una longitud de 30 metros. En sus paredes podemos observar yesos Messinienses muy deformados y depósitos de canal claramente basculados hacia el NW (Fig.2b). La existencia de los yesos hace que la mayor parte de la deformación producida por la falla se absorba en una banda con deformación interna, venas de cizalla rellenas de yeso fibroso y pliegues menores de cizalla. Toda esta deformación interna genera el levantamiento del bloque de yesos que se observa en la cartografía, de modo que no llega a cortar los niveles de depósitos aluviales. Este hecho y la ausencia de materiales Cuaternarios en el bloque de techo dificultan la identificación de eventos paleosísmicos en esta trinchera.

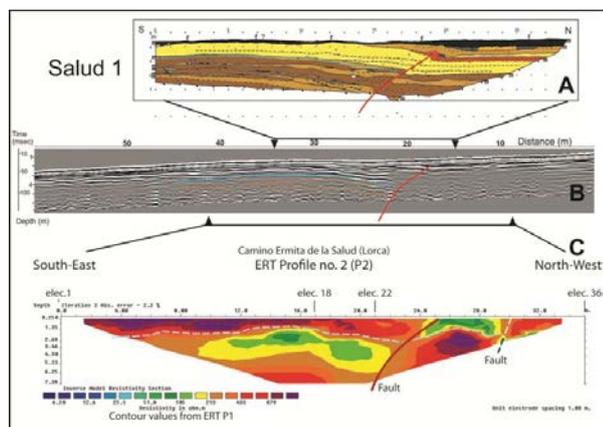


FIGURA 3. A: Pared O de la trinchera Salud 1. B: Perfil GPR. C: Perfil de tomografía Eléctrica. En los perfiles geofísicos se proyecta la geometría de la falla observada en la trinchera así como la línea que separa los depósitos de flujos detríticos de los laminares (línea azul).

## PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

Con el objetivo de estudiar la estructura a mayor profundidad se ha realizado un perfil de tomografía eléctrica y 15 perfiles de GPR (Fig.2a). Se han utilizado aquellos perpendiculares a la traza de la falla que han aportado información de la estructura con

detalle hasta más de 7 m de profundidad. En el perfil de tomografía eléctrica se aprecia claramente la geometría del pliegue de arrastre dibujado en la distribución de resistividades. Se observa también que dicho pliegue va ganado amplitud en profundidad, como cabe esperar de una mayor acumulación de eventos de saltos paleosísmicos (Fig.3). En la base de este perfil las capas de baja resistividad tienen una ligera flexión según se acercan a la falla. Los reflectores del perfil de Georradar nos marcan la misma posición del plano de falla y también la flexión de las capas. Estos métodos de prospección son por tanto muy útiles para extrapolar observaciones en profundidad y explorar otras transversales de la falla donde la excavación de trincheras no es posible.

## CONCLUSIONES

Bajo los depósitos del abanico de La Salud se define, de forma precisa, la posición de la FAM-sur, que induce la fracturación y el plegamiento de los materiales del bloque de techo con amplitud creciente en profundidad. Hemos podido determinar la ocurrencia de al menos tres eventos paleosísmicos con ruptura superficial y hasta seis en los últimos ~31 ka.

## AGRADECIMIENTOS

Esta investigación es parte del proyecto INTERGEO proyecto: CGL2013-47412-C2-1-P. Agradecemos a D. Julio Mellado por las facilidades dadas para la realización de este estudio en su propiedad.

## REFERENCIAS

- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Martín Dávila, J., y Suriñach, E. (2013): Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608: 600–612.
- Ferrater, M., Echeverría, A., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., y Sharp, W.D. (2016): A 3D measurement of the offset in paleoseismological studies. *Computers & Geosciences*, 90: 156-163.
- Lopez-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales J. y Stich, D. (2012): Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters* 39, L03301.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., y Ortuño, M. (2012): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 253–270.
- Ortuño, M., Masana, E., García-Meléndez, E., Martínez-Díaz, J.J., Stepáncikova, P., Cunha, P., Sohbati, R., Canora, C., Buylaert, J.P. y Murray, A-S. (2012): An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: the Alhama de Murcia fault (Eastern Betic Shear Zone, Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 124: 1474–1494.

# Monitorización multi-paramétrica de la Falla de Alhama de Murcia

## *Multi-parametric monitoring of the Alhama de Murcia Fault*

J. J. Martínez-Díaz<sup>1,2</sup>, R. Pérez-López<sup>3</sup>, A. Staller<sup>4</sup> y equipo InterGeoSima\*

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, jmdiaz@ucm.es

2 IGEO: Instituto de Geociencias (UCM, CSIC)

3 Área de Peligrosidad y Riesgos Geológicos. IGME, Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003, España,

4 Dpto. de Ing. Topográfica y Cartografía, ETSI Topografía, Geodesia y Cartografía, Univ. Politécnica de Madrid. 28031 Madrid

**Resumen:** La obtención de datos en tiempo real relacionados con la evolución en el espacio y en el tiempo de parámetros geológicos, geofísicos y geoquímicos en la cercanía de fallas activas constituye una oportunidad única de observar todas las partes del ciclo sísmico de una falla y es crucial para avanzar en el entendimiento de su comportamiento a corto y medio plazo. En todo el mundo se están desarrollando cada vez más *Near Fault Observatories* (NFO) que permitirán la implementación y el desarrollo de metodologías para el seguimiento de la evolución en tiempo real de las fases pre-, sin- y post-sísmicas de una falla activa. En este trabajo se presenta la estrategia de monitorización multi-paramétrica (datos sísmicos, geofísicos, geodésicos, geoquímicos, etc...) diseñada para la falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética Oriental) en el marco del proyecto "InterGeoSima" que pretende ser la semilla para el desarrollo de un futuro NFO adaptado a las especificidades de una falla activa lenta, y que además permita seguir extrayendo datos geológicos, estructurales y geomorfológicos para avanzar en el conocimiento de esta fuente sísmica.

**Palabras clave:** falla de Alhama de Murcia, active fault, cordillera Bética, monitorización sísmica, observatorio de falla activa.

**Abstract:** *Real-time data related to the spatial and temporal evolution of geological, geophysical and geochemical parameters in the vicinity of active faults is a unique opportunity to observe the and quantify the seismic cycle of faults and it is crucial to improve the understanding of seismic behavior in the short and medium term. The number of Near Fault Observatories (NFO) is increasing in Europe and they will enable the scientific community the implementation and development of methodologies for the real-time monitoring of pre-, syn- and post-seismic phases of active faults. In this paper we present the strategy of multi-parametric monitoring (seismic, geophysical, geodetic, geochemical data) designed for the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera) within the "INTERGEOSSIMA" research project, with the aim to be the seed for the development of a future NFO adapted to the specificities of an slow active fault. This strategy will also encourage the acquisition of new, structural and geomorphological data to improve the knowledge about this seismic source.*

**Key words:** *Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Near Fault Observatory NFO, active fault.*

## INTRODUCCIÓN

La obtención de datos en tiempo real relacionados con la evolución en el espacio y en el tiempo de parámetros geológicos, geofísicos y geoquímicos en la cercanía de fallas activas constituye una oportunidad única de observar todas las partes del ciclo sísmico de una falla y es crucial para avanzar en el entendimiento de su comportamiento a corto y medio plazo. En todo el mundo se están desarrollando cada vez más *Near Fault Observatories* (NFO) (Chiaraluce et al. 2016) que están permitiendo y mejorarán la implementación y el desarrollo de metodologías para el seguimiento de la

evolución en tiempo real de las fases pre-, sin- y post-sísmicas de una falla activa con el fin de mejorar a medio y largo plazo en la gestión del riesgo sísmico.

En este trabajo se presenta la estrategia de monitorización multi-paramétrica que se ha comenzado a implantar en la Falla de Alhama de Murcia a través del proyecto INTERGEOSSIMA.

El terremoto destructivo de Lorca de 2011 (Mw 5.2) fue interpretado como un terremoto ocurrido en la zona inter-segmento que separa los segmentos Lorca-Totana al NE y Goñar Lorca al SW. Al igual que la serie de

\*Equipo Intergeosima: J. Alonso-Henar (UCM); J. A. Álvarez-Gómez (UCM); E. Azcue (IGN); J. Bach (UAB); M. Béjar (IGME); K. Berryman (GNS-NZ); C. Canora (UCM); J. V. Cantavella (IGN); R. Capote (UCM); R. Carbonell (ICTJA); E. Carreño (IGN); J. Crespo (ICTJA); S. Cuezva (CSIC); J. García Mayordomo (IGME); J. L. Giner-Robles (UAM); P. Gonzalo (IGN); J.M. Insua-Arévalo (UCM); D. Jiménez-Molina (UCM); G. Khazaradze (UB); M. J. Jurado (ICTJA); J.J. Ledo (UB); J. Lopez (IGME); A. Marcuello (UB); D. Martí (ICTJA); A. Martí (UB); S. Martín Velázquez (URJ); B. del Moral (IGME); J. M. Moratalla (UCM); J.A. Peña (UGR); P. Queralt (UB); E. Rodríguez-Escudero (UAM); M.A. Rodríguez-Pascua (IGME); M. J. Rodríguez-Peces (UCM); S. Sanchez Moral (CSIC); J.A. Sánchez Sobrino (IGN); M. De Sousa (IST-UL); T. Teixido (UGR); M. Tsige (UCM); M. Valdés (IGN); P. Villamor (GNS-NZ).

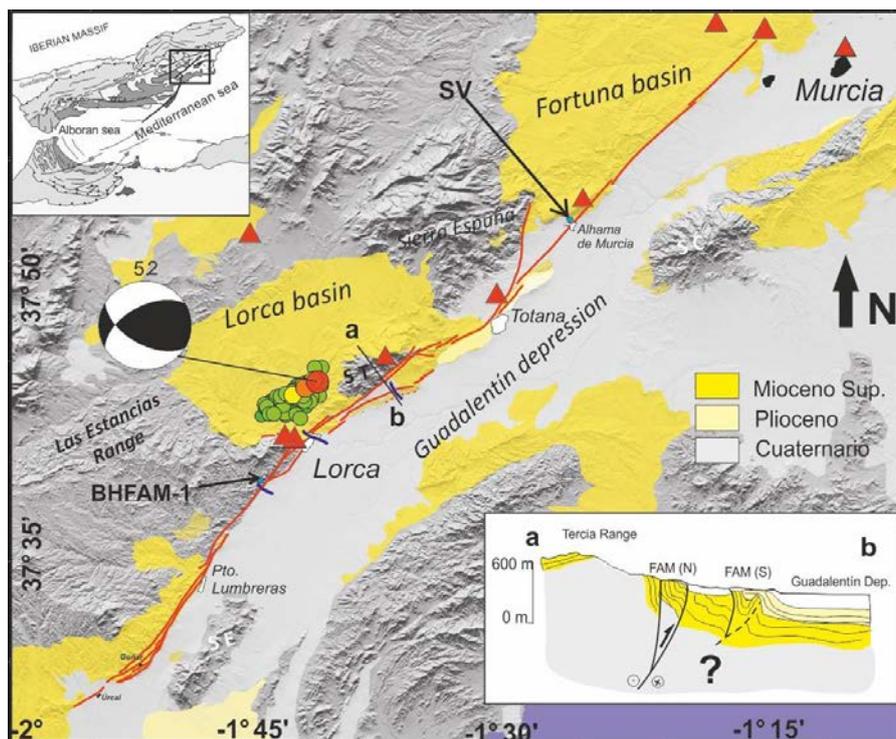


FIGURA 1. Mapa de la traza de la FAM. Los triángulos representan la sismicidad histórica de Intensidad >VI. Se proyectan además la serie de réplicas y mecanismo focal del terremoto de 2011 en Lorca (Mw 5.2). Datos del Instituto Geográfico Nacional y López-Comino et al. (2012). Se muestra un corte geológico esquemático de la transversal de La Hoya para mostrar algunos de las incógnitas estructurales que se pretenden resolver. Se marca además la posición de la Sima del Vapor (SV) y del sondeo FAM-1 realizado perforando la zona de falla en la zona de La Torrecilla (BHFAM-1). Las líneas azules marcan las zonas en las que se han realizado la prospección geofísica de la estructura en profundidad.

1977 se caracterizó por un evento precursor de magnitud inferior, pero ya dañino. Además, se caracterizó por una clara directividad en la propagación de la ruptura que indujo una aceleración en la ciudad de Lorca y unos daños por encima de los esperables para esa magnitud (López-Comino et al 2012). Es por tanto evidente la importancia que tiene el entendimiento del comportamiento sismogénico tanto de los tramos de la falla con continuidad estructural (segmentos estructurales) como de las zonas inter-segmento, y más cuando la mayor parte de las grandes poblaciones se sitúan encima de la falla en regiones de cambio de segmento. Las zonas inter-segmento (zonas de tránsito de un segmento a otro de una falla activa) son en las que la falla cambia de comportamiento y/o geometría y por ello suelen ser regiones en las que, los relieves asociados a su actividad cambian de morfología y dimensiones. Además cuando las fallas tienen componente de movimiento vertical, suelen limitar depresiones cuaternarias. Todo ello hace que los cursos fluviales mayores se implanten en dichas zonas entre segmentos y se abran en los valles y ello favorece la formación de asentamientos humanos desde época prehistórica, algunos de ellos ahora ciudades. Esto es especialmente claro en el Valle del Río Guadalentín donde las mayores poblaciones: Lorca, Totana, Alhama de Murcia, se localizan encima de la traza de la FAM, y a orillas de cauces fluviales que se abren paso al valle a través de zonas donde dos segmentos de la falla se articulan. El terremoto de Lorca de 2011 ocurrió en una

de estas zonas y nos ha enseñado que para entender el riesgo sísmico a que está sometida una población cercana a una gran falla activa no es solo importante conocer el terremoto máximo posible y su intervalo medio de recurrencia, sino también lo es conocer la posición precisa de las trazas activas de la falla en relación, los modos de propagación de la ruptura a lo largo del plano y el mecanismo focal. Estos factores pueden hacer que terremotos de pequeña magnitud resulten catastróficos.

Asumiendo la hipótesis de que terremotos como el de Lorca de 2011 pueda ser un terremoto “típico” de las zonas inter-segmento de la FAM y teniendo en cuenta que terremotos de esa magnitud a priori han de ser mucho más frecuentes que los terremotos máximos ocasionados por la ruptura de segmentos completos, se nos plantean unas cuestiones que deberían ser contestadas para entender el comportamiento de la FAM y con ello mejorar las estimaciones de riesgo sísmico: ¿cuál es la tipología de los terremotos máximos que pueden ocurrir en esas zonas inter-segmento? ¿Es el terremoto de Lorca de 2011 de magnitud Mw 5.2 el terremoto máximo y/o característico de esa zona inter-segmento? o ¿pueden romper varios segmentos a un tiempo atravesando la zona inter-segmento y generando magnitudes próximas a 7.0 tan cerca de las ciudades? Además, la sismicidad histórica indica que la mayor parte de las series sísmicas dañinas en la zona son secuencias del tipo

precursor - principal (o principales) – réplicas ¿puede considerarse este modo de comportamiento como el típico o característico en estas zonas? Responder a estas preguntas, entre otras, nos lleva al asunto crucial de si ¿es posible monitorizar con parámetros geológicos, geodésicos, geoquímicos y geofísicos estas zonas de falla para entender y vigilar sus comportamientos a corto y medio plazo?

### ESTRATEGIA DE MONITORIZACIÓN

Para poder llegar a contestar estas preguntas y entender en alguna medida el comportamiento en una falla activa lenta como las que caracterizan la tectónica activa de la península Ibérica, las dificultades aumentan debido a la escasez de datos de recurrencia de los grandes terremotos. Pero si existe alguna falla en esta zona en la que el número y calidad de los datos paleosísmicos, así como el detalle de su estructuración tectónica, está creciendo de forma importante en los últimos años, esa es la FAM (Ver referencias en Martínez-Díaz et al., 2012). Esto nos ha llevado a planificar e iniciar una estrategia de monitorización que descansa, no solo en la obtención de datos a corto plazo.

La estrategia planteada se basa en el objetivo mayor de identificar y comprender la estructura y el comportamiento sismogénico de la FAM mediante el estudio de su actividad a largo, a medio y a corto plazo. El largo plazo se estudia mediante el análisis de la reología de la zona de cizalla, y la geomorfología tectónica. El medio plazo se analiza a partir de las evidencias de actividad paleosísmica y deformación de la red fluvial. El corto plazo que abarcaría los últimos cientos de años, incluyendo la tectónica activa, se analiza con datos de deformaciones geodésicas (datos GNSS), datos de arqueo-sismología, datos de sismicidad histórica e instrumental y el estudio de los posibles precursores relacionados con la emisión de gas y cambio de temperatura en cavidades conectadas con la falla. Para llevar a cabo este análisis se están llevando a cabo las siguientes tareas divididas en una fase -1) de parametrización del comportamiento y potencial sismogénico y otra -2) de monitorización:

1) Análisis del potencial sísmico de la FAM: -1a). Caracterización paleosísmica de los segmentos Goñar-Lorca y Lorca-Totana y de las zonas inter-segmento de Lorca y Alhama; -1b). Determinación de la estructura 3D de la FAM mediante uso de datos de topografía LIDAR, tomografía eléctrica, perfiles de sísmica de reflexión y un perfil de magnetotelúrica. -1c). Análisis reológico de la roca de falla de la Falla de Alhama de Murcia (FAM) mediante, por una parte el estudio microtectónico de la fábrica de muestras en superficie de *fault gouges* a lo largo de la FAM. Y, por otra parte, la realización de un sondeo de exploración cortando la zona de cizalla con mayor grado de exhumación.

-2) Monitorización y vigilancia de la FAM: -2a: Medida de deformaciones corticales mediante datos GNSS; -2b: Monitoreo sísmico mediante red sísmica local de banda ancha con el fin de determinar la posición y tasa de la sismicidad y relacionarla con la estructura de la falla. -2c: Monitoreo de la microsismicidad dentro de la zona de falla mediante instalación de sismómetro en fondo de sondeo; -2d: Monitoreo Termo-gaseoso de la Sima del Vapor (junto a Alhama de Murcia) mediante colocación de estaciones de medida de tipo logger para diferentes gases (CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>, Rn) y de temperatura (resolución 0,01°C), a distintas profundidades.

### RESULTADOS PRELIMINARES

Hasta el momento se han realizado las primeras campañas de prospección geofísica de la estructura en profundidad de la FAM (Fig. 1): 4 perfiles sísmicos de reflexión somera cortando la falla en la zona de La Torrecilla, Lorca y La Hoya, 5 perfiles de tomografía sísmica en las mismas zonas y un perfil de prospección magnetotelúrica en la zona de La Torrecilla. Los datos están en proceso de interpretación (ver Martí et al. En este volumen).



FIGURA 2. Foto de máquina de perforación del sondeo FAM-1. Las flechas marcan el contacto entre protolito y fault gouge. A la izquierda detalle de una de las cajas de testigos extraídos.

Se ha perforado el sondeo FAM-1 de 174 m (Fig. 2) en la zona de La Torrecilla, donde la deformación de la FAM se concentra una única banda principal (ver Martínez-Díaz et al. en este volumen) y blog del sondeo <https://proyectointergeo.wordpress.com/> La cartografía y el registro de las trincheras realizadas para definir la prognosis del sondeo, y la información de éste han permitido determinar la estructura 3d de la zona de falla y se ha podido extraer más de 100 m de roca de falla inalterada de muy alta calidad con el fin de ser utilizadas en los análisis mineralógicos, microtectónicos y geomecánicos. Así mismo se ha perforado un sondeo paralelo de 30 m de profundidad específico para la instalación de un sismómetro en el fondo del sondeo, junto con un segundo sensor en la cabeza permitirán detectar una señal libre de ruido y

capaz de monitorizar la microsismicidad asociada a la zona de falla.

Se ha implementado una red de puntos de medidas geodésicas (Fig.3). La red consta de un total de 8 estaciones GNSS, 7 estaciones de campaña y una estación permanente (estación ENMD) distribuidas lo más homogéneamente posible a lo largo de la zona de estudio, complementando las redes de campaña y permanentes ya existentes en la zona. Para el diseño espacial de la red se ha tenido en cuenta la cartografía de las fallas activas de la zona. Las estaciones proyectadas densifican la red CuaTeNeo (Echeverría et al., 2013) existente en la zona (círculos rojos en la Fig. 3), cubriendo principalmente los segmentos Lorca-Totana, Totana-Alhama de la Falla de Alhama, y la falla de Carrascoy. Además de los nuevos puntos en la monitorización se están realizando observaciones en la red REGENTE del IGN con el fin de tener una mayor densidad de datos útiles en caso de deformaciones cósmicas importantes.



FIGURA 3. Localización de las nuevas estaciones de monitoreo de la Falla de Alhama (círculos rojos), estaciones de campaña de la red CuaTeNeo ya existente en la zona (círculos azules; velocidades de Echeverría et al. (2013), referidas a Europa estable) y estaciones GNSS permanentes de otras redes (triángulos negros). Abajo detalle de dos de los puntos creados, uno en roca (Carrascoy) y otro en el valle. Detalle del clavo geodésico utilizado (25 cm de longitud).

Por otra parte, se ha instrumentado la Sima del Vapor, localizada junto al plano de falla de la FAM a la altura de Alhama de Murcia, que aprovecha para

desarrollarse la propia zona de falla y fallas secundarias de la principal lo que indica que es probable la conectividad de la cavidad con la estructura de la falla en profundidad. Para ello se ha realizado: -1) Monitorización térmica: análisis de la temperatura a -80m; -2) Monitorización  $\text{CO}_2$  -3) Monitorización radón: se ha introducido un medidor Canary PRO, mostrando valores en modo long range superiores a 10.000 Bq/m<sup>3</sup>. También se realizarán medidas en superficie. Así mismo se está muestreando aire del interior de la cavidad para determinar el origen del  $\text{CO}_2$  y del  $\text{CH}_4$  en su interior, establecer el equilibrio con la atmósfera exterior, y determinar los % de  $\text{CO}_2$  de forma exacta para la calibración con los aparatos introducidos.



FIGURA 3. Detalle de sensores instalados en Sima del Vapor. Sensor de temperatura HOBO de dos canales (Temp. en roca y Temp ambiente) y sensor de  $\text{CO}_2$  de tipo SENS AIR al 1% con 30 ppm de resolución. Colocados a -30m, registran un dato cada 20 minutos

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte del proyecto proyecto: CGL2013-47412. Agradecemos al Ayuntamiento de Lorca por las facilidades prestadas así como a la empresa DINAMO Instalaciones.

## REFERENCIAS

- Chiaraluce, L y EPOS NFO Team (2016): Near Fault Observatories (NFO) services and integration plan for European Plate Observing System (EPOS) Implementation Phase. *Geophysical Research Abstracts*, 18: EGU2016-1287.
- Echeverría, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Martín Dávila, J. y Suriñach, E., (2013): Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608: 600–612.
- Lopez-Comino, J.A., Mancilla, F., Morales J. y Stich, D. (2012): Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters* 39, L03301.
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., y Ortuño, M. (2012): Active tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Iberian Geology*, 38: 253–270.

## Maar-diatreme infill features recorded in borehole imaging

### *Características del relleno de un maar-diatrema a partir del registro de imágenes de sondeo*

X. Bolós<sup>1,2</sup>, M. J. Jurado<sup>1</sup>, O. Oms<sup>3</sup>, J. Martí<sup>1</sup>, J. Crespo<sup>1</sup>, G. Campeny<sup>4</sup>, B. Gómez de Soler<sup>4</sup> and J. Agustí<sup>5</sup>

1 Institute of Earth Sciences Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona (Spain), xavier.bolos@gmail.com, mjjurado@ictja.csic.es, joan.marti@ictja.csic.es, jcrespo@ictja.csic.es

2 Institute of Geophysics, UNAM, Campus Morelia, 58190 Morelia, Michoacan, Mexico.

3 Autonomous University of Barcelona. Science Faculty, Geology Department. Campus Bellaterra 08193 (Spain). joseporiol.oms@uab.cat

4 Institute of Human Paleocology and Social Evolution, Campus Sescelades URV, 40007 Tarragona (Spain), bgomez@iphes.cat, gcampeny@iphes.cat

5 ICREA. Institute of Human Paleocology and Social Evolution, Campus de Sescelades, 40007 Tarragona (Spain), jordi.agusti@icrea.cat

**Abstract:** Oriented borehole images recorded with an ultrasonic acoustic televiewer and continuous coring recovery has allowed the characterization of different facies and volcanic processes involved in the infill of a maar-diatreme volcano type. Maar-diatremes are associated with strong explosions throughout most of their development, focused along feeder dikes and generally attributed to magma-water interaction. In the case study of Camp dels Ninots maar-diatreme (Girona, Spain) we have recognized four facies types located in the center of the maar-diatreme: volcanic ash, phreatomagmatic breccia with lithics and juveniles, vesicular pyroclasts (scoria), massive basalt or welded pyroclastic fragments. Ultrasonic televiewer images allow to characterize the different volcanic facies, since they display a different degree of reflectivity and textures. Other features such as fracturing and grain size can be directly measured on the images.

**Keywords:** Maar-diatreme, Wireline coring, Borehole imaging, Geophysical logging measurements, Phreatomagmatism.

**Resumen:** El registro de imágenes orientadas de sondeo junto con la recuperación continua de testigos han permitido caracterizar las diferentes facies y los procesos volcánicos implicados en el relleno volcansedimentario de un volcán de tipo maar-diatrema. Los maares-diatrema están asociados con fuertes explosiones, donde la mayor parte de su desarrollo esta centrado a lo largo del dique de alimentación y generalmente atribuido a freatomagmatismo producto de la interacción del magma con el agua. En el caso de estudio del Camp dels Ninots maar-diatrema (Girona, España), se reconocen cuatro facies principales a partir de un sondeo realizado en el centro del maar-diatrema: cenizas volcánicas, brecha freatomagmática con líticos, piroclastos vesiculados (escorias), basaltos masivos o piroclastos soldados. En las imágenes del televiewer acústico es posible caracterizar las diferentes facies, ya que estas presentan diferentes grados de reflectividad y texturas. Otras características tales como fracturación y tamaño de grano se pueden cuantificar también a partir de las imágenes.

**Palabras clave:** Maar-diatrema, Perforación wireline, Testificación geofísica, Imágenes orientadas de sondeo, Freatomagmatismo.

## INTRODUCTION

Borehole imaging is a powerful technique that helps to identify centimeter to millimeter-size features on the borehole wall. Typically, such features include layering and bedding, other sedimentary, diagenetic and tectonic structures, but its potential use goes far beyond these examples. We have successfully applied borehole imaging in a continental volcanic context, particularly that of maar-diatreme structures. In this study we describe images from a hole (CP-2, see Miró et al, this volume) drilled using a wireline coring in the Camp dels Ninots maar-diatreme (CNMD) (Girona, Spain). The infill of the volcanic deposits of this maar-diatreme and its structure is the goal of this contribution.

## GEOLOGICAL SETTINGS

The Camp dels Ninots maar-diatreme is a Pliocene

volcano located just SW of Caldes de Malavella village (Girona province, Spain). This volcanic structure belongs to the Catalan Volcanic Zone (CVZ), one of the volcanic provinces of the European Rift System (Martí et al., 1992) (Fig. 1). The tectonic evolution of this volcanic region was controlled by a system of NW–SE extensional Neogene faults leading to the formation of several fault bounded basins (Bolós et al., 2015). The faults bounding of the La Selva Basin (Fig. 1) contain maar-diatreme such as La Crosa de Sant Dalmai (Bolós et al., 2012) and the CNMD case study.

Compositionally, the rocks of this volcanic region are mainly basanites and alkaline basalts. Hydromagmatic events have been common in the CVZ giving rise to a large variety of eruptive sequences and morphologies despite the usual monotony in magma composition (Martí et al., 2011).

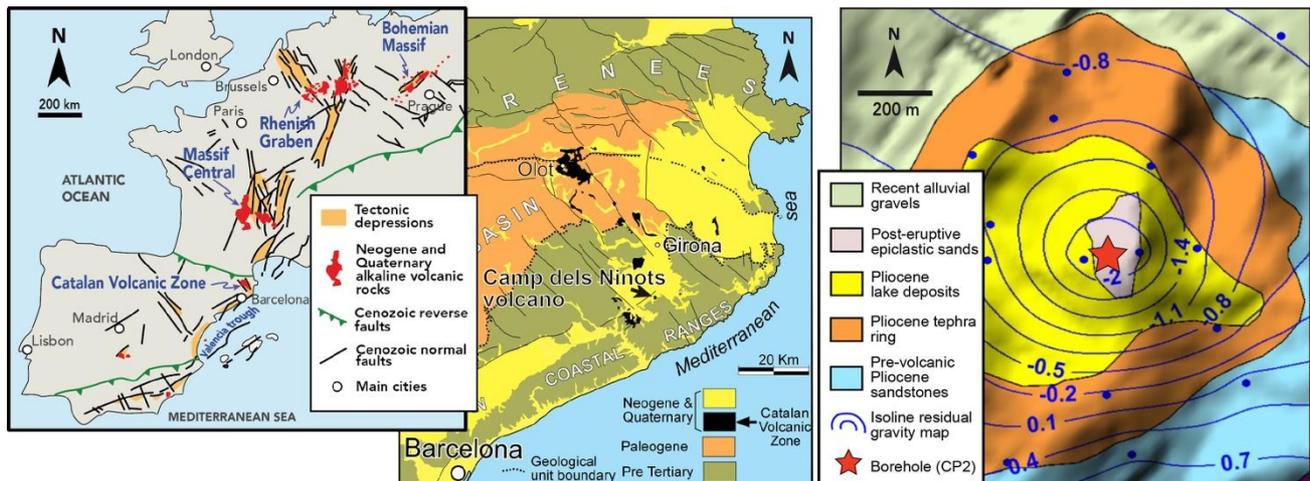


FIGURA 1. Geological settings of the Camp dels Ninots maar-diatreme (CNMD). Left: Location of the Catalan Volcanic Zone in the European Rift System (modified from Bolós et al., 2015). Center: Situation in the Catalan Volcanic Zone. Right: Geological map of the CNMD with indication of the isoline residual gravity map and location of CP2 borehole in the center of the gravimetric anomaly (modified from Oms et al., 2015).

Vehí et al. (1999) identified and described for first time the morphology of CNMD, which had remained largely unknown since it hardly has any geomorphological evidence of the original tephra ring. More recently, Oms et al. (2015) have reported a detailed geological study of the maar structure based on several drill cores and 9 electrical resistivity tomography cross sections. The geology at CNMD area includes: (1) basement rocks (granites and few schists) of Late Carboniferous – Permian age and (2) Pliocene arkose sands, clays and gravels of the La Selva Basin alluvial fan systems that may be up to 150 m thick. At CNMD the contact between these two geological units is a fault zone that recharges the Pliocene aquifer. Post volcanic sediments include lacustrine strata that accumulated within the maar-diatreme.

## METHODS

According to the results obtained from gravity and electrical tomography data reported by Oms et al. (2015), we chose a drill site that was successfully cored (145 m depth) in the center of the diatreme. The main scientific goal was to obtain a complete record of the entire proximal (i.e. central) facies section of the diatreme. A complete set of geophysical logging measurements including oriented ultrasonic borehole images was acquired. Borehole images were processed in order to enhance geological and textural features. Borehole images displayed together with core images, allowed us to orient the cores and also to characterize in detail volcanic rocks facies and features (Figure 2). Finally, we could also characterize the type of rocks in zones of low core recovery. Static processing of the ultrasonic borehole images was also useful to determine changes in lithology and texture along the borehole section of the volcanic deposits analyzed in this study.

## RESULTS AND DISCUSSION

We identified four volcanic facies in the drill core and correspondence with distinctive features, reflectivity and rock textures displayed on borehole images (Fig. 2). The first facies corresponds to thin layers of ash. The example shown in Figure 2a is located at a depth of 85.80 m and is interpreted as a pyroclastic base surge deposit formed during the highest explosive phase of the phreatomagmatic eruption. This depth corresponds to the upper part of the diatreme and therefore to the most stratified deposits of the internal structure of maar-diatremes.

The second facies type is breccia having a varying amount of juvenile basaltic rocks and country rock lithic clasts. This is the most abundant facies along the borehole. Figure 2a shows a case of dominance of juvenile fragments. Figure 2b shows a 25 cm lithic of granites embedded in a country rock lithic-rich breccia with scarce juvenile fragments.

The third type of facies is welded pyroclastic fragments of massive appearance. In the ultrasonic acoustic televiewer they appear very reflective and fractured (Fig. 2c). This facies is dominant in the deeper part of the borehole which suggest that low explosivity occurred in the deeper part of the studied record (i.e. first eruptive phases).

Finally, the fourth facies type belongs to vesicular pyroclasts (scoria). This facies present singular textures in the imaging logs (Fig. 2d), with very low reflectivity patches (vesicles) alternating with a more reflective basaltic rock.

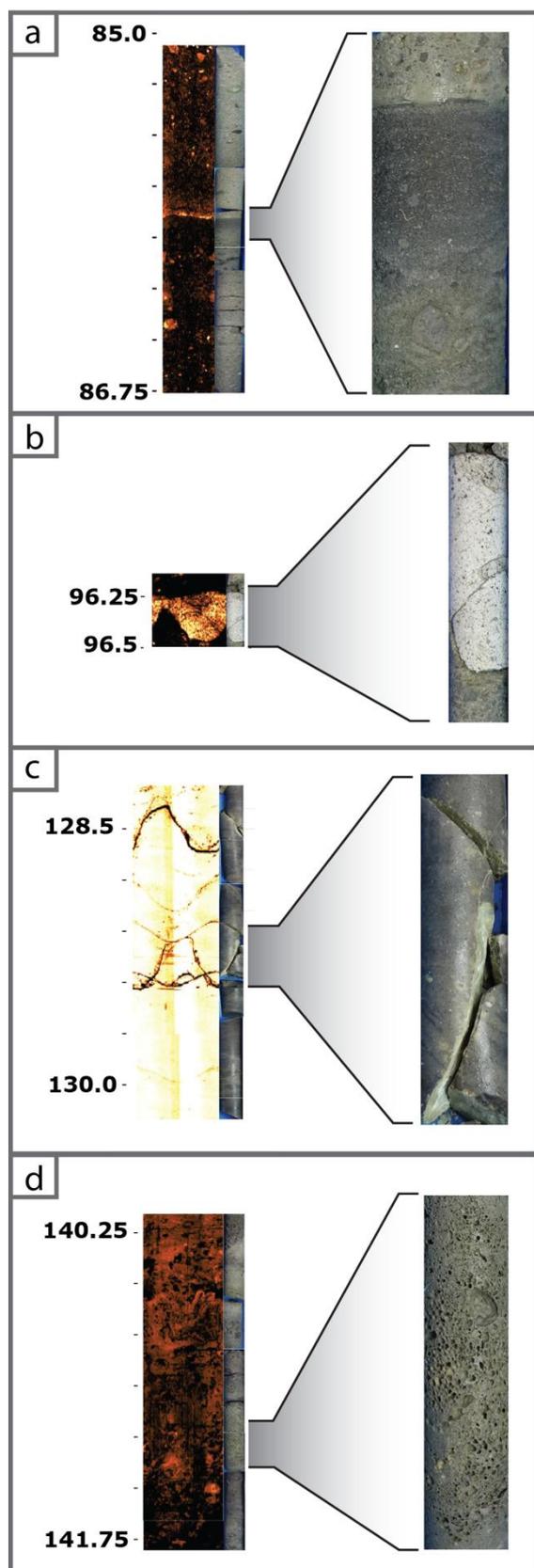


FIGURE 2. Ultrasonic acoustic televiewer and detailed core picture (left and right respectively) of the CP2 well showing the identified facies types of the Camp dels Ninots maar-diatreme. a) thin layer of ash and phreatomagmatic breccia, consisting of a mixture of intrusive juvenile and country rock fragments, mainly Paleozoic granites. b) detail of a Paleozoic granite lithic. c) massive basalt consisting of welded pyroclastic fragments. d) vesicular pyroclasts (scoria).

## CONCLUSIONS

Borehole imaging and wireline logging at CP2 borehole have been successfully applied to volcanic deposits and facies characterization. Moreover, we have successfully established a correlation between cores and borehole ultrasonic televiewer oriented images. Several facies types can be easily characterized both on cores and on borehole images: thin ash layers, phreatomagmatic breccia (containing both intrusive juvenile and country rock fragments), massive basalt and vesicular pyroclasts (scoria). Borehole imaging techniques and logging data could therefore be successfully used for volcanic facies characterization at depth especially in sections of low or no core recovery. On this high quality borehole images detailed interpretations and measurements can be performed.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Projects 2014-100575 from Departament de Cultura de and SGR2014-901 from AGAUR (both from Generalitat de Catalunya) financed the drilling campaigns. The Town Council of Caldes de Malavella for provided logistics and Mr. Jaume Pla permitted us to work in his property. Borehole images were processed with Techlog software (Schlumberger).

## REFERENCES

- Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D., Martí, J., Casas, A., Himi, M. and Lovera, R., 2012. Investigation of the inner structure of La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan Volcanic Zone, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247–248(0): 37-48.
- Bolós, X., Martí, J., Becerril, L., Grosse, P., Planagumà, Ll., Barde-Cabusson, S. (2015). Volcano-structural analysis of La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia): implications for the plumbing system. *Tectonophysics*. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.12.013Cas,
- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. and Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 203: 145-165.
- Martí, J., Planagumà, L., Geyer, A., Canal, E., & Pedrazzi, D. (2011). Complex interaction between Strombolian and phreatomagmatic eruptions in the Quaternary monogenetic volcanism of the Catalan Volcanic Zone (NE of Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 178-193.
- Oms, O., Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Martí, J., Casas, A., Lovera, R., Himi, M., Gómez de soler, B., Campeny Vall-Llosera, G., Pedrazzi, d. & Agustí, J. (2015): Structure of the Pliocene Camp dels Ninots maar-diatreme (Catalan Volcanic Zone, NE Spain). *Bulletin of Volcanology*, 77(11), 1-13.
- Vehí, M., Pujadas, A., Roqué, C. & Pallí, L. (1999): Un edifice volcànic inèdit a Caldes de Malavella (La Selva, Girona): el Volcà del Camp dels Ninots. *Quaderns de la Selva*, 11. Centre d'Estudis Selvatans.



## Borehole image techniques applied to identification of chert and dolomite layers in lacustrine sediments

### *Técnicas de imagen de sondeo aplicadas a la identificación de intervalos chert y dolomita en sedimentos lacustres*

J. Miró<sup>1</sup>, M.J. Jurado<sup>2</sup>, O. Oms<sup>3</sup>, J.D. Martín-Martín<sup>1</sup>, J. Ibáñez<sup>2</sup>, P. Anadón<sup>2</sup>, J. Crespo<sup>2</sup>, B. Gómez de Soler<sup>4</sup>, G. Campeny<sup>4</sup> and J. Agustí<sup>5</sup>

1 Barcelona University, Faculty of Geology. Martí i Franquès, s/n. 08028 Barcelona (Spain), jmiropad@gmail.com, juandiegomartin@ub.edu

2 Institute of Earth Sciences Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona (Spain), mijurado@ictja.csic.es, jcrespo@ictja.csic.es, jibanes@ictja.csic.es, panadon@ictja.csic.es

3 Autonomous University of Barcelona. Science Faculty, Geology Department. Campus Bellaterra 08193 (Spain), joseporiol.oms@uab.cat

4 Institute of Human Paleocology and Social Evolution, Campus Sescelades URV, 40007 Tarragona (Spain), bgomez@iphes.cat, gcampeny@iphes.cat

5 ICREA. Institute of Human Paleocology and Social Evolution, Campus de Sescelades, 40007 Tarragona (Spain), jordi.agusti@icrea.cat

**Abstract:** Geophysical logging tools, particularly ultrasonic acoustic borehole image techniques, are applied on two different wells (CP1 and CP2) to identify and characterize the lacustrine interval (40m) of the *Camp dels Ninots* maar-diatreme infill (Pliocene, Catalan Coastal Ranges). The CP1 well was cored and also geophysical logs and oriented borehole images were acquired. CP2 hole was partially cored but logging (geophysics and borehole images) was fully undertaken. Continuous core recovery in CP1 is compared with oriented images and is further used to identify and characterize highly reflective signals in a section of CP2 borehole that was not cored. These signals are related to silicified zones and belong to discontinuous centimetric chert nodules, while indurated massive carbonates are characterized as intervals of continuous reflectance. Despite opal nodules (chert) can be relatively small, they have a distinctive response in the ultrasonic borehole images.

**Key words:** Borehole imaging, acoustic televiewer, silicification.

**Resumen:** En este estudio se han aplicado técnicas de testificación geofísica de sondeos y, en especial el televiewer acústico, en dos sondeos (CP1 y CP2) para identificar y caracterizar el intervalo lacustre (40m) del relleno del maar-diatrema del Camp del Ninots (Plioceno, Cadenas Costeras Catalanas). El sondeo CP1 se ha testificado con sondas geofísicas y se ha perforado con recuperación continua de testigo (wireline). El sondeo CP2 solo se recuperó parcialmente pero se ha testificado en su totalidad (geofísica y sondas de imagen orientada). La recuperación continua de CP1 se ha comparado con las imágenes de testificación y se han utilizado para identificar en el pozo CP2 niveles reflectivos del tramo donde no se recuperaron testigos. Los niveles reflectivos están relacionados con zonas silicificadas y se corresponden a nódulos discontinuos centimétricos de chert y los tramos de carbonato masivo se reconocen como niveles reflectivos continuos. A pesar de que los nódulos de ópalo (chert) pueden ser relativamente pequeños, su reflectividad facilita su identificación sobre las imágenes del televiewer acústico.

**Palabras clave:** sondas de imagen orientada, televiewer, silicificación.

## INTRODUCTION

Fresh water lake environments affected by volcanism are commonly characterized by high Mg and Si activity coupled with high carbonate alkalinity and microbial influence, which can potentially generate a complex set of abiotic and biotic interactions and mineral products (Wright, 2012). Some of these early diagenetic mineral products include opal nodules and dolomite.

Here we explore borehole imaging techniques and sonic logging as a potential tool to identify these silicified and dolomite horizons without continuous rock recovery. Therefore, in this study we compare

logging coupled with core recovery to characterize and better interpret further wells where logging is the only available data. This is applied to the Camp dels Ninots maar.

## GEOLOGICAL SETTING

The Camp dels Ninots maar-diatreme (CNMD) is a Pliocene volcano located near Caldes de Malavella (Girona, NE Spain) and is located at the margin of the La Selva Basin (Pous et al. 1990). This volcano is part of the Catalan Volcanic Zone (Gómez de Soler et al., 2012), one of the European Rift System provinces (Figure 1). The CNMD origin is related with the NW-

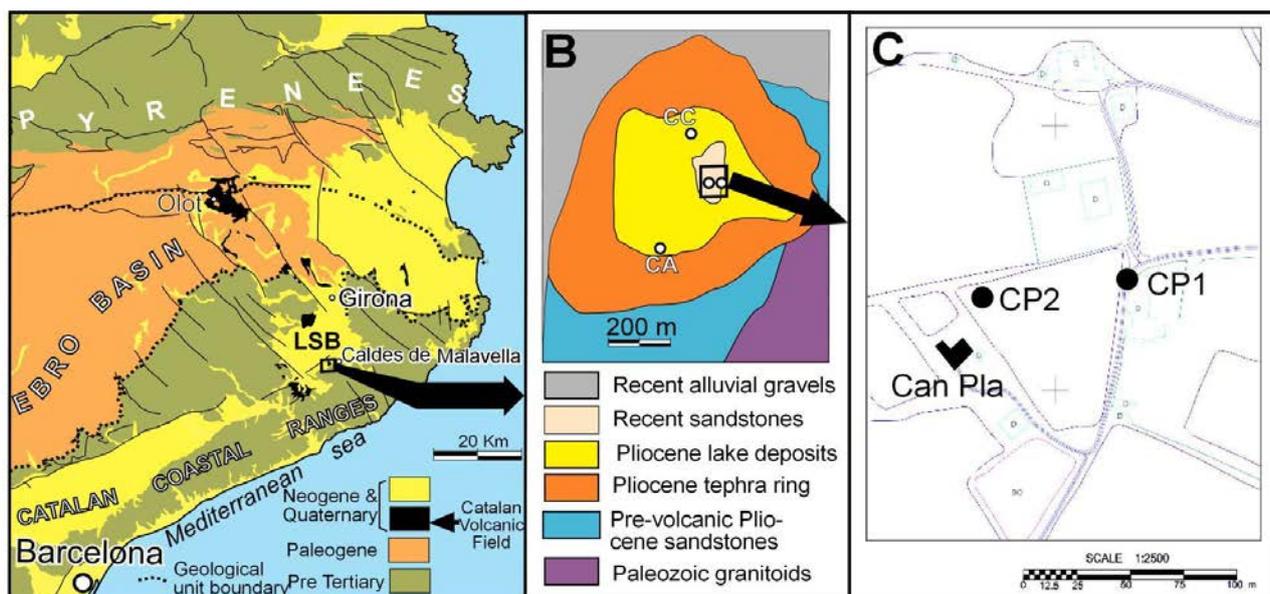


FIGURE 1: A) Location of the Camp dels Ninots maar diatreme within the Iberian Peninsula (upper left) and within the Catalan Volcanic Field. B) Simply geological map of Camp dels Ninots maar. C) Topographic map of the Camp dels Ninots maar showing the location of the CP1 and CP2 wells. A & B by Oms et al., 2015 (modified)

SE fault system, which limited the La Selva Basin, and it is classified as phreatomagmatic eruption, the most common in this area (Martí et al. 2011).

The earliest geologic study considered the Camp dels Ninots sediments as lacustrine deposits without any mention to volcanism (Vidal 1882), being Vehí et al. (1999) who identified these sediments as the infill of a maar. These maar sediments have been extensively studied due to their well-preserved Pliocene and Pleistocene fossil record (Campeny & Gómez de Soler, 2010; Gómez de Soler et al., 2012; Jiménez-Moreno et al., 2013; Claude et al. 2014). More recently, a detailed geological study of maar structure and infill sediments based on 8 cores and 9 electric resistivity tomography cross sections was reported by Oms et al. (2015).

The base of the CNMD is made of Late Carboniferous to Permian granites, schists, and Pliocene arkose clays, sands, and gravels from the La Selva Basin alluvial system (Figure 1). The lacustrine sediments fill a ring volcanic structure made of Pliocene tephra and have been classified in three main sedimentary facies: (i) white colour carbonates; (ii) green colour clays without organic matter, and (iii) black colour clays rich in organic matter. The CNMD lacustrine sediments are characterized by frequent early

diagenetic silicified horizons, which appear as chert nodules, and dolomitized horizons. Both types of diagenetic products, chert nodules and dolomite, are the object of this study

## METHODS

This study is based in two boreholes drilled in 2015 time (see also Bolós et al., this volume): Can Pla 1 (CP1) and Can Pla 2 (CP2) (Table 1 & Figure 1c).

Well logging of CP1 and CP2 was performed by personnel of the Borehole geophysical logging laboratory at Institute of Earth Science Jaume Almera – CSIC (CSIC, Barcelona, Spain). A complete set of geophysical logs was acquired (table 1), including oriented televiwer images. The images were processed at the ICTJA-CSIC lab by specialists using WellCAD (ALT) and Techlog (Schlumberger) log processing softwares.

The CP1 well core sampled in order to elaborate thin sections (27) and collect powder samples (27) for X-Ray Diffraction (XRPD). XRPD scans of all samples hand-ground powder samples were acquired using a Bruker D8-A25 powder diffractometer equipped with a Cu x-ray source (Cu K $\alpha$  radiation) and a LynxEye

Well	Coordinates	Depth (m)	Core	Logging
Can Pla 1 (CP1)	483395,1 E; 4631445,5 N	112	continuous	Natural and spectral gamma ray, optical and acoustic televiwer, magnetic susceptibility, resistivity and sonic logs
Can Pla 2 (CP2)	483321,8 E; 4631437,5 N	145	80 to 145 m	

TABLE 1: Characteristics of the CP1 and CP2 wells drilled in the Camp dels Ninots.

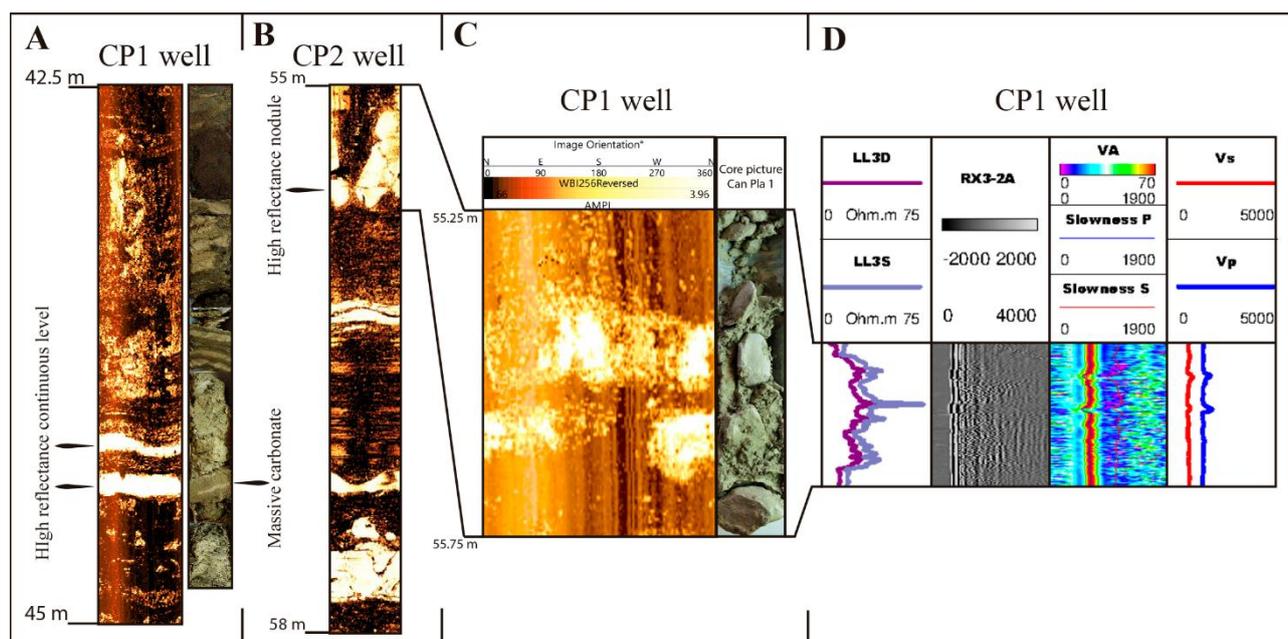


FIGURE 2: Log responses of the CP1 well & CP2 well. A) Section of the CP1 well between 42.5 m and 45 m. Televierer response of the core (left column). The right column is the core picture of the same section. . It can be seen that the carbonate massive layers produce a high reflectance in a log response; B) Televierer response from 55 m to 58 m of the CP2 well with different facies: nodular in the upper part and plane parallel into the middle and to the bottom; C) Another section of CP1 well between 55.25 m and 55.75 m. Televierer response and the core picture can be observed on the left and right images, respectively. The televierer response of the silica nodules can be observed in the picture; D) Resistivity and sonic log responses of the same section as in C (nodular facies).

position sensitive detector. The scans were recorded between  $3^\circ$  and  $65^\circ$  (in  $2\theta$ ) with a  $0.05^\circ$  step size and equivalent integration times of 576 s per step. Phase identification was performed by using the Diffrac.EVA software in combination with the Powder Diffraction File (PDF-2) and the Crystallography Open Database (COD).

## RESULTS AND DISCUSSION

Televierer image of CP1 and CP2 wells shows two types of stretches with high reflectance response. The first one is a continuous signal that is parallel to bedding and can be identified throughout the width of the well. The second one is irregular and discontinuous (Fig. 2A, 2B & 2C).

CP1 well core examination allows identifying the plane parallel continuous stretches as indurate carbonate horizons located between soft sediments (Fig. 2A). The XRPD analyses of these carbonate horizons reveals that are made of dolomite with minor amounts of other carbonates (ankerite & calcite) and feldspars (plagioclases & potassium feldspar). In a similar way, CP1 well core examination of the irregular and discontinuous stretches allows identifying these areas as chert nodules located within carbonates and clays (Fig. 2C). The XRPD analyses of the nodules reveals that are made of opal-A and opal-CT while the host rock are composed of carbonate (dolomite & ankerite & calcite) clays (smectite & illite & kaolinite),

feldspars (plagioclases & potassium feldspar) and quartz.

The excellent correlation between televierer images and mineralogical composition of the reported high reflectance stretches in the CP1 well can be used to infer mineralogical composition of the CP2 televierer imaging along sections not cored and/or with poor core recovery. Together with televierer, other geophysical signal such as resistivity or sonic logs also register a characteristic response of levels with dolomite or chert nodules horizons (Figure 2D).

## CONCLUSIONS

The combination of geophysical logs, televierer oriented images logging and direct core examination (mineralogical determinations) has allowed us to characterize horizons rich in opal nodules and levels with dolomite.

The televierer image appearance of opal nodules is that of discontinuous reflective shapes while the carbonate layers appear as continuous highly reflective continuous bands.

Our results obtained by comparing geophysical logs and cores indicate that ultrasonic high resolution images obtained with the acoustic televierer are a good tools to identify even relatively small sized (3 – 5cm) opal nodules.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Drilling was financed by El Plio-pleistocè del Camp dels Ninots i la depressió prelitoral: evolució paleoclimàtica, dispersions faunístiques i humanes (2014-100575) project (Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya) and SGR2014-901 (AGAUR, Generalitat de Catalunya). This research was funded by Repsol through a collaborative project with the University of Barcelona. The authors would like to thank the Town Council of Caldes de Malavella for providing logistics and the land owners (Mr. Jaume Pla and family). Techlog (Schlumberger) software was used to process and interpret ultrasonic borehole images

## REFERENCES

- Campeny, G. & Gómez de Soler, B. (2010): El Camp dels Ninots: rastres de l'evolució (Eds.). Edited by Ajuntament de Caldes de Malavella—IPHES. 199 pp.
- Claude, J., Gomez de Soler, B., Campeny, G., Agustí, J. & Oms, O. (2014): Presence of a chelydrid turtle in the late Pliocene Camp dels Ninots locality (Spain). *Bull Soc Geol France* 185(4), 253–256
- Gómez de Soler, B., Campeny Vall-Llosera, G., van der Made, J., Oms, O., Agustí, J., Sala, R., Blain, H.A., Burjachs, F., Claude, J., García Catalán, S., Riba, D., Rosillo, R. (2012): The Camp dels Ninots (NE Spain): a new key locality for the Middle Pliocene terrestrial faunas of Europe. *Geologica Acta* 10 (2), 1–17.
- Jiménez-Moreno, G., Burjachs, F., Expósito, I., Oms, O., Carrancho, Á., Villalaín, J.J., Agustí, J., Campeny, G., Gómez de Soler, B. & van der Made, J. (2013): Late Pliocene vegetation and orbital-scale climate changes from the western Mediterranean area. *Global Planet Change* 108, 15–28.
- Martí, J., Planagumà, L., Geyer, A., Canal, E., & Pedrazzi, D. (2011): Complex interaction between Strombolian and phreatomagmatic eruptions in the Quaternary monogenetic volcanism of the Catalan Volcanic Zone (NE of Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 178-193.
- Oms, O., Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Martí, J., Casas, A., Lovera, R., Himi, M., Gómez de soler, B., Campeny Vall-Llosera, G., Pedrazzi, d. & Agustí, J. (2015): Structure of the Pliocene Camp dels Ninots maar-diatreme (Catalan Volcanic Zone, NE Spain). *Bulletin of Volcanology*, 77(11), 1-13.
- Pous, J., Solé Sugrañes, L., & Badiella, P. (1990): Estudio geoeléctrico de la depresión de La Selva (Girona). *Acta geológica hispánica*, 25(4), 261-269.
- Vehí, M., Pujadas, A., Roqué, C. & Pallí, L. (1999): Un edificio volcánico inédito a Caldes de Malavella (La Selva, Girona): el Volcà del Camp dels Ninots. *Quaderns de la Selva*, 11. Centre d'Estudis Selvatans.
- Vidal, L. M. (1882): Estudio geológico de la estación termal de Caldes de Malavella. *Bol. de la Comisión del Mapa Geol. de España*, nº 9, p. 65-91.
- Wright, V. P. (2012): Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *Geological Society, London, Special Publications*, 370(1), 39-47.

# FAM-1 Borehole: first results from the scientific drilling of the Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Spain

## *Sondeo FAM-1: primeros resultados del sondeo de investigación de la Falla de Alhama de Murcia, Cordillera Bética, España*

J. J. Martínez-Díaz<sup>1,2</sup>, J.M. Insua-Arévalo<sup>1</sup>, M. Tsigé<sup>1</sup>, E. Rodríguez-Escudero<sup>3</sup>, M. J. Jurado<sup>4</sup>, J. Alonso-Henar<sup>1</sup>, J. Crespo<sup>4</sup>, D. Jiménez-Molina<sup>1</sup>, J. M. Moratalla<sup>1</sup>, M. J. Rodríguez-Péces<sup>1</sup>, J. A. Álvarez-Gómez<sup>1</sup>, R. Pérez-López<sup>5</sup>; M. Alvaro<sup>1</sup> and R. Capote<sup>1</sup>.

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid, jmdiaz@ucm.es

2 IGEO: Instituto de Geociencias (UCM,CSIC).

3 Dept. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. c/ Francisco Tomás y Valiente, 7. 28049-Madrid,

4 ICTJA, CSIC Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera C/ Lluís Solé Sabaris s/n, 08028 Barcelona.

5 Área de Peligrosidad y Riesgos Geológicos. IGME, Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003, España.

**Abstract:** We present the preliminary results of the borehole FAM-1 a 175 m depth scientific drilling of the Alhama de Murcia fault. The borehole was drilled close to La Torrecilla rambla three km SW of Lorca where the fault zone shearing is more concentrated and it is dominated by well-developed clay rich fault gouge. To select the drilling point and to perform a prognosis of it, three trenches were excavated crossing the fault zone that allowed us to determine the detailed 3D structure of the fault zone. We have collected more than 100 m of unaltered high quality fault rock to be studied using mineralogical and microtectonic analysis, and geomechanical testing that will improve the knowledge of the influence of tectonic microfabric and mineralogy in the seismogenic behavior of the AMF. The borehole FAM-1 and the seismic monitoring borehole FamSis-1 constitute the first stage of a future geological-geophysical observatory for monitoring the activity of the AMF.

**Key words:** Betics, Alhama de Murcia fault, borehole, active fault, rheology.

**Resumen:** Se presentan los resultados preliminares del sondeo de investigación FAM-1 de 175 m de profundidad en el que se ha perforado el tramo de fault gouge de la Falla de Alhama de Murcia (AMF) con mayor grado de exhumación. El sondeo se ha realizado en el sector de la rambla de La Torrecilla (3 km al SO de Lorca) donde la mayor parte del desplazamiento de la AMF se concentra en una única zona de cizalla de unos 130-150 m de espesor dominada por una fault gouge rica en arcillas. La cartografía y el registro de las trincheras realizadas para definir la prognosis del sondeo, y la información de éste han permitido determinar la estructura 3d de la zona de falla. Se ha podido extraer más de 100 m de roca de falla inalterada de muy alta calidad con el fin de ser utilizadas en análisis mineralógicos, microtectónicos y geomecánicos que permitirán mejorar el conocimiento de la influencia de la microfábrica tectónica y mineralógica en el comportamiento sismogénico de la AMF. El sondeo FAM-1 y el sondeo de monitorización sísmica FamSis-1 constituyen la primera fase de un futuro observatorio geológico-geofísico para el monitoreo de la actividad de la AMF.

**Palabras clave:** Falla de Alhama de Murcia, Beticas, falla activa, perforación científica, reología.

## INTRODUCTION

The damaging Lorca Mw 5.2 2011 earthquake was generated by the reactivation of a small section of the Alhama de Murcia Fault (AMF) located between the Lorca-Totana and Goñar-Lorca segments (Vissers and Meijninger, 2011; Martínez-Díaz et al. 2012). The AMF is the source of Mw > 6.5 historical and pre-historical earthquakes. According to recent GPS data this fault accommodates  $\sim 1.5 \pm 0.5$  mm/yr of the approximately 5 mm/year of convergence between Nubian and Eurasian plates (Echeverría et al., 2013). The AMF is part of the Eastern Betics Shear Zone and most of the largest damaging historical earthquakes are

related with this structure (Massana et al., 2004) (Fig.1).

One of the aims of the InterGEO research project is the study of the tectonic fabric of exhumed fault gouges along the AMF to analyze rheological and geomechanical properties of the rocks involved in the fault movement at seismogenic depths to determine possible relations between the seismogenic behavior and the internal structure and mineralogy of the fault rocks. Previous works analyzing the frictional properties of the fault rocks of the AMF, performed mechanical experiments of samples obtained from surface outcrops (Niemeijer and Vissers, 2014). They suggest the spatial variation of the frictional properties

along the AMF was an important factor controlling the nucleation and propagation of seismic slip during Lorca earthquake. However most of the experiments performed up to now on these materials are developed using crushed and remolded samples using altered rocks from surface. In order to investigate in detail the architecture of the fault zone and to collect unaltered core samples of fault gouge more suitable for mineralogical and microtectonic analysis we have performed a 175 m depth scientific drilling of the AMF fault zone. We selected the section of the fault where deformation is concentrated in a single fault zone. This area is located 3 km to the SW of Lorca, close to La Torrecilla rambla where the fault zone is dominated by well-developed clay rich fault gouge with a clear lithological banding. The excavation of several trenches before the drilling allowed us to determine a detailed structure of the fault zone. The borehole has provided core samples of fresh fault rock probably generated several kilometers deep near the hypocentral region of large earthquakes. In this work, we present the results obtained from the analysis of the local geology addressed to the borehole prognosis and the preliminary logging results.

### FAM-1 BOREHOLE DRILLING

FAM-1 scientific drilling started on the up-thrown block of the fault, reaching a total depth of 174 m (Fig. 2). Wireline drilling and coring was chosen to favour good core recovery and hence establish a detailed stratigraphy. Lengths of core run were performed each 3?? m. Rock cores diameters were of 83 mm (PQ-3 size) during the first 120 m and of 61 mm (HQ-3 size) until the end of the borehole. Total core recovery was about 80 % (Fig.2). The fault gouge was reached at 64 m depth, getting more than 100 m of high quality fault rock core samples.

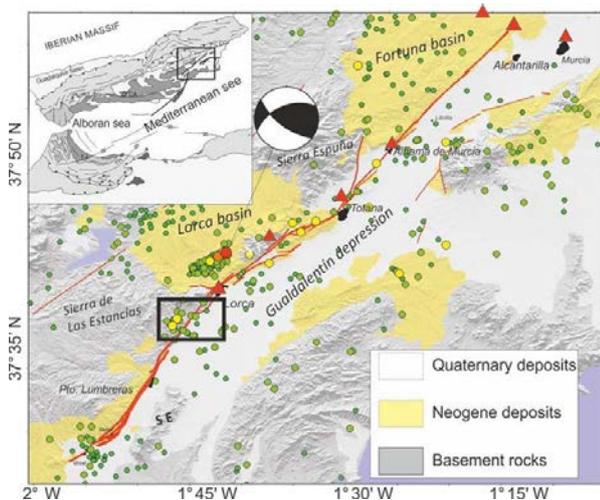


FIGURA 1. Map of the Alhama de Murcia fault with the epicenters of the shallow seismic activity from 500 AD to 2012 (magnitude > 1.5). Triangles indicate damaging historical earthquakes. The focal mechanism of the 2011 Mw 5.2 Lorca earthquake (from López Comino et al. 2012) is showed. The black square points out the situation of the borehole FAM-1 (see figure 2).

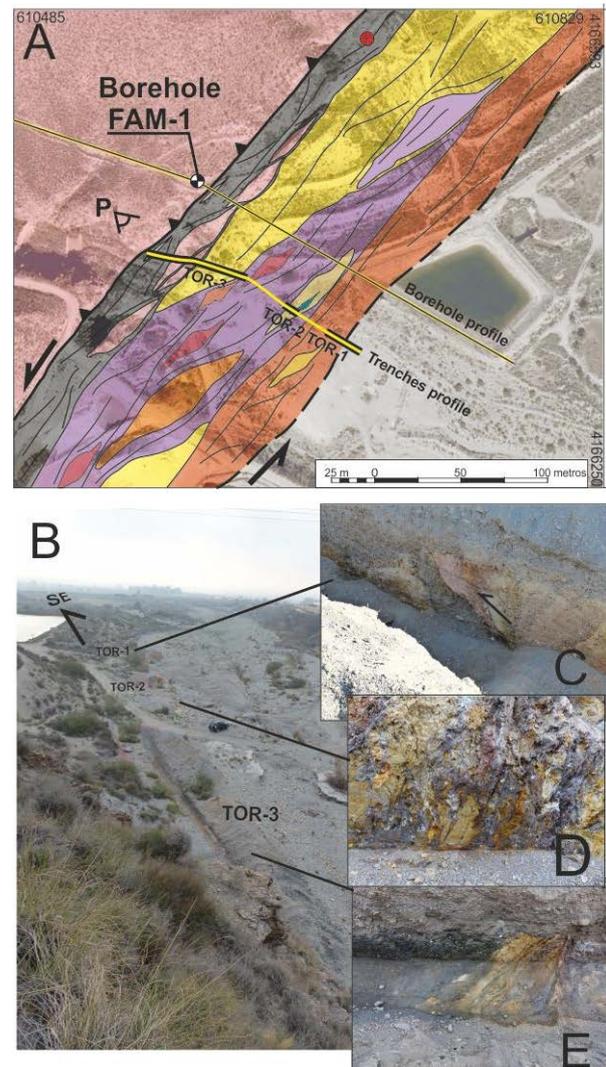


FIGURA 2. Schematic map of the AMF fault zone close to La Torrecilla rambla. See legend of figure 4 for materials. Borehole FAM-1 and Borehole FAMsis-1 are showed with black and white and red circles. Se geological section of Fig. 4; B: General view of trenches Tor-1, 2 and 3 taken from point p on A; C: Detail of the overthrust of upper Miocene and older Quaternary on younger Quaternary terrace gravels. D: fault rock composed of Miocene marls and triassic phyllites showing a S-C fabric dipping NW (left); E: detail of the contact between the dark graphitic fault gouge and the block of protolith.

Geological and geotechnical logging included the description of lithology and mineralogy, texture and fabric, type of discontinuities (relative dip, spacing) and weathering degree. In addition, the recovery rate was calculated, as well as the degree of fracturing by means of the Rock Quality Designation (RQD) and fracture frequency (number of fractures per meter). Some of the parameters are showed in Fig. 3.

27 rock core samples (18 encapsulated and 9 paraffined) were selected at different depths to analyse the microtectonic fabric and the geomechanical properties of the principal displacement zone of the fault, by means of geotechnical laboratory testing, micro-structural analysis, mineralogical analysis with

scanning electron microscopy, x-ray diffraction technique, etc.

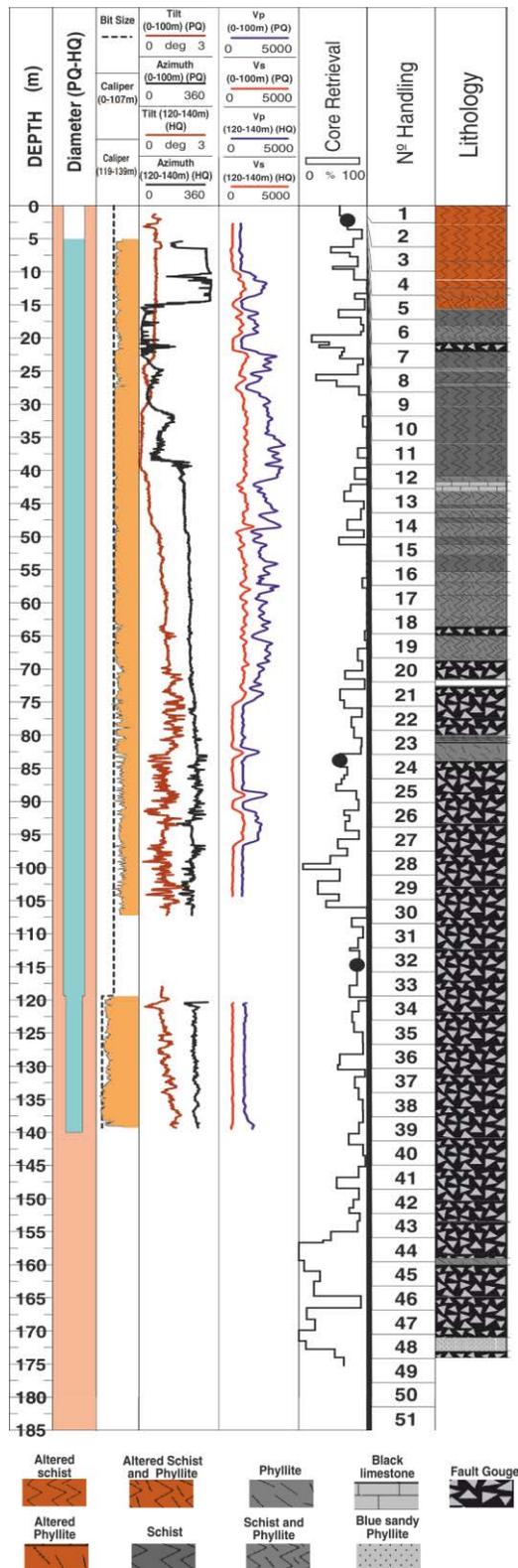


FIGURA 3. Summary of some the parameters logged from the borehole. The right column shows the lithological column logged.

A complete set of geophysical logs and oriented borehole televiwer images were acquired (Jurado et

al., in this volume). Logging operations included the acquisition with borehole optical and acoustic televiwer, natural total and spectral gamma radiation, acoustic wave velocities, electrical resistivity and magnetic susceptibility as well as hydrochemical and temperature logs. These logs were run over selected intervals in order to characterize the in situ physical properties of the rocks and their variations with depth, and to define the structural setting and assess the present-day stress field. All the logs were run by the Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC) Group and the data was analysed using WellCad software. The detailed borehole stratigraphy will allow us in the near future to correlate the geophysical logs with specific fault rock features. In addition to FAM-1 a second borehole will be drilled to install a permanent seismometer 50 m deep.

### PRELIMINARY RESULTS AND CONCLUSIONS

The structure observed in the trenches (Fig.4) combined with detailed geological mapping and borehole geological logging indicate that the fault gouge that forms the principal displacement zone has a minimum width of 150 m.

The tectonic fabric of the fault gouge shows oblique-slip (sinistral-reverse) kinematics. From NW to SE in the trenches and from top to bottom in the borehole we observed: -a: several meters wide damage zone affecting paleozoic graphitic schists from the Alpujarride complex; -b: ~40 m of very dark clay-rich fault gouge containing graphite -c: a decimetric block of protolith (schist) that preserves its original internal structure, -d: ~60 m of a melange composed of blue-gray fault gouge formed by heterometric sigmoidal blocks of phyllite, with intercalated bluish gray-yellow miocene marls; -e: more than 20 m of orange Miocene sandstone with small sigmoidal blocks of yellow marls; -f: Quaternary alluvial limes and gravels an terrace deposits from the La Torrecilla rambla. All the materials involved in the fault zone, excepting quaternary deposits, show a penetrative S-C fabric with sigmoidal block whose sizes range from few cms to several meters. The alluvial deposits are affected by faulting probably related to one of several very recent surface rupture earthquakes. However, the dark fault gouge, located close to the range, is covered by undeformed Quaternary conglomerates. This supports that recent activity of the fault concentrates towards southeaster part of the fault zone, and the dark and clay-rich fault gouge represents the deeper fault rocks exhumed by the reverse component of movement and it is inactive in recent times. Recent vertical component of slip rate of ~0.1 mm/yr was calculated for the AMF in the Lorca-Totana segment from 3D paleoseismic data (Ferrater et al., 2016). This rate would explain a tectonic exhumation of at least 1 km since upper Miocene. The analysis of the internal structure of rock core samples shows that the S-C structure attitude is quite homogeneous, with a very constant dipping (70° NW) for the Y planes at depth.

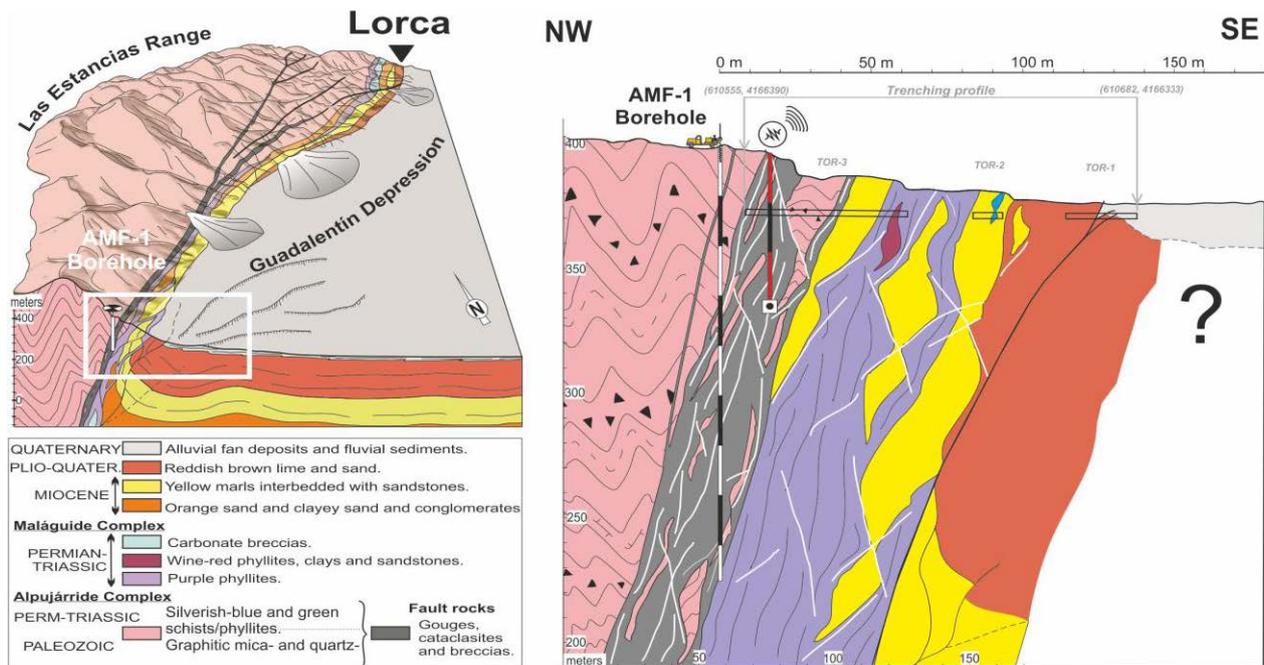


FIGURA 4. Block diagram showing the local structure and the situation of the borehole. The geological section was done using the borehole logging and the information from the three trenches Tor1, 2, 3. The red borehole shows the position of the seismic monitoring borehole FamSis-1.

The drilling of FAM-1 borehole provided more than 100 m of very high quality core samples of fault gouge that will be utilized in geomechanical tests, mineralogical analysis and microtectonic studies. The presence of different kinds of clays and graphite interbedded in the S-C fabric may be a key factor controlling the frictional properties of the fault.

The integration of the measurements and core sample observations, tests and analyses and testing will allow us to reach a better understanding on the seismogenic behavior of this slow fault. In particular, the effect of the tectonic fabric and the mineralogy on the fault strength and the evolution of the local fault zone architecture.

## AGRADECIMIENTOS

We sincerely thank Juan and David Montiel for permission to carry out the borehole in the selected site, and the company Insitu Testing for the remarkable effort developed during drilling works. This research is part of the INTERGEO project: CGL2013-47412-C2-1-P.

## REFERENCIAS

Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Martín-Dávila, J., Suriñach, E. (2013): Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, 608: 600-612.

- Ferrater, M., Echeverria, A., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Sharp, W.D. (2016): A 3D measurement of the offset in paleoseismological studies. *Computers & Geosciences*, 90: 156-163.
- Ferrater, M., Echeverria, A., Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Sharp, W.D. (2016): A 3D measurement of the offset in paleoseismological studies. *Computers & Geosciences*, 90: 156-163.
- López-Comino, J.A., Mancilla, F. Morales, J. y Stich, D. (2012): Rupture directivity of the 2011, Mw 5.2 Lorca earthquake (Spain). *Geophysical Research Letters*, 32, L03301, doi: 10.1029/2011GL050498.
- Masana, E., Martínez-Díaz, J.J., Santanach, P. y Hernández-Enrile, J.L. (2004): The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a seismotectonic fault in a diffuse plate boundary. *Seismotectonic implications for the Iberomagrebian region. Journ. of Geophys. Res.* 109: B01301, 1-17.
- Martínez-Díaz, J. J. Bejar-Pizarro, M., Álvarez-Gómez, J.A., Mancilla, F. L., Stich, D., Herrera, G., Morales, J. (2012): Tectonic and seismic implications of an intersegment rupture. The damaging May 11th 2011 Mw 5.2 Lorca, Spain, earthquake, Betic Cordillera, Spain. *Tectonophysics*, 546: 28-37.
- Niemeijer, A. R. and Vissers, R.L. (2014): Earthquake rupture propagation inferred from the spatial distribution of fault rock frictional properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 396: 154-164.
- Vissers, R.L.M. and Meijninger, B. M. L. (2011): The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solid Earth*, 2: 199-204.

## Contourites and gravity deposits of Faro Drift (Gulf of Cadiz): sediment provenance

### *Contornitas y depósitos gravitativos del drift de Faro (Golfo de Cádiz): áreas fuente*

B. Alonso<sup>1</sup>, G. Ercilla, D<sup>1</sup>. Casas<sup>2</sup>, D.A.W. Stow<sup>3</sup>, F.J. Rodríguez-Tovar<sup>4</sup>, J. Dorador<sup>4</sup> and F.J. Hernández-Molina<sup>5</sup>

1 Instituto de Ciencias del Mar, Continental Margins Group, CSIC, 08003 Barcelona, Spain. [belen@icm.csic.es](mailto:belen@icm.csic.es); [gemma@icm.csic.es](mailto:gemma@icm.csic.es)

2 Instituto Geológico y Minero de España, 28003 Madrid, Spain. [d.casas@igme.es](mailto:d.casas@igme.es)

3 Institute of Petroleum Engineering, Heriot-Watt University, Edinburgh, Scotland, UK. [Javier.Hernandez-Molina@rhul.ac.uk](mailto:Javier.Hernandez-Molina@rhul.ac.uk)

4 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, 18071 Granada, Spain. [fjrtovar@ugr.es](mailto:fjrtovar@ugr.es)

5 Dept. Earth Sciences, Royal Holloway Univ. London, Egham, Surrey TW20 0EX, UK. [javidr@ugr.es](mailto:javidr@ugr.es)

**Abstract:** The Pleistocene deposits of the Faro Drift at sites U1386 and U1387 with IODP 339 Exp. 339 have been examined to characterize: a) their lithofacies, b) for identifying the most used useful criteria for distinguishing between contourites and gravity flow deposits, and c) to determinate the sediment provenance. Three lithofacies, contourites, turbidites and debrites are defined based on sedimentological and mineralogical results. The most useful criteria for distinguishing between these two deposits are: i) the grain size vertical trend and sedimentary structures; ii) the modal frequency distribution, and iii) the sediment composition. Interpretation of sediment provenance of the different lithofacies reflects modes of long- and short-distance transport. Most of the terrigenous sediment of contourites is coming from the distant Guadalquivir drainage basin whereas those terrigenous sediment of turbidites and debrites are sourced by the vicinity fluvial drainage basins, Guadiana and Tinto-Odiel and biogenous components indicating shallow marine depositional environments.

**Key words:** Gulf of Cadiz, contourites, turbidites, debrites, mineralogy.

**Resumen:** Se analizan los depósitos del Pleistoceno de los sondeos U1386 y U1387 obtenidos en la Expedición 339 IODP en los depósitos (drift) de Faro para caracterizar: a) las litofacies, b) identificar los criterios más útiles para distinguir entre contornitas y depósitos de flujos por gravedad y c) determinar la procedencia de sedimentos. Se identifican tres litofacies, contornitas, turbiditas y debritas en base a resultados sedimentológicos y mineralógicos. Los criterios más útiles para distinguir entre estos dos tipos de depósitos son: i) la variación vertical del tamaño de grano y estructuras sedimentarias; ii) la distribución de la frecuencia modal y iii) la composición de los sedimentos. La mayoría del sedimento terrígeno de los depósitos contorníticos proviene de la cuenca del Guadalquivir mientras que los sedimentos terrígenos de turbiditas y debritas proceden de las cuencas fluviales de Guadiana, Tinto-Odiel y los componentes biogénicos sugieren que proceden de ambientes deposicionales marinos someros.

**Palabras clave:** Gulf of Cadiz, turbiditas, contornitas, debritas, mineralogía.

## INTRODUCTION

At present, there is no general agreement to diagnostic criteria to distinguish between contourites and gravity-controlled deposits at a small scale (cores and outcrops) whereas the difference between them is very clear at large scale (depositional systems, on the basis of seismic facies) (Rebesco et al., 2014). The definition of characteristics and differences between them at small scale is one of the most important targets for modern sedimentology, and is sometimes controversial in spite of numerous studies done during the last 50 years (Faugères

and Stow, 1993; Mulder et al., 2013, among others). Some of these studies also point the good results in distinguishing them when sedimentological and regional setting information about the hinterland and submarine sediment sources are combined (Stanley, 1993).

In the Faro Drift there are scarce studies about the detailed mineralogical composition and characteristics of the contourites and gravity deposits, although this can provide important information about sediment provenance (Grousset et al., 1988). This work focusses on Pleistocene contourites and gravity deposits of the Faro Drift

(Gulf of Cadiz). The first objective of this study is to characterize the lithofacies based on sedimentological and mineralogical approach. The second is to examine mineralogical composition (clay and bulk fractions) as indicators to establish the potential source of sediments coming from the surrounding soils and geological formations of the fluvial drainage basins surrounding the Gulf of Cadiz.

## GEOLOGICAL CONTEXT

The Faro Drift located on middle continental slope of the Gulf of Cadiz was generated during the Pliocene and Quaternary by the action of Mediterranean Outflow Water (MOW) (Faugères and Stow, 1993). It was drilled at two sites U1386 and U1387 during IODP Expedition 339 (Expedition 339 Scientists, 2012). The present-day water masses in the Gulf of Cadiz are driven by the density contrast between the water masses of Atlantic and Mediterranean origin that flow through the Strait of Gibraltar (Fig. 1).

The hinterland domain of the Gulf of Cadiz comprises several geological formations, including the Betic and Rif Cordilleras, the Iberian Massif and the Guadalquivir Basin. The surrounding soils of the fluvial drainage of these geological formations and continental shelf surficial sediments display different mineralogical composition, which have been used as indicators to establish the potential source of Faro Drift sediments (Grousset et al., 1988; Machado et al., 2005 among others).

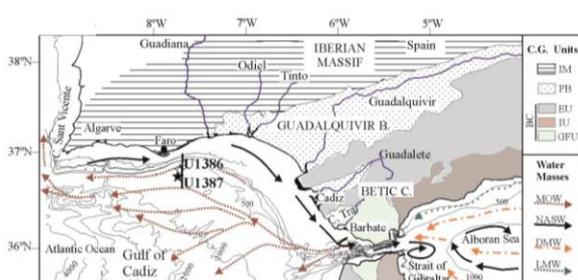


FIGURA 1. General setting of the Faro Drift in the Gulf of Cadiz showing: the main continental geological units, the fluvial drainage basins, the general oceanographic circulation pattern and the location of study sites. Legend: CG continental geological units; IM Iberian Massif, PB Postoregenic Basins, BC Betic Cordillera; EU External Units, IU Internal Units, GFU Gibraltar Flysch Units; MOW Mediterranean Outflow Water, NASW North Atlantic Superficial Water, DMW Dense Western Mediterranean Deep Water, LMW light Mediterranean Water (modified from Alonso et al., 2016).

## MATERIAL AND METHODS

Two sites, U1386 (at 559 m water depth) and Site U1387 (at 561 m water depth) were sampled obtaining a total of 149 samples for the Pleistocene sedimentary record. The following analyses have been carried out: *Grain-size*, using a Coulter LS 100 laser particle size analyser (CLS). *Ichnological analysis*, based on an integrative method using digitally treated high-resolution images from selected core intervals (Dorador and Rodriguez-Tovar, 2014). *Bulk and clay mineral composition*, by X-ray diffraction (XRD). This mineralogical analysis was performed with a Bruker-AXS D8-A25 diffractometer equipped with a Cu tube ( $\lambda=1.5405 \text{ \AA}$ ) and an ultra-fast (Lynxeye) detector. The relative abundance of clay mineral was estimated according the method of Chung (1974). *Total carbonate content*, determined using a Bernard Calcimeter. *Sand fraction (>63  $\mu\text{m}$ ) composition*, examined using a binocular microscope. The quartz samples were examined by Scanning Electron Microscopy (SEM).

## IDENTIFICATION OF LITHOFACIES

Three lithofacies have been identified on the Pleistocene Faro deposits: contourites, turbidites and debrites (Fig. 2).

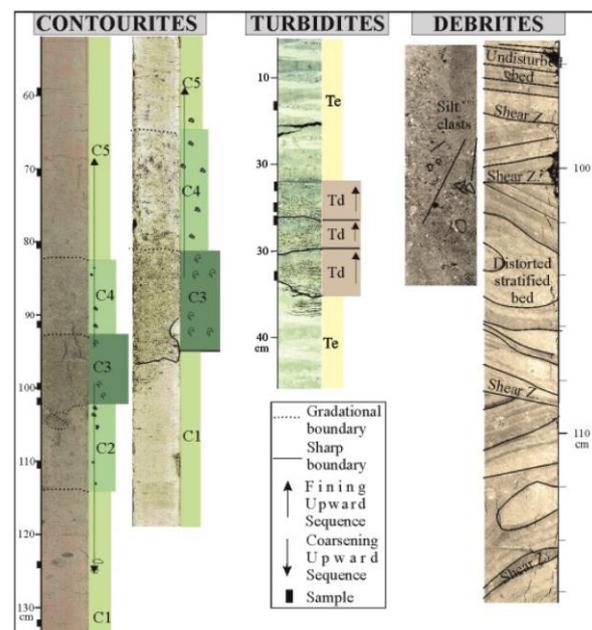


FIGURA 2. Core photographs showing the main sedimentary lithofacies and sequences of the Pleistocene Faro Drift deposits. Legend: C1 to C5 refer to contourite divisions of Stow and Faugères (2008); Td and Te turbidite divisions of Bouma sequence (modified from Alonso et al., 2016).

Contourites consists of three textures: i) silty-clay and clayey-silt, ii) clayey-sandy silt and silt,

and iii) sand. The contourite vertical succession of grain-size displays a bi-gradational pattern (coarsening-up and fining-up); it begins at the base with fine-grained homogenous mud, passing upwards to mottled silt, then sandy silt or very fine sand, and then repeats these sediments again but in the opposite order, passes to mottled silt and then homogenous fine-grained mud; this vertical succession correspond to C1 to C5 contourite division of Stow and Faugères (2008) (Fig. 2). The vertical succession of modal frequency distribution shows similar modal grain-size and only the relative weight of the modes varies throughout a single vertical succession and between adjacent similar successions. It has mixed siliciclastic-bioclastic sand fraction composition. Mineral composition is characterized by calcite-rich bulk composition, rich in carbonate content and smectite in the clay fraction (Figs. 3, 4).

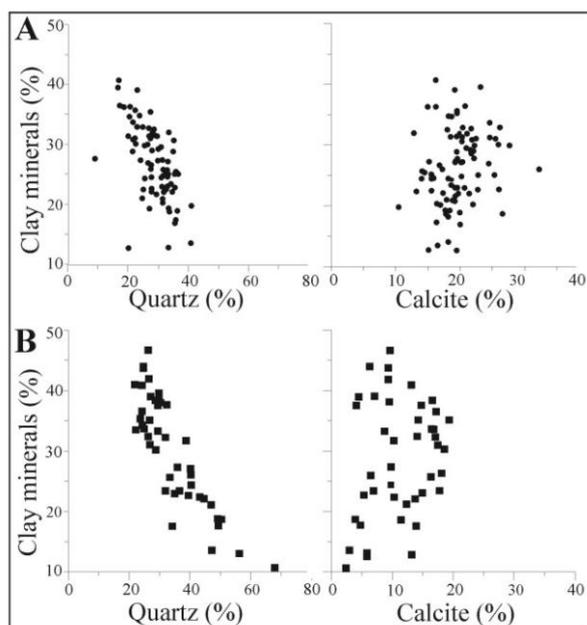


FIGURA 3. Bulk mineralogy showing the binary plots of clay minerals vs quartz, and vs calcite of the (A) contourites and (B) gravity deposits (modified from Alonso et al., 2016).

The turbidites comprises three textures: i) clayey-silt, ii) silt and sandy-silt, and iii) silty-sand. The vertical succession usually grades up from silt to mud with a sharp contact at bottom with scarce trace fossil in finer sediments which correspond to Td-Te Bouma divisions (Fig. 2) and variable modal values throughout the sequence and between adjacent similar successions. The sand fraction contains siliciclastic components dominated by shiny angular quartz grains. Mineral composition characterize by quartz-rich bulk

composition, poor in calcite, rich in illite and scarce or absent smectite in the clay fraction (Figs. 3, 4).

The debrites are composed also by three textures: i) clayey-silt, ii) clayey-sandy silt, and iii) silt. The vertical succession shows mud with fine silts and presence of soft clasts and contemporaneous deformational structures with scarce trace fossils clasts (Fig. 2). The sand fraction contains siliciclastic and mixed components with predominant subrounded to rounded matt quartz grains. Mineral composition characterized by quartz-rich bulk composition, poor in carbonate content, rich in illite and lacking smectite (Figs. 3, 4).

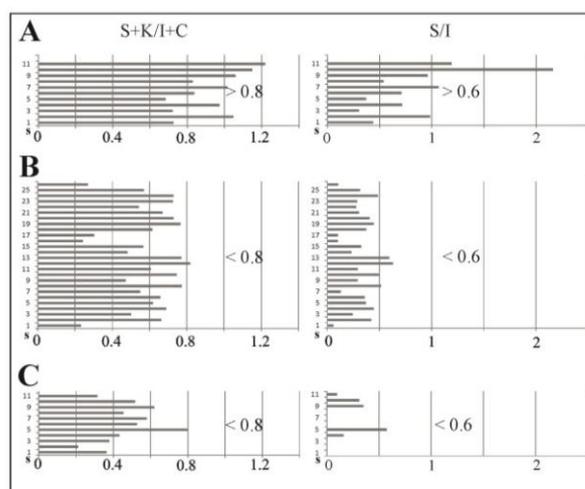


FIGURA 4. Clay mineralogy of (A) contourites, (B) turbidites and (C) debrites showing smectite+kaolinite/illite+chlorite ratio ( $S+K/I+C$ ) and smectite/illite ratio ( $S/I$ ). Axe vertical refers to sample (S) (modified from Alonso et al., 2016).

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Sedimentological (grain size, modal granulometric distribution, sequence characteristics) and geochemical (clay and bulk mineralogy, carbonate content and sand composition) analyses of the Pleistocene deposits in the Faro Drift (IODP 339, Site U1386 and Site U1387) have allowed us to define three lithofacies on the basis of a combination of properties. The dominant lithofacies is the result of contourite sedimentation across the Faro Drift. Turbidites and debrites represent the less common interbedding of downslope events.

In contourites, the noticeable presence of smectite, the low quartz content, and angular/subangular shiny quartz grains suggests as primary sources the Guadalquivir and Guadalete

Rivers and the nearby Alboran Sea as a complementary source being the MOW responsible to the transport of clay minerals (Grousset et al., 1988; Machado et al., 2005). The high abundance of calcite in contourites (28% in average) and high carbonate content (up to 45%) are linked to the primary planktonic origin of the biogenic components. By contrast, the turbidite and debrites facies contain little or no smectite, high quartz content, angular shiny quartz grains (in turbidites) and mainly rounded mat quartz grains (in debrites), which point out other sources, as the Guadiana River and the Tinto-Odiel Rivers. Their low calcite content (7% in average) and low carbonate content (4%-19%) are related to the relatively lower supply of biogenic components, comprising mostly sand-sized shell fragments sourced from the continental shelf environment.

As a result the most useful criteria for distinguishing between the contourites and gravity-driven deposits (turbidites and debrites) were found to be: i) the grain size vertical trend and sedimentary structures; ii) vertical distribution of modes and iii) the sediment composition and provenance.

#### ACKNOWLEDGMENTS

We thank to Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Funding for this research was provided by Spanish Ministry of Economy and Competitiveness projects: MOWER (CTM 2012-39599-C03) and MONTERA (CTM2009-14157-C0-02).

#### REFERENCES

- Alonso, B., Ercilla, G., Casas, D., Stow, D.A.W., Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J. and Hernández-Molina, F.J. (2015): Gravity flow deposits vs contourite deposits and the sediment provenance of the Pleistocene deposits in the Faro Drift (Gulf of Cadiz): sedimentological and geochemical approaches. *Marine Geology*: doi: 10.1016/j.margeo.2015.12.016.
- Chung F.H. (1974): Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis. *J. Applied Crystallography*, 7: 519-525.
- Dorador, J. and Rodríguez-Tovar, F.J., 2014. A novel application of digital image treatment by quantitative pixels analysis to trace fossil research in marine cores. *Palaios*, 24: 533-538.
- Expedition 339 Scientists, (2012): Mediterranean outflow: environmental significance of the Mediterranean outflow water and its global implications. *IODP Preliminary Report, 339*: Doi: 10.2204/iodp.pr.
- Faugères, J.C. and Stow, D.A.V. (1993): Bottom-current controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82: 287-297.
- Grousset, F.E., Joron, J.L., Biscaye, P.E., Latoucher, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugères, F.C. and Gonthier, E. (1988): Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P: mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Marine Letters*, 8: 25-34.
- Machado, A., Rocha, F., Gomes, C., Dias, J.A., Araújo, M.F. and Gouveia, A. (2005): Mineralogical and geochemical characterization of surficial sediment from the south western Iberian continental shelf. *Thalassa*, 21(1): 67-76.
- Mulder, T., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E., Gonthier, E., Guedes, J.C., Thiébot, E., Jaidi, B., Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M., Fuchey, Y. and Bujan, S. (2006): The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity current interactions. *Geo-Marine Letters*, 26: 31-41.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D. and Wahlin, A. (2014): Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state of the art and future considerations. *Marine Geology*, 352, 111-154.
- Stanley, D.J. (1993): Model for turbidite-to-continuum and multiple process transport in deep marine settings: examples in the rock record. *Sedimentary Geology*, 82: 241-255.

## Investigating Miocene Mediterranean-Atlantic gateway exchange: the amphibious IODP-ICDP IMMAGE pre-proposal

### *Investigando el portal de intercambio Mediterráneo-Atlántico durante el Mioceno: Propuesta anfibia IODP-ICDP IMMAGE*

R. Flecker<sup>1</sup> and IMMAGE scientific team<sup>2</sup>

<sup>1</sup> University of Bristol, School of Geographical Sciences, University of Bristol, Bristol BS8 1SS, Reino Unido, ggxf@bristol.ac.uk

<sup>2</sup> IMMAGE team: Nadia Bahoun, Grant Bigg, Abdelwahid Chakor Alami, Haddou Jabour, Frits Hilgen, Wout Krijgsman, Santiago Ledesma, Sonya Legg, Francisco Siero, Javier Hernandez-Molina, Cristina Roque, Estefanía Llave Barranco, Gemma Ercilla, Paul Meijer, Francisco Jose Jiménez-Espejo, Michael Rogerson, Alvaro Arnaiz Gimenez-Coral, Carlos Rosales Rodríguez, César Rodríguez Ranero, Luis Miguel, Castañares Tejada.

**Resumen:** La propuesta IMMAGE forma parte de un proyecto de perforación anfibia que tiene como objetivo recuperar un registro sedimentario completo del intercambio Atlántico-Mediterráneo antes, durante y después de la Crisis de Salinidad del Mesiniense (MSC). Para ello, IMMAGE propone la combinación de perforaciones en el marco del programa IODP para recuperar sedimentos en el mar, a ambos lados del Estrecho de Gibraltar; y de perforaciones en tierra en el marco del programa ICDP para recuperar sedimentos en las dos conexiones precursoras del Estrecho de Gibraltar, los pasillos rifeño y bético que ahora están en tierra. La reconstrucción del intercambio Atlántico-Mediterráneo permitirá investigar las repercusiones de la influencia de la entrada del agua mediterránea en el Atlántico durante un período de cambio paleoclimático importante, incluyendo el inicio de la glaciación en el hemisferio norte, durante el Mioceno superior. Asimismo, el estudio de los sondeos de mar y tierra permitirá explorar los mecanismos de cambio de salinidad extremo en el Mediterráneo así como comprobar las hipótesis de oceanografía física sobre la dinámica que presenta el desbordamiento de una masa de agua oceánica de alta densidad.

**Palabras clave:** Paleoclima, portal oceanográfico Atlántico-Mediterráneo, crisis de salinidad del Mesiniense, Mioceno.

**Abstract:** *The IMMAGE pre-proposal is part of an amphibious drilling project that aims to recover a complete record of Mediterranean-Atlantic exchange before, during and after the Messinian Salinity Crisis (MSC). This will be achieved by targeting with IODP, off-shore sediments on either side of the present day gateway, Gibraltar, and, with ICDP, recovering core from Gibraltar's two precursor connections, the Rifian and Betic corridors which are now exposed on land in Morocco and Spain. By reconstructing exchange we can investigate the role of Mediterranean overflow during a period of significant paleoclimatic change including the onset of northern hemisphere glaciation in the Late Miocene. These sediments will also allow us to explore the mechanisms for high amplitude environmental change in the Mediterranean and test physical oceanographic hypotheses for extreme high density overflow dynamics that do not exist in the world today on this scale.*

**Key words:** *Paleoclimate, Mediterranean-Atlantic gateway, Messinian salinity crisis, Miocene.*

## INTRODUCTION

Marine gateways play a critical role in the exchange of water, heat, salt and nutrients between oceans and seas. Changes in gateway geometry can therefore significantly alter both the pattern of global ocean circulation and associated heat transport and climate, as well as having a profound local impact. For the past five million years Mediterranean seawater has flowed out of the Gibraltar Straits, forming a saline plume at intermediate depths in the Atlantic that contributes to Atlantic Meridional Overturning Circulation, and deposits distinctive contouritic sediments in the Gulf of Cadiz. However, before the Pliocene, two additional marine corridors also existed through northern Morocco and southern Spain. The restriction and

closure of these connections resulted in extreme salinity fluctuations in the Mediterranean, leading to the precipitation of thick Messinian Salinity Crisis evaporites. Understanding both the causes of high-amplitude salinity change in the Mediterranean and its consequences for thermohaline circulation in the Atlantic and other aspects of the global climate system, is dependent on recovering a complete record of Mediterranean-Atlantic exchange before, during and after the MSC.

The sediments either side of the gateway region, which are preserved both onshore and offshore, record the changing nature of Mediterranean-Atlantic exchange allowing us to evaluate its role in global-scale climate systems, its impact on major Late

Miocene climatic events, and influence over extreme environmental change in the Mediterranean.

## OBJECTIVES

The main objectives of the IMAGE research program are:

1. To recover a complete record of Mediterranean-Atlantic exchange before, during and after the Messinian Salinity Crisis and to evaluate the causes and consequences of this extreme oceanographic event, locally, regionally and globally;

2. To document the time at which the Mediterranean first started to contribute a distinct outflow and to assess its role in triggering northern hemisphere glaciation;

3. To establish through which of the three possible conduits (Gibraltar, Rifian Corridor or Betic Corridor) exchange occurred during the Late Miocene; and

4. To test our quantitative understanding of the behavior of ocean plumes under the wide range of conditions that occurred in the Late Miocene.

All four of these objectives require sediments that can only be recovered by undertaking both on-shore drilling in Morocco and Spain and offshore drilling in the Alborán Sea and on the Atlantic slope (Fig. 1). The drilling strategy for IMAGE is therefore amphibious.

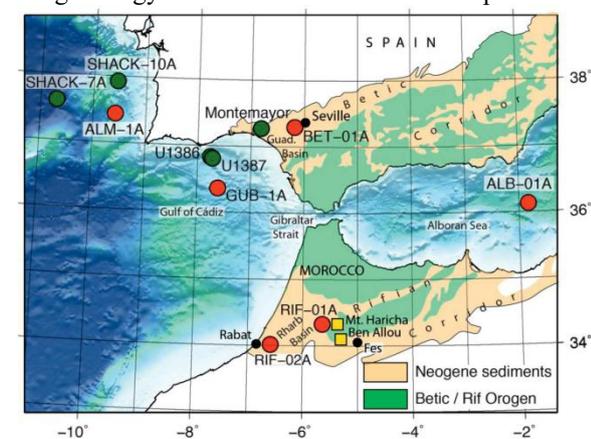


FIGURA 1. Map of the Mediterranean-Atlantic gateway at Gibraltar and the two Miocene connections, the Betic and Rifian corridors that are now exposed on land in Spain and Morocco respectively (brown shading). Red dots indicate IMAGE IODP and ICDP drilling targets. Yellow squares are the location Miocene contourite exposures. Green dots indicate proposed (SHACK-10A, SHACK-07<sup>a</sup>) IODP Iberian Margin proposal) and existing (U1386, U1387, IODP Expedition 339; Montemayor borehole) holes that target late Miocene sediments.

## RELATIONSHIP TO THE IODP SCIENCE PLAN AND BEYOND

IMAGE's scientific objectives principally fall under IODP's science plan for Climate and Ocean Change: Reading the Past, Informing the Future, addressing Challenges 2, 3 and 4 specifically. In addition, a Late Miocene drilling target focused on the

gateway also provides an unparalleled opportunity to test physical oceanographic representations of extreme high density overflow dynamics that do not exist in the world today on this scale. This objective extends the science being proposed here beyond the remit of the science plans of both organisations, but will, in turn, provide key insights into the role and behaviour of all marine gateways and their impact on global climate.

## CONCEPTUAL DRILLING AND LOGGING STRATEGY

The drilling strategy for the IODP sites is designed to recover a complete record of Mediterranean-Atlantic exchange during the Late Miocene to early Pliocene. Core recovery must be sufficient to generate a precessional-scale splice and high resolution sampling.

The logging strategy for IODP sites involves complete logging of boreholes with FMS/sonic, Triple Combo and Geochemical Schlumberger tools, formation temperature and pressure, formation fluid sampling, and magnetic susceptibility.

## RELATIONSHIP TO OTHER PROGRAMS AND/OR INITIATIVES

The IMAGE initiative both addresses distinct scientific questions that are not possible to tackle elsewhere and provides a pivotal link between recent (IODP Leg 339, Gulf of Cádiz), current (IODP Proposal 771 "Iberian Margin Paleoclimate) and potential (ICDP CHADRILL, Lake Chad; IODP DREAM, Mediterranean MSC) continental and ocean drilling projects that target different elements of the North African monsoon-Mediterranean-North Atlantic Circulation System. The inclusion of proponents from oil companies, one of which will contribute to the ICDP drilling costs indicates the industrial relevance of the IMAGE.

Other related international research initiatives include: IMAGE- ICDP workshop proposal submitted January 2016; MEDGATE – MC-ITN - Mediterranean-Atlantic Exchange during the Miocene; Cost Action Uncovering a Salt Giant – funded October 2015; ANR MRSEI 2015 – MEDSALT – funded October 2015; ECORD (European Consortium of Ocean Research Drilling); TOPO-Europe (Geoscience of Coupled deep Earth-Surface Processes), and SUBITOP - MC-ETN - Understanding subduction zone topography through modelling of coupled shallow and deep processes - starting March 2016.

# ICDP MexiDrill the Basin of Mexico Drilling Project, Preliminary Report

## *Informe preliminar del proyecto ICDP MexiDrill: Perforación de la Cuenca de México*

**E. Brown<sup>1</sup>, S. Lozano-García<sup>2</sup>, M. Caballero-Miranda<sup>3</sup>, B. Ortega-Guerrero,<sup>3</sup> E. Cabral-Cano<sup>3</sup>, E. Morales-Casique<sup>2</sup>, L. Pérez<sup>2</sup>, A. Schwalb<sup>4</sup>, V. Smith<sup>5</sup>, J. Werne<sup>6</sup>, P. Fawcett<sup>7</sup>, M. Stockhecke<sup>1</sup>, F. Preusser<sup>8</sup>, J. Kallmeyer<sup>9</sup>, S. Watt<sup>10</sup>, A. Noren<sup>11</sup>, A. Myrbo<sup>11</sup>, R. O'Grady<sup>11</sup>, B. Steinman<sup>1</sup>, H. Rawson<sup>5</sup>, T. Wonik<sup>12</sup>, M. Blaauw<sup>13</sup>, D. Schnurrenberger<sup>11</sup>, A. Arciniega-Ceballos<sup>3</sup>, F. Vergara-Huerta<sup>3</sup>, B. Valero-Garcés<sup>14</sup> and the MexiDrill science team**

- 1 University of Minnesota at Duluth, Large Lakes Observatory, [etbrown@d.umn.edu](mailto:etbrown@d.umn.edu), [bsteinma@d.umn.edu](mailto:bsteinma@d.umn.edu), [mstockhe@d.umn.edu](mailto:mstockhe@d.umn.edu)  
 2 Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Instituto de Geología, [mslozano@unam.mx](mailto:mslozano@unam.mx)  
 3 Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Instituto de Geofísica, [maga@geofisica.unam.mx](mailto:maga@geofisica.unam.mx), [bortega@geofisica.unam.mx](mailto:bortega@geofisica.unam.mx)  
 4 Technische Universität Braunschweig, Institute of Geosystems and Bioindication, [antje.schwalb@tu-bs.de](mailto:antje.schwalb@tu-bs.de)  
 5 University of Oxford, (RLAHA), [victoria.smith@rlaha.ox.ac.uk](mailto:victoria.smith@rlaha.ox.ac.uk), [Harriet.Rawson@earth.ox.ac.uk](mailto:Harriet.Rawson@earth.ox.ac.uk)  
 6 University of Pittsburgh, Department of Geology and Environmental Science, [jwerne@pitt.edu](mailto:jwerne@pitt.edu)  
 7 University of New Mexico, Department of Earth and Planetary Sciences, [fawcett@unm.edu](mailto:fawcett@unm.edu)  
 8 University of Freiburg, Institute for Geosciences, Geology, [frank.preusser@geologie.uni-freiburg.de](mailto:frank.preusser@geologie.uni-freiburg.de)  
 9 GFZ German Research Centre for Geosciences, Section 5.3, Geomicrobiology, [kallm@gfz-potsdam.de](mailto:kallm@gfz-potsdam.de)  
 10 University of Birmingham, School of Geography, Earth and Environmental Sciences, [s.watt@bham.ac.uk](mailto:s.watt@bham.ac.uk)  
 11 CSDCO/LacCore, University of Minnesota Twin Cities, [noren021@umn.edu](mailto:noren021@umn.edu) and, [amyrobo@umn.edu](mailto:amyrobo@umn.edu), [ogra0014@umn.edu](mailto:ogra0014@umn.edu), [schno005@gmail.com](mailto:schno005@gmail.com)  
 12 LIAG Hannover, Germany, [Thomas.Wonik@liag-hannover.de](mailto:Thomas.Wonik@liag-hannover.de)  
 13 Queen's University Belfast, UK [maarten.blaauw@qub.ac.uk](mailto:maarten.blaauw@qub.ac.uk)  
 14 IPE-CSIC, Avda Montañana 1005, 50059, Zaragoza, Spain. [blas@ipe.csic.es](mailto:blas@ipe.csic.es)

**Abstract:** The ICDP MexiDrill field expedition in February – April 2016 recovered more than 1000 m of sediment in the Basin of Mexico at Lake Chalco drilling site. Four holes were drilled and the longest core reached up to 520 m depth. The upper ~300 m are composed of lacustrine mud alternating with discrete tephra layers, underlain by a volcanoclastic sequence with basalt intercalations to approximately 512 m depth. Below this volcanoclastic-basalt unit core IC reached a hydrothermally-altered poorly sorted breccia unit. Triple core recovery with offset core intervals in the upper 300 m lacustrine unit provides sufficient core overlap to create a composite sequence for continuous paleoenvironmental reconstructions for the last ~500 to 700 kyr. The Chalco record will likely be the longest continuous climate record from tropical North America, and it will help to understand millennial scale variability, the climate during past interglacials and the relationships between rates of climate change, ecosystem response, and biodiversity. The Chalco record will also provide direct evidence of volcanism and seismicity. These anticipated results are directly relevant to the >25 million people living in the Mexico City region facing risks associated with climate change and hydrology, volcanism, and seismicity.

**Key words:** Scientific drilling, Basin of Mexico, Paleoclimatology, Quaternary, Volcanology

**Resumen:** La expedición ICDP MexiDrill en Febrero – Abril del 2016 recuperó más de 1000 m de sedimentos en la Cuenca de México en el sitio de sondeo del Lago Chalco. Se tomaron cuatro sondeos y el más profundo alcanzó los 520 m. La secuencia está compuesta por una unidad superior de unos 300 m de facies lacustres con intercalaciones volcánicas y una inferior de facies volcanoclásticas y basaltos. El sondeo 1D (profundidad máxima 520 m) alcanzó una unidad basal de facies aluviales con alteración hidrotermal. La recuperación por triplicado de los sedimentos de la unidad lacustre ha permitido crear una secuencia compuesta que será la base de la reconstrucción de los cambios ambientales y climáticos y la historia volcánica de la Cuenca para los últimos 500 – 700 Kyrs. La sección de Chalco puede ser el registro continuo más largo de las regiones tropicales de Norte América, y permitirá estudiar la variabilidad climática a escala milenaria, el clima durante los últimos periodos interglaciales y las relaciones entre el cambio climático, la respuesta de los ecosistemas y la biodiversidad. Los resultados de MexiDrill son directamente relevantes para los > 25 millones de personas que viven en la Cuenca de México y que se enfrentan al cambio climático y a los riesgos volcánicos, sísmicos e hidrológicos.

**Palabras clave:** Sondeos científicos, Cuenca de México, Paleoclimatología, Cuaternario, Volcanología

## INTRODUCTION

Understanding mechanisms that caused rapid global climate changes in the past is a key problem in

paleoclimate research, and is critical for evaluating impacts of ongoing and future climate change. In particular, the role of the tropics in climate shifts remains poorly understood; interplay of extratropical

conditions, including interhemispheric temperature gradients, with tropical climate change remains an area of ongoing research. To evaluate the role of low latitudes in initiating and propagating global changes, we need information regarding the geographical distribution and timing of abrupt changes in the tropics, particularly records to help characterize variability in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). Paleoclimate researchers have begun to address these questions with long climate records clustered in southern North America and around the Caribbean (Figure 1). Southwestern North America is projected to become more arid in the coming decades and centuries in response to ongoing climate change (e.g., Seager et al., 2007); these anthropogenic changes will be superimposed on natural variability in climate systems—the Mexican Monsoon, ITCZ migration, and storm tracks of winter Westerlies. Recent work (Lyle et al., 2012) suggests that moisture delivery to the interior Great Basin at the Last Glacial Maximum (LGM) originated from the tropical eastern Pacific (perhaps as spring/summer precipitation) rather than from shifts in the track of winter Westerlies as previously suggested.

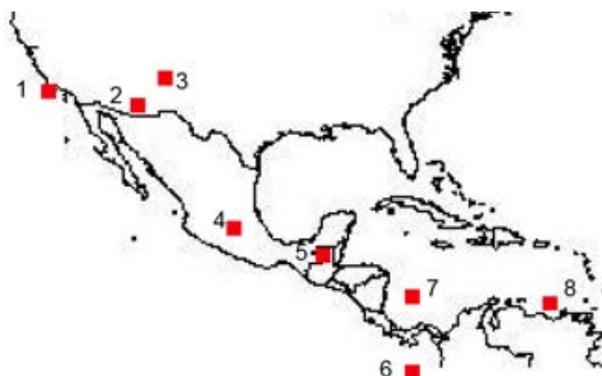


FIGURE 1. Locations of other long paleoclimate records of northern tropics and subtropics of the Americas. 1. Santa Barbara Basin (ODP Site 893); 2. Cave of the Bells, AZ; 3. Valles Caldera, NM; 4. Lake Chalco, Mexico; 5. Peten Itza, Guatemala; 6. Panama Basin (ODP 677B); 7. Nicaragua Rise (ODP 999A); 8. Cariaco Basin (ODP Site 1002).

The primary scientific objective of the ICDP MexiDrill program is to obtain a continuous, high-resolution record of past climate and biota in the continental neotropics since the mid-Pleistocene. Our targeted location, the Chalco Basin within the Basin of Mexico, contains 320 m of lacustrine sediments, which have likely recorded at least ~500 to 700 kyr of tropical North American climate history. Its location immediately adjacent to Mexico City gives this climate record particular societal relevance.

### THE BASIN OF MEXICO

The Basin of Mexico (19°30'N, 99°W, 9600 km<sup>2</sup>, 2240 m asl) is a hydrologically closed basin in the TransMexican Volcanic Belt (Figure 2). The emergence of the Chichinautzin volcanic field since ~780 ka is linked to hydrologic basin closure and likely

allowed development of the lake system. Continued subsidence of this intermontane basin created accumulation space for a thick lacustrine sediment sequence (Ortiz-Zamora and Ortega-Guerrero, 2010). Radiocarbon chronologies from this sequence indicate sedimentation rates of ~40 cm/kyr since ~40ka (Lozano-Garcia & Ortega-Guerrero, 1994); application of this rate to the entire lacustrine sequence suggests a basal age of ~800 ka, consistent with the Chichinautzin volcanic age.

Mexico City (then called Tenochtitlan) was established by the Aztecs in the 1300s on an island in the center of this lake basin. The hydraulic regime of the Basin of Mexico has been subsequently heavily modified through lowering of the water table to improve flood control, accommodate agricultural expansion, and provide water for urban development. The plain of Lake Chalco, located in the southeasternmost sub-basin of the Basin of Mexico (Figure 2), has an area of 120 km<sup>2</sup> (Caballero and Ortega Guerrero, 1998), though the lake has been reduced to a small marsh and wetland. It is among the largest areas of agricultural land within the Mexico City megalopolis and is thus the prime target for scientific drilling in this region. The Basin of Mexico lies within an active volcanic arc, surrounded by six stratovolcanoes, and on the northern side of the large, Chichinautzin volcanic field. Fallout deposits from large explosive eruptions have the potential to significantly disrupt the entire city. However, the volcanic history of the area has only been well constrained for the last 30 ka (Siebe et al., 2006).

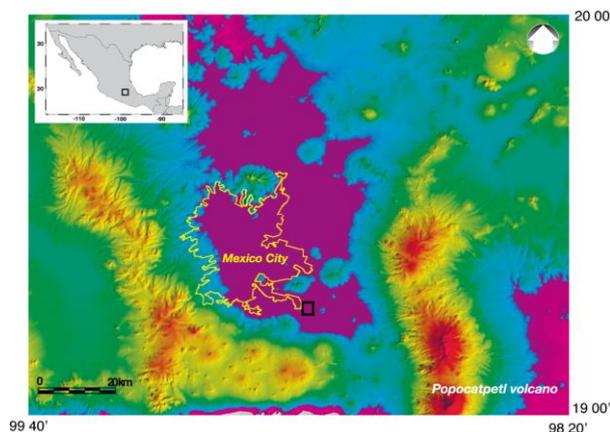


FIGURE 2. Map of the Basin of Mexico, showing the extent of the Chalco paleolake (flat magenta areas) and the developed areas of the México megalopolis and location of coring sites in Chalco (black square)(adapted from Brown et al., 2012).

The Basin of Mexico is characterized by a high-altitude subtropical climate, with little temperature variability during the annual cycle and a rainy season from May to October (Lozano-Garcia and Ortega-Guerrero, 1994). The region is influenced by the Mexican (or North American) Monsoon, but is south of the area where monsoon rainfall dominates.

Consequently, the seasonality of rainfall is more complex and its bimodal rainfall pattern is not simply related to double passage of the ITCZ, but has been linked to cooling Pacific sea surface temperatures. Mexican climate is dominated by monsoonal rainfall that accompanies northward intertropical convergence zone (ITCZ) migration during boreal summer, bringing both Pacific and Gulf of Mexico moisture across a broad swath of the continent.

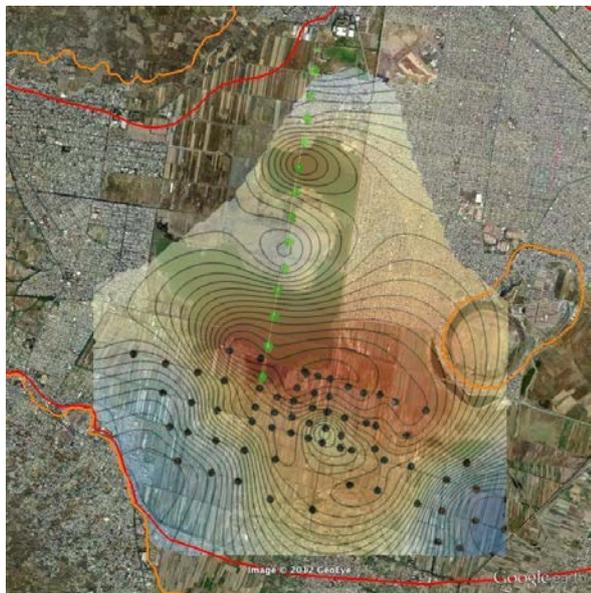


FIGURE 3. Thickness of the lacustrine sedimentary package below the Chalco sub-basin calculated from resonance frequencies determined from H/V spectral ratios at marked locations. Santa Catarina water wells indicated by green dots. Color scale (blue-white-red) represents inferred thicknesses of 0 (blue) to over 300 (red) meters. Contour interval is 10 m. The existing lake is near the center of the image and the drill site was adjacent to the southernmost green dot.

## THE CHALCO SEQUENCE

The value of the sedimentary archive of the Chalco Basin has been recognized for decades. Previous studies of these sediments clearly demonstrate the sensitivity of the system to climate changes, particularly in terms of hydrological balance. These studies using relatively short (<25 m) cores and focusing on the past 40 kyr, utilized rock magnetism, and pollen and diatom distributions to reconstruct paleoenvironmental conditions (Bradbury, 1989; Lozano-Garcia and Ortega-Guerrero, 1994; Urrutia-Fucugauchi et al, 1994; Lozano-Garcia et al, 1995; Caballero and Ortega Guerrero, 1998). They indicate broadly that lake level was highest prior to 35 ka, shallowed from 30 to 22.5 ka, and deepened from 22.5 to 10 ka, with maximum post-LGM freshening between 14 and 10 ka. During the early Holocene, the lake became shallower and marshy, consistent with the general trend of climate change in central Mexico.

These early studies and our additional preliminary data demonstrate that the Chalco Basin contains a

sedimentary archive that has the potential to be the longest, most continuous continental record of tropical climate in North America. Geophysical surveys for drill site selection included non-traditional geophysical techniques (Passive seismic H/V spectral ratios) to provide a consistent understanding of the location of the depocenter with the thickest sediment sequence. Coupled with information from logs from Santa Catarina water wells (green dots in Figure 3) and gravity surveys this indicates a ~300 to 350 m fine-grained sediment package underlain by ~150 to 200 m of coarser material with many interspersed thick beds of fine sediments (Ortiz-Zamora and Ortega-Guerrero, 2010). Recent work on 125 m long cores recovered by Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) in 2008 (e.g., core CHA08-II, Fig. 4) demonstrated the potential of the site to provide a long-term paleoenvironmental record (Brown et al., 2012, Lozano-García et al., 2015).

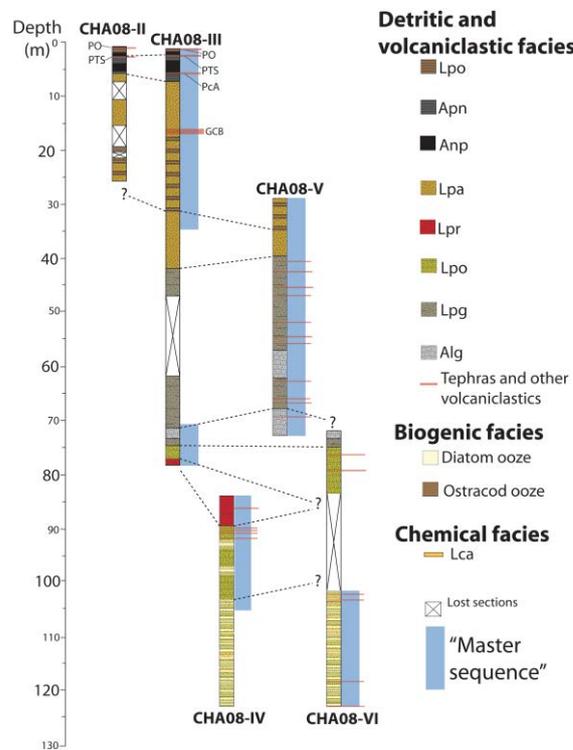


FIGURE 4. Stratigraphy of core recovered from Chalco in 2008. The base of this section (122 m) has a preliminary age assignment of ~220 ka based on paleomagnetic correlations and extrapolation of <sup>14</sup>C-based sedimentation rates. (From Brown et al, 2012)

During six weeks of continuous work in early 2016, the ICDP MexiDrill field campaign recovered more than 1000 m of drill core using wireline diamond coring techniques in four holes at a site on the southern edge of Lake Chalco, where previous seismic surveys and well logs from past water well drilling showed the thickest lacustrine sequence (Fig. 3). The upper 300 m of core 1A is composed of fine-grained lacustrine sediments alternating with discrete tephra layers, and the lower sections (ca. 300 – 422 m) are composed of

volcaniclastics with basalt intercalations. Full downhole logs were collected from hole 1A. Cores 1B and 1C recovered the upper lacustrine sequence (313 m), and 1C continued through the volcaniclastic-basalt unit reaching a poorly sorted alluvial, hydrothermally-altered sequence (~512 – 520 m). Subsampling for geomicrobiological analyses was performed throughout core 1B. Core 1D used a piston corer with percussion to enhance recovery of the uppermost soft sediments. Triple core recovery with offset core intervals in the upper 300 m lacustrine unit provides sufficient core overlap to create a composite sequence and continuous paleoenvironmental reconstructions. In total, the project drilled 1262 m (including reamed sections) and recovered 1065 m of cores.

### SCIENTIFIC QUESTIONS AND SOCIETAL IMPACTS

The Basin of Mexico cores may yield the longest continuous climate record from tropical North America, and therefore could become the “type section” to which other records are compared. Southern North America is projected to become more arid in the coming decades and centuries in response to anthropogenically-driven climate change (Seager et al., 2007). Our results will address millennial scale variability, the climate during past interglacials and the relationships between climate change rates, ecosystem response, and biodiversity. The cores hold geologic, paleoenvironmental, and paleobiological information of value to the global scientific community, and directly relevant to the >25 million people living in the Basin of Mexico who face challenges related to climate change, and volcanism, seismicity and hydrology. The region lies within an active volcanic arc, surrounded by six stratovolcanoes, and on the northern side of the large Chichinautzin volcanic field. Fallout deposits from large explosive eruptions have the potential to significantly disrupt the entire city. However, the volcanic history of the area has only really been well constrained for the last 30 ka (Siebe et al., 2006). The MexiDrill cores will provide a long record of volcanism, sufficient to capture the full spectrum of behavior likely to impact this region, and will allow assessment of variation in volcanic activity over longer time scales. Paleoseismic studies in the sediment sequence will significantly advance the understanding and simulation of 3D basin effects during strong earthquakes, essential for ground motion predictions and aseismic design in densely populated areas of high seismic risk. Finally, Mexico City draws groundwater primarily from the regional aquifer that underlies the thick lacustrine aquitard on which the city is built. The drill cores will allow a detailed characterization of all hydrogeological units underlying the city. This information will improve understanding of the continuous and ongoing subsidence throughout Mexico City, related to water extraction, that damages urban

infrastructure.

### ACKNOWLEDGEMENTS

The MexiDrill Field campaign has been funded by ICDP, US National Science Foundation and UNAM. The CSIC I-Link program provided some funds for the Spanish collaboration.

### REFERENCES

- Bradbury, J.P. (1989): Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in cuenca de Mexico. *Quat. Sci. Rev.*, 8:75–100.
- Brown, E.T., Werne, J.P., Lozano-García, S., Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., Cabral-Cano, E., Valero-Garces, B.L., Schwalb, A. and Arciniega-Ceballos, A. (2012) Scientific Drilling in the Basin of Mexico to Evaluate Climate History, Hydrological Resources, and Seismic and Volcanic Hazards. *Scientific Drilling*, 14: 72-75
- Caballero, M. and Ortega Guerrero, B. (1998): Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quat. Res.*, 50:69–79.
- Lozano-García, M.S. and Ortega-Guerrero, B. (1994): Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 109:177–191.
- Lozano-García, S., Ortega, B., Roy, P. D., Beramendi-Orosco, L., & Caballero, M. (2015). Climatic variability in the northern sector of the American tropics since the latest MIS 3. *Quaternary Research*, 84(2), 262-271.
- Lyle, M., Heusser, L., Ravelo, C., Yamamoto, M., Barron, J., Diffenbaugh, N., Herbert, T. And Andreasen D. (2012): Out of the Tropics: The Pacific, Great Basin Lakes, and Late Pleistocene Water Cycle in the Western United States. *Science*: 337 (6102), 1629-1633
- Ortiz-Zamora, D. and A. Ortega-Guerrero (2010): Evolution of long-term land subsidence near Mexico City: Review, field investigations, and predictive simulations, *Water Resour. Res.*, 46, W01513.
- Seager, R., Ting, M., Held, I., Kushnir, Y., Lu, J., Vecchi, G., H. Huang, H., et al. (2007): Model projections of an imminent transition to a more arid climate in southwestern North America. *Science*, 316:1181–1184.
- Siebe, C. and Macías, J.L. and Aguirre, G., (2006): *Neogene– Quaternary Continental Margin Volcanism. A Perspective from Mexico: Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, 402:253–329
- Urrutia-Fucugauchi, J., Lozano, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M., Hansen, and R., Bohnel (1994): Paleomagnetic and paleoenvironmental studies in the southern basin of Mexico, *Geofis. Int.*, 33:421–444.

# Caracterización de acuíferos mediante testificación geofísica e imágenes 3D en los sondeos de investigación Almera-1 y Almera-2, en el entorno urbano de la ciudad de Barcelona

## *Geophysical characterization of aquifers, in Almera-1 and Almera-2 boreholes, in urban area in Barcelona*

J. Crespo<sup>1</sup> y M. J. Jurado<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona (Spain), jrespo@ictja.csic.es , mjjurado@ictja.csic.es

**Resumen:** Se presenta un estudio sobre los acuíferos, en las perforaciones científicas Almera-1 y Almera-2, en el subsuelo del campus de Pedralbes de la Universidad de Barcelona. Los datos obtenidos mediante la testificación de los sondeos con sondas de testificación geofísica, las imágenes 3D y la monitorización del nivel piezométrico llevada a cabo han permitido identificar tres zonas de flujo preferente. La información obtenida con sondas geofísicas se ha complementado con el estudio de testigos para la caracterización litológica y petrofísica de los acuíferos. Para el estudio de la dinámica de los acuíferos, se han comparado los registros de monitorización de niveles piezométricos con datos pluviométricos con el objeto de analizar la relación entre los niveles y las precipitaciones y observar la dinámica de cada uno de los acuíferos.

**Palabras clave:** Testificación geofísica, sondeos, acuíferos, monitorización

**Abstract:** Logging, borehole imaging and monitoring carried out in the scientific boreholes Almera-1 and Almera-2 in the Pedralbes campus of the University of Barcelona has allowed us to identify three preferential groundwater flow paths. Geophysical logging data combined with groundwater monitoring levels allowed us to identify three high permeable zones in the boreholes. Logging data combined with core analysis were used to characterize the aquifers lithology and petrophysical properties. We compared the groundwater measured levels and the rainfall in the area to identify and characterize aquifer dynamics and potential relationships between the variations in groundwater levels and the rainfalls.

**Key words:** Geophysical logging, boreholes, aquifers, monitoring

## INTRODUCCIÓN

En el año 2011 se perforaron dos sondeos de investigación, denominados Almera-1 y Almera-2, contiguos al Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC situado en el campus universitario de Pedralbes, en plena zona urbanizada de la ciudad de Barcelona (Fig. 1). Uno de los objetivos principales de esta perforación científica fue el de crear una nueva infraestructura para la realización de diferentes estudios en el subsuelo mediante la utilización de sondas geofísicas, así como para su calibración, experimentación y monitorización con sensores.

El sondeo principal, denominado Almera-1, se perforó hasta los 214 metros de profundidad y entubado con PVC ciego desde la superficie hasta una profundidad de 112 metros.

Almera-2, una segunda perforación situada aproximadamente a un metro de distancia de la anterior, alcanzó una profundidad de 46 m y fue entubada con PVC ranurado desde la superficie hasta una profundidad de 44m.

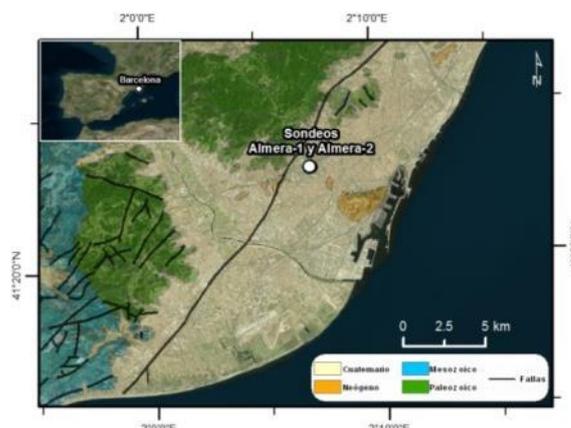


FIGURA 1. Situación de los sondeos Almera-1 y Almera-2 en el entorno urbano de la ciudad de Barcelona. (base geológica: ICC, 2002).

En la Figura 2A se muestra un esquema de ambos sondeos y en la Figura 2B se exponen las fotografías de los testigos de sondeo recuperados en los tramos objeto del presente estudio. Además del análisis de los testigos, también se han realizado testificaciones geofísicas con diferentes sondas con el fin de estudiar y caracterizar los materiales atravesados por los sondeos.

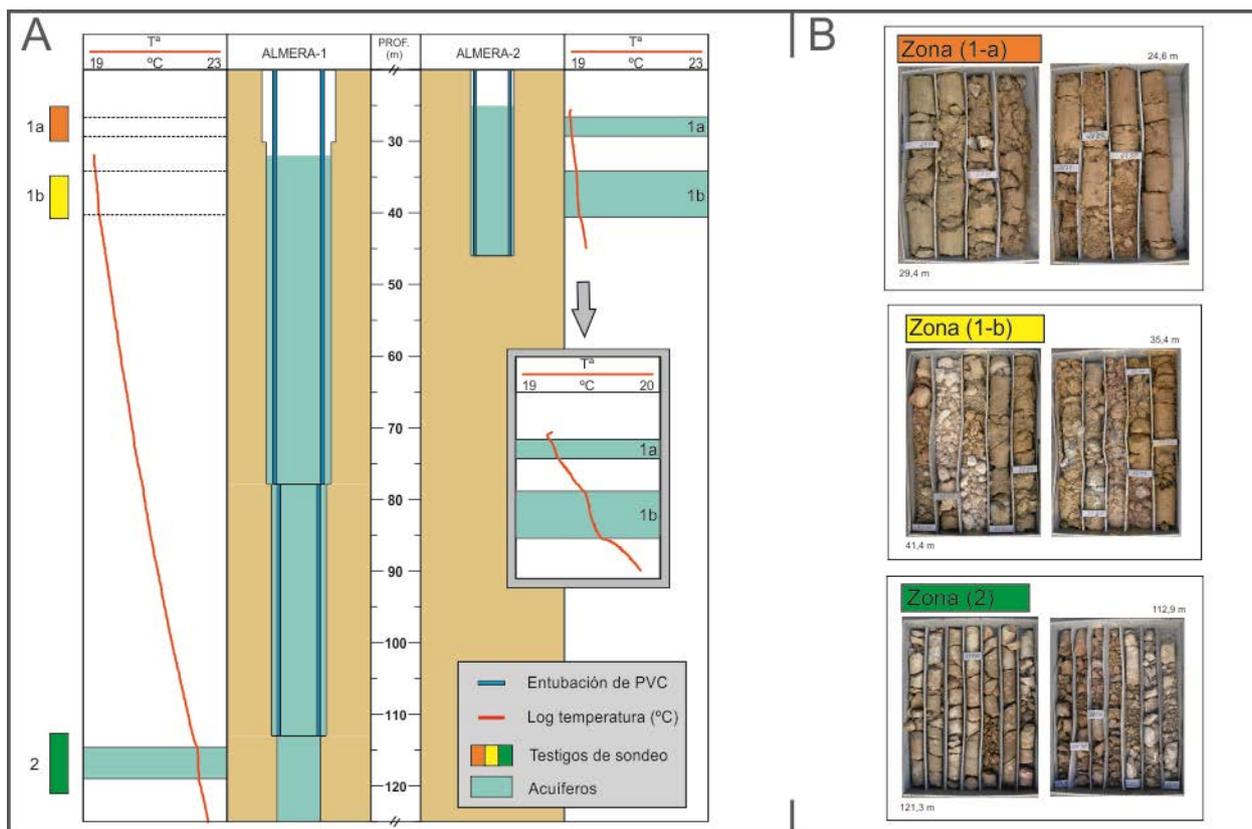


FIGURA 2. A) Esquema de los sondeos Almera-1 y Almera-2 que muestran las 3 zonas de flujo de agua subterránea preferentes identificadas en los logs de temperatura obtenidos mediante la utilización de la sonda geofísica hidroquímica. B) Muestras de testigo continuo recuperadas durante la perforación del sondeo Almera-1.

## METODOLOGÍA

Se realizaron testificaciones completas en los sondeos Almera-1 y Almera-2 con el equipo de testificación del ICTJA-CSIC que incluyeron imágenes orientadas (con *televiwers* óptico y ultrasónico), espectrometría de la radioactividad gamma, perfilaje acústico de onda completa, resistividad dual, entre otros.

De especial interés para el estudio que aquí se presenta han resultado las testificaciones realizadas con la sonda hidroquímica, equipada con sensores Idronaut (*Idronaut Ocean Seven 303*). El perfilaje con esta sonda proporciona un perfil continuo de diferentes propiedades del fluido en el sondeo. Se obtuvieron medidas multiparamétricas cada 5 cm de los siguientes parámetros: presión, temperatura, conductividad, pH, redox, oxígeno disuelto y salinidad/conductividad.

Se realizaron registros de periodicidad mensual en ambos sondeos a lo largo de 18 meses con el fin de monitorizar las posibles variaciones en los parámetros hidroquímicos anteriormente citados, además de medir las variaciones del nivel piezométrico.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La monitorización de los niveles piezométricos permitió determinar que en los sondeos Almera-1 y Almera-2 (adyacentes) existen diferencias de 8 metros

entre el nivel más profundo, medido en el sondeo Almera-1, y el menos profundo, medido en el sondeo Almera-2. Se comprobó que el nivel en el sondeo Almera-1 presentaba fluctuaciones de escala métrica, mientras que el nivel se mantenía prácticamente constante en el sondeo Almera-2.

Se recogieron muestras de agua de ambos sondeos, mediante la utilización de la sonda denominada *Fluidsampler*, para realizar un análisis químico de estas en el laboratorio. Los valores de conductividad eléctrica de las muestras de agua recogidas fueron de 1536  $\mu\text{S}/\text{cm}$  para el sondeo Almera-1 y de 1896  $\mu\text{S}/\text{cm}$  para el sondeo Almera-2.

Tanto las diferencias de nivel piezométrico como los valores del análisis de conductividad eléctrica del agua de ambos sondeos, confirmaron que se trataba de aguas provenientes de diferentes acuíferos.

Los perfiles continuos de temperatura obtenidos mediante la sonda hidroquímica (Fig. 2A) muestran variaciones respecto al gradiente geotérmico normal en tres zonas principales y han sido interpretadas en relación a la circulación de agua en el subsuelo (Fig. 2A).

Se identificaron 3 niveles a los que se asocia una mayor circulación de agua: dos niveles en el sondeo Almera-2 (Zonas 1-a y 1-b) y otro más profundo en el sondeo Almera-1 (Zona 2). Las profundidades y potencias de estos niveles se muestran en la TABLA I.

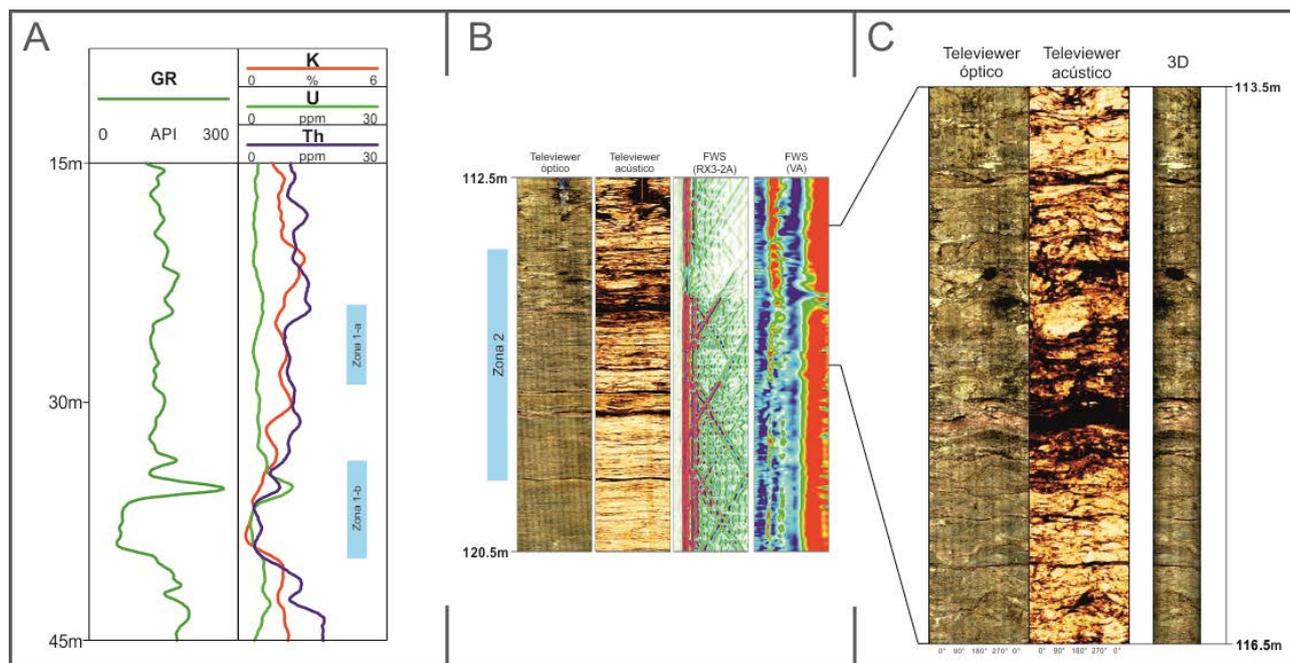


FIGURA 3. A) Registro obtenido mediante la sonda gamma natural (GR) y espectral (K, U y Th) en el tramo que engloba los dos niveles de flujo preferente más superficiales. B) Registros obtenidos con las sondas de imagen orientada (televiwer óptico y acústico) y la sonda acústica de onda completa (FWS) en el tramo que engloba el nivel acuifero más profundo (Zona 2). C) Detalle del registro con las sondas de imagen (televiwer óptico y acústico) y representación 3D.

Zonas de flujo prefente	Profundidad (m)	Potencia (m)
1-a	23,9 – 29,0	5,1
1-b	33,2 – 39,7	6,5
2	114,3 – 118,7	4,4

TABLA I. Nomenclatura, profundidades y potencia de las 3 zonas de flujo preferente identificadas.

Con el objetivo de caracterizar e interpretar esta respuesta en los niveles, se analizaron el resto de datos de testificación geofísica y los testigos de los sondeos. A continuación se presentan los resultados obtenidos y las características de cada uno de ellos:

### ZONAS 1-a y 1-b

Son acuíferos situados en sedimentos de llanura de piedemonte cuaternarios, y son característicos de esta zona del llano de Barcelona (Ventayol et al., 2002), compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas (Fig. 2B).

Se trata de acuíferos detríticos que se sitúan en niveles arenosos intercalados con otros paquetes arcillosos. Los valores registrados con la sonda de espectrometría gamma muestran un menor contenido de arcilla en estos niveles más arenosos respecto a los niveles supra y subyacentes. Los valores de radioactividad gamma natural (GR) y gamma espectral (K) reflejan esta diferencia entre los niveles arenosos y niveles arcillosos, siendo esta diferencia más acusada en la zona 1-b (Fig. 3A).

Las medidas de nivel piezométrico periódicas tomadas en el sondeo Almera-2 (piezómetro) serían reflejo de los cambios en el nivel freático del acuífero superior, que apenas registra fluctuaciones de nivel.

### ZONA 2

Se trata de un acuífero situado en calizas y dolomías devónicas que muestran características similares a las que afloran en los relieves próximos, en Santa Creu d'Olorde (García-López et al., 1990). La profundidad donde se encuentra situada la zona permeable, las rocas están fuertemente fracturadas según se observa en las imágenes orientadas del televiwer acústico (Fig. 3B y 3C), y presenta además procesos kársticos asociados (Ventayol et al., 2002), que se han podido identificar también en los testigos del sondeo Almera-1. No obstante, la muestra recuperada en los testigos de este tramo se ve muy disgregada, probablemente debido a la intensa fracturación en este tramo (Fig. 2B). Tanto las imágenes como las testificaciones realizadas han permitido caracterizar in situ y de forma precisa las texturas y estructuras de este nivel.

En la figura 3B se muestran los registros de imagen orientada obtenidos con televiwer óptico y acústico, identificándose con claridad la estratificación y el gran número de fracturas. También el registro extendido de uno de los receptores (RX3-2A) de la sonda sónica de onda completa (FWS) muestra indicios de permeabilidad en algunas de las fracturas.

En la figura 3C se observan imágenes orientadas de un tramo del acuífero con un mayor nivel de detalle, así como la representación 3D de las mismas. Se puede observar una cavidad relacionada con la fracturación y karstificación en este tramo. Se identifica como la principal zona permeable y es por ello por lo que se da la circulación de fluidos detectada.

El acuífero profundo perforado en el sondeo Almera-1 sería por tanto un acuífero ligado a fracturación y karstificación de las rocas carbonáticas del Devónico. Una vez se alcanzaron los 114m durante perforación de dicho sondeo el agua del acuífero ascendió por dentro de la entubación hasta los 32m de profundidad para equilibrar la diferencia de presión. Esta posición del agua a 32 m corresponde al nivel piezométrico de este acuífero confinado.

Las medidas del nivel piezométrico en el sondeo Almera-1 nos muestran variaciones periódicas de orden métrico, lo que sugiere que se trata de un acuífero afectado por pozos de explotación cercanos.

Con el objetivo de analizar la posible correlación de los niveles piezométricos con la recarga por precipitaciones, se han comparado los niveles registrados en ambos sondeos con los datos de pluviometría correspondientes al periodo de estudio y registrados en las siete estaciones meteorológicas (AEMET) más cercanas a los sondeos, situadas en un radio de 7km (Fig. 4). También se ha complementado con medidas de niveles adicionales durante operaciones de testificación en los sondeos en fechas intermedias.

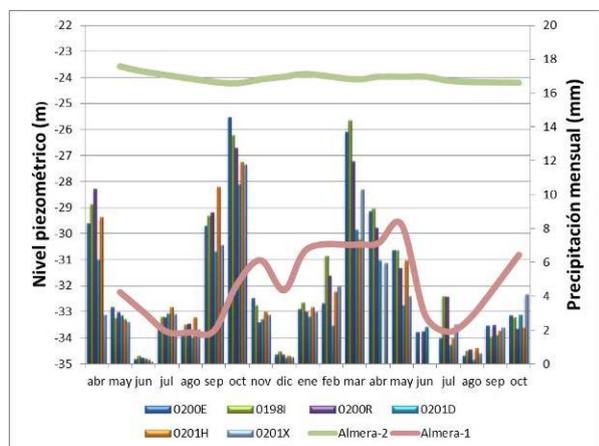


FIGURA 4. Comparativa entre los niveles medidos en ambos sondeos y las precipitaciones. En rojo el nivel medido en el sondeo Almera-1 y en verde el nivel medido en el sondeo Almera-2.

En la figura 4 se observa como el nivel freático del sondeo Almera-2 (verde) se mantiene prácticamente inalterado respecto a las precipitaciones. Por el contrario, analizando el nivel piezométrico en el sondeo Almera-1 (rojo) se observa como sufre variaciones de nivel que pueden llegar incluso a los 4 metros. Se intuye una variación estacional en los registros, donde en el periodo de verano y ligada a una menor recarga, se produce un descenso de nivel respecto al resto del año. Sin embargo para establecer de una forma consistente esta correlación deben tenerse

en cuenta otros factores como son los bombeos en los pozos de explotación de la zona (Vázquez-Suñé et al., 2001).

## CONCLUSIONES

La testificación realizada mediante sondas geofísicas y las imágenes orientadas 3D se han aplicado a la caracterización de acuíferos en el subsuelo. En entornos urbanos las imágenes orientadas y medidas de testificación permiten caracterizar: estratificación, texturas, estructuras y propiedades petrofísicas de las zonas con flujo de agua subterránea preferentes.

La monitorización del nivel piezométrico combinada con el análisis estructural y petrofísico realizado sobre los datos de testificación geofísica e imágenes 3D permiten caracterizar las zonas con mayor preferencia al flujo. El conocimiento de estas zonas permite entender mejor el funcionamiento y características de la dinámica los de acuíferos.

La comparativa con datos pluviométricos permite relacionar la recarga y la disminución de los bombeos en invierno como condicionantes principales a las variaciones observadas en los niveles piezométricos medidos. Es necesario un análisis detallado de las oscilaciones de los niveles y del entorno de los acuíferos para conocer con precisión sus causas.

## AGRADECIMIENTOS

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) por la cesión gratuita de datos pluviométricos de las siete estaciones analizadas. A Rotman Criollo y Enric Vázquez (IDAEA-CSIC) por su colaboración en la revisión del artículo. Proyecto: PNIDI-CGL2010-21568

## REFERENCIAS

- García-López, S., Julivert, M., Soldevila, J., Truyols-Massoni, M., Zamarreño, I. (1990): Biostratigrafía y facies de la sucesión carbonatada del Silúrico superior y Devónico inferior de Santa Creu de Olorda (Cadenas Costeras Catalanas, NE de España). *Acta Geológica Hispánica*, 25(1-2), 141-168.
- ICC (2002). Mapa Geològic de Catalunya.1:250.000. Institut Cartogràfic de Catalunya
- Ventayol, A., Palau, J. y Roca, A. (2002): El Contexto Geotécnico de la Ciudad de Barcelona, *Projectos. E.T.S.I. Minas Madrid*. U.P.M. Barcelona.
- Vázquez-Suñé, E., Custodio, E., Soler, A. y Carrera, J. (2001): Aplicación de la geoquímica isotópica del azufre para la determinación del origen de la recarga en los acuíferos del Llano de Barcelona. *Las Caras del Agua Subterránea. IGME. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas*: 429-436

## **Evolution of the Gulf of Cadiz Margin and southwest Portugal contourite depositional system based on IODP Expedition 339 results: tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications**

***Evolución del Sistema Depositional Contornítico del Golfo de Cádiz y Suroeste de Portugal: implicaciones tectónicas, sedimentarias y paleoceanográficas a partir de la Expedición 339 del IODP.***

**F.J. Hernández-Molina<sup>1</sup>, F.J. Sierro<sup>2</sup>, E. Llave<sup>3</sup>, C. Roque<sup>4</sup>, D.A.V. Stow<sup>5</sup>, T. Williams<sup>6</sup>, J. Lofi<sup>7</sup>, M. Van der Schee<sup>2</sup>, A. Arnaiz<sup>8</sup>, S. Ledesma<sup>9</sup>, C. Rosales<sup>9</sup>, F.J. Rodríguez-Tovar<sup>10</sup>, E. Pardo-Igúzquiza<sup>3</sup> and R.E. Brackenridge<sup>11</sup>**

1 Dept. Earth Sciences, Royal Holloway Univ. London, Egham, Surrey TW20 0EX, UK, [javier.hernandez-molina@rhul.ac.uk](mailto:javier.hernandez-molina@rhul.ac.uk)

2 Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca, Calle de los Caídos, 37008, Salamanca, Spain, [sierro@usal.es](mailto:sierro@usal.es), [marliesvanderschee@gmail.com](mailto:marliesvanderschee@gmail.com)

3 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain, [e.llave@igme.es](mailto:e.llave@igme.es), [e.pardo@igme.es](mailto:e.pardo@igme.es)

4 Instituto Dom Luiz-IDL, Lisboa, Portugal, [cristina.roque@ipma.pt](mailto:cristina.roque@ipma.pt)

5 IPE, Heriot-Watt Univ., Edinburgh EH14 4AS, Scotland, UK, [Dorrik.Stow@pet.hw.ac.uk](mailto:Dorrik.Stow@pet.hw.ac.uk)

6 Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY 10964, USA, [trevor@ldeo.columbia.edu](mailto:trevor@ldeo.columbia.edu)

7 Géosciences Montpellier - UMR 5243 - CC 060 - Bat. 22 Univ. de Montpellier 2 Place E. Bataillon 34095 Montpellier Cedex 05, France, [Johanna.Lofi@gm.univ-montp2.fr](mailto:Johanna.Lofi@gm.univ-montp2.fr)

8 REPSOL, Méndez Álvaro 44, Edif. Azul 2ª planta. 28045 Madrid, Spain, [arnaizg@repsol.com](mailto:arnaizg@repsol.com), [carlos.rosales@repsol.com](mailto:carlos.rosales@repsol.com)

9 Gas Natural Fenosa, Avenida San Luis 77, 28033 Madrid, Spain, [sledesma@gasnaturalfenosa.com](mailto:sledesma@gasnaturalfenosa.com)

10 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Univ. Granada, 18002 Granada, Spain, [fjrtovar@ugr.es](mailto:fjrtovar@ugr.es)

11 Shell International Exploration & Production B.V., Carel van Bylandtlaan 05.0B.03, 2596 HR, The Hague, Netherlands, [Rachel.Brackenridge@shell.com](mailto:Rachel.Brackenridge@shell.com)

**Abstract:** The contourite depositional systems (CDS) along the southwestern Iberian Margin (SIM), within the Gulf of Cadiz and offshore areas of western Portugal bear the unmistakable signal of Mediterranean Outflow Water (MOW) exiting the Strait of Gibraltar. The Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 339 drilled in 2012 five sites in the Gulf of Cadiz and two sites on the western Iberian margin. The integration of IODP Exp. 339 data along with other geophysical and wells databases and onshore outcrops analysis leads us to propose a new stratigraphic framework for the latest Miocene, Pliocene and Quaternary and refine our understanding of the SIM's sedimentary evolution. We identify significant changes in sedimentation style and dominant sedimentary processes, coupled with widespread depositional hiatuses along the SIM. Sedimentation is controlled by a combination of tectonics, sediment supply, sea-level, climate and bottom-currents. This research identifies time scales of tectonic controls on deep-marine sedimentation, specifically over periods of 2.5 - >0.4 Ma, and shorter-term climatic (orbital) mechanisms control at time scales of  $\leq 0.4$  Ma.

**Key words:** Neogene basins, IODP Expedition 339, contourites, Mediterranean Outflow Water

**Resumen:** El Sistema Depositional Contornítico (SDC) a lo largo del margen continental del suroeste de Iberia, en el Golfo de Cádiz y oeste de Portugal contiene un magnífico registro de la influencia de la Corriente Mediterránea de Salida (Mediterranean Outflow Water, MOW) a través del Estrecho de Gibraltar en la evolución del margen. La expedición 339 del Programa Integrado de Perforación Oceánica (Integrated Ocean Drilling Program, IODP) perforó en 2012 5 sondeos en el Golfo de Cádiz y 2 en el Oeste de Portugal. La integración de estos sondeos, con otros sondeos y datos geofísicos, así como con resultados de afloramientos de campo, ha permitido proponer un nuevo modelo estratigráfico para el Mioceno terminal, Plioceno y Cuaternario y refinar nuestro conocimiento de la evolución sedimentaria del margen. Se han determinado importantes cambios en el estilo de sedimentación y en los procesos sedimentarios dominantes, confirmandose que tanto la tectónica, aporte sedimentario, nivel del mar, clima y corrientes de fondo, son factores de control. No obstante, se constata que la tectónica es el factor dominante en periodos geológicos de 2.5 - >0.4 Ma, y sin embargo, los cambios climáticos representan el principal mecanismo de control a escalas temporales  $\leq 0.4$  Ma.

**Palabras clave:** Cuencas Neógenas, Expedición 339 del IODP, Contornitas, Corriente Mediterránea de Salida.

## INTRODUCTION

Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 339 (Fig. 1) was focused on paleoceanographic objectives mainly on the broader significance of Mediterranean Outflow Water (MOW) on North Atlantic Ocean circulation and climate (Stow et al., 2013). This expedition offered a unique opportunity to understand the global link between paleoceanographic, climatic, and sea level changes from Latest Miocene to Recent and to address the importance of ocean gateways in regional and global ocean circulation and climate (Hernández-Molina et al., 2014, 2015). Most of the sites drilled during IODP Expedition 339 were chosen specifically to study the contourite depositional system (CDS) produced by MOW along the southwestern Iberian Margin (SIM), within the Gulf of Cadiz and offshore areas of western Portugal (Fig. 1).

Over the last four decades, numerous studies have been conducted on the late Miocene, Pliocene and Quaternary sedimentary stacking pattern of Neogene basins along the SIM for both academic and resources exploration purposes. However, the understanding of the region rests primarily on basic seismic stratigraphy calibrated with limited data from only a few exploration wells. The main objectives of this contribution are: a) to establish a more robust stratigraphic model for the SIM based on the integration of IODP Exp. 339 data with onshore geology and petroleum industry borehole, cores, 2D and 3D seismic data. The correlation between the IODP Exp. 339 sites and the seismic profiles is here presented by first time; b) to interpret major changes in depositional style, sedimentation rates and margin evolution from the Pliocene through the Quaternary; and c) evaluate the broader tectonic, paleoceanographic and climatic implications of these events.

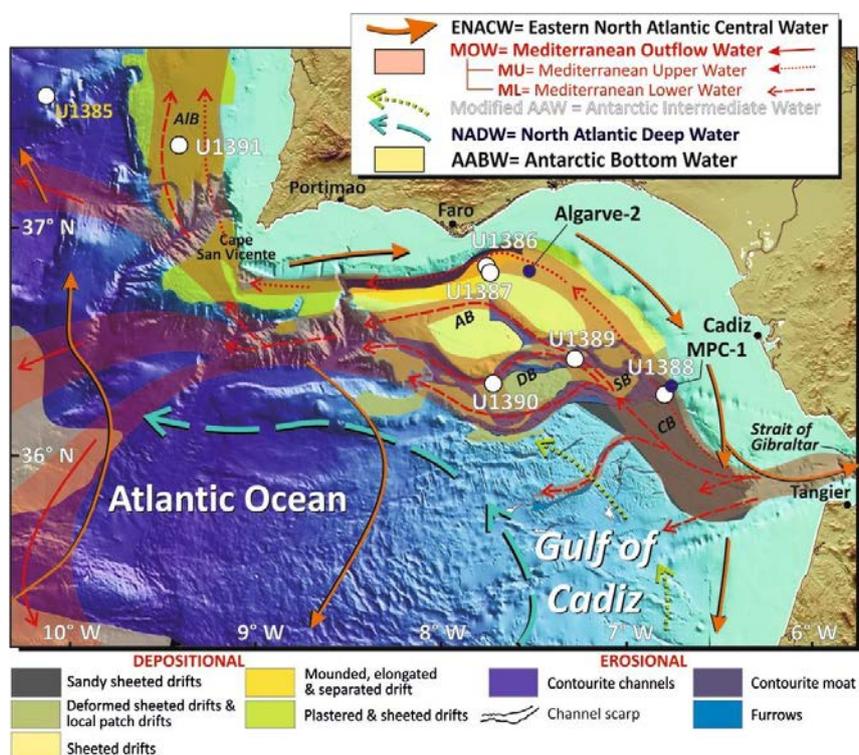


FIGURE 1. Gulf of Cadiz showing the pathway of Mediterranean Outflow Water (MOW) after it exits Gibraltar Gateway, as well as the regional depositional and erosional features it generates along the mid-slope. IODP Exp. 339 sites shown as solid white circles and the two wells drilled by petroleum exploration companies are shown as blue circles. Bottom water masses and ocean currents are also shown.

## RESULTS

We identify significant changes in sedimentation style and dominant sedimentary processes, coupled with widespread depositional hiatuses along the SIM through the late Miocene, Pliocene and Quaternary and within the Cadiz, Sanlucar, Doñana, Algarve and Alentejo basins (Figs. 2 and 3).

Regionally extensive erosional discontinuities are identified along the SIM, where discontinuities evident in seismic profiles as high amplitude reflections

represent key, basin-scale stratigraphic horizons and important transitions in sedimentary stacking patterns. The M, LPD and EQD in particular mark angular erosional unconformities along basin margins and areas surrounding highs and diapirs (Fig. 2). Discontinuities grade laterally into conformable contacts towards the basin central areas. This demonstrates that the thickness eroded increases towards highs implicating uplift as a mechanism for erosion. In cases of more pronounced hiatuses, uplift appears to occur coeval to enhanced bottom current velocity. The two most significant discontinuities in the sedimentary record

after the Miocene-Pliocene boundary (M), are associated with LPD (3-3.2 Ma) and EQD (2-2.4 Ma) (Fig. 3). Two other younger and minor discontinuities within the Quaternary record represent key stratigraphic horizons recording erosion and possible renewed tectonic activity at around 0.7-0.9 Ma for MPD (MIS 19-17) and between 0.3-0.6 Ma (MIS 11 and 13) for the LQD.

The Pliocene to Quaternary sedimentary record in the Neogene basins shows a clear hierarchy of sedimentary units. Major sequences PI-PII and QI-QIII units consist of P1-P6 and Q1-Q6 subunits, respectively. These subunits represent sedimentary

cycles at different scales that are bounded by major and minor discontinuities. Seismic profiles show that the sedimentary thicknesses of Pliocene units and subunits are less than those of Quaternary units and subunits (Fig. 3). Shifts in sedimentary thickness coincide with major increases in sedimentation rates occurring above the Early Quaternary Discontinuity (EQD) at 2-2.4 Ma. A more pronounced change in sedimentary thickness occurred both above and below the Mid Pleistocene Discontinuity (MPD). The estimated stratigraphic ages of around 0.8-0.9 Ma and 0.4-0.5 Ma for the subunits well agree with cycles identified in the spectral analysis of logging data.

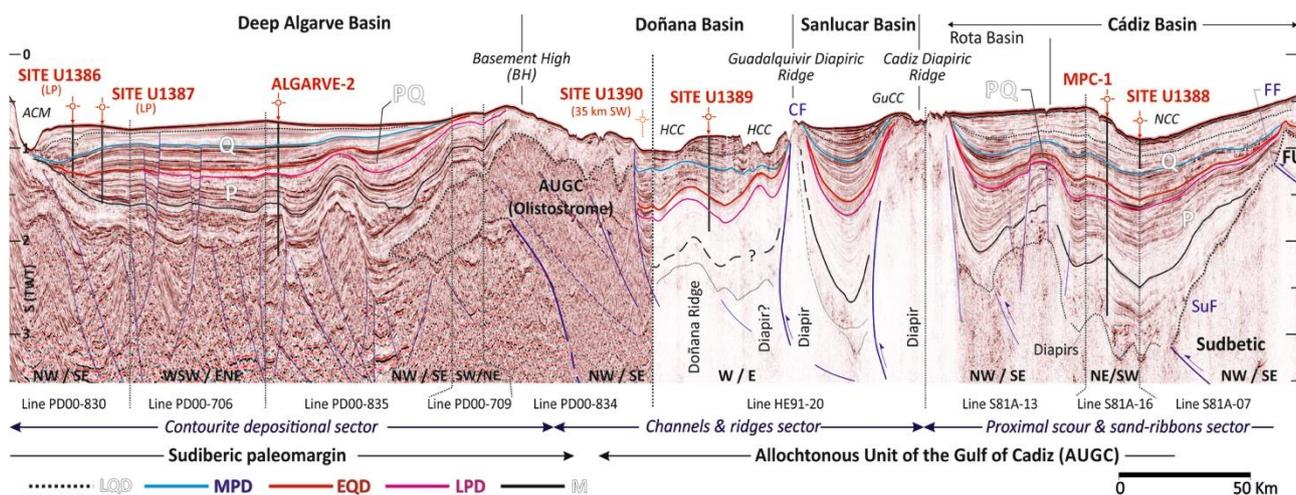


FIGURE 2. Ejemplo de figura a doble columna (Si el pie de figura es más corto que el ancho de la figura se justificará al centro). Composite seismic profile (~500 km long) along the middle slope of the Gulf of Cadiz, from the proximal area near the Strait of Gibraltar (right) to the distal area along the Southern Algarve basin (left). Neogene sedimentary basins and the main morphosedimentary sectors of the contourite depositional system are shown within the regional tectonic framework. The major discontinuities occur at the Miocene-Pliocene boundary (M), late Pliocene (LPD), early Quaternary (EQD), mid Pleistocene (MPD) and late Quaternary (LQD).

## DISCUSSION AND CONCLUSION

Integration of new core, borehole and outcrop data with previously collected seismic and drilling data revealed that significant changes in sedimentary style and processes often co-occurred with widespread depositional hiatuses. The association of hiatuses, discontinuities, correlative conformities and changes in sedimentation rate represents a major finding of IODP Exp. 339 (Stow et al., 2013; Hernández-Molina et al., 2014, 2015; Lofi et al., 2015).

Tectonic influence on margin development, downslope sediment transport and sediment evolution began around the time of the narrowing of the Atlantic-Mediterranean gateways at 7 Ma and opening of the Strait of Gibraltar (5.33 Ma). The periodicity of these different events suggests a ~0.8-0.9 Ma duration for tectonic pulsing. A pronounced overprint of ~2-2.5 Ma cycles related to the westward roll back of subducted lithosphere as the Africa-Eurasia collision transitioned from a predominantly NW-SE to WNW-ESE direction (Hernández-Molina et al., 2014). Following the temporal decrease of tectonic activity near the

Miocene-Pliocene boundary, major compressional events affecting Neogene basins between 3.2-3 Ma and 2-2.3 Ma differentiate three stages of CDS evolution. These include 1) an *initial-drift stage* (Pliocene, from 5.3-3.2 Ma) with a weak MOW and the formation of a mixed across- and along slope deposits, 2) a *transitional-drift stage* (late Pliocene and early Quaternary, 3.2-2 Ma) and 3) a *growth-drift stage* (Quaternary, from 2 Ma to present) where the prevalence of contourites demonstrates increased bottom-current velocity due to a fully established MOW. Two younger and more minor Pleistocene discontinuities at 0.7-0.9 Ma and about 0.3-0.6 Ma in the Doñana basin record the effects of renewed tectonic activity.

A pronounced sedimentary cyclicity with a periodicity of about 0.8-0.9 Ma in sedimentary units, and 0.4-0.5 Ma sub-units appears throughout the sedimentary record, but is most clearly observed in the Quaternary section (Lofi et al., 2015). Tectonics, sea-level, climate and bottom-currents all exert primary external influence on deep marine sedimentation. The specific cause-and-effect relationships between them

and their relative importance on temporal scales remain contentious. We propose that tectonic effects represent a long-term factor in controlling deep-marine sedimentation, especially at scales of 2.5->0.4 Ma,

whereas climatic (orbital) variation constitutes a short-term factor clearly dominant at scales of  $\leq 0.4$  Ma (Hernández-Molina et al., 2015).

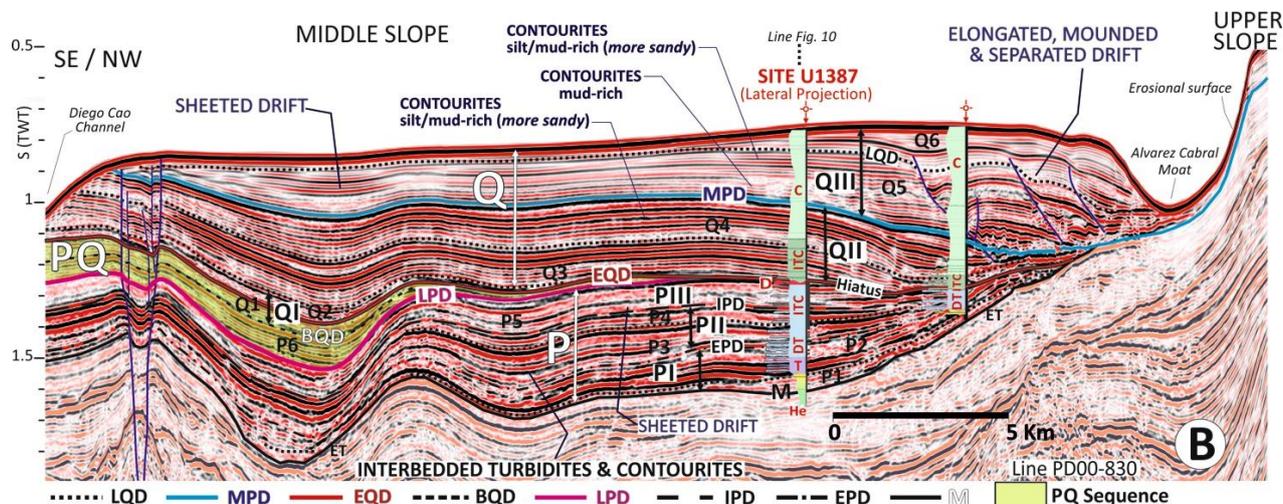


FIGURE 3. Seismic profile (line PD00-830) of the Algarve basin showing the sedimentary stacking pattern for Pliocene sheeted drift to Quaternary separated drifts, based on correlations between sites U1386 and U1387. Major sequences (P, PQ and Q), units (PI-PIII and QI-QIII) and subunits (P1-P6 and Q1-Q6), as well as the main discontinuities and hiatuses are shown (data courtesy of TGS-NOPEC Geophysical Company ASA). ET= Erosional truncation. Abbreviations for discontinuities (from bottom to top): M= Miocene-Pliocene boundary; EPD= early Pliocene discontinuity; IPD= intra Pliocene discontinuity; LPD= late Pliocene discontinuity; BQD= base of the Quaternary discontinuity; EQD= early Quaternary discontinuity, MPD= mid Pleistocene discontinuity; and LQD= late Quaternary discontinuity.

This work generally outlines the case for revisiting the role of bottom water circulation and associated processes in shaping the seafloor, controlling sedimentary stacking patterns on continental margins and influencing global climate. CDS preserve specific information on bottom-current circulation not available from other types of proxies. This information can be related to tectonic changes, climate and other sedimentary processes. High resolution, basin-level analysis of CDS requires integration of borehole, core and outcrop records with seismic data. Further research can help to establish a more refined interpretation of CDS, including their interaction with gravitational processes and their role in deep water systems. Refined interpretation workflows are necessary due to the common occurrence of sandy contourites in deep water settings with the potential of hydrocarbon resources and, most importantly, their role in recording Earth's paleoceanographic history.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This research used samples and data collected through the IODP. The research was partially supported through the CTM 2008-06399-C04/MAR, CTM 2012-39599-C03, CGL2011-26493, CTM2012-38248, INQUA 1204 and FWF P25831-N29 Projects.

#### REFERENCIAS

Hernández-Molina, F.J., Sierro, F.J., Llave, E., Roque, C., Stow, D.A.V., Williams, T., Lofi, J., Van der Schee, M., Arnáiz, A., Ledesma, S., Rosales, C., Rodríguez-Tovar, F.J., Pardo-Igúzquiza, E.,

Brackenridge, R.E., 2016. Evolution of the gulf of Cadiz margin and southwest Portugal contourite depositional system: Tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications from IODP expedition 339. *Marine Geology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.013>

Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Alvarez-Zarikian, C.A., Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R., Flores, J.A., Furota, S., Grunert, P., Hodell, D., Jimenez-Espejo, F., Kim, J.K., Krissek, L., Kuroda, J., Li, B., Llave, E., Lofi, J., Lourens, L., Miller, M., Nanayama, F., Nishida, N., Richter, C., Roque, C., Pereira, H., Sanchez Goñi, M.F., Sierro, F.J., Singh, A.D., Sloss, C., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Williams, T., Xuan, C., 2014b. Onset of Mediterranean Outflow into the North Atlantic. *Science*, 344: 1244-1250.

Lofi, J., Voelker, A.H.L., Ducassou, E., Hernández-Molina, F.J., Sierro, F.J., Bahr, A., Galvani, A., Lourens, L.J., Pardo-Igúzquiza, E., Pezard, P., Rodríguez-Tovar, F.J., Williams, T., 2016. Quaternary chronostratigraphic framework and sedimentary processes for the Gulf of Cadiz and Portuguese Contourite Depositional Systems derived from Natural Gamma Ray records. *Marine Geology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.005>.

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Alvarez-Zarikian, C.A., and the Expedition 339 Scientists, 2013. *Proceedings IODP, 339. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Tokyo*. doi:10.2204/iodp.proc.339.201

# Onset and development of the Drake Passage and Scotia Sea gateways and its influence on global ocean circulation and climate (IODP proposal)

## *Inicio y desarrollo del Paso de Drake y de los portales oceánicos del Mar de Scotia y su influencia en el clima y la circulación oceánica global (Propuesta IODP)*

F. J. Hernández-Molina<sup>1</sup>, R.D. Larter<sup>2</sup>, E. Thomas<sup>3</sup>, L. F. Pérez<sup>4</sup>, G. Eagles<sup>5</sup>; F. Bohoyo<sup>6</sup>, E. Lodolo<sup>7</sup>, X. Chuang Xuan<sup>8</sup>, I.W.D. Dalziel<sup>9</sup>, D.A.V. Stow<sup>10</sup>, C. Escutia<sup>11</sup>, J. Biddle<sup>12</sup>, W. Sijp<sup>13</sup>, D. Harwood<sup>14</sup> and D. A. Tassone<sup>15</sup>

1 Dept. Earth Sciences, Royal Holloway Univ. London, Egham, Surrey TW20 0EX, UK, [javier.hernandez-molina@rhul.ac.uk](mailto:javier.hernandez-molina@rhul.ac.uk)

2 BAS, High Cross, Madingley Road, Cambridge CB3 0ET, UK, [rsla@bas.ac.uk](mailto:rsla@bas.ac.uk)

3 Dept. Geology and Geophysics, Yale Univ., 210 Whitney Avenue, New Haven CT 06511, USA, [ellen.thomas@yale.edu](mailto:ellen.thomas@yale.edu)

4 Geophysical Dept. Geological Survey of Denmark and Greenland, Øster Volgade 10, DK-1350 Copenhagen, Denmark, [lf@geus.dk](mailto:lf@geus.dk)

5 AWI, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Am Alten Hafen 26, Bremerhaven D-27568, Germany, [geagles@awi.de](mailto:geagles@awi.de)

6 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23 28003, Madrid (Spain), [fbohoyo@igme.es](mailto:fbohoyo@igme.es)

7 OGS, Trieste, Italy, [elodolo@ogs.trieste.it](mailto:elodolo@ogs.trieste.it)

8 Ocean and Earth Science, Univ. Southampton. European Way Southampton, SO14 3ZH, UK, [C.Xuan@soton.ac.uk](mailto:C.Xuan@soton.ac.uk)

9 Univ. Texas at Austin, 10100 Burnet Road, Austin, Texas 78758, USA, [ian@utig.utexas.edu](mailto:ian@utig.utexas.edu)

10 IPE, Heriot-Watt Univ., Edinburgh EH14 4AS, Scotland, UK, [Dorrik.Stow@pet.hw.ac.uk](mailto:Dorrik.Stow@pet.hw.ac.uk)

11 IACT. CSIC-U. Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18002 Granada (Spain), [cescutia@ugr.es](mailto:cescutia@ugr.es)

12 College of Earth, Ocean and the Environment, University of Delaware, 700 Pilottown Rd., Lewes, DE 19958, [jfbiddle@udel.edu](mailto:jfbiddle@udel.edu)

13 Univ. New South Wales, Sydney NSW 2052, Australia, [w.sijp@unsw.edu.au](mailto:w.sijp@unsw.edu.au)

14 Univ. Nebraska-Lincoln. Lincoln, NE 68588, USA, [dharwood1@unl.edu](mailto:dharwood1@unl.edu)

15 Univ. Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, [atassone@gl.fcen.uba.ar](mailto:atassone@gl.fcen.uba.ar)

**Abstract:** The DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS is a new multidisciplinary International Ocean Discovery Program (IODP) drilling proposal aimed at determining the time of opening and pattern of development of gateways in the Drake Passage and the adjacent Scotia Sea, and their influence on global ocean circulation, biotic evolution and climate. The Drake Passage with the adjacent Scotia Sea represent one of Earth's most important oceanic gateways, between the southern tip of South America and the Antarctic Peninsula, a crucial area for water mass exchange between the Pacific Ocean, the Atlantic Ocean and the Weddell Sea, the importance of which is evidenced by in many multinational studies. Nevertheless, the region has not been yet drilled for scientific purposes. The objective of this work is to present the main scientific goals of this drilling proposal and its link with the IODP Science Plan for 2013-2023.

**Key words:** Gateways, plate tectonics, global implications, paleoceanography, environmental changes

**Resumen:** La propuesta *DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS*, es una nueva propuesta multidisciplinaria de perforación oceánica presentada al *International Ocean Discovery Program* (IODP) que pretende determinar la apertura y modelo de desarrollo de los portales oceánicos del Paso de Drake y de otros adyacentes en el Mar de Scotia, así como su influencia en la circulación oceánica global, evolución de la biota y el clima. El Paso del Drake y el Mar de Scotia representan uno de los portales oceánicos más importantes de la Tierra, ubicado entre Sudamérica y la Península Antártica, un área de vital importancia para el intercambio de masas de agua entre el Océano Pacífico, Océano Atlántico, y el Mar de Weddell, como queda reflejado en numerosos estudios multinacionales. Sin embargo la región no ha sido perforada con objetivos científicos. El objetivo de este trabajo es presentar los principales objetivos científicos de esta propuesta de perforación oceánica y su relación con el plan estratégico del IODP para 2013-2023.

**Palabras clave:** *Portales oceánicos, Tectónica de placas, implicaciones globales, paleoceanografía, cambios ambientales*

## INTRODUCTION

Ocean circulation is a major component of the Earth System. Major oceanic basins are connected by oceanic gateways. The opening, deepening and evolution of oceanic gateways that have been critical to the sedimentary evolution of basins, may have influenced global ocean circulation and climate, and have affected the exchange of water masses and associated sedimentary processes, as well as distribution of biota and evolution/extinction processes

(Barker and Thomas 2006). The Drake Passage (DP) and the adjacent Scotia Sea (SS) represent one of Earth's most important oceanic gateways (Fig. 1), between the southern tip of South America and the Antarctic Peninsula, a crucial area for water mass exchange between the Pacific Ocean, the Atlantic Ocean, and the Weddell Sea. The DP - SS gateway controls ocean circulation and possibly climate in the southern hemisphere, with potential global effects. Its opening was a necessary condition for the

establishment of the Antarctic Circumpolar Current (ACC), and (tentatively) the thermal isolation of the Antarctic continent, although the climatic importance of the ACC is vigorously debated. Some deep gateways along the southern Scotia Sea constrain and control circulation of Antarctic Bottom Water (AABW) within the Scotia Sea (Fig. 2), and its subsequent circulation towards the west (South Pacific Ocean) and northeast (South Atlantic Ocean).

The opening and evolution of the DP - SS remain poorly understood, and the region has not yet been drilled for scientific objectives. The tectonic evolution is critical for understanding phenomena including: a) the processes and consequences of Gondwana break-up; current and past Southern Hemisphere plate-motion and mantle flow; ocean-basin tectonics; b) the behavior of the ACC and other water masses (i.e., AABW) directly involved in the Global Meridional Overturning Circulation, and their influence on global climate; and c) the development and stability of Antarctic ice-sheets, and oceanic productivity, biodiversity and biotic migrations in the Southern Hemisphere.

The timing of the ACC onset and development of the DP -SS is highly debated, and has been dated at any time between the middle Eocene and the middle Miocene (e.g.; Barker and Thomas 2006; Dalziel, 2014; Maldonado et al., 2014). There are significant discrepancies in data interpretations, especially

regarding the age of development of small oceanic basins along the south Scotia Sea (Figs. 1, 2), due to the difficulty of identifying and assigning ages to the seafloor magnetic anomalies, as well as a lack of knowledge of the central Scotia Sea. Also, other questions like the relationship between onshore-offshore paleoenvironmental records, and paleoceanographic evolution and development of marine biota, including the rise in importance of the autotroph diatoms at the base of the oceanic food chain. Because of the lack of drilling in the Scotia Sea, researchers have had to assume (Maldonado et al., 2006, 2014; Lindeque et al., 2013), for instance, that sediment deposition occurred immediately after oceanic-crust formation, and has been continuous over time. Fundamental problems with global implications thus remain to be resolved. Some of these have been partially addressed in a previously submitted Integrated Ocean Drilling Program (IODP) proposal, entitled *The Antarctic Circumpolar Current - origin, evolution and influence on climate and biota* (P Barker et al.), submitted on August 17, 2003 (634-Pre), and March 29, 2005 (634-Full). A revised full proposal was submitted in April 2007, but it is not currently active at IODP. The DP and the SS were considered by the UNESCO-SCAR during the International Polar Year (IPY) in the Plates and Gates Project (2007-2008, K. Gohl and A. Haywood).

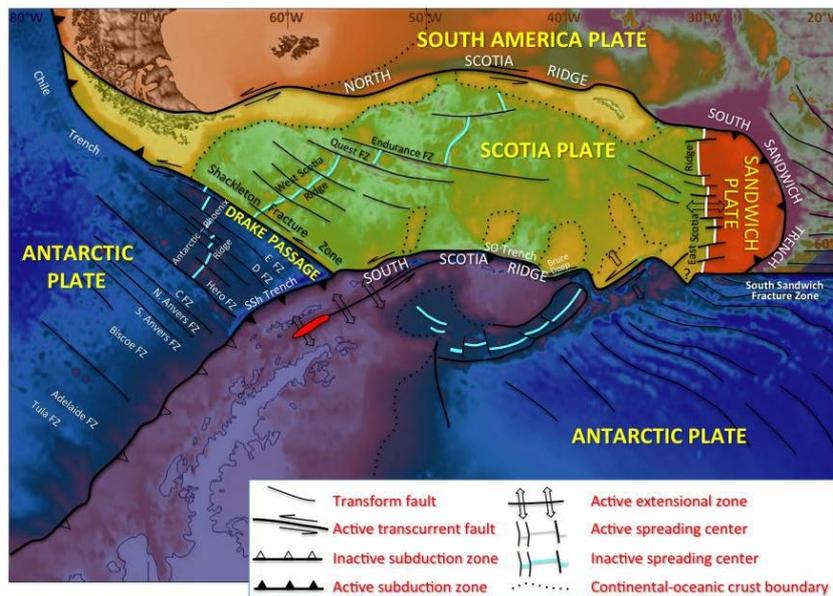


FIGURE 1. General tectonic sketch, showing the Drake Passage (DP) and the Scotia Sea (SS). FZ: fracture zone.

## IODP PROPOSAL: DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAY

The DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS is a new multidisciplinary drilling proposal aiming to determine the time of opening and pattern of development of gateways in the DP - SS, and their influence on global ocean circulation, biotic evolution, and climate. This

proposal was submitted to the IODP (2014), and after its evaluation by the Science Evaluation Panel (SEP), a new multi-phase drilling project (MDP) proposal is in preparation, to be re-submitted by 1<sup>st</sup> October 2016. Uncertainties about the early stages of development of the DP-SS would be resolved through drilling the oceanic basins in the central and southern Scotia Sea. The scientific goals of the DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS pre-proposal are: 1) *Plate tectonic*

processes and their effects on Earth surface processes; 2) Oceanic gateways and their influence on climatic, biotic and oceanographic changes; 3) Paleooceanography and global climatic significance of the onset of water mass formation; 4) Ice sheets, sea-level changes, bottom currents and sediment architecture; and 5) Deep life in a polar environment. These goals address fundamental questions of the IODP Science Plan for 2013-2023 (IODP, 2011), and its outcomes are closely aligned with the goals of the Scientific Committee for Antarctic Research (SCAR) - PAIS (Past Antarctic Ice Sheet Dynamics) Science Program. Potential results will be integrated with those from other regional studies, including ODP Leg 113 (1987), ODP Leg 178 (1998) the currently active IODP proposal 732 on the Antarctic Peninsula Pacific margin, proposed drilling in IODP 902-Full and in the Falkland/Malvinas region (IODP Pre-862).

Drilling in the Scotia Sea offers a unique opportunity to tackle the broad scientific goals described above, as this area represents the final deep-water gateway for the ACC. The project will require six primary drill sites, to be drilled through the sedimentary cover, down into the top of the oceanic crust (Fig. 3). We will test the proposed hypotheses, and develop a spatial view of the stratigraphic and

paleoceanographic evolution of the DP - SS, integrating the results from the proposed drill sites with a network of existing seismic reflection profiles. The seismic network has already been interpreted (Maldonado et al., 2006, 2014; Pérez et al., 2014a, b; 2015), although the inferred ages and conclusions need to be confirmed or refuted through proposed drilling.

Secondary objectives of the proposed drilling include: a) Acquisition of unique information on processes of deep sedimentation and of cyclicity control; b) contribution to the growing global array of sites with high-accumulation rate marine sediments; c) Identify teleconnection and feedback processes between marine and terrestrial systems, which is crucial for understanding climatic variability; d) Assist modeling efforts of physical oceanographers, paleoceanographers and numerical modelers who attempt to constrain possible ACC and AABW circulation paths in different configurations of the DP - SS; and e) verify existing Antarctic paleomagnetic records and those proposed in IODP proposal 732, and construct high resolution reference paleomagnetic directional and intensity changes at southern high latitudes, that are key to understanding the dynamics, causes, and consequences of geomagnetic field variation.

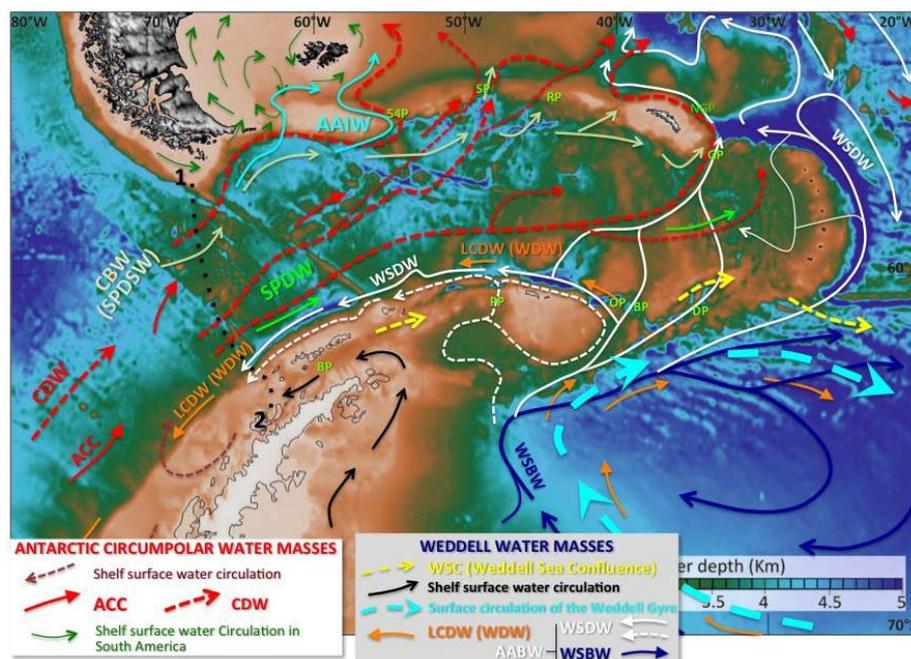


FIGURE 2. General sketch of the area spanning the Drake Passage and the Scotia Sea, showing the main water-mass circulation (compilation by Hernández-Molina et al., 2006).

## FINAL CONSIDERATIONS

The DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS drilling proposal is timely and scientifically necessary. The proposed drilling will aid in understanding the evolution of the Antarctic during periods of major paleoenvironmental and paleoceanographic changes, and their global consequences. In view of the conceptual and global implications of linking solid

Earth processes with (paleo)ceanographic, (paleo)environmental and biological processes, DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS drilling is much needed. The drill-ship JOIDES Resolution (JR) is expected to operate in the Southern and South-Atlantic Oceans in 2019 and 2020, so the proposal is timely. The knowledge acquired from the DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS drilling proposal will be invaluable for establishing the research framework and geological

understanding necessary for management by international organizations, such as the Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR);

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC); International Geosphere-Biosphere Program (IGBP); and the Past Global Changes (PAGES) project.

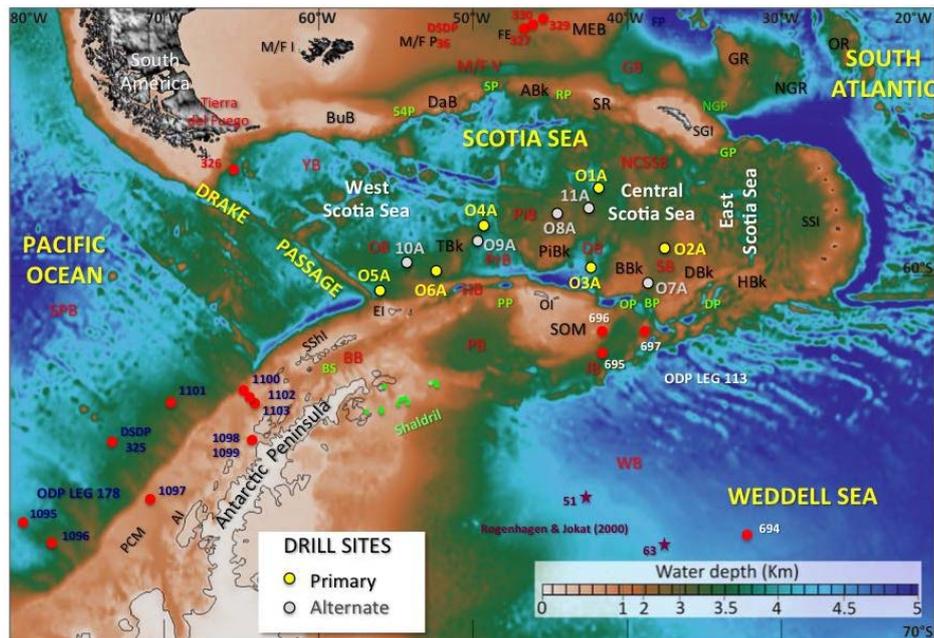


FIGURE 3. General sketch of the Scotia Sea, showing the locations of the sedimentary basins and banks, and indicating the position of the discussed primary (yellow circles) and alternate (grey circles) sites of the DRAKE-SCOTIA SEA GATEWAYS drilling proposal presented herein. Also shown are previous IODP Legs and major cores. 54P, 54°-54° Passage ABk, Aurora Bank; AI, Adelaide Island; AP, Antarctic Peninsula; BB, Bransfield Basin; BBk, Bruce Bank; BS, Bransfield Strait; BuB, Burdwood Bank; DaB, Davis Bank; DBk, Discovery Bank; DB, Dove Basin; DP, Discovery Passage; EI, Elephant Island; FE, Falkland Escarpment; GB, Georgia Basin; GP, South Georgia Passage; GR, South Georgia Rise; HB, Hesperides Basin; HBk, Herdman Bank; JB, Jane Basin; MEB, Malvinas Eastern Basin; M/F I Malvinas/Falkland Islands; M/F V Malvinas/Falkland Valley; NCSSB, North Central Scotia Sea Basin; NGP, North Georgia Passage; NGR, North Georgia Rise; OB, Ona Basin; OI, Orkney Islands; OP, Orkney Passage; OR, Orkney Ridge; PB, Powell Basin; PCM, Pacific Continental Margin; PiB, Pirie Basin; PP, Phillip Passage; PrB, Protector Basin; RP, Black Rocks Passage; SB, Scan Basin; SGI, South Georgia Island; SP, Shag Rock Passage; SShI, Shetland Islands; SOM, South Orkney Microcontinent; SPB, South Pacific Basin; SR, Shag (and Black) Rocks; SSI, South Sandwich Islands; TB, Terror Bank; WB, Weddell Basin; YB, Yaghan Basin.

## REFERENCIAS

Barker, P.F. and Thomas, E., 2004. Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth-Science Reviews*, 66(1-2), 143-162.

IODP, 2011. Science plan for the International Ocean Discovery Program (2013–2023), Illuminating Earth's Past, Present, and Future, IODP Management International, <http://www.iodp.org>.

Dalziel, I. W. D., 2014. Drake Passage and the Scotia arc: A tortuous space-time gateway for the Antarctic Circumpolar Current. *Geology*, 42 (4), 367-368.

Lindeque, A., Martos Martin, Y. M., Gohl, K., Maldonado, A., 2013. Deep-sea pre-glacial to glacial sedimentation in the Weddell Sea and southern Scotia Sea from a cross-basin seismic transect. *Marine Geology*, 336, 61-83.

Maldonado, A., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, F. J., Jabaloy, A., Lobo, F. J., Rodríguez-Fernández, J., Suriñach, E., Vázquez, J. T., 2006. Ocean basins near the Scotia - Antarctic plate boundary: influence of tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits. *Marine Geophysical Research*, 27 (2), 83-107.

Maldonado, A., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, F.J., Lobo, F.J., Lodolo, E., Martos, Y.M., Pérez, L.F., Schreider, A.A., Somoza, L., 2014. A model of oceanic development by ridge jumping: opening of the Scotia Sea. *Global and Planetary Change*, 123: 152-173.

Pérez, L.F., Maldonado, A., Bohoyo, F., Hernández-Molina, F.J., Vázquez, J.T., Lobo, J., Martos, Y.M., 2014b. Depositional processes and growth patterns of isolated oceanic basins: the Protector and Pirie basins of the Southern Scotia Sea (Antarctica). *Marine Geology*, 357: 163-181.

Pérez, L.P., Lodolo, E., Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Lobo, F.J., 2014a. Tectonic development, sedimentation and paleoceanography of the Scan Basin (southern Scotia Sea, Antarctica). *Global and Planetary Change*, 123: 344-358.

Pérez L.F., Maldonado, A., Hernández-Molina, F.J., Lodolo, E., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., 2015. Tectonic and oceanographic control of sedimentary patterns in a small oceanic basin: Dove Basin (Scotia Sea, Antarctica). *Basin Research* doi: 10.1111/bre.12148

## Late Oligocene contourite sedimentation in the Antarctic Wilkes Land margin: IODP Site U1356

### *Sedimentación contornítica durante el Oligoceno superior en el margen Antártico de la Tierra de Wilkes: IODP Site U1356*

A. Salabarnada<sup>1</sup>, C. Escutia<sup>1</sup>, C.H. Nelson<sup>1</sup>, U. Roehl<sup>2</sup>, F.J. Jimenez-Espejo<sup>3</sup>, D. Evangelinos<sup>1</sup>, Robert McKay<sup>4</sup>, M. Ikehara<sup>5</sup> and A. Lopez<sup>1</sup>

- 1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Univ. de Granada, 18100 Armilla, Granada. cescutia@ugr.es  
 2. MARUM – Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Leobener Straße, 28359 Bremen, Germany.  
 3. Department of Biogeochemistry, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Kanagawa, 237-0061, Japan.  
 4. Antarctic Research Centre, Victoria University of Wellington, Wellington 6140, New Zealand  
 5. Kochi University, Center for Advanced Marine Core research, Kochi, Japan,

**Resumen:** Nuestro estudio en los testigos de sedimento del Pozo U1356 perforado durante la Expedición 318 del IODP en el margen continental de la Tierra de Wilkes (Antártida) comprende aproximadamente 1 Ma (entre 26.2-25.2 Ma) del Oligoceno superior. Los sedimentos han sido estudiados mediante un análisis detallado de facies, tomografía de Rayos-X (CT-Scans), microscopio electrónico de barrido (SEM), y escáner de fluorescencia de rayos-X (XRF) a 2cm de resolución. Las facies se caracterizan por una alternancia entre lutitas, principalmente arcilla, con laminaciones de limo poco bioturbadas y limolitas muy bioturbadas con concentraciones variables de carbonato. La susceptibilidad magnética (MS) y los análisis de XRF presentan conjuntamente una variación cíclica. Las facies laminadas están caracterizadas por valores bajos de MS y alto contenido en Bario (Ba), en contraste con las facies muy bioturbadas que presentan alta MS y altos contenidos en Zr/Ti. Las imágenes de SEM muestran procesos de retrabajamiento por corrientes en ambas facies. Interpretamos que la sedimentación durante el Oligoceno superior ha estado dominada por corrientes de fondo de intensidad variable durante ciclos glaciales e interglaciales. Análisis espectrales en los datos de Ba y Zr/Ti de XRF escáner demuestran que esta ciclicidad está dominada por el ciclo de oblicuidad orbital (facies laminadas vs. bioturbadas). Complementariamente la ausencia de IRD (Ice Rafted Debris) durante el intervalo estudiado sugiere la presencia de un casquete de hielos en la Antártida Oriental reducido.

**Palabras clave:** Casquete de hielo Antártico, conturitas, Oligoceno superior.

**Abstract:** Our study on sediment cores from IODP Expedition 318 Site U1356 off the east Antarctic Wilkes Land margin spans approximately 1 myr (between 26.2 and 25.2 Ma) during the Late Oligocene. Sediment cores were studied using a detailed facies analyses, X-Ray computed tomography (CT-scans), Scanning electron microscope (SEM) images, and X-Ray Fluorescence (XRF) core-scanner data at 2cm resolution. Sedimentary facies during the Late Oligocene are characterized by an alternation between scarcely bioturbated green claystones with variable silty laminations and highly bioturbated pale-brown silty-claystones with carbonate. In agreement, magnetic susceptibility (MS) and XRF analyses show a cyclical variation. Low magnetic susceptibility and high Barium (Ba) content characterizes the laminated facies. In contrast, highly bioturbated facies show high MS and high content in Zr/Ti. SEM images reveal that both facies present evidences of current reworking features. We interpret sedimentation during the Late Oligocene in the Wilkes Land margin to be dominated by bottom-currents of varying intensities during glacial and interglacial cycles. Spectral analyses of the XRF Ba and Zr/Ti scans, point to the observed cyclicity (i.e. laminated vs. bioturbated facies) to be paced by obliquity. In addition, the lack of Ice Rafted Debris (IRD) within the studied interval points to a reduced continental East Antarctic Ice Sheet (EAIS).

**Key words:** Antarctic ice sheet, contourites, Late Oligocene.

### INTRODUCTION

IODP Expedition 318 (January–March 2010; Wellington, New Zealand, to Hobart, Australia) drilled one unexplored margin of east Antarctica, the eastern Wilkes Land margin (Escutia et al., 2011). This is a key region for the analysis of the long- and short-term behavior of the EAIS because it is located at the

seaward termination of the Wilkes Subglacial Basin (WSB) (Fig. 1). Seismic/Satellite imagery has shown that, even with isostatic rebound of the Eastern Antarctic continent, in the WSB, the ice bed is largely below sea level with steep reversed slopes (Fretwell et al., 2013), which potentially makes the overriding ice sheet extremely vulnerable to climate-change-induced melt. Recent satellite observations indicate significant

rates of change for Wilkes Land catchments, including thinning at their seaward margins (Pritchard et al., 2012) and rapid basal melt rates under their flanking ice shelves (Rignot et al., 2013). The IODP Wilkes Land drilling plan was designed to explore the poorly known terrains of this potentially sensitive sector of the East Antarctic Ice sheet, date the regional unconformities interpreted from the seismic profiles, and reveal and reconstruct past dynamics of the EAIS (Escutia et al., 2011). Of particular interest was testing the sensitivity of the EAIS to episodes of global warming and detailed analysis of critical periods in Earth's climate history, such as the Eocene–Oligocene (i.e., greenhouse-icehouse transition), late Oligocene warmth and early Miocene glaciation (Mi-1 event), late Miocene, Pliocene, and the Holocene deglaciation. During these times, the Antarctic cryosphere evolved

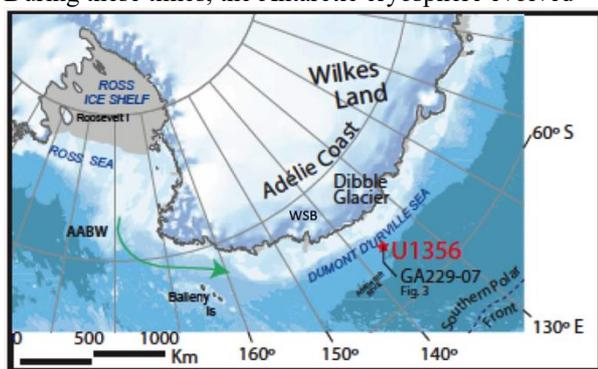


FIGURA 1. Location of Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Site U1356 off the Adélie Coast of the Wilkes Land. Also indicated is the location of the Wilkes Subglacial Basin (WSB). Bed topography from IBSCO (Arndt et al., 2013).

in a step-wise fashion to ultimately assume its present-day configuration, thought to be characterized by a relatively stable EAIS.

IODP Expedition 318 drilled seven sites in two transects across the Wilkes Land margin of Antarctica (Fig.1). The expedition obtained a long-term record of the Cenozoic Antarctic glaciation in response to climatic changes, including major transitions. Our study focuses on characterizing sedimentary processes and environmental changes across the warm late Oligocene event at Site U1356 (Fig.1).

## RESULTS

Our study on sediment cores from Site U1356 comprises the interval from 641 meters below seafloor (mbsf) to 688 mbsf. Based on the age model, this section spans approximately 1 myr (between 26.2 and 25.2 Ma) during the Late Oligocene. Sediment cores were studied using a detailed facies analyses, X-Ray computed tomography (CT-scans), Scanning electron microscope (SEM) images, X-Ray Fluorescence (XRF) core-scanner data at 2cm resolution, and geochemical mapping.

Sedimentary facies during the Late Oligocene are characterized by an alternation between scarcely bioturbated green claystones with variable silty laminations (Facies 1) and highly bioturbated pale-brown silty-claystones with carbonate (Facies 2). In agreement, Magnetic Susceptibility (MS) and XRF analyses show a cyclical variation. Low magnetic susceptibility and high Barium (Ba) content characterizes the laminated facies. In contrast, highly bioturbated facies show high MS and high content in Zr/Ti. SEM images reveal that both facies present evidences of current reworking features.

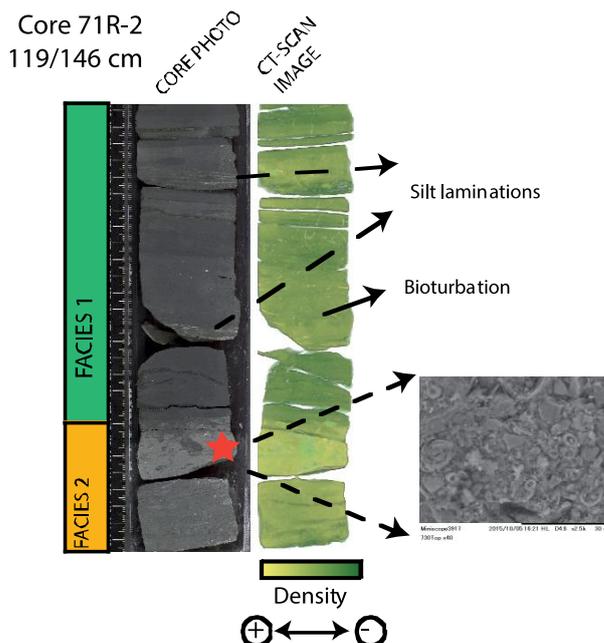


FIGURA 2. Detail of core Facies images, CT-scan and SEM image of Facies 2.

We interpret sedimentation during the Late Oligocene in the Wilkes Land margin to be dominated by bottom-currents of varying intensities during glacial and interglacial cycles. No ice rafted grains (IRD) from icebergs or sea ice have been observed in both Facies. This contrasts with early Oligocene sediments that contain IRD and dyonocists indicative of ice rafting and sea ice (Houben et al., 2013). This observation suggests warmer conditions with less or no calving from glaciers reaching the coast or glaciers inland during the late Oligocene.

Preservation of carbonate in some of the sediments from Facies 2 could be explained by the presence of at least two water masses, supporting previous paleoceanographic studies that consider at least a two layer ocean with a proto-ABBW (Antarctic Bottom Water undersaturated with respect to calcium carbonate) and a warmer NCW (North Component Water) (Pekar et al., 2006, Katz et al., 2011). Under these conditions, sediments from Site U1356 would have been directly influenced by deep water formed near the Antarctic margin (ABBW) except during some interglacials when warmer North Component Water

(NCW) would have influenced Ca preservation in this location. Because our records do not support ice-sheet reaching the margin in this sector of the WL we suggest the proto-AABW originates in the Ross Sea spilling over to the WL.

Spectral analysis on the Zr/Ba and other elemental proxies, was carried out for the magnetostratigraphic age model provided by Tauxe et al., (2012). The spectra revealed frequencies around the obliquity band but also the eccentricity and precession. This indicates that the cyclicity in the elemental composition of the sediments record the orbital forcing. The strong obliquity signal suggests that the alternation between facies corresponds to glacial-interglacial variability.

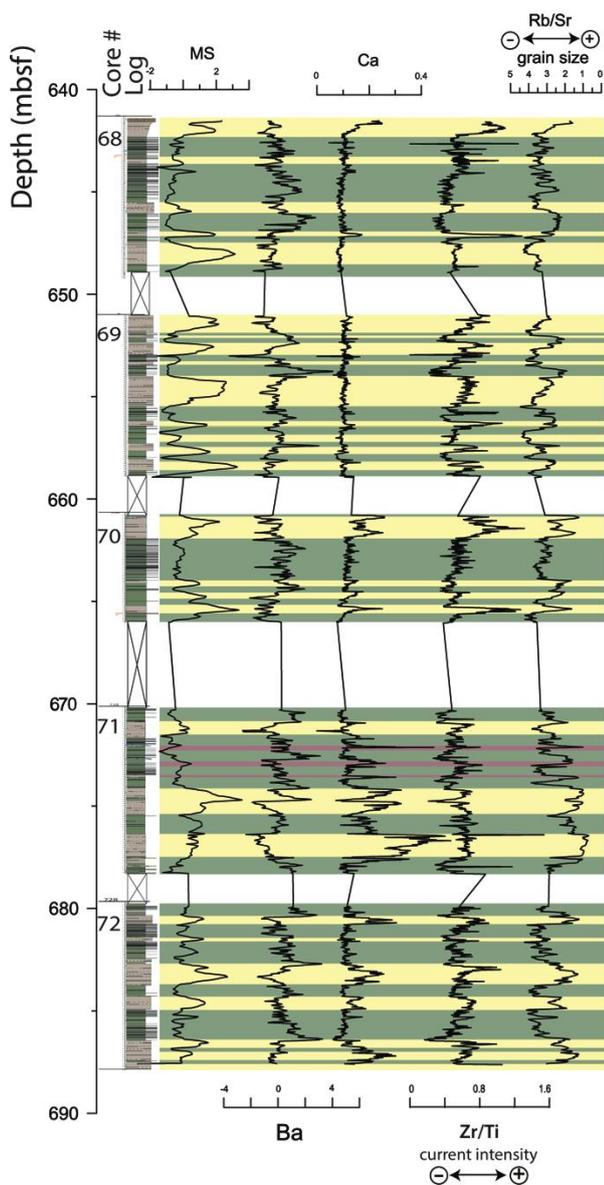


FIGURA 3. Facies log against Magnetic Susceptibility (MS) and XRF data plots showing downcore interglacial-glacial variability and cyclicity during the late Oligocene.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This research used samples and data provided by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). The IODP is sponsored by the US National Science Foundation (NSF) and participating countries under the management of Joint Oceanographic Institutions, Inc. Funding for this research is provided by the Spanish Ministerio de Economía y Competitividad (Grant CTM 2011-24079 and CTM2014-60451-C2-1-P).

## REFERENCES

- Arndt, J.E., Schenke, H.W., Jakobsson, M., Nitsche, F.O., Buys, G., Goleby, B., Rebesco, M., Bohoyo, F., Hong, J., Black, J., Greku, R., Udintsev, G., Barrios, F., Reynoso-Peralta, W., Taisei, M., Wigley, R., 2013. The international bathymetric chart of the Southern Ocean (IBCSO) version 1.0-A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3111–3117.
- Escutia, C., Brinkhuis, H., Klaus, A., 2011. IODP Expedition 318: From Greenhouse to Icehouse at the Wilkes Land Antarctic Margin. *Sci. Drill.* 15–23.
- Fretwell, P., Pritchard, H.D., Vaughan, D.G., Bamber, J.L., Barrand, N.E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R.G., Blankenship, D.D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A.J., Corr, H.F.J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J.A., Hindmarsh, R.C.A., Holmlund, P., Holt, J.W., Jacobel, R.W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E.C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K.A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B.P., Matsuoka, K., Mouginit, J., Nitsche, F.O., Nogi, Y., Nost, O.A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D.M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M.J., Smith, A.M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B.K., Welch, B.C., Wilson, D., Young, D.A., Xiangbin, C., Zirizzotti, A., 2013. Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *Cryosphere* 7, 375–393.
- Houben, A.J.P., Bijl, P.K., Pross, J., Bohaty, S.M., Passchier, S., Stickley, C.E., Röhl, U., Sugisaki, S., Tauxe, L., van de Fliedert, T., Olney, M., Sangiorgi, F., Sluijs, A., Escutia, C., Brinkhuis, H., Dotti, C.E., Klaus, A., Fehr, A., Williams, T., Bendle, J. a P., Carr, S. a, Dunbar, R.B., Flores, J.-A., González, J.J., Hayden, T.G., Iwai, M., Jimenez-Espejo, F.J., Katsuki, K., Kong, G.S., McKay, R.M., Nakai, M., Pekar, S.F., Riesselman, C., Sakai, T., Salzmann, U., Shrivastava, P.K., Tuo, S., Welsh, K., Yamane, M., 2013. Reorganization of Southern Ocean

- plankton ecosystem at the onset of Antarctic glaciation. *Science* 340, 341–4.
- Katz, M.E., Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Esmay, G., Liu, C., Miller, K.G., Rosenthal, Y., Wade, B.S., Wright, J.D., 2011. Impact of Antarctic Circumpolar Current development on late Paleogene ocean structure. *Science* 332, 1076–9.
- Pekar, S.F., DeConto, R.M., Harwood, D.M., 2006. Resolving a late Oligocene conundrum: Deep-sea warming and Antarctic glaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 231, 29–40.
- Pritchard, H.D., Ligtenberg, S.R.M., Fricker, H. a., Vaughan, D.G., van den Broeke, M.R., Padman, L., 2012. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature* 484, 502–505.
- Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J., Scheuchl, B., 2013. Ice-shelf melting around Antarctica. *Science* (80- ). 341, 266–70.
- Tauxe, L., Stickley, C.E., Sugisaki, S., Bijl, P.K., Bohaty, S.M., Brinkhuis, H., Escutia, C., Flores, J. a., Houben, a. J.P., Iwai, M., Jiménez-Espejo, F., McKay, R., Passchier, S., Pross, J., Riesselman, C.R., Röhl, U., Sangiorgi, F., Welsh, K., Klaus, a., Fehr, a., Bendle, J. a. P., Dunbar, R., González, J., Hayden, T., Katsuki, K., Olney, M.P., Pekar, S.F., Shrivastava, P.K., van de Flierdt, T., Williams, T., Yamane, M., 2012. Chronostratigraphic framework for the IODP Expedition 318 cores from the Wilkes Land Margin: Constraints for paleoceanographic reconstruction. *Paleoceanography* 27, PA2214.

# Tomografía sísmica vertical inversa 2.5D alrededor del sondeo científico Almera-1, ICTJA-CSIC, Barcelona

## 2.5D downhole tomography around the Almera-1 borehole, ICTJA-Barcelona.

T. Teixidó <sup>(1)</sup> y M. J. Jurado <sup>(2)</sup>

1 Instituto Andaluz de Geofísica (IAG), Universidad de Granada, (Spain), ([tteixido@ugr.es](mailto:tteixido@ugr.es)).

2 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera CSIC, Barcelona (Spain), ([mjjurado@ictja.csic.es](mailto:mjjurado@ictja.csic.es)).

**Resumen:** En 2011 junto al Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC, en Barcelona, se perforó un sondeo científico con el objeto de disponer de una infraestructura destinada a la investigación con sondas de testificación geofísica, monitorización de sondeos, la formación especializada y también para la exploración del subsuelo urbano. La extracción de testigo continuo y un completo estudio mediante sondas de testificación geofísica del ICTJA-CSIC, permitieron caracterizar la sección geológica, estructuras atravesadas y características hidrogeológicas en el sondeo Almera-1. Se presentan aquí los resultados obtenidos en una exploración sísmica de la estructura en el entorno del sondeo y el reconocimiento de la estructura en la que está emplazado el mismo. En este contexto se planteó una tomografía sísmica vertical inversa pseudo-3D (o 2.5D), cuyo dispositivo experimental, metodología y resultados son objeto de este trabajo. Se define la estructura en el entorno del sondeo y se establece una correlación entre las respuestas geofísicas y los distintos tramos de materiales reconocidos en el subsuelo.

**Palabras clave:** perforación científica, testificación geofísica, perfiles sísmicos verticales (VSP), métodos sísmicos en sondeos, métodos sísmicos pseudo-3D.

**Abstract:** A scientific borehole was drilled in 2011 adjacent to the Institute of Earth Sciences Jaume Almera-CSIC in Barcelona. The main interest and objective was the need of a dedicated infrastructure for borehole geophysics research, geophysical logging, downhole monitoring and specialized training. Also the exploration of the subsurface geology in a urban area. Continuous wireline coring and a complete borehole geophysical logging program carried out by the ICTJA-CSIC borehole research group provided us with a the geological, structural and hydrological properties characterization at Almera-1 borehole. In this contribution we present the results of a seismic survey carried out to outline the structure and surrounding geometry beyond Almera-1 borehole. A vertical reverse pseudo-3D (2.5D) seismic tomography acquisition was undertaken. The results that allowed us to define the geological structure and a correlation between the different geological units characterized in the borehole and their geophysical and seismic image.

**Key words:** scientific drilling, geophysical logging, vertical seismic profiles (VSP), borehole seismics, pseudo3D seismic methods.

## INTRODUCCIÓN

Se perforaron 2 sondeos Almera-1 y Almera-2 para la creación de una infraestructura de investigación del subsuelo, de ensayos, calibración y experimentación con sondas geofísicas y docencia especializada, es decir un laboratorio del subsuelo. El sondeo Almera-1, perforado en 2011, forma parte de esa infraestructura y laboratorio. Actualmente se desarrollan estudios sobre la geología y petrofísica de los materiales atravesados y también se elaboran los datos de monitorización registrados en el sondeo en diferentes experimentos (Jurado, 2014, Crespo y Jurado este volumen). La Figura 1 muestra la ubicación del sondeo Almera-1 junto al edificio del ICTJA-CSIC y el dispositivo experimental de la exploración sísmica del subsuelo realizada en el entorno del sondeo.

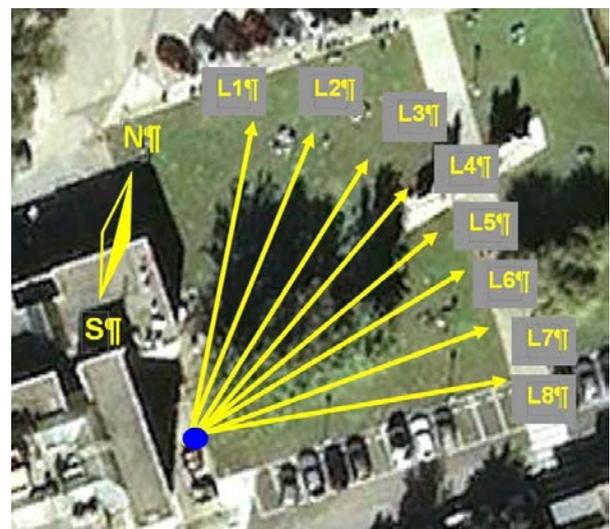


FIGURA 1. El sondeo Almera-1 (punto azul) junto al edificio del ICTJA-CSIC. Las líneas amarillas representan las 8 líneas sísmicas que pudieron adquirirse al entorno del sondeo.

Se planteó una exploración sísmica del entorno del sondeo mediante tomografía sísmica vertical inversa (tomografía *down-hole* o *reverse seismic vertical profiles RSVP*) trazando 8 líneas en distintas orientaciones (Fig.1) que permitían analizar un volumen significativo de subsuelo.

## ADQUISICIÓN DE DATOS

En la Fig.1 se muestra que la parte accesible para la toma de datos estaba limitada al sector NE que cubre unos 70° angulares. La primera línea (L1) se orientó al Norte y las demás rotadas 10°E respecto de la anterior y una longitud de 27 m. El sondeo se instrumentó con un *array* de 8 geófonos (Fig. 2a). En la Fig. 2.2b se presenta la densidad con que se realizó la adquisición.

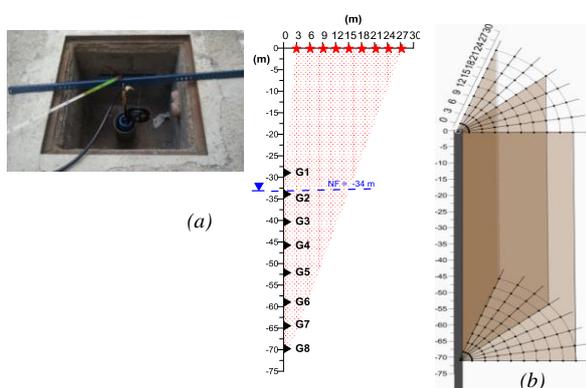


FIGURA 2. (a) Esquema de toma de datos para una determinada línea sísmica. Cada punto sensor es un hidrófono de tres componentes y espaciado entre sensores 6 m. El primero se situó a 28.77 m de profundidad y el último a 70.77 m. Los disparos se realizaron cada 3 m; empezando el primero a 3 m del eje del sondeo y el último a 27 m del mismo. En (b) se muestra la cobertura que proporciona la adquisición y procesado realizadas y el espaciado de muestreo teórico

El equipo utilizado fue un sismógrafo de 24 canales (*Geode*, de *Geometrics Inc.*) conectado al array de sensores sísmicos con 8 hidrófonos de 15 Hz y 3 componentes. Los disparos se realizaron en puntos definidos del suelo con un martillo sísmico de 4 kg de masa; la Tabla 1 muestra los parámetros más relevantes de la adquisición.

TABLA I. Parámetros de adquisición de los datos.

Número de muestras / traza	16,384
Número de canales/ registro	24
Intervalo de muestreo	21 $\mu$ s
Tiempo de escucha / registro	300 ms
Filtros en campo	No
Tamaño del registro	1.422 KB
Número de tiros	72 (9 tiros por línea )

## METODOLOGÍA Y PROCESADO DE DATOS

Si bien los RSVP 3D o 2.5D vienen aplicándose desde hace una década (Li *et al.*, 2003), su aplicación a objetivos superficiales es muy limitada y por ello este estudio es novedoso. En este experimento la

tomografía sísmica pseudo-3D se ha realizado en dos fases. En una primera se han calculado los tres modelos de velocidad  $V_p(x,z)$ ,  $V_{s_v}(x,z)$  y  $V_{s_H}(x,z)$  para cada uno de los 8 perfiles. En una segunda fase, se han interpolado espacialmente los resultados; por ejemplo  $V_p(x,y,z)$ . Para la obtención de los modelos 2D se ha utilizado el programa Rayfract® (*Intelligent Resources Inc.*) que aplica un método de inversión basado en el cálculo de las trayectorias de los rayos según la ecuación eikonal (Schuster and Quintus-Boz, 1993). Mientras que el tratamiento pseudo-3D se llevado a cabo con programas propios y estándares de ofimática.

El tratamiento de datos se inicia con las lecturas de los tiempos de primeras llegadas de cada tiro en los correspondientes geófonos (Fig. 3) y clasificación por componente al que se asocian. En segunda instancia se establece la geometría del dispositivo experimental para cada uno de los 8 perfiles.

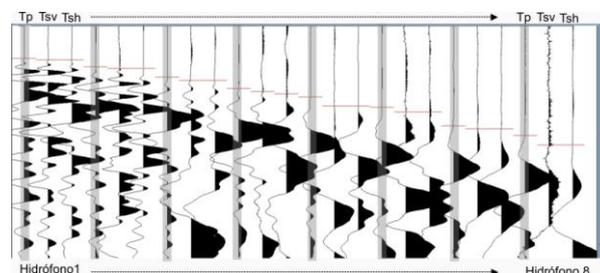


FIGURA 3. Lectura de los tiempos de primeras llegadas para un disparo situado a 3 m del sondeo. En el eje horizontal las trazas (24) que corresponden a las 3 componentes que se registran para cada uno de los 8 geófonos. En el eje vertical los tiempos de propagación (en ms). Se han marcado en gris los 8 canales correspondientes a la componente asociada a la llegada de ondas P y cuyos respectivos tiempos de llegada ( $T_p$ ) son los primeros que se registran en los sensores.  $T_{sv}$  y  $T_{sh}$  corresponden a las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas S.

A grandes rasgos, el método inverso consiste en calcular modelos de velocidades con los que se trazan los rayos correspondientes a la geometría experimental disparo-sensor. Dado que las trayectorias de estos rayos llevan incorporados los tiempos de tránsito por el modelo, al ir comparando estos tiempos con los tiempos experimentales, se va obteniendo información matemática para modificar el modelo de velocidades  $V(x,z)$  y generar nuevos rayos. El proceso iterativo termina cuando la diferencia temporal entre los tiempos experimentales y teóricos es menor que un valor de corte; entonces se da por válido el modelo final. En la Fig. 4 se muestra el proceso seguido para obtener del modelo final de velocidades de las ondas P del perfil L8.

Para el procesado de los datos correspondientes a los trenes de onda  $S_v$  y  $S_H$  se ha aplicado la misma metodología, pero se han modificado ligeramente los parámetros ya que se trata de ondas de menor frecuencia que se propagan a menor velocidad. En la Fig. 5 se presentan los modelos finales de las ondas  $S_H$  para los 8 perfiles sísmicos.

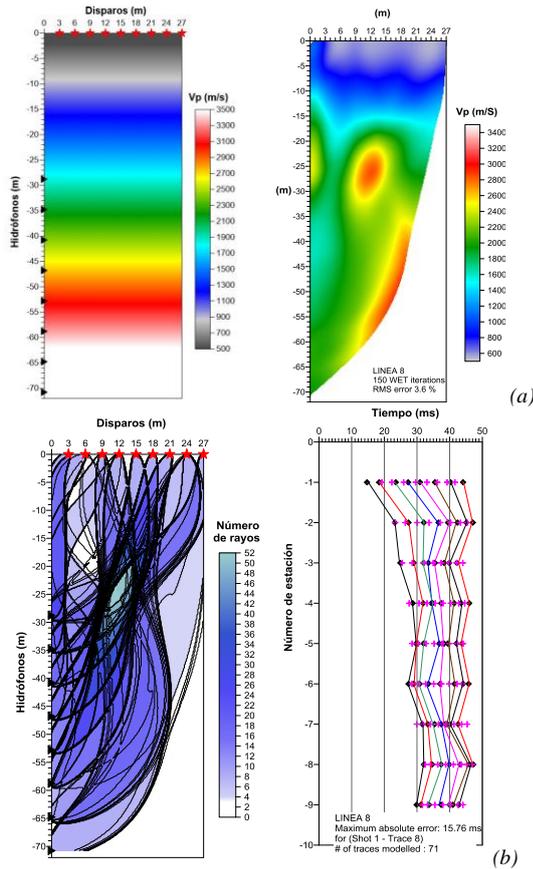


FIGURA 4. (a) Modelo inicial de velocidades (gradiente) de las ondas P, construido a partir de las velocidades aparentes mínimas y máximas; y modelo final  $V_p(x,z)$  después de 150 iteraciones. (b) Trazado de rayos resultante de la geometría del experimento y de las velocidades obtenidas del modelo final. A la derecha, diferencias entre tiempos experimentales y calculados. - línea L8-

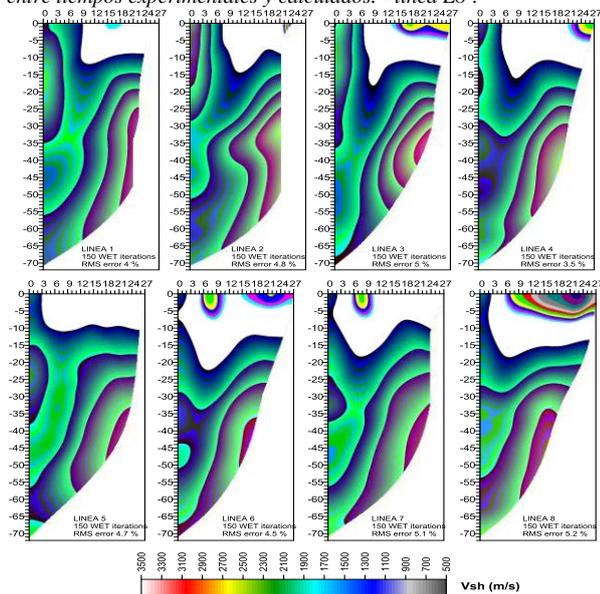


FIGURA 5. Modelos resultantes  $V_{SH}(x,z)$  de los 8 perfiles sísmicos

## RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Los tres campos de velocidades proporcionan un modelo geofísico que puede interpretarse en términos de estructura geológica del subsuelo objetivo de la exploración. En primer lugar se realiza una evaluación

de la anisotropía del terreno usando el porcentaje de variación de la velocidad de las ondas  $S_H$  frente a las ondas  $S_v$  mediante la expresión:

$$A(x,z) [\%] = \frac{(V_{sv} - V_{sh})}{V_{sv}} * 100 ; A \text{ es el grado de anisotropía en } \%$$

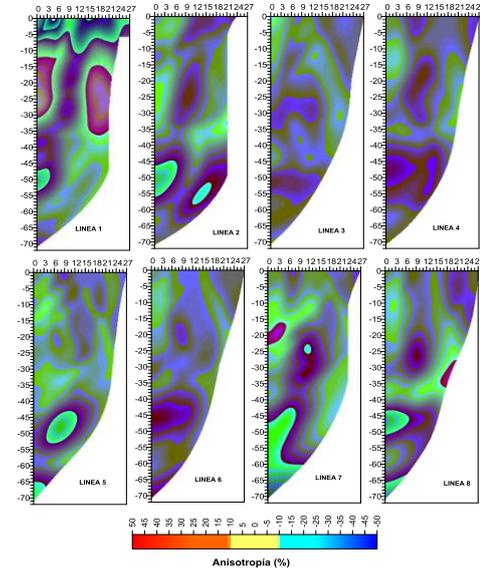


FIGURA 6. Anisotropía obtenida para los 8 perfiles sísmicos

La escala de representación de la Fig. 6 se ha establecido para diferencias entre las velocidades de cizalla que excedan un  $\pm 10\%$ . Exceptuando el primer perfil, apenas se observan diferencias significativas. Debe indicarse que en la ubicación del perfil se encuentran soterradas diversas instalaciones del edificio. Muy probablemente los datos registrados para este perfil se han visto afectados por conversiones de las ondas P. Esta explicación se ve apoyada por el hecho de las anisotropías se sitúan en la zona más superficial del perfil, por encima de los 35 m de profundidad. De modo que un primer resultado es que la porción del subsuelo estudiada no presenta anisotropía, excepto en las zonas con alteración antropogénicas.

Un segundo análisis se ha centrado en las relaciones  $V_p/V_s$  a partir de las cuales se obtienen los módulos elásticos. Se han utilizado como velocidades  $V_s$  los módulos de los vectores de componentes ( $V_{SH}$ ,  $V_{sv}$ ). Los valores  $V_p/V_s$  elevados (rojo en la Fig. 7) son indicio de anomalía que se puede estar ocasionada por la deformación y/o alteración de la roca que da lugar a que la velocidad de las ondas S se reduzca en mayor medida que la velocidad de las ondas P (Mueller *et al.*, 1991). Los valores bajos  $V_p/V_s$  (azul) corresponderían a roca íntegra no alterada.

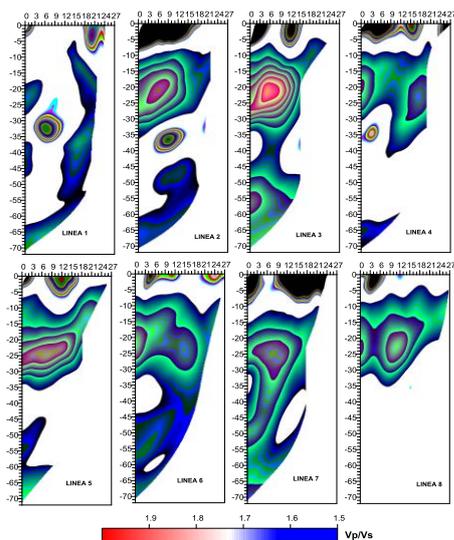


FIGURA 7. Relaciones  $V_p/V_s$  para los 8 perfiles sísmicos

A modo de ejemplo presentamos dos modelos 2.5D (Fig. 8) a partir de las velocidades de las ondas P y las relaciones  $V_p/V_s$ . Ambos han sido obtenidos calculando las coordenadas espaciales de cada perfil y construyendo la nube de puntos que engloba a la propiedad representada interpolando los datos en una malla regular.

En el modelo de  $V_p$  pueden identificarse zonas diferenciadas que se corresponden con las unidades geológicas y características estructurales y estratigráficas definidas en el sondeo Almera-1 (Jurado 2014). Se observa un nivel superficial poco consolidado y con velocidades que se corresponden con los materiales del Cuaternario más reciente, sobre unos materiales más compactos, también del Cuaternario. Se reconoce una discontinuidad subvertical a partir de una zona de baja velocidad (flecha blanca Fig. 8), y buzamiento N30°E. Se interpreta en relación con una zona de falla reconocida y estudiada en el sondeo Almera-1 que afecta a los materiales del Paleozoico en el punto de la perforación. Junto a una fracturación intensa, también asociada a la misma niveles una mayor porosidad y permeabilidad a nivel de las rocas carbonáticas (calizas del Devónico en este punto). Para la caracterización de la zona de falla pueden analizarse además las velocidades en el volumen 2.5D en el que se aprecia que los gradientes de velocidades muestran un gradiente creciente de velocidades al aumentar la distancia a la zona de falla interpretada.

Sobre las imágenes  $V_p/V_s$  de la Fig. 8, se pone de relieve además una zonación geomecánica de los materiales 3 niveles que corresponden de techo a muro al Cuaternario más reciente, Cuaternario y Paleozoico deformado. Se complementa así la información sobre las geometrías de las estructuras y cuerpos reconocidos en el sondeo Almera-1.

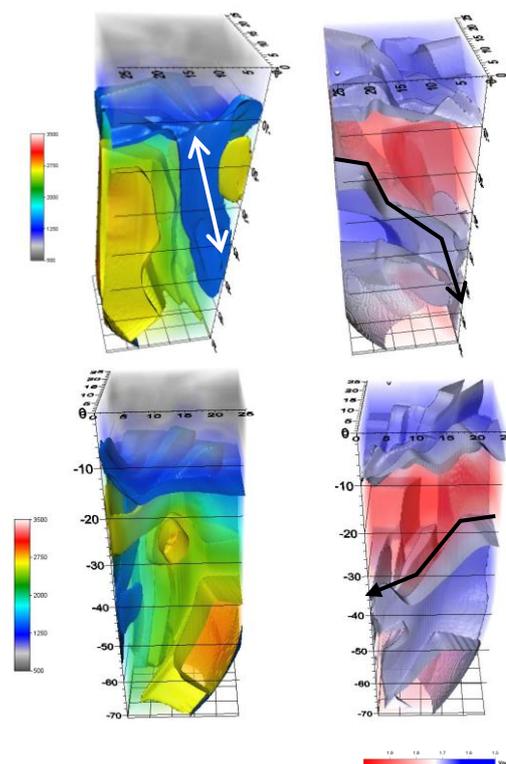


FIGURA 8. A la izquierda dos imágenes del modelo  $V_p$  2.5D campo de velocidades obtenido mediante tomografía sísmica inversa. A la derecha relación  $V_p/V_s$  del volumen estudiado.

## CONCLUSIONES

Este estudio constituye un ejemplo de cómo una exploración geofísica 3D y su integración y calibración con datos de sondeos permite definir la estructura y la continuidad y extensión espacial de fallas en el subsuelo.

## AGRADECIMIENTOS

A José Crespo por su colaboración en la adquisición de datos sísmicos. Proyecto: PNIDI-CGL2010-21568

## REFERENCIAS

- Jurado, M. J., 2014. Scientific drilling in the campus: slimhole logging, coring and monitoring. Schlumberger SIS Forum Abstracts, Barcelona.
- Li, Y., O'Brien, J., Mallick, B., Zhang, J., Wang, D., Barberan, C., Dushman D., 2003a, Tomographic velocity determination of the sedimentary and salt flank images using multifarious VSP data, **8th** Internat. Congress of Brazilian Geophys. Soc. in CD-ROM.
- Mueller, M. C., 1991, Acquisition of shear velocity information with the dipole array sonic tool (in the Gulf Coast Tertiary of Texas): 61st Ann. Internat. Mtg Soc. of Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 127-132.
- Schuster, G. T., Quintus-Bosz, A., 1993. Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory. Geophysics 58, 1314-1323.

## On the connection of fractures with clays and fluids in the accretionary prism of the Nankai Trough at Site C0002, NanTroSEIZE IODP Expedition 338/348. Borehole images and log interpretation results

*Sobre fracturas, arcillas y fluidos en el prisma de acreción de Nankai en el Site C002 de NanTroSEIZE, Expediciones de IODP 338 y 348. Interpretación de imágenes y diagrfias de sondeo*

M.J. Jurado<sup>1</sup> and A. M. Schleicher<sup>2</sup>

1 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona (Spain), mjjurado@ictja.csic.es

2 Helmholtz Center Potsdam, German Research Center for Geosciences GFZ, 14473 Potsdam (Germany), aschleic@gfz-potsdam.de

**Abstract:** International Ocean Discovery Program IODP has extensively used the D/V Chikyu to drill the Kumano portion of the Nankai Trough. (IODP) Expeditions 338 and 348 of the NanTroSEIZE project drilled deep into the inner accretionary prism south of the Kii Peninsula collecting a suite of LWD data, including natural gamma ray, electrical resistivity logs and borehole images, suitable to characterize structures (fractures and faults) inside the accretionary prism. Both expeditions drilled into the accretionary prism at Site C0002: Hole C0002F (Expedition 338) was drilled down to 2004.5 mbsf, Hole C0002P (Expedition 348) reached a depth of 3058.8 mbsf. Structural interpretation and analysis of logging-while-drilling data in the deep inner prism revealed intense deformation of a generally homogenous bedding that dips steeply and are intersected by faults and fractures. The interpretation of the images of both Hole C0002F and Hole C0002P reveals distinct areas of intense fracturing and faulting within a very clay-dominated lithology. Faults are undoubtedly interpreted on C0002P images. The relationship between fractures, faults and the changes in clay mineralogy from cutting sample analyses is analyzed to characterize potential connection between these features in the accretionary prism.

**Key words:** IODP, Nankai accretionary prism, LWD logging while drilling, resistivity borehole images, structural interpretation.

**Resumen:** El International Ocean Discovery Program (IODP) ha realizado numerosas perforaciones mediante el buque de perforación Chikyu en la zona de Kumano de la fosa de Nankai. Las Expediciones de IODP 338 y 348 perforaron en la zona interna del prisma de acreción, al sur de la península de Kii y, durante las mismas, se adquirieron datos con sondas de testificación geofísica de tipo logging-while-drilling (LWD). Las medidas realizadas en los sondeos incluían perfiles de radiactividad natural, de resistividad, e imágenes orientadas, entre otros que se han revelado como idóneos para la caracterización de las estratificación y estructuras (fracturas y fallas) dentro del prisma de acreción de Nankai. Durante ambas expediciones realizaron numerosas perforaciones en el Site C0002, entre ellas el sondeo C0002F (Expedición 338), que se perforó hasta 2004.5 mbsf y en el sondeo C0002P, que se perforó hasta los 3058.8 mbsf. La interpretación estructural y el análisis de los datos e imágenes LWD revela una intensa deformación de los materiales de prisma de acreción con estratificación homogénea y elevado buzamiento, afectados por numerosas fallas y fracturas. La interpretación de las imágenes adquiridas tanto en tanto del sondeo C0002F como del sondeo C0002P, muestra zonas específicas con deformación intensa de los materiales predominantemente arcillosos que constituyen el prisma de acreción. En las imágenes del sondeo C0002P se identifican fallas con claridad. Se presenta el análisis de la relación entre fracturas, fallas y cambios en la mineralogía de las arcillas (obtenida sobre muestras de rípios de sondeo) que tiene por objeto evaluar la posible conexión de estos elementos en el prisma de acreción.

**Palabras clave:** IODP, prisma de acreción de Nankai, LWD logging-while-drilling, imágenes de resistividad de sondeo, interpretación estructural.

### INTRODUCTION

Our study is focused on the characterization of structures of the accretionary prism of the central Nankai Trough, off Japan. Multiple seismic surveys and Integrated Ocean Drilling Program (IODP) scientific drilling and logging data were acquired in the

last decade. IODP has extensively used the D/V Chikyu to drill the Kumano portion of the Nankai Trough, including two well sites within the Kumano Basin. Site C0002 is located in the Kumano forearc basin above the seismogenic, and presumably locked, portion of the plate boundary thrust. IODP Expeditions 338 and 348 drilled deep into the inner accretionary prism at Site

C0002 (Fig. 1), south of the Kii Peninsula collecting a suite of Logging While Drilling (LWD) data (natural gamma ray, electrical resistivity logs and images and full wave sonic data. IODP) Expeditions 338 and 348 of the NanTroSEIZE project were analyzed. Both expeditions drilled into the accretionary prism at Site C0002. Hole C0002F (Expedition 338) was drilled down to 2004.5 mbsf, Hole C0002P (Expedition 348) down to 3058.8 mbsf into Miocene age mainly hemipelagic mudstone and sand/silt sediments (Moore et al., 2014; Tobin et al., 2015).

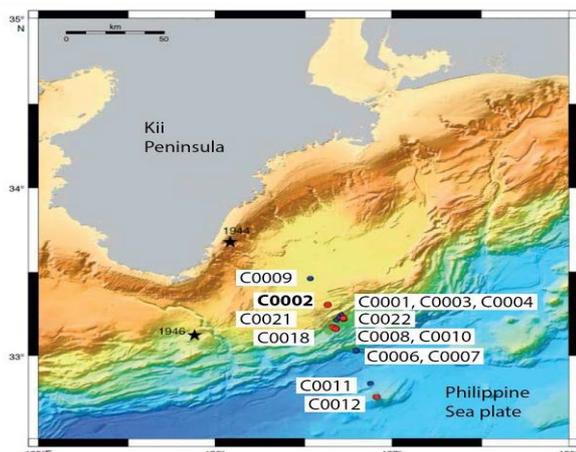


FIGURE 1. Site C0002 location. At this site Hole C0002F (Expedition 338) and Hole C000P (Expedition 348) were drilled After Tobin et al. (2015).

Hole C0002F (Expedition 338) and Hole C0002P (Expedition 348) LWD resistivity oriented images have been processed and analyzed to characterize bedding dips and structures (fractures and faults) inside the accretionary prism and to infer the internal accretionary prism structures intersected at Site C0002 and detection of active structures.

We used Techlog Schlumberger software for logging data and image processing and interpretation. We present structural constraints on this setting and a preliminary work on identifying relationships between clay mineralogy changes and structures inside the prism.

### BOREHOLE LWD IMAGE GEOLOGICAL INTERPRETATION: STRUCTURES WITHIN THE ACCRETIONARY PRISM

Logging data and LWD images (Fig. 2, Fig. 3) allowed us to characterize the different types of structures and the fault zones identified on 338 and 348 Expeditions. Fractures and faults interpreted on Logging While Drilling (LWD) oriented images and data are used to outline the features of internal deformation within the prism.

Structural interpretation and analysis of logging-while-drilling data in the deep inner prism revealed

intense deformation of a generally homogenous lithology characterized by bedding that dips steeply (60-90°) predominantly to the NW (Fig. 2), and intersected by faults and fractures (Fig. 3). Also folds were intersected at both Hole C0002F and Hole C0002P. Steeply dipping beds with an average dip of ~70°, and a range from ~30°-90°, with bedding strike are perpendicular to the convergence direction (Boston et al., 2016). Faults were picked where clear offsets were observed (Fig. 3).

The structural interpretation of borehole images illustrates the deformation within the fractured and faulted sections of the accretionary prism. The interpretation of the images of both Hole C0002F and Hole C0002P reveals distinct areas of intense fracturing and faulting within a very clay-dominated lithology. Faults are undoubtedly interpreted on C0002P images.

Expedition 348 LWD images are used to further investigate the internal geometries and structures of the Nankai Trough accretionary prism and relationships to clay mineralogies and as potential fluid paths. On Figure 3 changes in clay composition can be associated with the main fault zone characterized by the geometries and deformation characterized on oriented resistivity images and petrophysical properties defined by log response (resistivity and sonic logs).

The relationship between fractures, faults and the changes in clay mineralogy for Hole C0002P shown on Figure 3 reveal that the integration of logging data and cutting sample analyses is a valuable tool for characterization of petrophysical and mineralogical changes associated to structures of the Nankai accretionary prism (Jurado and Schleicher, 2015 and work in progress). This is critical for our understanding clay-fluid interaction and mechanical properties during fault displacements and seismogenesis.

### CONCLUSIONS

LWD oriented images and geophysical logs. LWD image interpretation results indicate strong tectonic deformation of the accretionary prism sediments. Deformation features are characterized by steep bedding, and a large number of fractures and faults.

LWD oriented images show the structures and allows to define the 3D structure at Site C0002 drillsites within the Nankai accretionary prism. Integration of image interpretation with geophysical logs and cutting sample analyses is a basis to advance on the characterization of active structures and the relationship between clay mineralogy and fluid flow at this Nankai location.

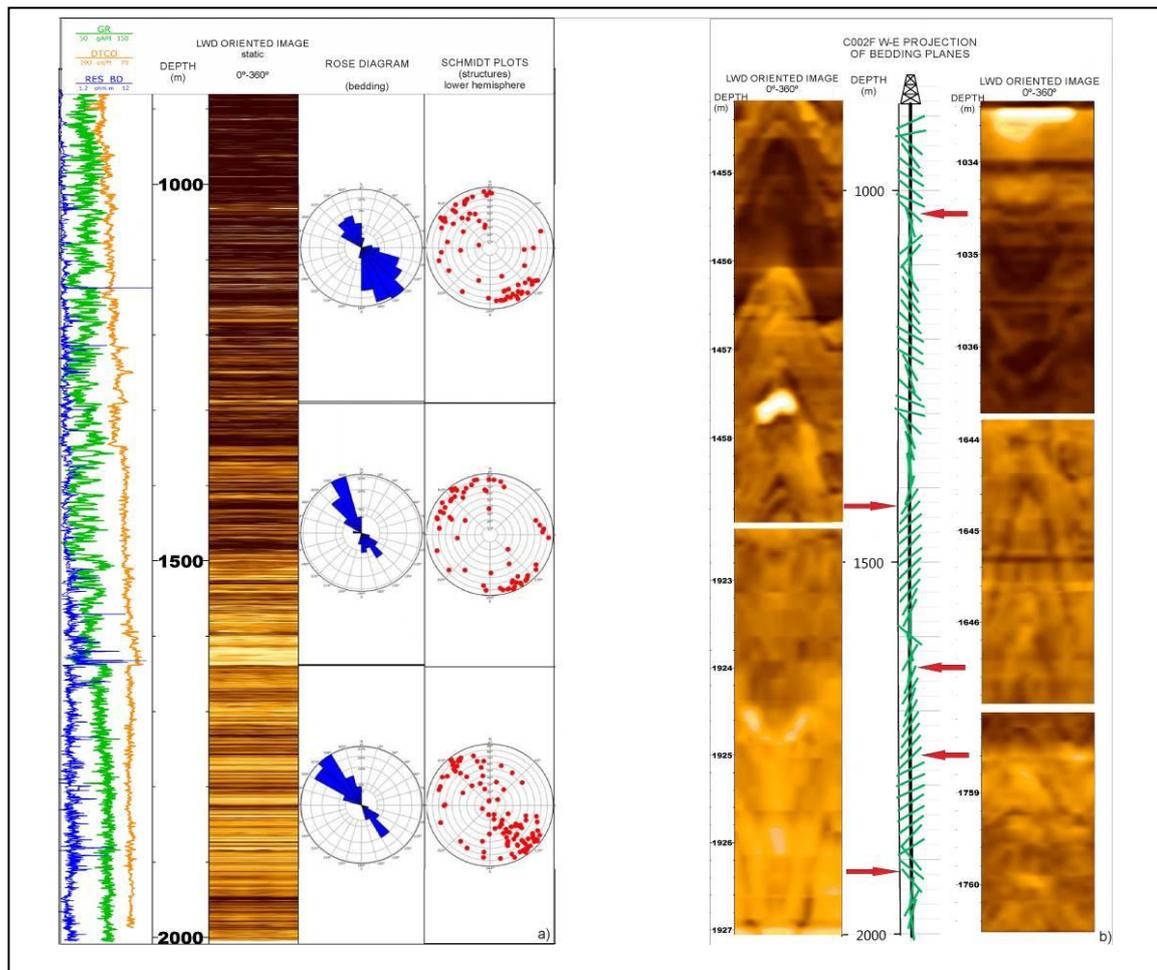


FIGURE 2. Hole C0002F log and borehole resistivity LWD oriented images. A) Gamma ray, sonic slowness, deep button resistivity on the left track, LWD 0°-360° resistivity oriented image, bedding dips interval rose diagrams and Schmidt lower hemisphere projection of interpreted fractures and faults. b) On the middle track 270°-90° section displaying bedding dips projection. On the left and right track of borehole images displaying folded beds and steep bedding that define the structure within the accretionary prism section.

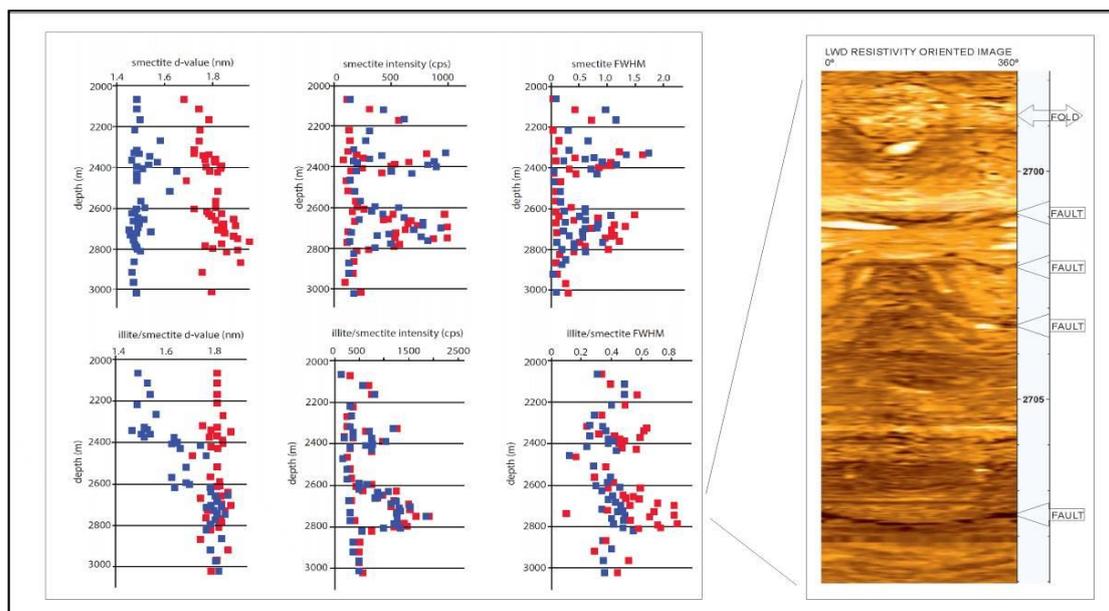


FIGURE 3. Hole C0002P cutting clay mineralogy analyses indicate changes at fault zones defined on borehole resistivity LWD oriented images.

Main clay minerals are smectite and illite. We observe a correlation between tectonic deformation as defined by bedding dips and clay mineralogy changes.

Other questions are being addressed in the frame of ongoing research on IODP Expedition 348 related to: increased water layer capacity in fractured zones, increased smectite in fracture zones, increase of smectite at depth, role of structures and dips as major control for sealing conduits and or fluid flow.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

M.J. Jurado research supported by PNIDI- CGL2009-13405, CGL2010-21568, and ACI2008-0773 projects. Schlumberger for Techlog license. IODP Expedition 338 and Expedition 348 shipboard participants and Chikyu staff.

#### REFERENCES

- Boston B., Moore G.F., Jurado M.J., Sone H. (2016): Deformation of the Nankai Trough inner accretionary prism: the role of inherited structures, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, doi: 10.1002/2015GC006185.
- Jurado, M.J., and Schleicher, A. (2015): Structure and clay mineralogy: borehole images, log interpretation and sample analyses at Site C0002 Nankai Trough accretionary prism. *Geophysical Research Abstracts*, 17:EGU2015-14207.
- Moore G. F., Kanagawa K., Strasser M., Dugan B., Maeda L, Toczko S., and the IODP Expedition 338 Scientific Party (2014): IODP Expedition 338: NanTroSEIZE Stage 3: NanTroSEIZE plate boundary deep riser 2 *Sci. Dril.*, 17, 1-12, 2014, [www.sci-dril.net/17/1/2014/](http://www.sci-dril.net/17/1/2014/), doi:10.5194/sd-17-1-2014.
- Tobin H., et al. (Eds.) (2015): Site C0002, in *Proceedings of integrated Ocean Drilling Program*, vol. 348, Integr.Ocean Drill. Programm, College Station, Tex., doi: 10.2204/iodp.proc.348.103.2015.

## Scientific drilling in the campus: Almera-1 borehole, unraveling urban subsurface geology in Barcelona (Spain).

### *Perforación científica en el campus: Almera-1 un sondeo para investigación del subsuelo urbano de Barcelona.*

M.J Jurado<sup>1</sup> and J.M. Salvany<sup>2</sup>

1 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona (Spain), mjjurado@ictja.csic.es

2 Dept. d'Enginyeria Civil i Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya, 08034 Barcelona (Spain), josepm.salvany@upc.edu

**Abstract:** Almera-1 borehole was drilled to provide a borehole geophysical logging and downhole monitoring research and training facility. Also a main objective was the exploration of the urban subsurface geology adjacent to the Institute of Earth Sciences Jaume Almera (CSIC) in Barcelona the University of Barcelona Pedralbes. Wireline drilling continuous coring was successfully applied to recover cores from the entire section (214m). Since 2011 Almera-1 hole has been extensively used for slim hole logging, coring and monitoring. Total depth was reached after drilling a Quaternary to Paleozoic section. The upper section of Almera-1 hole is cased with PVC and the lowermost is an open hole section within the Paleozoic section. A complete set of geophysical logging measurements and oriented borehole images was acquired with CSIC own slim hole logging equipment both in open hole mode and through the PVC casing. Logging measurements were acquired over the entire section. Open hole measurements included acoustic and optical imaging, spectral natural gamma ray, full wave acoustic logging, magnetic susceptibility, hydrochemical-temperature logs and fluid sampling. Through casing (PVC casing) measurements included spectral gamma ray logging, full wave sonic and acoustic televiewer.

**Key words:** scientific drilling, borehole geophysical logging, downhole monitoring, log interpretation.

**Resumen:** El sondeo Almera-1 se perforó con el objetivo principal de construir una infraestructura de investigación en el campo de la testificación geofísica de sondeos y la monitorización del subsuelo. Asimismo tuvo como objetivo la exploración del subsuelo urbano adyacente al laboratorio de testificación geofísica, ubicado en el Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), en el campus universitario de Pedralbes de la Universidad de Barcelona. La modalidad de perforación y recuperación continua de testigo con cable ("wireline") permitió optimizar la recuperación de testigos hasta los 214 metros de profundidad que alcanzó el sondeo. Desde 2011, el sondeo Almera-1 se ha utilizado para la investigación y experimentación con sondas geofísicas y la monitorización del subsuelo. El reconocimiento del subsuelo realizado ha permitido caracterizar una sección de 214m constituida por materiales atribuidos al Cuaternario en la zona superior y a partir de los 41 m de profundidad atribuidos al Paleozoico. Se reconocieron diversas litologías y facies, zonas de fractura y de falla, así como niveles karstificados y procesos diagenéticos. La caracterización geológica se ha llevado a cabo principalmente mediante la interpretación integrada de testigos y de perfiles geofísicos e imágenes orientadas adquiridas con el equipo de sondas de testificación geofísica del ICTJA que incluyen en sondeo abierto sondas de espectrometría gamma (U, Th, K), acústica de onda completa, susceptibilidad magnética, perfilaje continuo de fluidos con sonda hidroquímica y de temperatura y muestreo de fluidos, entre los más destacables, y a través de entubación con las sondas gamma espectral, acústica de onda completa y televiewer acústico.

**Palabras clave:** perforación científica, testificación geofísica de sondeos, monitorización del subsuelo, interpretación geológica de diafragmas.

### INTRODUCTION

Almera-1 hole (214m) was drilled in the University of Barcelona (UB) campus area adjacent to the ICTJA-CSIC building (Fig 1). This location is in a urban area in the Barcelona plain area and is covered mainly by Quaternary sediments. Almera-1 and Almera-2 holes were drilled with three main purposes: 1) to create a new research infrastructure for professionals and

students training, 2) to explore the subsurface geology, 3) to carry out geophysical logging research and monitoring experiments. A direct connection to the lab was built to facilitate long term measuring experiments to be controlled from the borehole research lab at ICTJA-CSIC. The upper section of Almera-1 hole was cased with PVC to preserve borehole stability and the lowermost section was left open at the time of drilling completion. In this study we present the results related

to the advance in the knowledge of the subsurface geology explored by scientific drilling at Almera-1. A second auxiliary hole, Almera-2 49 m deep was drilled to carry out cross-hole and tomographic experiments and hydrological monitoring.

Wireline drilling and coring was successfully applied and a good core recovery was obtained for compact rocks although poor core recovery in heavily deformed rocks (Fig. 2). Almera-1 borehole was logged in open hole mode (before casing) and also through the PVC casing on with specific logging tools (total and spectral gamma radioactivity through casing, acoustic televiwer, full wave sonic and magnetic susceptibility).



FIGURE 1. Location of Almera-1 borehole in the Barcelona Plain

## GEOLOGICAL SETTING

Almera-1 hole was drilled in the Barcelona Plain (Fig. 1), a Quaternary geomorphic feature between the Paleozoic Collserola range and the Quaternary recent sediments of the Llobregat and Besòs deltas. The Barcelona Plain sediments were deposited on a heavily structured pre-Quaternary lower to middle Miocene and Pliocene formations in the central and eastern part and directly on heavily structured Paleozoic rocks in the west of the Barcelona Plain (Fig. 3). The Collserola range, bounded by the Llobregat and Besòs river valleys, is made up (IGC, 2010) mainly by igneous (granitoids) and metamorphic rocks and also Paleozoic sedimentary rocks, terrigenous and carbonates (Fig. 3), from Ordovician to Carboniferous in age (Julivert i Duran, 1990). These rocks were strongly deformed during both the Variscan and also the Alpine orogeny. These rock units are faulted by NE-SW trending normal faults and progressively deepen towards the SE (Fig. 3).

The Llobregat and Besòs deltas are made up of detrital sediments mainly of Holocene age, and are locally covered by a layer of silty redish sediments up to 10m thick originated from reworked older Quaternary sediments (Fig. 3). Another striking feature

is the fault system, roughly parallel to the coast related to the extensional phase that shaped the Mediterranean Western margin (Bartrina et al., 1992). This system was active mainly during lower Miocene. Llopis Lladó (1942a) reported activity during the Quaternary. The latest movements and activity along these faults favoured the formation of thick Quaternary deposits at the toe of the range of Collserola range (Sarrià-Les Corts zone Fig. 2). Minor faults and folds were described that deform the oldest Quaternary sediments (Llopis Lladó, 1942b), suggesting reactivation of these structures under compression. The Tibidabo and Turons faults (Fig. 3) form the structural boundary between the Collserola range and the Barcelona Plain. Between both faults Paleozoic metamorphic and sedimentary rocks are outcropping, to the North of the Barcelona Plain (Santanach et al, 2011). To the south these rocks are covered by ancient Quaternary sediments as confirmed by previous drilling and at the Almera-1 drillsite.

## ALMERA-1 SUBSURFACE GEOLOGY: GEOPHYSICAL LOGGING AND CORE DATA

Almera-1 borehole was drilled into Quaternary sediments of the Barcelona plain (Fig.1.), in the area between the Tibidabo and Turons fault (Fig. 3). Quaternary sediments were recovered in the uppermost section (0-41m) and Paleozoic rocks from 41m to total depth (T.D.) at 214.1m (Fig.4). Drilling revealed a significant gap at the drillsite corresponding to Tertiary sediments. Two geological units can be characterized on the basis of both the geophysical log response and also core description (Fig.3, Fig. 4): a Quaternary section consisting of poorly consolidated detrital sediments and a lower Paleozoic unit made up mainly by black and grey slates, carbonates and metamorphic rocks. At 41m a Paleozoic section consisting of tectonized rocks was reached. From this depth to (T.D.) different Paleozoic units and lithofacies were drilled (Fig. 3). By correlation with outcrops in the Collserola range Almera-1 Paleozoic rocks would include Devonian, Silurian and possible Ordovician age rocks.



FIGURE 2. Core of Paleozoic rocks recovered.

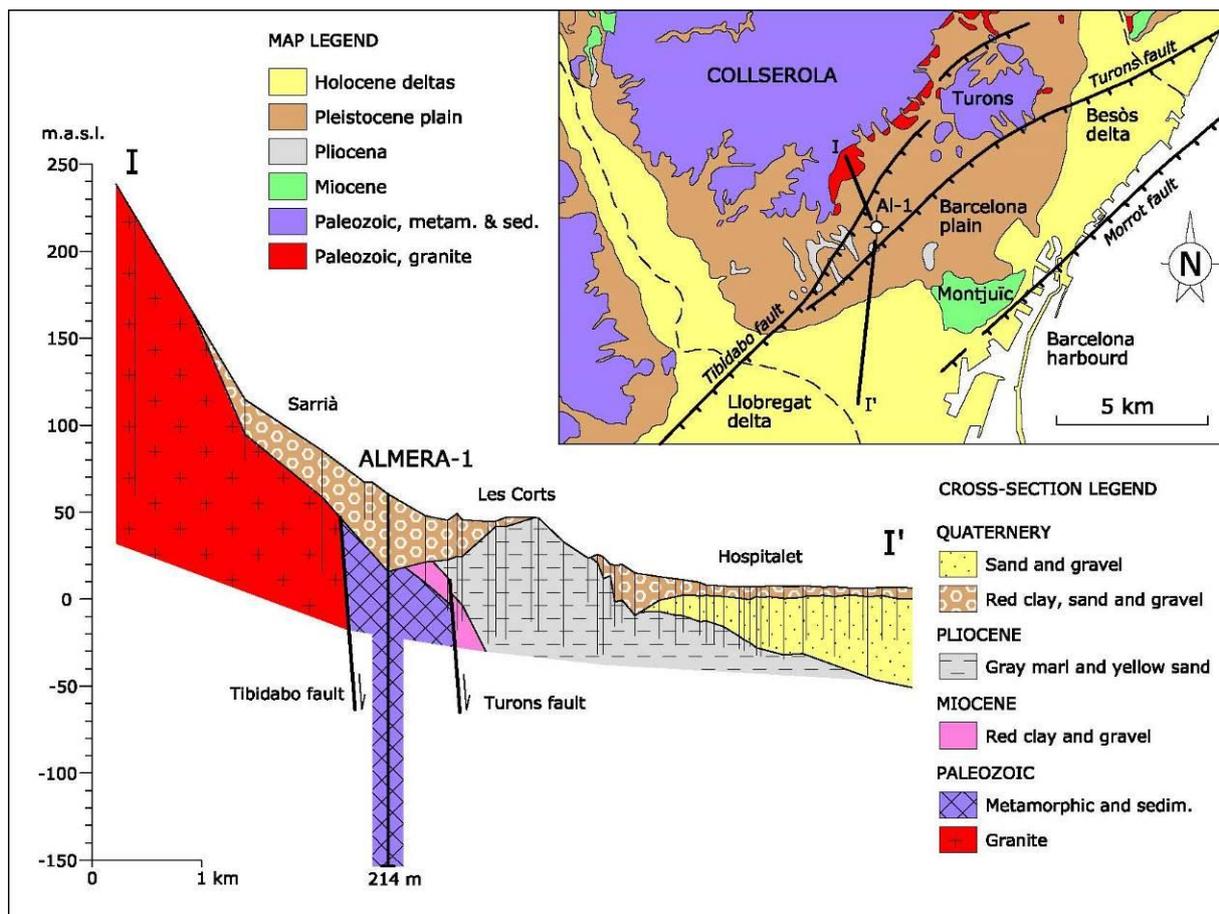


FIGURE 3. Schematic cross section showing the position of Almera-1 borehole. Vertical lines indicate borehole geology of previous drilling analyzed by Salvany.

Oriented borehole images acquired with optical and acoustic viewers were applied to measure bedding orientation, fractures and faults orientation and also to characterize diagenetic and textural features. Geophysical logs display changes that are related to lithological, compositional and textural changes identified and characterized on cores (Fig. 4, Fig.5). An example of gamma ray log and of correlation of gamma ray values with lithological changes and boundaries is shown on Figure 4. Another example (Fig. 5) illustrates how lithological and compositional changes are shown on acoustic viewer borehole images, gamma ray and sonic logs and correlation to cores and core lithological description.

Both logging data and borehole images and core descriptions indicate the existence of different lithofacies within the Paleozoic section. By correlation with neighbouring outcropping sections these may correspond to Devonian and Silurian and eventually also Ordovician at T.D.. Nevertheless in the absence of precise and specific datings of these rocks, these age assignments remain uncertain. Structural interpretations of viewer borehole oriented images allowed us to define to define different deformation phases within the Paleozoic section and the existence of fault zones,

folds, karstification and diagenetic processes that are being analyzed in detailed studies.

## CONCLUSIONS

Almera-1 borehole provides new data to define the subsurface geology in a urban area. Quaternary sediments overlie unconformably weathered, deformed and locally metamorphic Paleozoic rocks. A gap of Tertiary rocks at the drillsite is confirmed. Interpretation of geophysical logging data borehole oriented images and core analyses have been successfully applied to define the stratigraphy and structures at the Almera-1 borehole. Structural features were defined based on oriented images interpretations.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The Faculty of Geology of the University of Barcelona for collaboration in this initiative. Almera-1 and Almera-2 holes were drilled by Geotec-262. M.J. Jurado research supported by PNIDI- CGL2009-13405, CGL2010-21568, and ACI2008-0773 projects. Techlog (Schlumberger) licenses were used for log and image interpretation of borehole images and geophysical logs. Albert Ventayol is acknowledged for advice and suggestions.

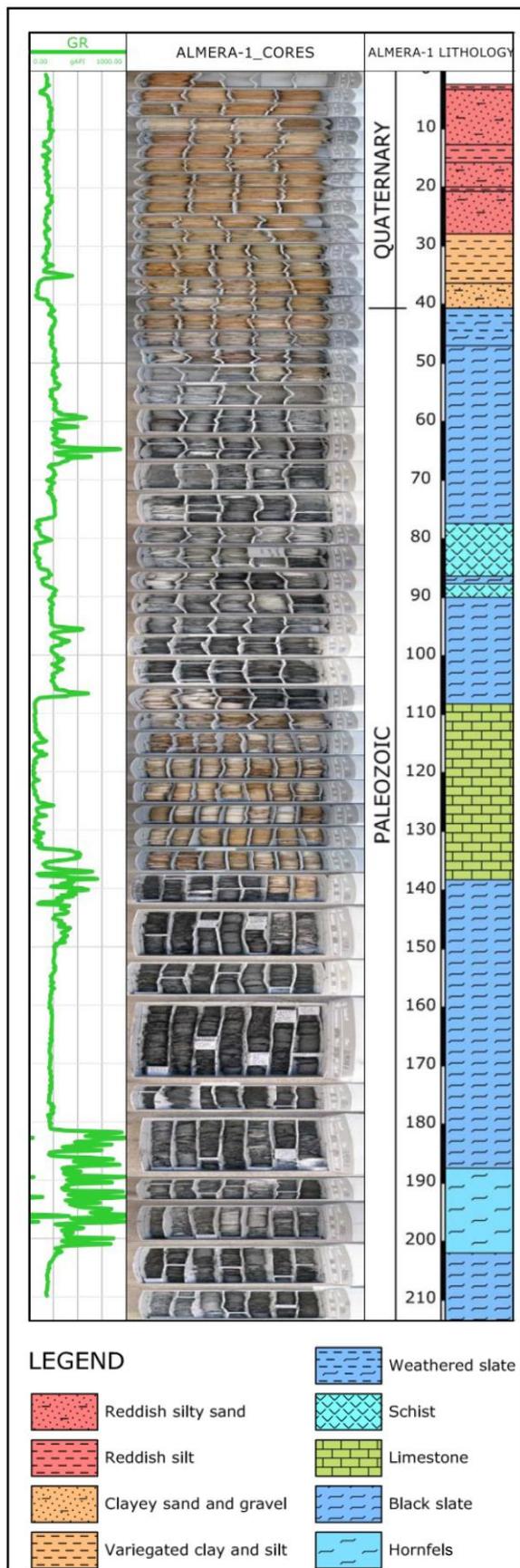


FIGURE 4. Gamma ray, core box images and lithology based on core descriptions.

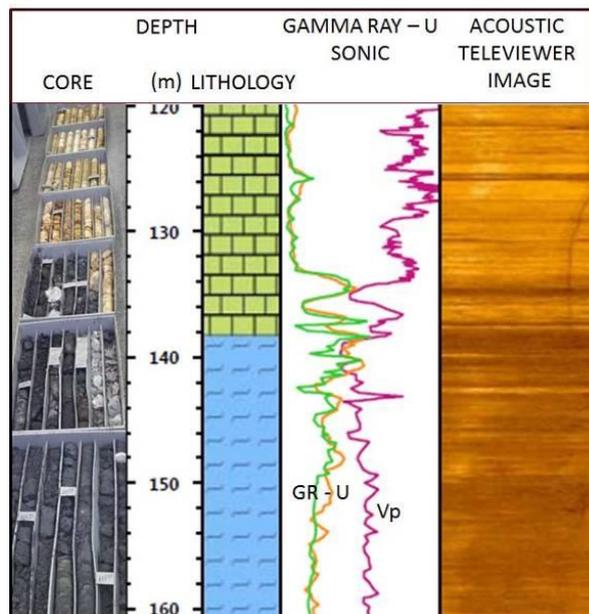


FIGURE 5. From left to right: Almera-1 core boxes, core lithology, total and spectral uranium gamma ray sonic logs and, in the last track televiewer image. All data showing the lithologic change between Devonian carbonates (low gamma and spectral U, high sonic velocity, good ultrasonic amplitude reflectivity) and black slates (higher gamma and spectral U, lower acoustic velocity, less ultrasonic amplitude reflectivity).

REFERENCES

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E. (1992): Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 219-247.

IGC (2010): Atles Geològic de Catalunya. Escala 1:50.000. *Publ. Institut Geològic de Catalunya*.

Julivert, M., Duran, H. (1990): Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geològica Hispànica*, 25 (1-2): 3-12.

Llopis Lladó, N. (1942a): Tectomorfología del macizo del Tibidabo y valle inferior del Llobregat. *Estudios Geográficos*, 3, 321-383.

Llopis Lladó, N. (1942b): Los terrenos cuaternarios del llano de Barcelona. *Publ. Instituto Geológico-Topográfico de la Diputación Provincial de Barcelona*, VI: 5-52.

Santanach, P., Casas, J.M., Gratacós, O., Liesa, M., Muñoz, J.A., Sàbat, F. (2011). Variscan and Alpine structure of the Hills of Barcelona: geology in an urbana rea. *Journal of Iberian Geology*, 37(2): 121-136.

## The lacustrine carbonates in the El Gara Basin (Mid-Late Pleistocene, NW Tunisia)

### *Los carbonatos lacustres de la cuenca de El Gara (Pleistoceno medio-superior, NO de Túnez)*

Naoufel Ghannem<sup>1</sup>, Ildefonso Armenteros<sup>2</sup>, Chadia Riahi<sup>1</sup> and Kamel Regaya<sup>1</sup>

<sup>1</sup> University of Carthage, Faculty of Sciences of Bizerte, 7021 Zarzouna, Tunisia; [ghannemnaoufel@gmail.com](mailto:ghannemnaoufel@gmail.com); [chadiariahi@gmail.com](mailto:chadiariahi@gmail.com); [regayakamel@yahoo.fr](mailto:regayakamel@yahoo.fr).

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37001 Salamanca, Spain; [ilde@usal.es](mailto:ilde@usal.es)

**Abstract:** The lacustrine carbonates of the Mid-Late Pleistocene Borj Edouana unit occupy the central part of the El Gara Basin and lie unconformably on the Cretaceous basement. The carbonates are fringed by distal conglomeratic facies of laterally coalescing alluvial fans that surrounded the basin. The two main carbonate facies associations are: calcrete-palustrine and lacustrine. Calcrete facies are represented by massive micritic calcretes. Palustrine facies show scattered gastropods and ostracods, channel and crack porosity, intraclastic-clotted-peloidal and brecciated textures. Laminar crust is linked to the first association, and is present in the south and north margins of the unit. The lacustrine association occupies the central areas of the basin and is dominated by microbialite facies. Two main facies are recognized: flat laminar structures (stromatolites) and oncolites with dispersed gastropods, ostracods and charophytes. Some stromatolite laminae are formed by cauliflower-like to knobby structures. The oncolites are included in a peloidal-intraclastic (microbialite remains) matrix with smaller oncolites. The rich-oncolite facies gradually passes to an intraclastic (microbialite remains), peloidal facies with dispersed oncolites.

**Key words:** lacustrine, palustrine, microbialites, Gara basin, Pleistocene.

**Resumen:** La unidad carbonatada lacustre de Borj Edouana (Pleistoceno medio-superior), discordante sobre el basamento cretácico, ocupa la zona central de la cuenca de Gara, y está rodeada por una orla de facies detríticas en la parte distal del sistema de abanicos aluviales que orlaba la cuenca. Las facies carbonatadas constituyen dos asociaciones: caliche-palustre y lacustre. Los caliches son facies micríticas masivas. Las calizas palustres muestran texturas intraclástico-grumoso-peloidales y bréchicas con gasterópodos y ostrácodos dispersos, y presencia de porosidad en canal y de fractura. Localmente presentan costras laminares asociadas. La asociación lacustre ocupa el área central de la cuenca y presenta facies estromatolíticas y oncolíticas, con gasterópodos y carofitas. Los estromatolitos muestran láminas con formas en coliflor y nudosas. Los oncoides se rodean de una matriz intraclástico-peloidal con pequeños oncoides. Esta facies pasa a facies intraclástico peloidales con restos de oncoides.

**Palabras clave:** lacustre, palustre, microbiolito, cuenca de Gara, Pleistoceno

### INTRODUCTION

Carbonate lacustrine-palustrine facies include a varied group of facies (Alonso-Zarza, 2003; Gierlowski-Kordesch, 2010) and can present multiple associations that can complicate their interpretation. The Pleistocene lacustrine-palustrine limestones of the El Gara Basin give us the chance to have a view of a fossil lacustrine-palustrine system that can be observed as if it were an active system. The carbonate facies and some of the distal alluvial facies are disconnected of the fringing alluvial fans due to the erosion. The preserved distal alluvial deposits associated with the lacustrine-palustrine limestones represent the link between the centripetal alluvial fan system and the lacustrine carbonates facies, aim of this work.

### GEOLOGICAL SETTING

The continental carbonate unit of Borj Edouana (Mid-Late Pleistocene) (Ben Haj Ali et al., 1988) is in the El Gara basin, which is located in the northwest of Tunisia

(Lat. 35° 57' and 35° 55' N and Long. 8° 23' and 8° 24' E (Fig. 1). It's about 35 Km long in the South of Kef region. Geologically, it is located at the transition between the central and northern Tunisian paleogeographic domains (Chihaoui et al., 2010). The basin lies on a Cretaceous basement consisting of marls-limestones alternations and marls (Early Cretaceous) underlying limestones and black clays (Late Cretaceous). Evaporitic formations of Triassic age and siliciclastic formations of Early Miocene occur in some parts of basin's margins, essentially to the NE and NW of the El Gara anticline. The basin substrate is affected by normal faults and folding striking NE-SW, NW-SE and E-W, as well as by diapiric structures. It is an elliptical-shaped floodplain caught between Oued Sarrat and Oued Mellegue with an area of approximately 8 km<sup>2</sup>, located on the folded and eroded Cretaceous rocks at the hinge of the El Gara anticline (Fig. 1).

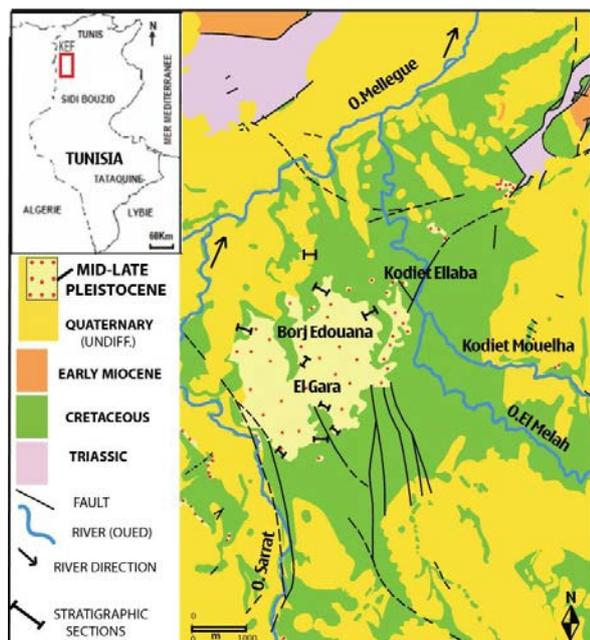


FIGURE 1: Geological setting and mapping of the Pleistocene Carbonate unit of Borj Edouana.

The carbonates of the Mid-Late Pleistocene Borj Edouana unit (Ben Haj Ali et al., 1988), that are the aim of this study, occupy the central of the floodplain and lie unconformably on the Cretaceous rocks. The Pleistocene unit has a thickness that ranges from 0.5 to 4 m, and it is formed of a varied set of continental carbonates. This unit has been dated as Mid-Late Pleistocene according to Burolet and Sainfild (1956) and Ben Haj Ali et al. (1988).

## FACIES AND INTERPRETATION

The field sedimentologic study consisted of the measurement of 10 detailed stratigraphic logs distributed all around the peripheral contour of the carbonate unit and, when it was possible, in central parts of the unit. Samples of limestones were studied using conventional mineralogical, petrographic, and geochemical techniques. Carbonate facies of the Borj Edouana unit exclusively consist of low magnesian calcite. They have been distinguished from the lithological characteristics (components, proportion of detrital allogenic components, microtextural features, fossil content, sedimentary structures, and diagenetic features), field distribution, position in the sequence, relative abundance, facies geometry and field structures. Two main carbonate facies association can be distinguished: calcrete-palustrine and lacustrine. The associated alluvial facies form a marginal fringe around the carbonate unit.

### Alluvial association

They are formed of conglomerates and sandstones. The conglomerates facies are stratified in tabular to lenticular beds about 0.5 m thick and show both structured (horizontal and cross stratification, clast imbrication and horizontal axis of the clasts) and structureless organization. Their centil ranges from a

few cm to 40 cm or more. Clasts are rounded to subrounded and are dominated (up to 75%) by carbonate clasts from the Cretaceous and quartz in lesser amount. The sandstone facies crops out as tabular to lenticular beds a few decimetre thick and are linked to the conglomeratic facies in the exterior rim of the carbonate unit. They consist of fine to coarse calcarenite that can show small oncoids (a few mm in diameter) and silt to sand-sized quartz grains (2-5 %); lithoclasts and fossil (molluscs, planktonic foraminifera) from Cretaceous are also common. They are found together with the conglomerates in the lower part of some profiles capped by limestones. Both facies represent the sedimentation from stream channels (organized facies) and mass flows in the medium to distal areas of a series of laterally coalescing alluvial fans that circled the basin. They are mainly present in the NE and NW areas associated to the carbonate unit.

### Calcrete-palustrine association

#### Calcrete facies

They form the transition from the alluvial to palustrine facies. They form massive tabular beds up to 0.5 m thick and consist of homogeneous micrite with silt sized grains of quartz (1-20 %) and sand-sized lithoclasts and fossils from the Cretaceous. In some cases, matrix can be formed by silt-sized micritic particles. They show channel, planar and vesicular porosity. This facies shares similar microfabrics to alpha calcretes (Alonso-Zarza and Wright, 2010).

#### Laminar crust facies

This facies as the top of the profiles, crops out essentially in the SE and N parts of the carbonates unit. They are stratified in tabular beds and form levels from 0.15 m to 0.40 m thick coloured from light brown to pale orange. They typically show a submillimeter corrugated lamination (600-800  $\mu\text{m}$  thick) due to the alternation of light and dark laminae. Dispersed gastropod fragments are present. This fine lamination seen in hand specimen view corresponds to the alternation of dark and light brown alternating laminae under microscope (Fig. 2a). Lighter laminae are thicker and consist of a silt-sized clotted-peloidal texture richer in silt-sized quartz grains ( $\approx 1\%$ ) than the darker ones. The latter are micritic, show humps upward and are divided into anastomosed branches. At larger magnifications traces of filament-like structures 20-30  $\mu\text{m}$  thick are seen. These alternations are grouped in thicker ones, 2-3 mm thick, marked by a thinner darker lamina. Laminated levels are commonly associated with intraclastic-peloidal levels, where the elements are usually coated by a thin micritic coating with ordered clays.

#### Palustrine facies

These facies bring together complex textures that show overlapping characteristics. They form tabular beds from 0.15 m to 0.80 m thick and are widespread all over the unit, especially in the W and SW, in association

with lacustrine and calcrete facies. They consist of micrite and contain silt-sized quartz grains (1-4 %) and allogenic components (lithoclasts and fossils, small Cretaceous planktonic foraminifers); scattered small oncoids appear. The presence of remains of gastropods and ostracods is useful to differentiate them from calcrete facies. Three main textural types are present: mudstones with channel porosity (rootlets), intraclastic-clotted-peloidal and brecciated textures (Fig. 2b).

### Interpretation

Calcrete facies shows the characteristics of

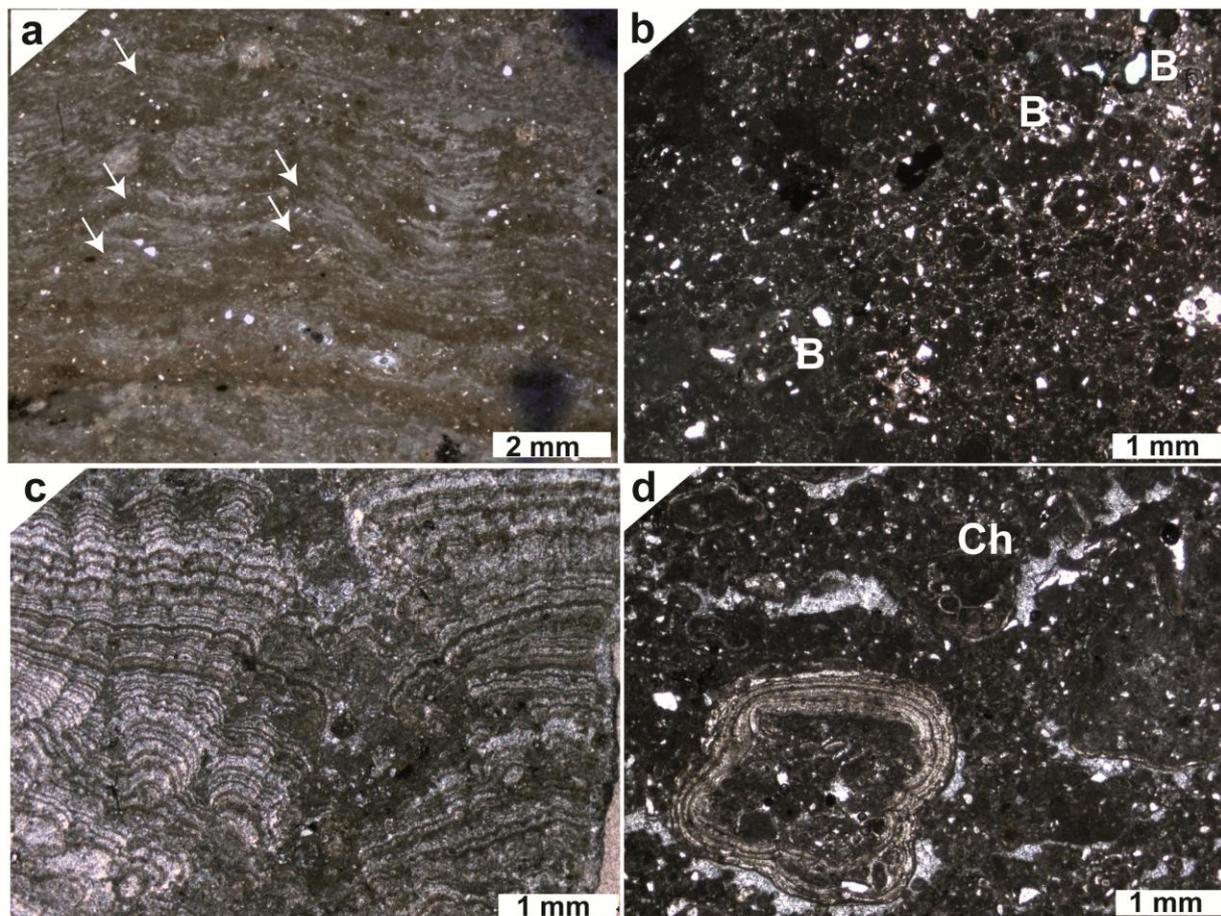


FIGURE 2. Calcrete-palustrine associations: *a*: Laminar crust: alternating light and dark laminae with humps (arrows). *b*: Clotted-peloidal texture linked to burrows (B), Lacustrine associations: *c*: Stromatolite facies; note two lamination scales, *d*: Oncolite (O) facies with peloids and charophytes (Ch).

carbonate precipitation below the floor in the context of a pedogenic/groundwater development. Palustrine facies are evidenced by the presence of dispersed limnic fossils in a lacustrine sedimentation, intrinsically linked to periodical exposure (Freytet and Plaziat, 1982). The intraclastic-clotted-peloidal and brecciated textures are representative of the repetition of drying-wetting processes in shallow lacustrine carbonate lakes subject to frequent level changes (Armenteros and Daley, 1998; Alonso-Zarza, 2003). Laminar crusts may have been formed in a context of intermittent exposure.

### Lacustrine association

It is principally constituted by facies with microbial-induced structures. Two main microbialite facies are

present: stromatolites and oncoidites, both of which can be interspersed with intraclastic microbialite textures.

### Stromatolites

This facies forms finely laminated, tabular beds up to 40 cm thick that are light brown colour. Lamination is given by the alternation of dark and lighter laminae that form couples at different scales, ranging from a few microns, 30-50  $\mu\text{m}$ , 200-300 $\mu\text{m}$  to 3-4 mm (Fig. 2c). Lamination ranges from flat to irregularly wavy. Fine lamination shows a corrugated outline. Dark laminae are thinner and richer in micrite than lighter ones. Some

stromatolite laminae are formed by cauliflower-like to knobby structures. In some cases, the lamination is diffuse and shows irregular wavy micrite laminae separated by thicker clotted-peloidal spongy laminae associated with fenestral porosity. Irregular channel-like burrows are filled with pellets and sparite. The stromatolitic structure can be replaced by a poikilotopic sparite mosaic in form of palisade. Individual crystals are obovate (balloon-like), show wavy extinction and preserve the fine laminar structure and ghosts of filaments (10  $\mu\text{m}$  wide, > 100 $\mu\text{m}$  long).

### Oncolites

They are light brown, well lithified tabular beds up to 0.8 m thick. They are basically constituted by

oncolites with varied nuclei, in some cases made by one or more oncolites. They show varied forms: elongated, subspherical to complex botryoidal (Fig. 2d). Sizes range from submillimetric to a few millimetres. They show both symmetrical and asymmetrical concentric laminae represented by the alternation of microsparitic light and dark micritic laminae, less than 0.5 mm thick. The oncolites are included in an intraclastic peloidal matrix consisting of small oncolites, fragments of microbialites, peloids and intraclasts with dispersed gastropods, ostracods, and some charophytes. Irregular interparticle porosity is filled with sparite. Oncolite structures show a recrystallization process similar to the stromatolite facies. At the hand specimen scale, oncolite levels can be interspersed with intraclastic (microbialite remains), peloidal facies.

### **Interpretation**

These structures are attributed to the binding role of cyanobacterial colonies in the trapping of particles with the subsequent diagenetic carbonate precipitation of micrite and sparite. Their presence in the inner areas of the basin, their textural characteristics and the absence of exposure features suggest lacustrine conditions within a shallow carbonate lake. These microbial structures are generally found in the photic zone of lakes that have a limited siliciclastic inflow (Gierlowski-Kordesch, 2010). The stromatolite structures may have been formed in marginal areas with calm waters whereas the oncolite and intraclastic facies indicate marginal to slightly inner areas of lakes, where they were accumulated during episodic floodings. Stromatolites and oncolites have been ascribed, respectively, to supralittoral and eulittoral zones in a Miocene lacustrine record (Arp, 1995).

### **DISCUSSION AND FINAL REMARKS**

The Pleistocene carbonate unit of Borj Edouana is a carbonate palustrine-lacustrine system in the central areas of the depression installed on a Cretaceous basement. Mapping of the unit and the distribution of the facies associations indicate that the marginal contour of the lacustrine extension shows an interdigitated outline due to the differential progradation of the alluvial fans fringing the basin. Alluvial association in association with the carbonate facies is mainly formed by conglomeratic stream deposits. These facies show a progressive retrogradation along the deposition of the lacustrine carbonates. The imprint of the Cretaceous source rocks was present in the lithological spectrum of the alluvial and in the lacustrine-palustrine associations. Calcrete facies are the link with the alluvial facies and show a gradual transition to palustrine facies from which there is not always a clear distinction. The main features used for separating them are the perceptible presence in the palustrine facies of some gastropods and ostracods and the association with lacustrine facies, apart from the evidence of exposure features (brecciation, grainification, rootlet traces). On the other hand, the lacustrine facies are characterized by the

abundance and dominance of microbialite structures both as stromatolites and/or oncolites. The mixing of both facies at the centimeter scale is common, which may suggest that deposition sites are closely related. Presence of charophytes indicates lacustrine condition within the photic zone. The absence of laminated facies and dark carbonate facies indicates holomitic and probably shallow lake waters in the central perennial lacustrine areas. Flat stromatolites may reflect stable conditions in marginal lake environments whereas oncolites seem to reflect more variable conditions in depth and energy. The absence of good sorting and tractive structures suggests low-energy lake deposition.

### **ACKNOWLEDGEMENTS**

This work was supported by the Ministry of Higher Education and Scientific Research of Tunisia and MINECO CGL2014-54818-P. Thanks to Drs. C. Arenas and A. Martin for their constructive suggestions.

### **REFERENCES**

- Alonzo-Zarza, A.M. and Wright, V.P. (2010): Calcretes. En: Carbonates in geological settings: facies, environments and processes (A.M. Alonso Zarza and L.H. Tanner, eds.). Vol. 61 Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 225-267.
- Alonso-Zarza, A. M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3), 261-298.
- Armenteros, I., and Daley, B. (1998): Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by Bembridge Limestone. (Late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sedimentary Geology*, 119, 275-295.
- Arp, G. (1995): Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Rie-Impact-crater (Miocene, Söüthern Germany). *Facies*, 33, 35-90.
- Ben Haj Ali, M., Jédoui, Y., Dali, T., Bensalem, H. y Memmi, L. (1988): Carte géologique de la Tunisie au 1/500 000. Service des Mines, de l'industrie et de l'Energie, Tunis.
- Burrollet, P.F. and Sainfeled, P. (1956): Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de Tadjerouine (51). 36 pp. Service des Mines, de l'industrie et de l'Energie, Tunis.
- Chihaoui, A., Jaillard, E., Latil, J.L., Susperregui, A.S., Tourir, J. y Ouali, J. (2010): Stratigraphy of the Hameima and Lower Fahdene formations in the Tadjerouine area (Northern Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*. 58: 387-399.
- Freytet, P. and Plaziat, J.C. (1982): Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 213 p.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. (2010): Lacustrine carbonates. En: Carbonates in geological settings: facies, environments and processes (A.M. Alonso Zarza and L.H. Tanner, eds.). Vol. 61 Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 1-101.

## Petrografía de inclusiones fluidas en espeleotemas: comparación con calcitas no espeleotémicas

### *Fluid inclusion petrography in speleothems: comparison with non speleothemic calcites*

M. Lopez-Elorza<sup>1,2</sup>, M.B. Muñoz-García<sup>1</sup>, L. González-Acebrón<sup>1</sup> y J. Martín-Chivelet<sup>1,2</sup>

1. Dpto. Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid

2. Instituto de Geociencias IGEO (CISC-UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid

**Resumen:** Los espeleotemas presentan inclusiones fluidas que pueden utilizarse como *proxy* paleoclimático ya que sus características dependen de las condiciones fisicoquímicas y ambientales bajo las que se generaron. En esta línea, su caracterización petrográfica aparece como una tarea fundamental, previa a cualquier otro tipo de análisis. En este trabajo se presenta el estudio petrográfico de las inclusiones fluidas de dos coladas de Cueva del Cobre (Palencia), que ha permitido clasificarlas en siete tipos en función de su morfología (*thorn shaped*, *boudin shaped*, *elongate*, *amorphous*, *oval shaped*, *pyriform* y *round shaped*). Todas ellas son monofásicas líquidas. Dependiendo del tipo de morfología de las inclusiones, su posición en relación al cristal encajante es variable, siendo las *elongated* y *thorn shaped* exclusivamente intercristalinas, y todas las demás intracristalinas. Un análisis comparativo con inclusiones descritas en calcitas no espeleotémicas revela que las inclusiones fluidas *elongated*, *amorphous* y *oval shaped* son también comunes en esas calcitas, mientras que las *pyriform* y las *boudin shaped* no han sido descritas hasta ahora.

**Palabras clave:** colada espeleotémica, inclusiones fluidas, petrografía, paleoclima, karst

**Abstract:** *Speleothems show fluid inclusions which can be used as paleoclimate proxy, as their features depend on the physicochemical and environmental conditions under which they were formed. In this line, their petrographic study arises as a fundamental task prior to any further analysis. This paper shows the petrographic study of the inclusions of two flowstones from Cueva del Cobre (Palencia), which has allowed the recognition of seven types of fluid inclusions according to their morphology (thorn shaped, boudin shaped, elongate, amorphous, oval shaped, pyriform and round shaped), all of them monophasic. It should be noted that elongated and thorn-shape inclusions are exclusively intercrystalline, and the others are intracrystalline. A comparative analysis of these inclusions with those described in non-speleothemic calcites reveals that elongated, amorphous, and oval shaped morphologies are also common in those calcites, but pyriform and boudin shaped inclusions have been never described in previous works.*

**Key words:** *flowstone, fluid inclusions, petrography, paleoclimate, karst*

## INTRODUCCIÓN

Los espeleotemas son una herramienta importante para la obtención de registros paleoclimáticos, debido a su amplia distribución geográfica en zonas continentales y a la gran resolución que permiten las dataciones radiométricas de estos materiales. Las inclusiones fluidas que albergan plantean grandes oportunidades en nuevas líneas de investigación y adquisición de series de paleotemperaturas, con técnicas tan novedosas como el análisis de gases nobles (Scheidegger *et al.*, 2008) o la nucleación de una fase gaseosa a partir del femtolaser y el posterior estudio microtermométrico (Krüger *et al.*, 2008). La mayoría de los experimentos relacionados con el análisis de gases nobles o isótopos estables (Vonhof *et al.*, 2006) se realiza mediante *crushing* de las muestras de calcita, normalmente sin trabajos previos de petrografía para determinar zonas óptimas con mayor concentración de inclusiones válidas para llevar a cabo el ensayo. En

consecuencia, hasta ahora hay escasos trabajos petrográficos de inclusiones fluidas (*e.g.*: Kendall y Broughton, 1978) en este tipo de materiales.

Una inclusión fluida se forma cuando una cavidad se rellena por uno o varios fluidos en el momento de formación del cristal, albergando algunas veces uno o más minerales sólidos. En el caso de los espeleotemas, las inclusiones fluidas intercristalinas se forman por un crecimiento competitivo de los cristales de calcita. Este mecanismo de formación genera una coalescencia parcial de los cristales, permitiendo la creación de espacios libres entre los distintos cristales de calcita y generando inclusiones de los tipos *elongated* y *thorn shaped*, descritos ya por Kendall y Broughton en 1978. Estas morfologías aparecen orientadas según el crecimiento del cristal. Por otro lado, las inclusiones intracristalinas se generan por defectos estructurales o

impurezas existentes dentro del cristal (inclusiones primarias) o bien por procesos diagenéticos (inclusiones secundarias) (Goldstein, 2003).

En este trabajo se presenta la caracterización petrográfica de las inclusiones fluidas existentes en coladas espeleotémicas holocenas procedentes de la Cueva del Cobre (Sierra de Peña Labra, Palencia) y una comparación de las mismas con las inclusiones fluidas de calcitas de diferentes orígenes (no espeleotémicas). La comparación se centrará en morfologías, fases existentes (líquido, sólido, gas) y posición cristalográfica (intercristalinas o intracristalinas).

## METODOLOGÍA

El estudio se ha centrado en dos coladas espeleotémicas (AP-95 y COB-2) de la Cueva del Cobre, en las que se han caracterizado y clasificado un total de 130 inclusiones fluidas sobre lámina delgada. Las láminas delgadas, de 350  $\mu\text{m}$  de espesor y formato grande de 5 x 8 cm, se pegaron en frío con cianocrilato siguiendo el procedimiento de Krüger *et al.* (2008) y se realizaron con una sierra de baja velocidad Isomet1000 Precision Cutter y sin pulido, con el objetivo de causar el menor daño posible a las inclusiones. En nuestro caso hemos añadido laca para facilitar el estudio petrográfico. El estudio se realizó con la ayuda de un microscopio óptico Nikon Eclipse VL100N POL.

## RESULTADOS

Las muestras de las coladas espeleotémicas AP-95 y COB-2 están formadas por fábricas *columnar elongate* y *columnar fascicular optic* en el sentido de Frisia (2015). La longitud de los cristales varía desde 500  $\mu\text{m}$  a 1,5 cm. Las inclusiones se encuentran en su mayoría dispersas en el seno del cristal, aunque algunas de tipo *round shaped* aparecen alineadas según direcciones cristalinias.

Basándonos en los aspectos morfológicos de las inclusiones, éstas se han agrupado en siete tipos, que denominamos *thorn shaped*, *elongated*, *boudin shaped*, *amorphous*, *pyriform*, *round shaped* y *oval shaped* (Fig. 1). Estas tipologías se han agrupado en función de su posición respecto al cristal huésped:

### Inclusiones intercristalinas

Incluye las de tipo *elongated* y *thorn shaped*, descritas previamente por Kendall y Broughton (1978).

Las inclusiones *elongated* constituyen el 36% de las inclusiones estudiadas. Suelen tener dimensiones que varían entre 20 y más de 100  $\mu\text{m}$  (Fig. 1A). Este tamaño depende de la propia longitud del cristal de calcita, formándose inclusiones más largas cuando los

cristales columnares son más grandes y por lo tanto la fase intercristalina es mayor. Las de tipo *thorn shaped* representan el 22,3% de las identificadas y también suelen tener variación de tamaños, pero en general son más pequeñas que las *elongated* (5-100  $\mu\text{m}$ ). Suelen ser fáciles de identificar, puesto que su anchura disminuye en la dirección del crecimiento del cristal, generando morfologías en punta (Fig. 1B).

### Inclusiones intracristalinas

El resto de las tipologías reconocidas son intracristalinas (*boudin shaped*, *amorphous*, *pyriform*, *round shaped* y *oval shaped*).

Las inclusiones *boudin shaped* (23,8% de las estudiadas) tienden a formar morfologías tubulares con estrechamientos a lo largo de la inclusión (Fig. 1C). Su tamaño varía entre 5 y 30  $\mu\text{m}$  y no siguen ninguna orientación cristalina predominante.

Las denominadas *amorphous* (7,6% del total) son más equidimensionales que las anteriores y no tienen ninguna forma en particular (Fig. 1D). El tamaño suele variar entre 5 y 30  $\mu\text{m}$ . A pesar de que algunas de ellas no presenten ninguna orientación predominante en relación al cristal huésped, sí se han podido observar algunas protuberancias que se alargan hacia el eje de crecimiento del cristal (Fig. 1D).

Las inclusiones tipo *pyriform* (3,8%) presentan una morfología característica que se compone por una “cabeza” redondeada, seguida por una punta que muchas veces es paralela al eje cristalino (Fig. 1E). Suelen tener tamaños generalmente pequeños en comparación con las demás (5-15  $\mu\text{m}$ ).

Las llamadas *round shaped* (3,8%) son redondeadas, tienden a aparecer agrupadas y muestran tamaños muy pequeños (2-5  $\mu\text{m}$ , Fig. 1F).

El último tipo de inclusiones son las *oval shaped* (1,5% del total). Tienen una morfología parecida a la elipse con dos ejes simétricos y perpendiculares, cuyo eje mayor se orienta paralelamente al eje de crecimiento del cristal (Fig. 1G). El tamaño de este tipo de inclusiones es parecido a los de las *amorphous*.

## DISCUSIÓN

La comparación de las inclusiones descritas en las coladas espeleotémicas de la Cueva del Cobre con las inclusiones normalmente encontradas en calcitas no espeleotémicas de diferentes orígenes revela notables analogías, pero también interesantes diferencias.

En las calcitas no espeleotémicas las inclusiones elongadas y amorfas son las más comunes.

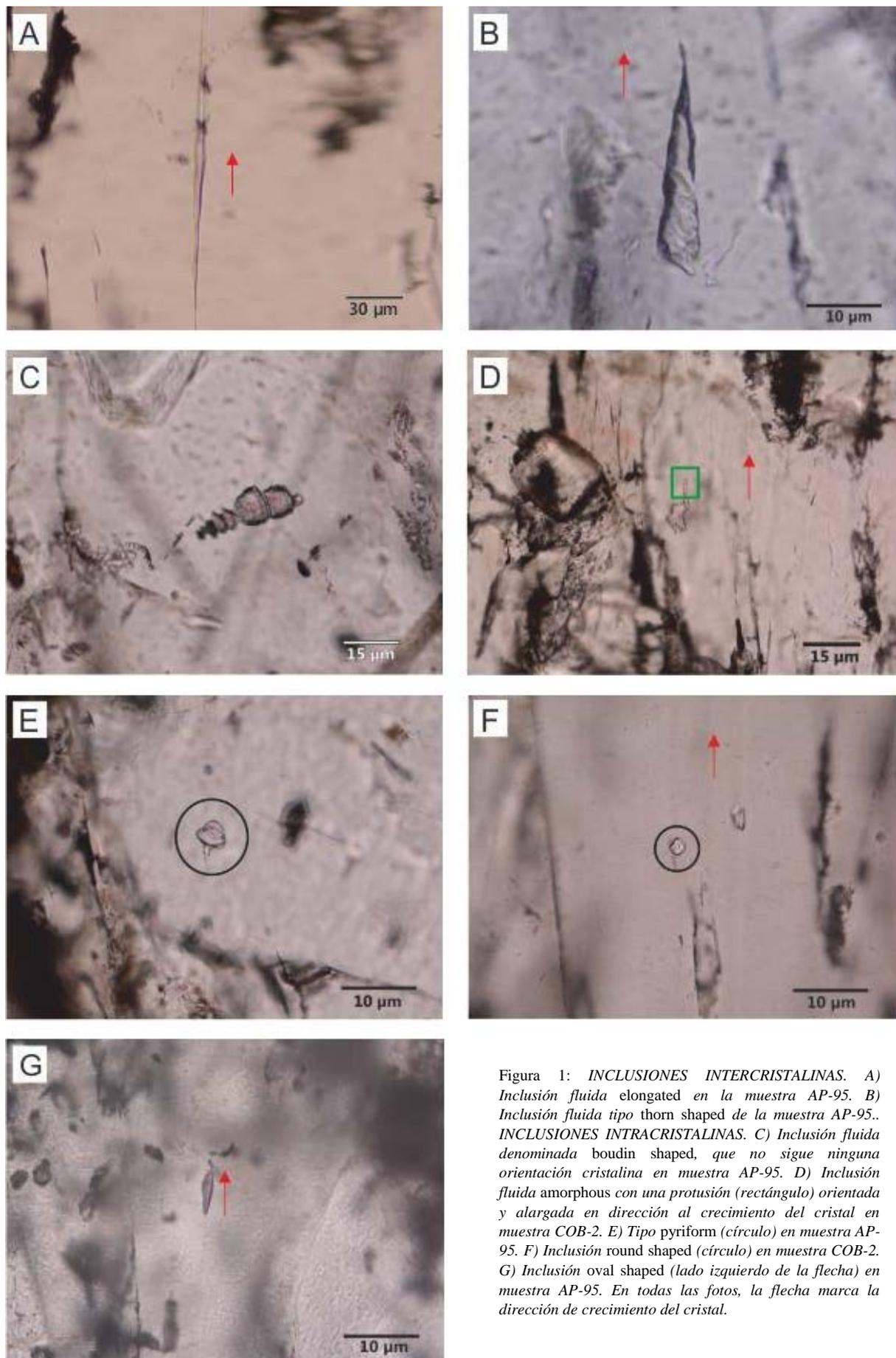


Figura 1: *INCLUSIONES INTERCRISTALINAS*. A) *Inclusión fluida elongated en la muestra AP-95*. B) *Inclusión fluida tipo thorn shaped de la muestra AP-95*. *INCLUSIONES INTRACRISTALINAS*. C) *Inclusión fluida denominada boudin shaped, que no sigue ninguna orientación cristalina en muestra AP-95*. D) *Inclusión fluida amorphous con una protusión (rectángulo) orientada y alargada en dirección al crecimiento del cristal en muestra COB-2*. E) *Tipo pyriform (círculo) en muestra AP-95*. F) *Inclusión round shaped (círculo) en muestra COB-2*. G) *Inclusión oval shaped (lado izquierdo de la flecha) en muestra AP-95*. En todas las fotos, la flecha marca la dirección de crecimiento del cristal.

Por ejemplo, las calcitas hidrotermales albergan gran cantidad de inclusiones con estas morfologías, así como inclusiones de formas ovaladas (Peter *et al.*, 1994). Estas morfologías también han sido observadas en las coladas estudiadas, donde las intercrystalinas *elongated* son las más comunes. Otro tipo de morfologías que también suelen aparecer en las calcitas no espeleotémicas son las cuadradas, por ejemplo, en calcitas telodiagenéticas (Muech y Slobodnik, 1996), pero no se han observado en espeleotemas hasta ahora.

Por otro lado, morfologías más anómalas como las *thorn shaped*, se pueden considerar morfologías en cristal negativo (Kendall y Broughton, 1978). Se entiende por cristal negativo las inclusiones fluidas con morfologías regulares que siguen las caras de crecimiento del cristal huésped (Goldstein, 2003). Las morfologías *thorn shaped* no han sido descritas hasta ahora en las calcitas no espeleotémicas, ni tampoco las inclusiones *pyriform* o las *boudin shaped*, cuyo modo de formación queda todavía por definir.

En cuanto a su posición en relación al cristal, en el caso de los espeleotemas y muchas calcitas hidrotermales, la mayoría de las inclusiones *elongated* y *thorn shaped* primarias son intercrystalinas. Además, tanto en los espeleotemas como en calcitas de otros orígenes, las inclusiones intracrystalinas tienden a tener morfologías equidimensionales.

Respecto a las fases que alberga una inclusión (líquido y vapor; L:V), también hay diferencias según el origen de la calcita. Las inclusiones de los espeleotemas estudiados suelen ser monofásicas líquidas o bifásicas líquidas con burbujas de aire pequeñas. Estas características no son las habituales en inclusiones formadas en ambientes vadosos, puesto que tienden a ser bifásicas con proporciones variables de L:V (Goldstein, 2003). Según Krüger *et al.* (2008), esto probablemente se debe a las bajas temperaturas de formación de los espeleotemas. En cambio, las calcitas no espeleotémicas presentan diferentes fases, y pueden albergar gases o minerales hijo, que se forman a partir del enfriamiento de un líquido sobresaturado (Goldstein, 2003). Dada la baja salinidad del agua kárstica, hasta ahora no se ha podido observar la presencia de minerales hijo en las inclusiones fluidas de los espeleotemas.

## CONCLUSIONES

Las coladas de la Cueva del Cobre presentan inclusiones fluidas monofásicas que han sido clasificadas en siete tipologías basadas en criterios morfológicos. Algunas de estas tipologías como las *elongated*, *amorphous* o las *oval shaped* son parecidas a las inclusiones que se observan en calcitas no espeleotémicas. Estos tipos en algunos casos

comparten otras características además de la morfología, por ejemplo, las inclusiones *elongated* son intercrystalinas en todos los materiales. Por otro lado, las inclusiones tipo *thorn shaped*, *pyriform* o *boudin shaped* solo han sido descritas en espeleotemas.

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una contribución al proyecto de investigación CGL2013-43257-R (MINECO) y al Grupo de Investigación de "Paleoclimatología y Cambio Global (910198)" de la UCM.

## REFERENCIAS

- Frisia, S. (2015): Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for paleoclimate studies. *International Journal of Speleology*, 44 (1): 1-16
- Goldstein, R.H. (2003): Petrographic analysis of fluid inclusions. En: *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. (I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds.). Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. 32: 9-53
- Kendall, A. C. y Broughton, P. L. (1978): Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 519-538
- Krüger, Y., Fleitmann, D. y Frenz, M. (2008): Paleotemperatures from fluid inclusion liquid-vapor homogenization in speleothems. *PAGES News*, 16 (3): 13-14
- Muech, P. y Slobodnik, M. (1996): Recognition and significance of multiple fluid inclusion generations in telogenetic calcites. *Mineralogical Magazine* 6: 813-819
- Peter, J. M., Goodfellow, W. D. y Leyourne, M. I. (1994): Fluid inclusion petrography and microthermometry of the Middle Valley Hydrothermal System, Northern Juan de Fuca Ridge. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Mottl, M.J., Davis, E.E., Fisher, A.T., Slack, J.F., eds.) 139: 411-428
- Scheidegger, Y., Kluge, T., Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W. y Wieler, R. (2008): Paleotemperature reconstruction using noble gas concentrations in speleothem fluid inclusions. *PAGES News*, 16 (3): 10-12
- Vonhof, H. B., Van Breukelen, M. R., Postma, O., Rowe, P. J., Atkinson, T. C. y Kroon, D. (2006): A continuous-flow crushing device for on-line  $\delta^2\text{H}$  analysis of fluid inclusion water in speleothems. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 20: 2553-2558.

## Sedimentos continentales del tránsito Aptiense – Albiense intercalados en carbonatos de plataforma somera (Prebético de Jaén, S de España)

### *Continental sediments from the Aptian – Albian transition interfingered with shallow carbonate platforms (Prebetic of Jaén, S Spain)*

L.M. Nieto<sup>1</sup>, J.M. Molina<sup>1</sup>, P.A. Ruiz-Ortiz<sup>1</sup>, J.M. Castro<sup>1</sup>, C. Martín-Closas<sup>2</sup> y M. Reolid<sup>1</sup>

1 Dpto. de Geología y CEA/Tierra. Universidad de Jaén. 23071 Jaén lmnieto@ujaen.es jmmolina@ujaen.es paruiz@ujaen.es jmcastro@ujaen.es mreolid@ujaen.es

2 Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona cmartinclosas@ub.edu

**Resumen:** Durante el Cretácico Inferior, la Sierra de Bedmar-Jódar (Prebético de Jaén, Cordillera Bética) constituyó un bloque basculado hacia el NE, parcialmente aislado del resto de la plataforma prebética. En el Aptiense, se desarrolló una plataforma carbonatada muy somera, extremadamente sensible a la tectónica regional y a los cambios relativos del nivel del mar. Coincidiendo con una fase de expansión del Atlántico Central, en el tránsito Aptiense-Albiense, en esta plataforma se generó un pequeño graben coetáneo con un descenso relativo del nivel del mar. En este contexto se depositaron margas y margocalizas, con facies brechificadas con abundantes rizolitos que evidencian la presencia de raíces de plantas y cierta edafización con el crecimiento de nódulos. Además, se formaron charcas donde se generaron facies ricas en materia orgánica. Dada la proximidad de estos medios palustres a la línea de costas, como consecuencia de la inestabilidad tectónica, fue posible la inundación marina esporádica de estos ambientes y el desarrollo de una delgada capa rica en orbitolinas, que posteriormente sería cubierta por nuevos materiales palustres. Los datos sedimentológicos y la presencia de determinadas especies de carofitas (*Atopochara trivolvris trivolvris*, *Clavator grovesii lusitanicus*, *Munieria grambastii*) indican que en estos medios hubo amplias oscilaciones en la salinidad de las aguas.

**Palabras clave:** Prebético, tránsito Aptiense-Albiense, plataforma carbonatada somera, facies palustres, carofitas.

**Abstract:** During the Early Cretaceous, the Sierra of Bedmar-Jódar (Prebetic of Jaén, Betic Cordillera) made up a dipping NE tilted block, partially isolated from the prebetic platform. During the Aptian, in this block a shallow carbonate platform was developed, very sensitive to regional tectonic and to the relative sea level changes. During the Aptian-Albian transition, an extensional stage of the Central Atlantic occurred; then, in the platform a graben morphology developed, together with relative low sea level conditions. As a consequence, palustrine facies begun to develop, characterized by rhizolites and some ponds filled by black marls. As the palustrine environments were close to the coast and according to the tectonic instability, a thin bed of orbitolines was deposited. This level was covered by new palustrine sediments. The sedimentary data and the presence of some kinds of charophytes such as *Atopochara trivolvris trivolvris*, *Clavator grovesii lusitanicus* and *Munieria grambastii*, show that these environments had wide water salinity changes. Over these palustrine sediments a second shallow carbonate platform was built during the Early Albian. The presence of these continental sediments between two episodes of shallow carbonate platform is described firstly in the Prebetic.

**Key words:** Prebetic, Aptian-Albian transition, shallow carbonate platform, palustrine facies, charophyte.

## INTRODUCCIÓN

La Sierra de Bedmar-Jódar es un afloramiento atribuido al Prebético de Jaén por numerosos autores (véase por ejemplo Molina et al., 2012; y Ruiz-Ortiz et al., 2014). Constituye uno de los afloramientos del Prebético de Jaén, separado de las unidades de las sierras de Cazorla, Segura y las Villas por la Falla de Tíscar (Fig. 1). En él sólo afloran materiales del Cretácico y del Mioceno. El Cretácico está representado por una sucesión de carbonatos datados como Valanginiense – Cenomaniense (op. cit.). Entre

los materiales del Valanginiense y los del Aptiense se ha registrado una laguna estratigráfica que abarcaría el Hauteriviense y Barremiense. Mientras que los materiales del Valanginiense son unas ritmitas calizo margosas – margas, con intercalaciones locales de terrígenos, de carácter hemipelágico, los materiales del Aptiense-Albiense se depositaron en una plataforma carbonatada somera con un buen desarrollo de las facies de *lagoon* (Nieto et al., 2012; Molina et al., 2015). De acuerdo con Molina et al. (2012) y Ruiz-Ortiz et al. (2014) durante el Aptiense y Albiense, esta plataforma se desarrolló en un bloque basculado hacia el NE, que formaba parte del Paleomargen Sudibérico,

generado durante la fase de *rifting* atlántico que afectó a dicho paleomargen a finales del Cretácico Inferior.

La particularidad de los afloramientos considerados en este trabajo es que el límite Aptiense – Albiense ha quedado registrado, localmente, en sedimentos continentales de facies palustres o en paleosuelos, lo que constituye una novedad dentro del registro estratigráfico y sedimentológico del Prebético. El objetivo de este trabajo es caracterizar estratigráfica, sedimentológica y paleontológicamente estos materiales, planteando un modelo genético preliminar, teniendo en cuenta que tanto por debajo como por encima de ellos se tiene registro de sendas plataformas carbonatadas someras.

## FACIES DEL TRÁNSITO APTIENSE-ALBIENSE

La sucesión de carbonatos continentales aflora a techo de un conjunto de ciclos de somerización que recogen la evolución sedimentaria de un *lagoon* somero de baja energía (Nieto et al., 2012) que se desarrolló durante el Aptiense superior (Fig. 2). El estrato calizo sobre el que se dispone la sucesión continental (capa 106, Fig. 2) presenta una facies de *wackestone* con miliólidos, orbitolinas (*Orbitolina (mesorbitolina) subconca*), así como algún gasterópodo y rudista mal conservado; además pueden reconocerse algunos granos finos de cuarzo (< 0,5 mm) y peloides. La textura fenestral está bien desarrollada. El techo del nivel 106 es irregular; presenta abundantes bioturbaciones y óxidos de Fe.

La sucesión de carbonatos continentales tiene una potencia de 22,5 m. Se pueden diferenciar seis tipos de facies:

1. Margocalizas brechificadas, con una textura de *mudstone* de carofitas, peloides y algún gasterópodo. Las rizocreciones son abundantes y se encuentran rellenas por un sedimento de textura *mudstone* que, frecuentemente, está dolomitizado y presenta un color amarillo, debido a la tinción por óxidos de hierro.
2. Calizas margosas, localmente brechificadas, con una textura de *wackestone* de carofitas (*Atopochara trivolis trivolis*, *Clavator grovesii lusitanicus*, *Munieria grambastii*). En el techo de estos niveles son frecuentes las grietas de desecación.
3. Margocalizas con carofitas, similares a las de las facies 1, que localmente presentan cantos negros y, hacia el techo del tramo continental, algunos cantos redondeados de cuarcitas. Lateralmente, estos materiales pueden cambiar a unas facies de margas negras, ricas en materia orgánica.
4. Calizas, que lateralmente pasan a calizas margosas brechificadas con unas microfacies de *mudstone* y/o *wackestone* de miliólidos, peloides y bioclastos diversos; los rizolitos son abundantes y presentan características similares a los descritos en las facies 1. A techo de los niveles con estas facies se observan grietas de desecación. Unos 7 m por debajo del techo de la sucesión continental, aparece un estrato de 35 cm de potencia con esta misma

facies, pero con *Orbitolina (mesorbitolina) subconca*.

5. Margas con finas intercalaciones de calcilimolitas, que presentan una morfología lenticular. Estos últimos niveles presentan facies de *mudstone* con carofitas y rizolitos similares a los descritos con anterioridad.
6. Calizas margosas brechificadas con dasycladáceas (*Salpingoporella*), caráceas (*Atopochara trivolis trivolis*) y bioclastos de rudistas y gasterópodos. Las rizocreciones son abundantes y de características similares a las observadas en facies previas. Estas facies con bioclastos de rudistas sólo se observan en la parte alta del tramo de carbonatos continentales.

La presencia de *Orbitolina (mesorbitolina) subconca* en la base y en la parte superior de la sucesión continental, así como la asociación de carofitas descritas anteriormente, permiten reconocer el tránsito entre el Aptiense y el Albiense.

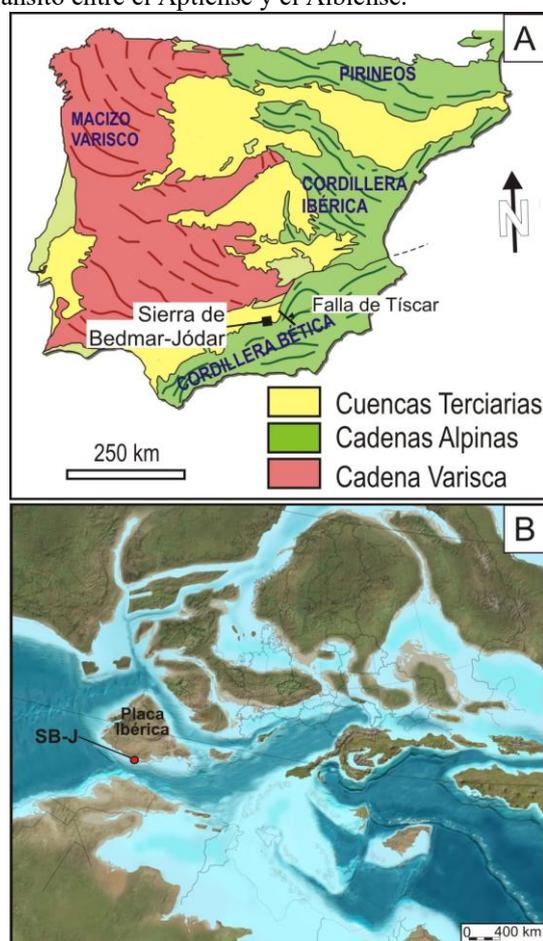


FIGURA 1. Situación geográfica, geológica y paleogeográfica de la Sierra de Bedmar-Jódar (SB-J). A. Situación en el contexto geológico de la Península Ibérica y de la Cordillera Bética. B. Situación paleogeográfica en el Margen Sudibético durante el final del Cretácico Inferior. El mapa de la figura B ha sido tomado de <http://cpgeosystems.com>.

A partir de la superficie irregular, con grietas de desecación que coincide con el techo del estrato 106 (Fig. 2) pueden reconocerse cinco secuencias elementales (I a V en Fig. 2) somerizantes, cuyo techo

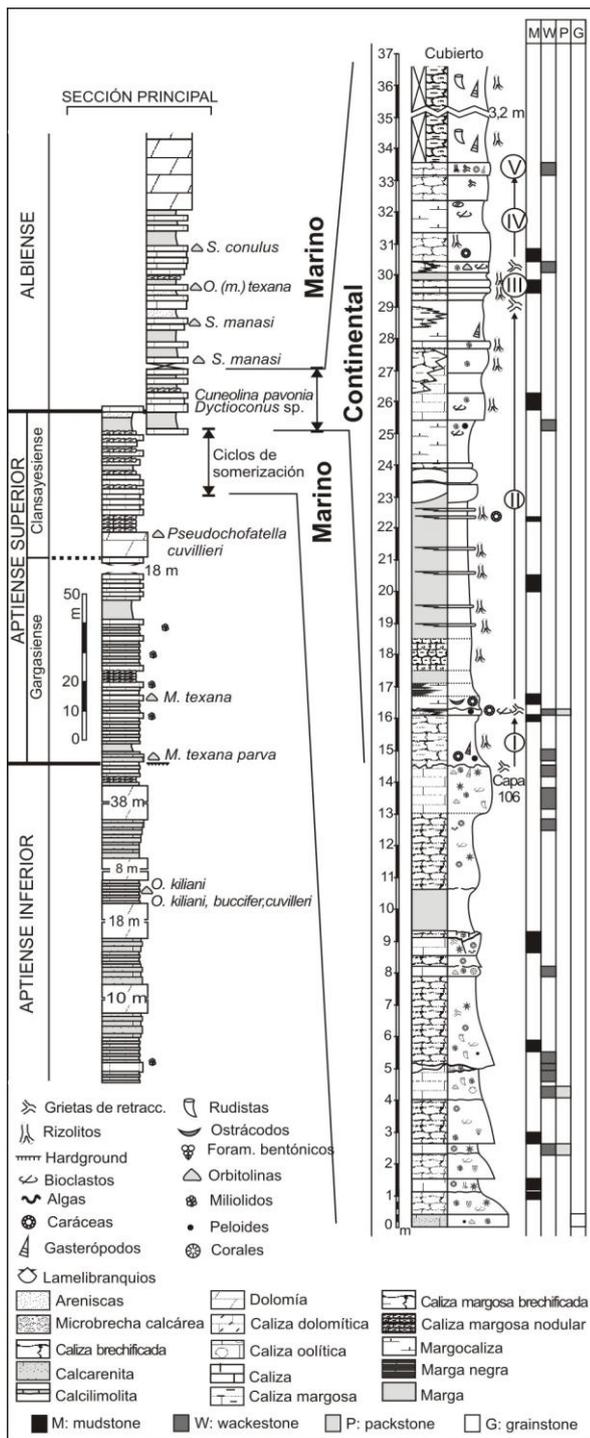


FIGURA 2. Situación estratigráfica de los carbonatos continentales en el contexto de la secuencia estratigráfica regional de la Sierra de Bedmar-Jódar.

se caracteriza igualmente por la presencia de grietas de desecación. La potencia de estas secuencias elementales oscila entre los 0,5 m de las secuencias III y V a los 13,25 m de la secuencia II. En las secuencias I, II y IV las facies de margocalizas brechificadas con textura de *mudstone* y las margocalizas con carofitas presentan mayor potencia dentro de la secuencia elemental; la parte superior de la secuencia está compuesta por estratos de caliza margosa brechificada con textura *wackestone* de carofitas o calizas con

microfacies de *mudstone* y/o *wackestone* de miliólidos. Por otro lado, en las secuencias III y V, de 0,5 m de potencia, las facies margosas son muy escasas o inexistentes, predominando facies más carbonatadas, similares a la número 4 descrita anteriormente.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El tránsito Aptiense – Albiense se ha caracterizado a escala global por importantes cambios paleogeográficos relacionados por un lado con el *rifting* del Atlántico Central y, por otro, con cambios climáticos en los que alternaron episodios sucesivos de corta duración cálidos y fríos (Peybernes et al., 2013).

En el Paleomargen Sudibérico, en el ámbito ahora representado en la Sierra de Bedmar-Jódar, se desarrolló en este intervalo temporal una plataforma sobre un bloque basculado hacia el NE y parcialmente individualizado del resto de la plataforma prebética (Nieto et al., 2016). Su evolución paleogeográfica estuvo marcada por determinadas particularidades. Así, la inestabilidad tectónica regional, afectó a la plataforma carbonatada somera que se venía desarrollando durante el Aptiense y que ya se manifestó en el desarrollo de algunos de los ciclos de somerización estudiados por Nieto et al. (2012). Esta inestabilidad fue más patente al final de la fase sedimentaria que dio lugar al estrato 106 (Fig. 2), de forma que se generó un pequeño graben y, simultáneamente, condujo a un descenso relativo del nivel del mar. Se favoreció de esta manera la implantación de unas condiciones continentales, comenzando a desarrollarse las facies palustres descritas en el apartado anterior. No obstante, este contexto fue muy sensible a los cambios relativos del nivel del mar y a las fluctuaciones del nivel piezométrico. En este medio palustre, hubo charcas (*ponds*) en las que se produjo una mayor acumulación de materia orgánica, desarrollándose las margas y margocalizas de color negro.

Dado que se trata de unos medios palustres muy próximos a la línea de la costa, era fácil que pequeños ascensos relativos del nivel del mar inundaran estos ambientes como evidencia la presencia de algún nivel poco potente con orbitolinas y otros bioclastos de origen marino. Después de este esporádico evento de inundación marina, hubo de nuevo un descenso del nivel del mar, con desarrollo de nuevas facies palustres, con rizolitos y carofitas, similares a las encontradas en niveles inferiores, previos al nivel de orbitolinas. La presencia de cantos redondeados de cuarcitas en estos materiales, denota que tal vez estos cambios del nivel del mar estuvieron relacionados con un pulso tectónico de carácter mayor que coincide con un límite de secuencia de segundo orden (p.ej. Castro et al., 2008). Como consecuencia, la erosión sobre el continente ibérico se vio incrementada y la energía del transporte llegó a ser suficiente para que alcanzaran el área terrígenos gruesos provenientes de áreas más elevadas.

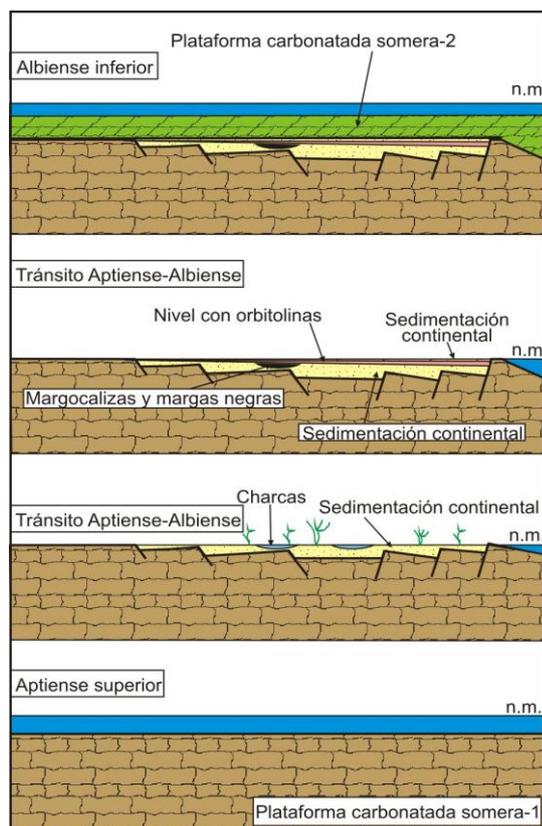


FIGURA 3. Modelo de evolución sedimentaria para explicar la formación de los carbonatos continentales.

Llama la atención que los materiales más modernos con claras evidencias de continentalización son unas calizas margosas, brechificadas, con rizolitos, y carofitas clavatoráceas (*Atopochara trivolvis trivolvis*), pero con fósiles marinos como dasycladáceas (*Salpingoporella*), gasterópodos marinos y rudistas. Esto puede interpretarse como el resultado de la transformación de unos sedimentos marinos, generados en un contexto de plataforma carbonatada interna muy somera, que quedó expuesta a condiciones subaéreas. Así, se desarrollaría una cubierta vegetal, cuyas raíces serían las responsables de los rizolitos y, localmente habría charcas, con salinidades muy variables donde habitarían las carofitas.

En los materiales estudiados, la presencia de *Atopochara trivolvis trivolvis* y *Clavator grovesii lusitanicus* muestran que se trató de contextos sedimentarios con amplios rangos de salinidad, desde aguas dulces a salmueras, lo que es corroborado también por la presencia de los miliólidos y de *Salpingoporella*. Estas carofitas son comunes en charcas costeras ricas en materia orgánica de la Fm. Escucha (Cadena Ibérica) y en el Montsec (Pirineos Centrales) (Martín-Closas, 2000). Los ambientes citados se dieron durante etapas de bajo nivel relativo del mar, con desarrollo de procesos edáficos que afectaron a los sedimentos (Ruiz-Ortiz et al., 2015).

## AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el ámbito del Grupo de Investigación RNM-200 de la Junta de Andalucía y del

Proyecto de Investigación CGL2014-55274-P del Ministerio de Economía y Competitividad. Agradecemos la labor realizada por D. Antonio Piedra, Técnico de Laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Jaén. Los comentarios de dos revisores anónimos han mejorado el manuscrito original.

## REFERENCIAS

- Castro, J.M., de Gea, G.A., Ruiz-Ortiz, P.A., y Nieto, L.M. (2008): Development of carbonate platforms on an extensional (rifted) margin. The Valanginian–Albian record of the Prebetic of Alicante (SE Spain). *Cretaceous Research*, 29: 848–860.
- Martín-Closas, C. (2000): Els caròfits del Juràssic superior i Cretaci inferior de la Península Ibèrica. *Arxius de les Seccions de Ciències, Institut d'Estudis Catalans*, 125: 304 pp.
- Molina, J.M., Nieto, L.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Castro, J.M. y Gea, G.A. de (2015): Secuencias deposicionales marinas someras con estromatopóridos (Aptiense inferior, Prebético, Sierra de Bedmar-Jódar). *Geogaceta*, 57: 79-82.
- Molina, J.M., Nieto, L.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Castro, J.M. y Gea, G.A. de (2012): El Cretácico Inferior de la Sierra de Jódar-Bedmar (Prebético de Jaén, Cordillera Bética): facies, bioestratigrafía e interpretación paleoambiental. *Geogaceta*, 52: 73-76.
- Nieto, L.M., Molina, J.M., Ruiz-ortiz, P.A., Castro, J.M. y de Gea, G.A. (2016): Clinoformas en la Sierra de Bedmar-Jódar (Aptiense inferior. Prebético de Jaén). *Geotemas* (en este volumen).
- Nieto, L.M., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Castro, J.M. y Gea, G.A. de (2012): Ciclos de somerización en un lagoon de baja energía (Aptiense de la Sierra de Jódar, Prebético de Jaén. Cordillera Bética). *Geotemas*, 13: 83-87.
- Peybernes, C., Giraud, F., Jaillard, E., Robert, E., Masrour, M., Aoutem, M. y Içame, N. (2013): Stratigraphic framework and calcareous nannofossil productivity of the Essaouira-Agadir Basin (Morocco) during the Aptian-Early Albian: Comparison with the north-Tethyan margin. *Cretaceous Research*, 39: 149-169.
- Ruiz-Ortiz, P.A., de Gea, G.A., Castro, J.M., García-García, F., Molina, J.M. y Nieto, L.M. (2014): Datos y reflexiones para la reconstrucción paleogeográfica de un sector centro-septentrional (entre Bedmar y Jaén) de la Cordillera Bética durante el Cretácico Inferior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27: 111-126.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Reolid, M., Martín-Closas, C., Nieto, L.M., Molina, J.M., Castro, J.M. y Abad, I. (2015): Fossil assemblages from palustrine sediments and paleosols interfingered with shallow marine platform carbonates recorded in the Aptian-Albian transition (Prebetic, Southern Spain). En: *Libro de Resúmenes XXXI Jornadas de Paleontología*. 270-271.

# Morfología de cristales de dolomita en dolocretas y depósitos lacustres del Cenozoico de las Cuencas de Madrid y de Almazán

## *Dolomite crystal morphologies in dolocretes and lacustrine deposits from the Madrid and Almazán basins*

P. Huerta <sup>1</sup>, A. Casado, I <sup>2,5</sup>, M. A. Bustillo <sup>3</sup>, I. Armenteros <sup>4</sup> y A. M. Alonso-Zarza <sup>2,5</sup>

1 Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca, 05003, Ávila. [phuerta@usal.es](mailto:phuerta@usal.es)

2 Instituto de Geociencias, CSIC, UCM. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, [acasadogomez@ucm.es](mailto:acasadogomez@ucm.es)

3 Dpto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, c/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, España. [abustillo@mncn.csic.es](mailto:abustillo@mncn.csic.es)

4 Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Pza. de la Merced, S/N. 37071, Salamanca. [ilde@usal.es](mailto:ilde@usal.es)

5 Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, España. [acasadogomez@ucm.es](mailto:acasadogomez@ucm.es); [alonsoza@ucm.es](mailto:alonsoza@ucm.es)

**Resumen:** Este trabajo describe morfologías de cristales de dolomita, observados tanto en microscopio petrográfico como electrónico, de dolocretas y de depósitos carbonático-evaporíticos de ambientes lacustres someros, tanto del Paleógeno de la Cuenca de Almazán como del Mioceno de la Cuenca de Madrid. Se han identificado 6 morfotipos: 1) Tubos de dolomita; 2) Cilindros de dolomita vacuolar; 3) Romboedros de dolomita; 4) Cristales de dolomita esférica; 5) Cristales de dolomita con forma de capullo; y 6) Dolomita en mancuerna. Las morfologías dominantes en dolocretas son los romboedros, los esferoides, y las mancuernas. Por otro lado, en los depósitos lacustres la variedad de morfologías es mucho mayor, siendo las más comunes: los tubos, los cilindros de dolomita vacuolar, los esferoides y los cristales de dolomita con forma de capullo. La morfología de los cristales de dolomita puede ser un indicador de procesos bióticos o abióticos en su precipitación, aunque han de tenerse en cuenta otros indicadores para comprender la influencia de dichos procesos.

**Palabras clave:** dolomita; dolocrete; arcillas fibrosas; biótico; lacustre.

**Abstract:** *This paper describes the dolomite crystal morphologies, observed under petrographic microscope and SEM, from dolocretes and carbonate-evaporitic lacustrine deposits. Samples analysed come from the Paleogene of the Almazán basin and the Miocene of the Madrid basin. Six morphotypes have been identified: 1) Dolomite tubes; 2) Vacuolar dolomite cylinders; 3) Rhombohedral dolomite crystals; 4) Spheroidal dolomite crystals; 5) Cocoon-shaped dolomite crystals; and 6) Dolomite dumbbells. Dominant morphotypes in dolocretes are: rhomboids; spheroids, and dumbbells. In lacustrine deposits the variety is higher and includes tubes, vacuolar dolomite cylinders, spheroids and cocoon-shaped dolomite crystals. Dolomite crystal morphology can be indicative of biotic or abiotic processes in dolomite precipitation, but other evidences must be taken into account to understand the influence of the mentioned processes.*

**Key words:** *dolomite; dolocrete; fibrous clays; biotic; lacustrine.*

## INTRODUCCIÓN

La dolomita es uno de los principales minerales que aparecen en costras de carbonato y en lagos carbonato-evaporíticos, tanto del registro fósil como de los medios actuales. Aunque tradicionalmente la dolomita se consideraba como producto del remplazamiento o recristalización de un precursor carbonático, desde los años 90 se han multiplicado los trabajos que explican diversos modos de precipitar este mineral directamente (Vasconcelos y McKenzie, 1997). La presencia de materia orgánica, grupos carboxilo (Roberts et al., 2013), la actividad de microorganismos y las sustancias exopoliméricas que forman (Vasconcelos y McKenzie, 1997), la presencia de arcillas magnesianas, etc. son algunos de los catalizadores descritos que permiten superar las barreras cinéticas en la formación de dolomita.

La asociación de la dolomita con morfologías microbianas, con materia orgánica, la morfología de los cristales o los isótopos de carbono han sido los principales indicadores de biogénesis (Sanz-Montero et al., 2006).

En este trabajo se describen las morfologías de los cristales de dolomita observadas en microscopio electrónico de barrido (SEM) de dolocretas, y lagos someros carbonato-evaporíticos, tanto del Paleógeno de la cuenca de Almazán como del Mioceno de la cuenca de Madrid. El objetivo es determinar si las morfologías de cristales de dolomita en sistemas lacustres muestran diferencias con la dolomita presente en dolocretas. Esto podría reflejar una influencia distinta de los procesos bióticos/abióticos en uno y otro ambiente.

## CONTEXTO SEDIMENTARIO

La dolomita estudiada procede de dos secciones (Secciones de Miñana y Umbría del Cerro, en las Formaciones Mazaterón y Deza respectivamente) del Paleógeno de la cuenca de Almazán (Huerta 2007), y de la sección de Paracuellos del Mioceno de la cuenca de Madrid (Casado et al., 2014) (Fig. 1). En ambas cuencas se ha identificado dolomita tanto en dolocretas como en depósitos lacustres que precipitan carbonatos y evaporitas.

## MORFOTIPOS

La observación precisa de los cristales se ha realizado mediante microscopio petrológico convencional y Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Las observaciones realizadas indican que todos los tipos de dolomita identificados aparecen relacionados con arcillas magnesianas cuyas fibras recubren o se entremezclan con los cristales de dolomita. Los morfotipos de dolomita reconocidos son:

1.- **Tubos de dolomita.** Son cristales con formas tubulares de entre 10-15  $\mu\text{m}$  de largo y 3-6  $\mu\text{m}$  de ancho (Fig. 2A). Son generalmente huecos, con diámetros de 1  $\mu\text{m}$ . En algunos casos el contorno de los cristales es curvo y constituido por un único cristal. En otros casos se aprecian formas poliédricas de pequeños cristales incompletos constituyendo los tubos. Estos pequeños cristales crecen paralelos al eje del tubo y mostrando picos multi-romboédricos. Estos tubos constituyen mosaicos dolomíticos, entre los que aparecen biofilms que recubren los cristales o crean puentes entre ellos (Fig. 2A, flechas). La presencia de yeso lenticular es común entre estos cristales.

2.- **Cilindros de dolomita vacuolar.** Son cilindros de tamaños relativamente grandes (más de 40  $\mu\text{m}$  de largo y 15  $\mu\text{m}$  de ancho) (Fig. 2B). Internamente, según se aprecia en distintas secciones, están constituidos por bandas de dolomita con forma de conos encajados unos en otros que alternan con huecos. Los ápices de los conos se encuentran en el interior del cilindro mientras que su base se encuentra en los extremos del cilindro. Así, viendo los extremos se reconocen formas de anillos concéntricos (Fig. 2B, flechas). La parte externa del cristal tiene un aspecto poliédrico formado por la aglomeración de pequeños cristales de dolomita (más de 5  $\mu\text{m}$ ) con forma rómbica. Los cilindros suelen estar total o parcialmente recubiertos por una fina película de arcillas fibrosas. Estos cristales no suelen aparecer aislados, sino que aparecen formando la matriz de rocas dolomíticas que tienen yesos lenticulares o sus pseudomorfos.

3.- **Romboedros de dolomita.** Constituyen mosaicos en los cuales los cristales tienen tamaños de 0.3 a 8  $\mu\text{m}$ . Las superficies de los cristales están bien definidas, aunque en algunos casos aparecen romboedros más pequeños constituyendo la superficie del cristal o aparecen huecos de forma rómbica (Fig. 2C). Los núcleos pueden estar huecos total y/o parcialmente. En muchos cristales se observan superficies con pequeñas irregularidades y filamentos que recuerdan a formas bacterianas.

Muchos de estos mosaicos de romboedros de dolomita están mezclados con arcillas fibrosas que crecen entre los cristales, los recubren y parecen en ocasiones fusionarse. Pueden aparecer asociados a cristales de yeso.

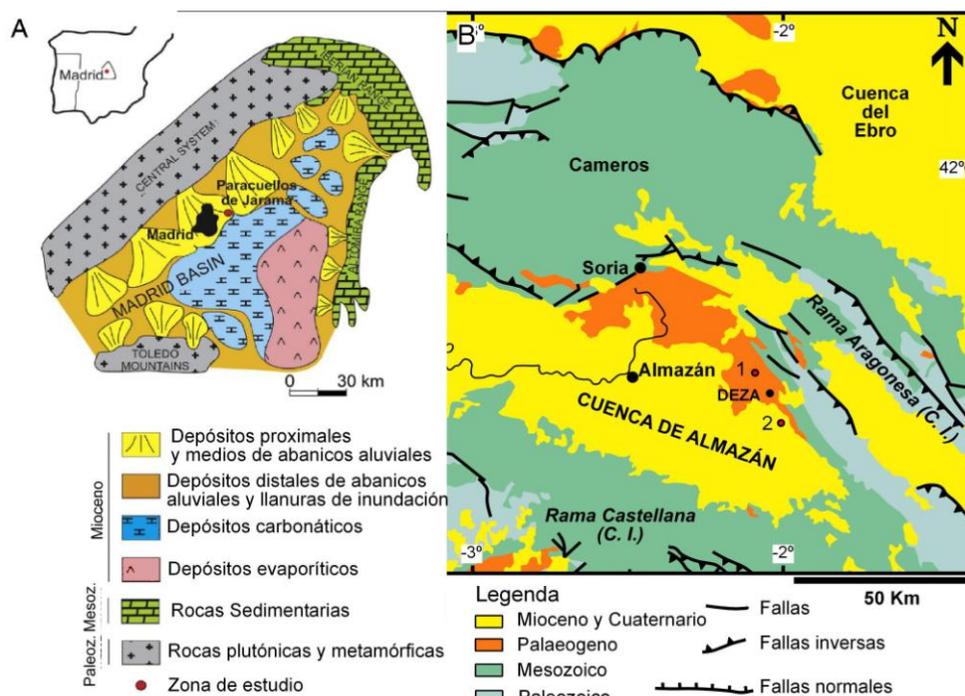


FIGURA 1. Situación de la Cuenca de Madrid (A) y la Cuenca de Almazán, (B) donde se encuentran las sucesiones estudiadas. Paracuellos, (Madrid); Miñana (1) y Umbría del Cerro (2) (Almazán).

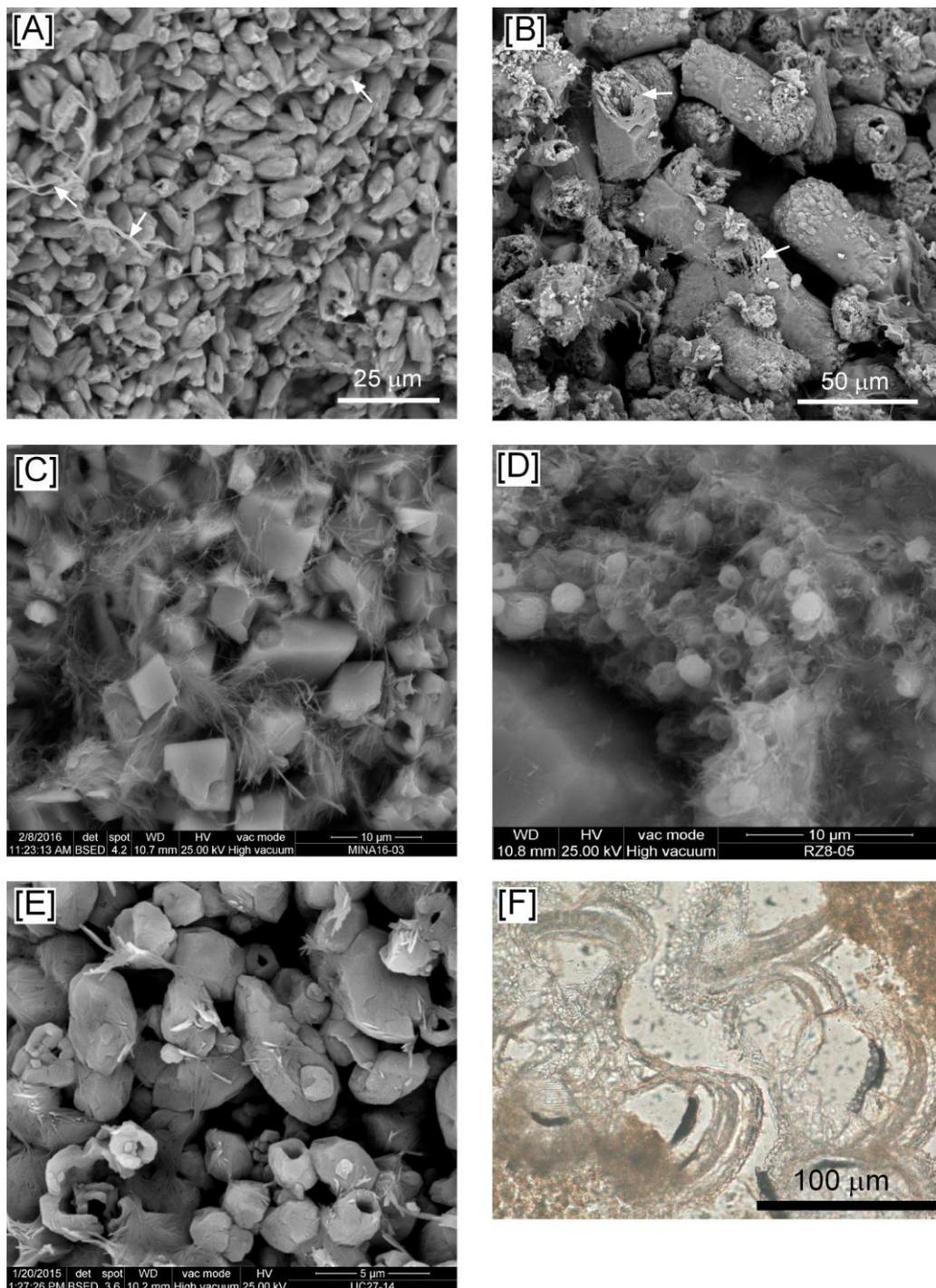


FIGURA 2. Morfotipos de dolomita. A) Tubos de dolomita. Las flechas señalan fibras orgánicas. B) Cilindros de dolomita vacuolar. Las flechas muestran la estructura interna de los cilindros. C) Romboedros de dolomita junto con fibras de palygorskita. D) Cristales de dolomita esferooidal junto con fibras de palygorskita. E) Cristales de dolomita con forma de capullo. F) Dolomita en mancuerna.

4.- **Cristales de dolomita esferooidal.** Son cristales con morfologías esféricas. El diámetro de estos cristales varía desde 4 a 25  $\mu\text{m}$  (Fig. 2D). A menudo tienen núcleos huecos con formas romboédricas o esferooidales. Algunos cristales muestran una estructura de cristales fibroso-radiados que en ocasiones se disponen formando un patrón de reloj arena. La

mayoría de estos esferoides fibroso-radiados poseen una corteza transparente de dolomita con 1-2  $\mu\text{m}$  de grosor. En otros casos no muestran estructura interna.

5.- **Cristales de dolomita con forma de capullo.** Tienen formas ovoideas de 3-6  $\mu\text{m}$  de largo y núcleos huecos (Fig. 2E). Están constituidos por agregados de pequeños cristales de tamaños inferiores a 1  $\mu\text{m}$  y que

parecen disponerse en torno al hueco. Están cubiertos y entremezclados con arcillas fibrosas.

6.- **Dolomita en mancuerna.** Son cristales con dos extremos subesféricos unidos. Están constituidos por bandas curvas de dolomita de unas 10-30  $\mu\text{m}$  separadas por bandas huecas del mismo orden de tamaño entre ellas (Fig. 2F). Aparecen asociadas a raíces.

Estos morfotipos no se distribuyen por igual en los dos ambientes estudiados. En las dolocretas el tipo dominante son los romboedros de dolomita, pero también son comunes la dolomita esferoidal y en mancuerna, que aparecen asociadas a raíces. Por el contrario en los ambientes lacustres la variedad de tipos de cristales de dolomita es mayor, y los que aparecen en dolocretas también se encuentran en depósitos lacustres, aunque no ocurre al revés. En depósitos lacustres los cristales de dolomita aparecen corroyendo a lenticulas de yeso, y en ambos ambientes están asociados con arcillas fibrosas.

## DISCUSIÓN

Los cristales con morfología en mancuerna descritos en dolocretas y los tubos, cilindros de dolomita vacuolar, esferoides y formas de capullo descritos en depósitos lacustres pueden interpretarse como formas bióticas aunque esta asignación podría ser muy discutible ya que no todas las formas esféricas lo son, como ocurre con la calcita (Mercedes-Martín et al., 2016). Las morfologías de tubos y las de cilindros de dolomita vacuolar son formas poco descritas en la literatura científica, aunque son similares a las mostradas por Leguey et al. (2010) en el Mioceno de la Cuenca de Madrid. Estas dos morfologías de dolomita muy probablemente se forman con participación microbiana (Bustillo et al., 2016), ya que están asociadas a biofilms. Sin embargo texturas similares se pueden formar inorgánicamente debido al efecto catalizador de arcillas magnesianas (Martín-Pérez et al., 2015).

La mayor presencia de cristales de dolomita que recuerdan formas orgánicas en depósitos lacustres pudiera estar relacionada con la mayor abundancia y diversidad de comunidades de microorganismos que en dolocretas. En éstas, la mayor concentración de dolomita con rasgos orgánicos (mancuernas) se produce en zonas próximas a las raíces donde la actividad orgánica dentro del suelo es mayor.

Como conclusión señalaremos que todas las texturas descritas aparecen sistemáticamente en ambientes lacustres o edáficos, alcalinos y muy ricos en magnesio. Es muy difícil asignar un origen biótico o abiótico a muchas de las texturas de dolomita que se han reconocido. Y en muchos casos, tal y como se discute en la literatura, los dos tipos de procesos van muy unidos. No obstante, sí parece haber una mayor presencia de dolomita biogénica en ambientes o microambientes con una mayor abundancia de microorganismos, como son las zonas lacustres

someras o las áreas adyacentes a los sistemas radiculares.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL-2011-27826-CO2-02 y CGL2014-54818-P del Ministerio de Economía y Competitividad.

## REFERENCIAS

- Bustillo, M.A., Armenteros, I. y Huerta, P. (2016, en prensa): Dolomita bacteriana en facies carbonatoyesíferas de lagos efimeros (Formación Deza, Eoceno superior, Cuenca de Almazán). *Geogaceta*, 59.
- Casado, A.I., Alonso-Zarza, A.M. y La Iglesia, Á. (2014): Morphology and origin of dolomite in paleosols and lacustrine sequences. Examples from the Miocene of the Madrid Basin. *Sedimentary Geology*, 312: 50-62.
- Huerta, P. (2007): *El Paleógeno de la cuenca de Almazán. Relleno de una cuenca piggyback*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca, 340 pp.
- Leguey S., de León D.R., Ruiz A.I., y Cuevas J. (2010): The role of biomineralization in the origin of sepiolite and dolomite. *American Journal of Science*, 310: 165-193.
- Martín-Pérez, A., Alonso-Zarza, A. M., La Iglesia, Á., y Martín-García, R. (2015): Do magnesian clays play a role in dolomite formation in alkaline environments? An example from Castañar Cave, Cáceres (Spain). *Geogaceta*, 57: 15-18.
- Mercedes-Martín, R., Rogerson, M.R., Brasier, A.T., Vonhof, H.B., Prior, T.J., Fellows, S.M., Reijmer, J.J.G., Billing, I. y Pedley, H.M. (2016): Growing spherulitic calcite grains in saline, hyperalkaline lakes: Experimental evaluation of the effects of Mg-clays and organic acids. *Sedimentary Geology*, 335: 93-102.
- Roberts, J.A., Kenward, P.A., Fowle, D.A., Goldstein, R.H., González, L.A. y Moore, D.S. (2013): Surface chemistry allows for abiotic precipitation of dolomite at low temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(36): 14540-14545.
- Sanz-Montero, M.E., Rodríguez-Aranda, J.P. y Calvo, J.P. (2006): Mediation of Endoevaporitic Microbial Communities in Early Replacement of Gypsum by Dolomite: A Case Study from Miocene Lake Deposits of the Madrid Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 76(12): 1257-1266.
- Vasconcelos, C. y McKenzie, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, 67(3): 378-390.

# Características texturales y variaciones morfológicas de los estromatolitos lacustres del Mioceno de la Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): Interpretación sedimentológica preliminar

## *Textural features and morphology variations of Miocene lacustrine stromatolites of the Sierra de Alcubierre (Cuenca del Ebro): preliminary sedimentological interpretation*

L. Martín Bello<sup>1</sup>, C. Arenas Abad<sup>1</sup>, A.M. Alonso Zarza<sup>2</sup> y G. Pardo Tirapu<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Estratigrafía. Dpto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. Calle Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). [lmartinb@unizar.es](mailto:lmartinb@unizar.es), [carenas@unizar.es](mailto:carenas@unizar.es) [gpardo@unizar.es](mailto:gpardo@unizar.es)

<sup>2</sup> Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología, Universidad Complutense Madrid. Calle José Antonio Novais 12, 28040 Madrid (España). [alonsoza@geo.ucm.es](mailto:alonsoza@geo.ucm.es)

**Resumen:** El registro lacustre mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro contiene abundantes estromatolitos, en particular en la Sierra de Alcubierre. Los estromatolitos se asocian a facies de calizas (localmente dolomías) laminadas (con estratificación lenticular y wavy, estratificación cruzada hummocky y laminación horizontal). Ambas facies representan un contexto de lago salino somero con depósito de carbonatos. En la secuencia tipo de facies (ciclo de profundización-somerización), los estromatolitos se hallan tanto en la base de los depósitos que representan el inicio de un proceso de profundización, como entre depósitos que representan un proceso de somerización. En las dos situaciones se encuentran distintos tipos morfológicos de estromatolitos: cuerpos de pocos milímetros a 10 cm de espesor, biohermos y biostromos (hasta 30 cm de espesor). Las láminas son lisas; alternan láminas porosas y densas, tanto simples como compuestas, pero el patrón de variación textural no es simple ni único. Los biohermos y biostromos se desarrollan en condiciones más profundas y periodos de oleaje de buen tiempo más largos que los estromatolitos finos.

**Palabras clave:** estromatolitos, facies lacustres, Mioceno, Sierra de Alcubierre, Cuenca del Ebro.

**Abstract:** *The Miocene lacustrine record of the central Ebro Basin (Spain) encompasses abundant stromatolites, in particular in the Sierra de Alcubierre. The stromatolites are associated with laminated limestones (locally dolostones), with lenticular and wavy stratification, hummocky-cross stratification and horizontal lamination. Both facies represent a shallow saline lake context with carbonate deposition. In the type-facies sequence (deepening-shallowing cycle), the stromatolites occur both at the base of deposits that represent the beginning of a deepening process and through deposits that represent a shallowing process. In both settings, different morphological types of stromatolites are present: thin planar beds (mm to 10 cm thick), bioherms and biostromes (up to 30 cm thick). The laminae are smooth; alternating porous and dense laminae, single and composite; however, the textural pattern is neither simple or single. Bioherms and biostromes developed in deeper conditions and longer fair-weather periods than the planar stromatolites.*

**Key words:** *stromatolites, lacustrine facies, Miocene, Sierra de Alcubierre, Ebro Basin.*

## INTRODUCCIÓN

Los estromatolitos son estructuras laminadas que se forman a partir de tapices microbianos desarrollados sobre sustratos fijos, tanto en ambientes marinos como continentales (Riding, 1991). Sus variaciones morfológicas se han relacionado principalmente con cambios en el espacio de acomodación y en las condiciones hidrodinámicas (Andres y Reid, 2006).

En el registro lacustre mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro (Fig.1) son comunes los afloramientos de estromatolitos, en particular en la Sierra de Alcubierre. Arenas (1993) y Arenas et al. (1993) documentaron la distribución espacial y temporal de los estromatolitos e interpretaron su

asociación con otras facies lacustres en función de variaciones del nivel de agua. Sin embargo, la relación entre los tipos morfológicos de estromatolitos y su posición en las secuencias verticales de facies precisa un análisis más detallado. Por ello, el objetivo de este trabajo es caracterizar su textura y aportar información sobre el significado ambiental de las variaciones morfológicas de los estromatolitos.

## CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO

En la Sierra de Alcubierre (Fig. 1), el registro del Mioceno inferior y medio constituye una sucesión de aproximadamente 630 m de espesor, en la que se han diferenciado tres unidades tectosedimentarias, UTS T5, T6 y T7 (Arenas, 1993; Arenas y Pardo, 1999). En este

sector, estas unidades están formadas por depósitos de carbonatos y sulfatos de origen lacustre (calizas, dolomías, yeso y margas), y depósitos aluviales distales (areniscas y lutitas) de procedencia pirenaica.

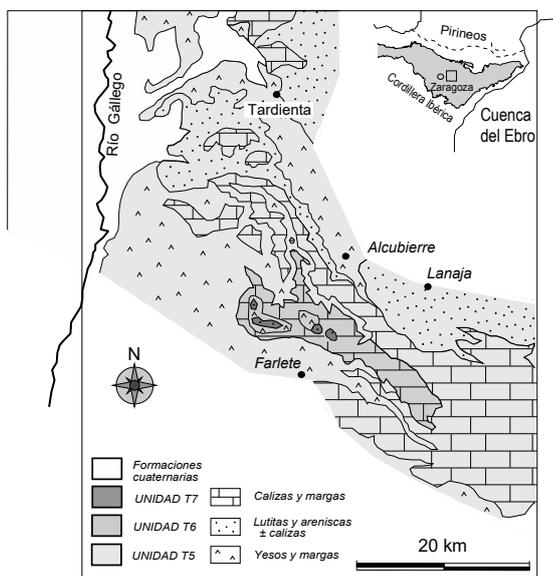


FIGURA 1. Mapa geológico de las unidades tectosedimentarias de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (Arenas y Pardo, 1999).

Las facies de carbonatos lacustres son (Arenas y Pardo, 1999): margas (M), calizas y dolomías laminadas (Ll), estromatolitos (Ls), calizas bioclásticas masivas (Lm) y calizas bioturbadas (Lb). Se pueden distinguir diferentes subfacies teniendo en cuenta las estructuras sedimentarias, los componentes biológicos y las características pedogenéticas. Así, la facies Ll se subdivide en Ll.1 (con estratificación lenticular y wavy, incluyendo niveles tabulares de *packstones* y *rudstones* de 1 a 3 cm de espesor), Ll.2 (con estratificación cruzada *hummocky*, HCS, Fig. 2) y Ll.3 (con laminación paralela). La laminación de la facies Ll resulta de la presencia de láminas, niveles tabulares y lenticulas, de espesores submilimétricos a centímetros, formados por granos de tamaño arena (silíceos y carbonatados) en una matriz *mudstone*. Las facies de sulfatos incluyen yeso con *ripples* y laminación (Gr, Gl), nodular (Gn) y macrocristalino (Gm). Las facies siliciclásticas son areniscas y lutitas (Sm, Sr, St, Fm, Fl, según el código de Miall, 1978).

En el modelo de facies lacustre para el Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro se diferencian dos situaciones principales (Arenas y Pardo, 1999): 1) Nivel alto del lago, en el que se forman las facies Lb, Lm y M. La facies Lb representa una orla palustre. 2) Nivel bajo del lago, en el que se generan Gr, Gl y M. Las calizas (localmente dolomías) laminadas y estromatolíticas (facies Ll y Ls) se desarrollan en situaciones intermedias, durante oscilaciones del nivel lacustre entre las situaciones 1 y 2. Representan condiciones de lago salino. La composición de  $\delta^{13}\text{C}$  y

$\delta^{18}\text{O}$  de las diversas facies de carbonatos apoya estas interpretaciones (Arenas et al., 1997).

## METODOLOGÍA

Se ha realizado un análisis sedimentológico de detalle de 13 secciones estratigráficas que contienen estromatolitos levantadas en las unidades T5, T6 y T7 (correlacionadas por autocorrelación, Arenas, 1993). Dicho análisis comprende la realización de 40 columnas estratigráficas de detalle (a escala 1:10), esquemas de la geometría de los cuerpos estromatolíticos y recogida de muestras de estromatolitos y facies asociadas. En estas nuevas muestras se han realizado secciones pulidas, láminas delgadas y análisis de difracción de rayos X que, junto con las preparaciones y análisis ya existentes (de Arenas, 1993), se han utilizado para la caracterización de la estructura, textura y mineralogía. La DRX de las nuevas muestras se ha realizado con un difractor D-Max Rigaku (Servicio de Apoyo a la investigación de la Universidad de Zaragoza).

## CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Según la geometría en afloramiento se diferencian tres tipos de estromatolitos (Ls), además de oncolitos. Estos tipos coinciden con los descritos por Arenas et al. (1993). El estudio de sus rasgos se ha realizado en detalle y se ha completado en nuevos afloramientos. Sus características se resumen como sigue:

1) Cuerpos finos (Ls.1), de pocos mm a 10 cm de espesor y de continuidad lateral variable. En función de la morfología de las láminas se diferencian: Ls.1a, con láminas semi-horizontales (Fig. 2); Ls.1b, con láminas suavemente onduladas; y Ls.1c, con láminas mameliformes, con sección semicircular, rómbica o rectangular. En planta, los ondulados y mameliformes muestran formas de circulares a oblongas; estas últimas con sus ejes largos paralelos.

2) Biohermos (Ls.2), con secciones de subsféricas a cóncavas, de 20 a 30 cm. Están constituidos por láminas que presentan un modelo de crecimiento columnar y pseudocolumnar. Algunos domos y columnas pueden estar separados por *mudstones* masivos y, a veces, por *packstones* y *rudstones* intraclásticos, incluyendo fragmentos estromatolíticos. Algunos biohermos culminan con pequeños domos.

3) Biostromos (Ls.3), de 20 a 30 cm de espesor y 10 a 30 m de longitud visible. Su sección es tabular. Suelen desarrollarse sobre Ls.1, primero con un crecimiento pseudocolumnar (2-5 cm de espesor) y después como domos y/o columnas (5-20 cm de espesor). Algunos biostromos se correlacionan a escala kilométrica.

4) Oncolitos (Lo), de 3 a 6 cm de diámetro. En sección son elípticos y su crecimiento es simétrico y

asimétrico. Los oncolitos son muy poco frecuentes y sólo aparecen en la base de algunos biohermos (Ls.2).

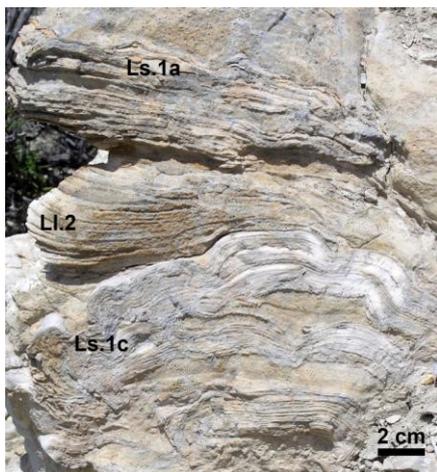


FIGURA 2. Aspecto de las facies Ls.1a, Ls.1c y Ll.2 en afloramiento.

### CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Los estromatolitos están compuestos de calcita principalmente, a excepción de algunos casos de la unidad T5 que contienen hasta un 60% de dolomita y hasta 10% de cuarzo detrítico (determinado en microscopio óptico y por DRX).

Las láminas de los estromatolitos son, en general, lisas y continuas, y forman domos y ondulaciones irregulares. Están formadas por micrita y microesparita. La laminación se distingue por diferencias en la porosidad de las láminas (Fig. 3).

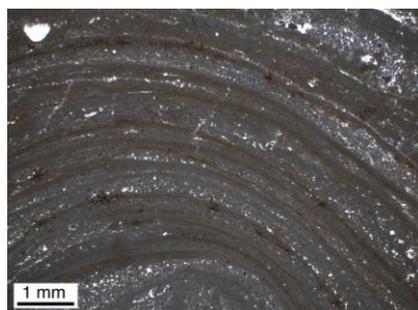


FIGURA 3. Laminación estromatolítica en microscopio óptico. Alternancia de láminas porosas y láminas densas compuestas.

Las láminas porosas presentan tonalidades más claras y espesores de entre 35  $\mu\text{m}$  y 2 mm; su espesor decrece hacia los extremos de los domos. Las láminas densas, de tonalidad más oscura y espesores de entre 45  $\mu\text{m}$  y 2,60 mm, generalmente son láminas compuestas, pues a su vez contienen láminas diferenciadas por variaciones de tonalidad y/o pequeños cambios de porosidad (láminas de 20 a 250  $\mu\text{m}$ ). En ambos tipos de láminas se reconocen cuerpos micríticos filamentosos dispersos, dispuestos subperpendicularmente a la laminación, que se interpretan como cianobacterianos. La laminación no

muestra un patrón repetitivo simple, por lo que su estudio requiere un análisis estadístico, apoyado también en datos geoquímicos. Por ello, es aventurado dar interpretaciones ambientales o temporales.

### ASOCIACIONES VERTICALES DE FACIES: SIGNIFICADO SEDIMENTOLÓGICO DE LOS ESTROMATOLITOS

Las facies carbonatadas están organizadas en secuencias simples de 1 a 4 m de espesor. La secuencia caracterizada por la sucesión de facies Ls→Ll→M→Ll→Ls→Lm→Lb es una secuencia tipo completa, observada en campo, y representa un ciclo de profundización-somerización (Arenas, 1993). Existen muchas variaciones de esta secuencia que se deben a la falta de una o más facies. Los estromatolitos se encuentran tanto en la base de los depósitos que representan el comienzo de un proceso de profundización, como entre depósitos que representan un proceso de somerización, y en cada una de estas situaciones se encuentran distintos tipos morfológicos de estromatolitos (Fig. 4):

1) En la base de depósitos que representan un proceso de profundización (Fig. 4A):

El desarrollo de estromatolitos finos (Ls.1b y Ls.1c) sobre calizas bioturbadas (Lb) representa la primera colonización microbiana tras un período prolongado de exposición subaérea del ambiente palustre. Ambos tipos de estromatolitos están relacionados con fragmentos estromatolíticos (Ll.1). Se formarían en zonas marginales someras con cierta energía. Sobre ellos, el desarrollo de biohermos (Ls.2) representaría un pequeño incremento de profundidad. La formación posterior de Ll.2 (HCS) sugiere un aumento relativo de la profundidad ligado a períodos con dinámica de oleaje de tormentas (p. ej., Duke, 1985). Finalmente, las margas se asocian a una profundización mayor con expansión lacustre debida a un incremento de aportes al lago.

2) Asociados con depósitos que representan un proceso de somerización (Fig. 4B, C y D):

- Ls.1 y Ls.2 alternando con o en el techo de Ll.1 y Ll.3, en ocasiones asociados con Gn (Fig. 4B).
- Ls.1 seguido de Ls.3, pasando verticalmente a Ll.2 (Fig. 4C).
- Ls.1 y Ls.2 alternando con Ll.2, a veces tapizando superficies erosivas (Fig. 4D).

La mayoría de los estromatolitos finos (Ls.1) que alternan con calizas laminadas (Ll.1 y Ll.3) representan una somerización relativa tras el cese de los aportes que, principalmente como flujos laminares, dan lugar a la facies Ll.3 en zonas lacustres marginales y someras. El desarrollo de estromatolitos finos y biohermos (Ls.1 y Ls.2) sobre el techo de Ll.3 corresponde a situaciones muy someras, que incluso pueden llegar a la exposición subaérea, con crecimiento intersticial de minerales evaporíticos (Fig. 4B). La aparición de biohermos y

biostromos sobre estromatolitos finos y/o sobre *packstones* de fragmentos estromatolíticos (Ll.1) se interpreta como una profundización relativa. La asociación vertical de cualquiera de los tipos de estromatolitos con calizas con HCS y laminación paralela (Ll.2 y Ll.3) sugiere períodos de condiciones de oleaje de buen tiempo entre los períodos de oleaje de tormentas. La duración de los primeros estaría marcada por el tipo y espesor de los estromatolitos.

En las tres secuencias de somerización, las calizas bioclásticas masivas (Lm) suponen un aumento relativo de la profundidad en relación con la llegada de aportes y consiguiente dilución del agua del lago. El subsiguiente descenso llevaría a la expansión de las orlas palustres (Lb), con exposición subaérea de áreas extensas. Por lo tanto, las tres secuencias registran variaciones relativas del nivel lacustre y de la hidrodinámica.

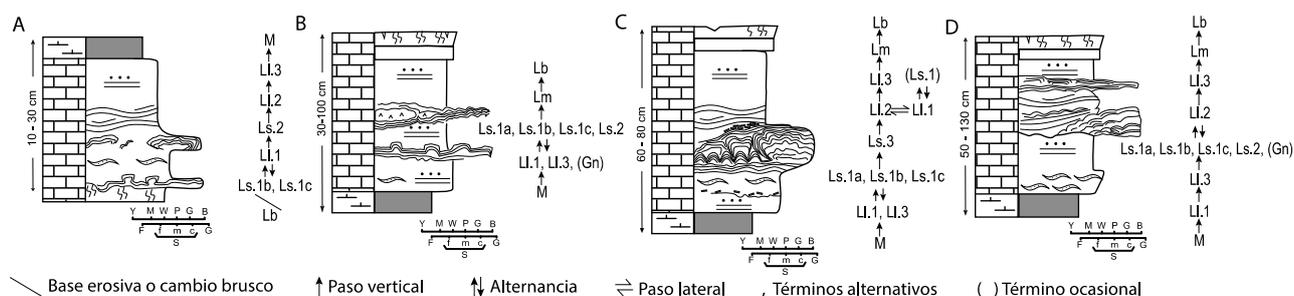


FIGURA 4. Asociaciones verticales de facies con estromatolitos distinguidas en la Sierra de Alcubierre.

## CONCLUSIONES

Los distintos tipos de estromatolitos y calizas laminadas asociadas registran variaciones del nivel del agua y de la energía en un contexto lacustre salino con depósito de carbonatos.

En las secuencias de profundización, los estromatolitos finos representan la primera colonización microbiana tras un periodo de exposición subaérea. En general, los biohermos y biostromos se asocian a condiciones ligeramente más profundas y períodos de oleaje de buen tiempo más largos que los cuerpos estromatolíticos finos. Todos ellos representan situaciones de menor agitación y escaso aporte terrígeno respecto a las facies Ll.1, Ll.2 y Ll.3.

Las variaciones texturales y de espesor de la laminación son complejas y no pueden relacionarse directamente con un patrón de variación temporal único o simple. Se requiere un estudio más detallado (p. ej., periodicidad y composición geoquímica).

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en el proyecto CGL2013-42867-P y un contrato de FPI (BES-2014-069389) del MINECO. Es una contribución del Grupo de Análisis de Cuencas Sedimentarias Continentales del Gobierno de Aragón-UNIZAR.

## REFERENCIAS

Andres, M.S. y Reid, R.P. (2006): Growth morphologies of modern marine stromatolites: a

case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology*. 185: 319-328.

Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. 858 p. (Inédito).

Arenas, C., Casanova, J. y Pardo, G. (1997): Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 128: 133-155.

Arenas, C., Pardo, G. y Casanova, J. (1993): Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Studies on Fossil Benthic Algae*. F. Barattolo et al. (Eds). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Spec. Vol. 1: 9-22.

Arenas, C. y Pardo, G. (1999): Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 127-148.

Duke, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense Winter storms: *Sedimentology*, 32: 167-194.

Miall, A. D. (Ed) (1978). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, Calgary. 859 p.

Riding, P. (1991): Classification of microbial carbonates. En: *Calcareous Algae and Stromatolites* (R. Riding, Ed.), Springer-Verlag, Berlin, 21-51.

## NORMAS DE PUBLICACIÓN EN GEO-TEMAS

1. Los trabajos, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEO-TEMAS viene a contener unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).
2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y en tamaño 10 puntos, utilizando el tipo de letra Times, de acuerdo con lo expresado en la plantilla creada al efecto, que puede encontrarse en la página web de la Sociedad Geológica de España. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo (240 x 175 mm) de las páginas de GEO-TEMAS, que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos y tramados. Si las figuras se suministran en color, los autores deben haber comprobado que la reproducción en gris de las mismas permite la distinción de los diferentes tonos. Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, de igual modo, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final. Las figuras se numerarán con números arábigos, mientras que la numeración de las tablas se realizará en números romanos.
3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:
  - a) Título en Español, si éste es el idioma correspondiente al texto del trabajo. Título en inglés (o en Español si el texto del trabajo va en inglés).
  - b) Autores: Nombre (iniciales), apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
  - c) Resumen en Español (si éste es el idioma del texto principal). Dicho resumen deberá tener una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
  - d) Palabras clave: máximo de 5 palabras clave en Español.
  - e) Resumen en inglés (Abstract). Con la misma extensión que el resumen en Español. Si el texto principal va en inglés, el orden de los Títulos, Resumen/Abstract y Palabras clave/Keywords, será inverso, de tal forma que se coloque en primer lugar la información que va en el idioma del texto principal.
  - f) Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.
  - g) Texto principal: En Español o en inglés, o excepcionalmente en otros idiomas relacionados con la temática del congreso. Debe incluir, como referencia general, un apartado de introducción / antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de estos y conclusiones. La extensión dada a este texto principal es crítica en cuanto debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo. Los títulos de apartados irán en letras mayúsculas negrita. Los títulos de subapartados irán en letras tipo oración negrita. Los títulos de apartados de tercer orden irán en letras tipo oración cursiva.
  - h) Agradecimientos: con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.
  - i) Referencias: no deberán incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo referenciado (ver normas utilizadas en la Revista de la Sociedad Geológica de España).
4. Los trabajos aceptados serán entregados por los autores en formato electrónico. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo compatible con Microsoft Word. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del archivo, la versión y programa utilizado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de imagen se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o EPS.
5. Geo-Temas no se distribuye a todos los socios de la SGE, sino sólo a los inscritos en los congresos y no está contemplada la entrega de separatas de los artículos.

## INSTRUCTIONS FOR AUTHORS TO PUBLISH IN GEO-TEMAS

1. The work may be written in the language or languages accepted officially at the scientific meeting concerned, will have a length 4 pages maximum and minimum of 2 printed pages, including in calculating figures, tables and bibliographical references. A printed page of GEO-TEMAS comes to about 4,500 characters (letters and spaces between words).
2. The authors will provide typewritten manuscripts double-spaced and in size 10 points, using font Times, in accordance with what was expressed in the template being created to the effect, which can be found on the website of the Geological Society of Spain. Figures (including possible photographs) shall be numbered consecutively and shall be designed in accordance with the maximum box size (240 x 175 mm) from the pages of GEO-TEMAS, which, in turn, is subdivided into two columns. Authors should take into account the possible reductions of the figures to conform to that size when choosing lines, labels size stroke weights and patterns. If figures are supplied in colour, authors should have checked their gray-tones version to be able a reproduction allowing the distinction of the different tones. Tables are sorted also consecutively and, similarly, authors should ensure its readability after its reduction for final printing. The figures will be numbered with Arabic numerals, while the numbering of the tables will be held in Roman numerals.
3. Articles will be structured according to the following order of sections:
  - a) Title in Spanish, if this is the appropriate text in the working language. Title, in English (or in Spanish, if the main text is written in English).
  - b) Authors: name (initial), last name and full postal address, including e-mail.
  - c) Resumen in Spanish (if this is the language of the main text). This summary should be an extension of between 150 and 200 words.
  - d) key words: maximum of 5 keywords in Spanish.
  - e) Summary in English (Abstract). It must have the same extension as the summary in Spanish. If the main text is in English, the order of titles, summary/Abstract and key words/Keywords, will reverse, so that place first of all the information that goes into the language of the main text.
  - f) Key words: maximum of 5 keywords in English.
  - g) Main text: in Spanish or English, or exceptionally in other languages related to the theme of the Congress. It must include, as a general reference, a paragraph of introduction / background, summary presentation of data and results, discussion and conclusions. The extension given to the main text is critical as it must conform to the maximum space allowed for the entirety of the article. The titles of sections shall be in bold capital letters. The titles of subsections shall be in letters bold sentence. The titles of sections of third order will go in letters italic sentence.
  - h) Acknowledgements: written in a maximum of 3 lines typed.
  - i) References: must not included more than 10 references in each article. References must be listed according to alphabetical order of authors and will contain all the information necessary editorial for its location, including the title complete each referenced work (see rules used in the journal of the Geological Society of Spain).
4. Accepted abstracts will be delivered by the authors in electronic format. Compatible PC or Macintosh and a type that is compatible with Microsoft Word text processor are recommended. Please indicate always, on the label of the file, the version and program used. In case of using a different word processor, it is recommended to save files in RTF or ASCII format. The image files will be given in the following possible types of format: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF or EPS.
5. Geo-Temas is not distributed to all members of the SGE, but only to those enrolled in the congresses and the delivery of reprints of articles is not provided.



# SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca

Plaza de la Merced s/n.

37008 SALAMANCA (SPAIN)

e-mail: sge@usal.es

## BOLETÍN DE INSCRIPCIÓN - SOCIO INDIVIDUAL

Es importante que anote toda la información solicitada.

Apellidos: .....

Nombre: ..... DNI/Pasaporte: ..... Año nacimiento: .....

Dirección particular: .....

CP: ..... Ciudad: ..... Tel.: .....

Correo electrónico .....

Dirección profesional: .....

CP: ..... Ciudad: ..... Tel.: .....

Correo electrónico .....

Deseo Recibir el correo en la dirección: Particular  Profesional

Solicita ser admitido en la **SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA** como miembro

- Ordinario.
- Estudiante (adjuntar fotocopia del carnet de estudiante).
- Ordinario residente en el extranjero.

Para ello es presentado por los Miembros de la SGE:

Fecha y firma y del solicitante:

.....  
.....

### CUOTAS:

Cuota de inscripción: 12 €.

Cuota anual: 60 € (socio ordinario); 25 € (socio estudiante); 64 € (socio residente en el extranjero).

Envía resguardo de pago de inscripción (*las comisiones bancarias pertinentes correrán a cargo del socio*)

- Envía resguardo de la transferencia bancaria a la cuenta nº 0049-1804-11-2210298069 (BSCH) de Madrid por el valor de 12 € que corresponde a la cuota de inscripción. Para transferencias desde el extranjero el nº IBAN: ES13 y BIC: BSCH ESMM.
- Envía cheque a nombre de la Sociedad Geológica de España por valor de 12,79 € a la dirección arriba indicada.
- Envía carta de pago VISA Mastercard (solo para socios residentes en el extranjero). **Firmada y con el nº de tarjeta** por un valor de 76 € (en concepto de Inscripción y cuota anual extranjero).

### DATOS PARA COBRO POR BANCO:

Banco / entidad: .....

Dirección: ..... CP: .....

Ciudad: .....

Nombre y apellidos: .....

CÓDIGO CUENTA CORRIENTE (20 dígitos):

Entidad                      Oficina                      DC                      N° de cuenta  
□□□□    □□□□    □□    □□□□□□□□□□□□□□

Envíenos esta hoja firmada a la dirección: **SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.**

Existe la posibilidad de inscribirse a la SGE como Socio colectivo (192 €). Información: sge@usal.es

# LISTADO DE PRECIOS DE LAS PUBLICACIONES NO PERIÓDICAS DE LA SGE

La Sociedad Geológica de España ha publicado distintos materiales no periódicos y que se venden al margen de Geogaceta y de la Revista de la SGE, con precios ventajosos para sus socios. Todos los precios incluyen el IVA.

La serie GEOTEMAS se inició en el año 2000. Cubre las actas y resúmenes de reuniones de carácter científico auspiciadas por la SGE. Hasta la actualidad se han editado 9 volúmenes (alguno de ellos múltiple). Los ejemplares disponibles son los siguientes:

			<b>Socios</b>	<b>Nº Socios</b>
<b>GEOTEMAS 1</b>	V Congreso Geológico de España, Alicante	2000 (4 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
<b>GEOTEMAS 5</b>	V Congreso del grupo Español del Terciario, Granada 2003		18 €	30 €
<b>GEOTEMAS 6</b>	VI Congreso Geológico de España, Zaragoza	2004 (5 vols.)	12 € c.u.	20 € c.u.
<b>GEOTEMAS 7</b>	Simposio Homenaje a D. Daniel Jiménez de Cisneros y Hervás, Alicante	2004	18 €	30 €
<b>GEOTEMAS 9</b>	VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca	2006	18 €	30 €
<b>GEOTEMAS 10</b>	VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canarias	2008	18 €	30 €

La serie GEO-GUIAS se inició en el año 2004. Cada volumen ofrece itinerarios Geológicos en áreas cercanas a la localidad de celebración de alguna reunión científica patrocinada por la SGE.

			<b>Socios</b>	<b>No Socios</b>
<b>GEO-GUIAS 1</b>	Itinerarios Geológicos por Aragón	2004	15 €	20 €
<b>GEO-GUIAS 2</b>	Itinerarios Geológicos por la cuenca del Duero	2006	15 €	20 €
<b>GEO-GUIAS 3</b>	Geological field trips to the lacustrine deposits of the northeast of Spain	2007	15 €	20 €
<b>GEO-GUIAS 4</b>	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Tenerife y La Palma).	2008	30 €	40 €
<b>GEO-GUIAS 5</b>	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Gran Canaria).	2008	30 €	40 €
<b>GEO-GUIAS 6</b>	Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias (Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y El Hierro).	2008	30 €	40 €

Además, la SGE ha cofinanciado la publicación de dos libros. El primero recoge las comunicaciones presentadas en un Simposio Internacional de ProGEO sobre Conservación del Patrimonio Geológico, que tuvo lugar en Madrid en 1999, mientras que el segundo ofrece la oportunidad de conocer la geología de España con una aproximación multidisciplinar y muy completa.

			<b>Socios</b>	<b>Nº Socios</b>
<b>Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium</b>	D. Baretino; M. Vallejo y E. Gallego (Eds.) SGE-IGME-ProGEO	1999	50 €	50 €
<b>Geología de España (incluye 2 mapas y CD)</b>	J.A. Vera (Ed.) SGE-IGME	2004	25 €	30 €

## **Pedidos y forma de pago**

Los pedidos se realizarán por correo postal (Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca) o electrónico (sge@usal.es) a la secretaria de la SGE. Una vez comunicado el importe total del pedido, en el que se incluirán los gastos debidos a portes, se abonará el mismo mediante ingreso o transferencia bancaria a la cuenta del BBVA 0182-2305-68-0201531046. Se deberá de indicar el nombre del comprador y el concepto por el cual se hace el ingreso (p.e.: Un libro de Geología). Una vez recibido el importe se realizará el envío de manera inmediata.

# SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Sociedad Geológica de España fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

## JUNTA DE GOBIERNO

---

<i>Presidente</i>	<b>Marcos Aurell Cardona</b> Dpto. Ciencias de la Tierra Facultad de Ciencias Univ. Zaragoza 50009 ZARAGOZA Tel.: 976761087 <a href="mailto:maurell@unizar.es">maurell@unizar.es</a>
<i>Secretario</i>	<b>José E. Ortiz Menéndez</b> Departamento de Ingeniería Geológica, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas Universidad Politécnica de Madrid c/ Ríos Rosas, 21. 28003 Madrid Tel.: 913 366 970; e-mail: <a href="mailto:joseeugenio.ortiz@upm.es">joseeugenio.ortiz@upm.es</a>
<i>Tesorera</i>	<b>Inmaculada Gil Peña</b> Instituto Geológico y Minero de España (IGME) Ríos Rosas, 23 28003 Madrid Tel.: 91 349 58 88 ; e-mail: <a href="mailto:i.gil@igme.es">i.gil@igme.es</a>
<i>Vicepresidenta</i>	<b>Ana María Alonso Zarza</b>
<i>Vicesecretario</i>	<b>Manuel Olías Álvarez</b>
<i>Secretario 2º</i>	<b>Miren Mendía Aranguren</b>
<i>Vocales</i>	<b>Joaquina Álvarez Marrón</b> <b>Luis Carcavilla Urquí</b> <b>Pedro Castiñeiras García</b> <b>Ana Crespo Blanc</b> <b>Enrique Díaz Martínez</b> <b>Pedro Huerta Hurtado</b> <b>Isabel Rábano Gutiérrez de la Torre</b>

---



PATROCINAN:



COLABORAN:

