CONTENIDOS

DIDÁCTICA E HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

J.M. Calvo Hernández, et al. Algunos problemas relacionados con las imágenes de Geología en los libros de texto de Primaria y Secundaria 13
J.M. Casanova Honrubia. La obra de Antonio José Cavanilles (1745-1804) como difusora de la moderna Geología en la España de finales del siglo XVIII 17
A.L. Cortés Gracia y M. Aurell Cardona. Posibilidades didácticas del barranco de Aguilón y su entorno (Cordillera Ibérica, Zaragoza) 21
J.M. González Muñoz y P. Insenser Nieto. Aportación a la historia de la Exploración de hidrocarburos en España durante la primera mitad del siglo XX: El Concepto de Sistema Petrolero 25
R. Gozalo Gutiérrez, et al. El concepto de especie mineral según Juan Vilanova y Piera, ejercicio de oposición a la Cátedra de Historia Natural de Oviedo (1849) 29
N. Jiménez Torrecilla, et al. Posibilidades de la navegación fluvial para la enseñanza de las Ciencias de la Tierra: El ejemplo del Río Ebro en el entorno cercano a Zaragoza 33
M. Losantos, et al. La transmisión a la sociedad del conocimiento geológico: los mapas geológicos a modo de ejemplo 37
F. Pelayo, et al. La enseñanza y los catedráticos de las materias geológicas en la Universidad Central durante el siglo XIX 41
L.R. Rodríguez Fernández. Las Guías Geológicas de Parques Nacionales: objetivos, contenidos y metodología 45
J.P. Rodríguez-Aranda, et al. La dramatización en el aula como recurso didáctico para explicar la génesis mineral 49
L. Sequeiros. Primera traducción al castellano del Prodromus (1669) de Nicolás Steno (1638-1686) 53
L. Sequeiros. Antonio José Cavanilles y sus discrepancias con las ideas del *"Aparato para la Historia Natural Española"* (1754) de José Torrubia 57
L. Sequeiros y A. González Bueno. Algunas cartas inéditas de José de Viera y Clavijo (1738-1813) a Antonio José Cavanilles (1745-1804) 61
L. Sequeiros San Román y J. Truyols Santonja. El Boletín de la *Comisión de Historia de la Geología de España* (SGE) cumple diez años (1994-2004): balance general 65
J.L. Simón, et al. *"Exploramos el Parque Geológico de Aliaga"*: una herramienta para potenciar el patrimonio geológico como recurso didáctico 69
J. Truyols e I. Rábano. Sobre un manuscrito de geología de Galicia conservado en el Archivo Histórico Nacional de Madrid 73
C. Villaseca. La descripción de la actividad volcánica en los Historiadores de Indias: Masaya 1525-1551 (Nicaragua), Agua 1541 (Guatemala) y Huaynapatina 1600 (Perú) 77

PATRIMONIO GEOLÓGICO Y GEODIVERSIDAD

A. Calonge-Garcia, et al. Importancia patrimonial de los yacimientos cenomanienses de Tarragona (Catalánides, España) 83
L. Carcavilla, et al. Los inventarios de puntos de interés geológico: análisis comparativo de diferentes casos en España 87
J.M. Casanova y L.E. Ochando. El patrimonio geológico-minero de Chóvar (Castellón): valoración y propuesta como Bien de Interés Cultural (BIC) 91
G. Delvene, et al. Revisión taxonómica y origen de la colección de bivalvos no españoles del Jurásico Inferior del Museo Geominero (IGME, Madrid) 95
J.M. González Muñoz. Aprovechamientos hidráulicos tradicionales en el Alto Valle del Tietar (Ávila/Toledo) en relación con el régimen hídrico de la cuenca 99
F. Guillén Mondéjar y A. del Ramo Jiménez. Patrimonio geológico y geodiversidad de la Molata de Charán (Moratalla, Murcia) 103
N. Herrero. Inventario de Espacios de Interés Geológico de Cataluña: 1) Análisis de la catalogación en cuanto al valor patrimonial de los espacios inventariados como georrecursos culturales 107
N. Herrero. Inventario de Espacios de Interés Geológico de Cataluña: 2) Análisis del grado de protección del patrimonio geológico en el sistema catalán de espacios protegidos 111
N. Jiménez-Torrecilla, et al. Los humedales salinos del entorno de Zaragoza: una singularidad hidrogeomorfológica 115
J.F. Jordá Pardo. El patrimonio geológico de la provincia de Zamora: inventario preliminar de lugares de interés geológico 119
M. Martínez y L. Moreno. Propuesta de Catálogo de Puntos Singulares del Patrimonio Hidrogeológico de la Región de Murcia 123
J.M. Mata-Perelló y R. Mata Lleonart. El patrimonio geológico y minero en una ampliación de la nueva clasificación de los recursos geológicos 127
I. Polonio, et al. Patrimonio geológico: valorización y utilización funcional 131
E. Puga, et al. Evaluación patrimonial de los afloramientos de "Ofitas" con estructuras en *mini-pillow* de Cerro Pelado (Granada). Nuevo indicio de vulcanismo triásico y metamorfismo alpino de las Zonas Externas Béticas 135

HIDROGEOLOGÍA

D. Arranz, et al. Evolución de la intrusión salina en el delta de la Tordera utilizando EDEM 141
A. Benavides, et al. Aplicación de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) a datos hidrogeológicos del acuífero de La Aldea (Gran Canaria) 145
C. Cánovas, et al. Contaminación de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva 149
Á. García García y C. Martínez Navarrete. Análisis de la problemática de la contaminación de acuíferos por fluidos densos no miscibles con el agua 153
Á. García García y C. Martínez Navarrete. Metodología y técnicas de caracterización de aguas subterráneas contaminadas por líquidos en fase no acuosa 157
N. Jiménez Torrecilla, et al. La contaminación por nitratos del Acuífero Aluvial del Ebro y su influencia en la eutrofización del Río Ebro (tramo El Bocal – Presa de Pina) 161
J. Mas-Pla y E. Vilanova. Aplicación del análisis de mezcla de miembros extremos en el sistema hidrogeológico Gavarres - Baix Ter (Cuencas Internas de Cataluña) 165
L. Moreno, et al. Eficacia en la eliminación de macronutrientes de un sistema de depuración de aguas residuales urbanas mediante infiltración directa sobre el terreno (Geodepuración) 169
M. Olías, et al. Características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva 173
M.L. Rodríguez Blanco, et al. Identificación de los procesos implicados en la composición química del agua de una pequeña fluencia mediante análisis factorial 177
M.L. Rodríguez Blanco, et al. Estudio de la calidad sanitaria del agua de un manantial del área periurbana de A Cosuña 181
F. Sánchez-Martos, et al. Consideraciones sobre la evolución hidrogeoquímica de las aguas superficiales en el río Andarax (Almería) 185
S. Sánchez-Moral, et al. Estudio hidrogeoquímico del sistema kárstico de la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias) 189
A. Vallejos, et al. Caracterización del contenido en nitratos y pesticidas en las aguas subterráneas del Campo de Dalías (Almería) 193
E.Vilanova y J. Mas-Pla. Identificación de sistemas de flujo en base a datos isotópicos en el área Gavarres-Baix Empordà-Selva (Cuencas Internas de Cataluña) 197

GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO

G. Benito, et al. Hidrología de paleocrecidas aplicada al cálculo de la Avenida de Diseño y Avenida Máxima de presas 203
F. Clemente, et al. La transgresión holocena en la Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia): registro sedimentario en la zona costera 207
S. Costas, et al. Estudio de la estructura interna de una barrera de arena mediante geo-radar. Islas Cíes, NO España 211
G. Desir y C. Marín. Análisis de la erosión en *gullies* en las Bardenas Reales (Navarra) 215
P. Fernández García, et al. Estudio morfoestructural de la red de drenaje en la cuenca de Almazán 219
A. Ferrín, et al. Cartografía morfosedimentaria de alta resolución de las Rías Bajas y plataforma adyacente de Galicia (NO de España) 221
E. García-Meléndez, et al. Síntesis de la evolución geodinámica durante el Cuaternario de la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa (Almería, Cordilleras Béticas) 227
F. Gutiérrez. El papel de la subsidencia por disolución de evaporitas y la subsidencia tectónica en la génesis de los *salt valleys* en la Plataforma del Colorado 231
P. Lucha, et al. Influencia de la subsidencia por disolución de la Formación Yesos de Barbastro en la evolución del sistema fluvial del Río Noguera Ribagorzana (Cuenca del Ebro) 235
A. Maestro, et al. Mapa geomorfológico del margen continental español 239
R.M. Mateos, et al. Los movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana de la isla de Mallorca 243
R.M. Mateos Ruiz, et al. Análisis de la probabilidad de ocurrencia de precipitaciones intensas y su aplicación a la predicción de movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana (Mallorca) 247
M. Monge-Ganuzas, et al. Evolución morfológica de un campo dunar costero en regeneración: playa de Laida (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, País Vasco) 251
M. Pérez-Árlucea, et al. Estimación de las tasas de erosión a largo y corto plazo basadas en termocronología (AFTD), cargas fluviales, volumen de sedimentos y erosión potencial. Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia) 255
J.V. Pérez-Peña, et al. Metodología para el análisis de redes de drenaje mediante índices geomorfológicos y su relación con la tectónica activa 259

EDAFOLOGÍA

A. Faleh, et al. Erosión en el Rif del norte de Marruecos: aplicación de técnicas radiométricas 265
M. López-Vicente y A. Navas. Modelos de predicción de la erosión y transporte del suelo: valoración y aplicaciones 269
J. Soto y A. Navas. Modelo de simulación del perfil de cesio 137 para cuantificar el depósito de suelo 273
J.C. Tapias y M. Salgot. Estudio comparativo de la capacidad de retención hídrica de los substratos de dos campos de golf 277

PALEOMAGNETISMO

E. Beamud, et al. Distribución de las rotaciones paleomagnéticas en la cuenca de Graus-Tremp durante el Terciario 283
A. Gil, et al. Fábrica magnética (ASM) en andesitas columnares. Ejemplo de un *sill* tardi-Carbonífero del Macizo de Albarracín (SE de la Cordillera Ibérica) 287
C.R. Gomes, et al. Nuevos datos palinoestratigráficos y paleomagnéticos de los afloramientos estefano-pérmicos del Grupo Buçaco en el sinclinal de Santa Cristina (Norte de Coimbra, Portugal) 291
J.C. Larrasoaña, et al. Magnetoestratigrafía y magnetismo ambiental de las Facies de Tudela (Mioceno inferior) en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro) 295
A. Lourenço, et al. Parámetros magnéticos de los suelos de la periferia de Coimbra (Portugal) 299
K. Mohamed, et al. Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de alta resolución de sedimentos cuaternarios de la plataforma continental adyacente a las Rías Baixas de Galicia 303
B. Oliva Urcia, et al. Remagnetización del Triásico de la Zona Axial pirenaica (ventana de Bielsa, Huesca) 307
M.J. Orgeira, et al. Señal magnética en suelos actuales de la Provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima 311
A. Palencia, et al. Estudio paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia 315
F.J. Pérez-Rivarés y M. Garcés. Registros magnetoestratigráficos de alta resolución: evidencia del subcron C5Dr.1n en el Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro 319
E.L. Pueyo, et al. Correlación estratigráfica, bioestratigráfica y magnetoestratigráfica de la cubeta pliocena de Villarroya (La Rioja, N de España) 323
Ó. Pueyo, et al. Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense 327
T. Román, et al. Fábrica magnética del plutón de Millares (Pirineo central, Huesca) 331
V.C. Ruiz-Martínez y M.L. Osete. Dispersión del campo magnético terrestre obtenida a partir de remanencias primarias en lavas 335
C. Sinusía, et al. Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de la Puebla de Valverde (Teruel) 339
A.J. Sussman. Vertical-axis rotation of the Oliana anticline 343
J.J. Villalaín, et al. Interpretación tectónica de la remagnetización terciaria del segmento Sur de la Sierra Madre Oriental Mexicana 347
V. Villasante Marcos, et al. Propiedades magnéticas en varias secciones del límite Cretácico-Terciario 351

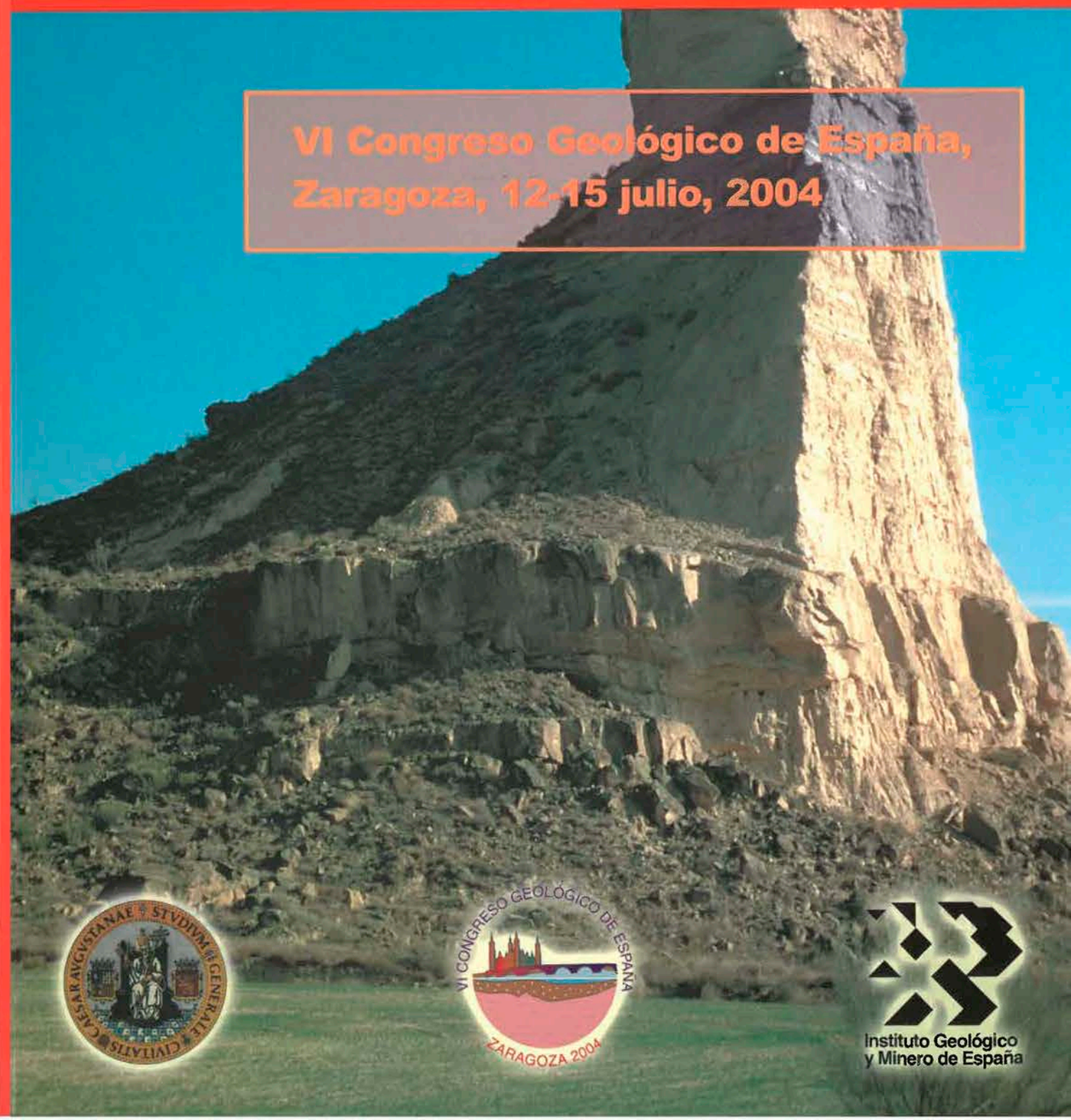
PLANETOLOGÍA, IMPACTOS Y EVENTOS DE EXTINCIÓN

L. Alegret, et al. Bioestratigrafía y reconstrucción paleoambiental del tránsito Cretácico-Paleógeno en El Mimbral (México) 357
F. Martínez-Ruiz, et al. Indicadores de contaminación extraterrestre en secciones distales del tránsito Cretácico-Terciario 361
E. Molina, et al. Evidencias de impacto meteorítico en el Eoceno Superior de Fuente Caldera (Granada, Cordilleras Béticas) 365
M.A. Rodríguez Pascua, et al. Análisis estructural y fractal del área caótica de Conamara (Europa, satélite de Júpiter). Estructuras compresivas y de desgarre en un satélite en expansión 369

Geo-Temas

Volumen 6 (4)

VI Congreso Geológico de España, Zaragoza, 12-15 julio, 2004



Instituto Geológico y Minero de España

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 de la Sociedad Geológica de España

José P. Calvo Sorando (Presidente)
José Eugenio Ortiz Menéndez (Secretario)
Gabriel Gutiérrez Alonso (Tesorero)
Alfonso Meléndez Hevia (Vicepresidente)
Rosa Tejero López (Secretario 2º)
María José Huertas Coronel (Vicesecretario)
Jorge Civis Llovera (Vocal)
Irene de Bustamante Gutiérrez (Vocal)
Ana Rosa Soria de Miguel (Vocal)
Pablo Gumiel Martínez (Vocal)
Alfonso Muñoz Martín (Vocal)
Alfonso Sopeña Ortega (Vocal)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (Vocal)

Editores de la Sociedad Geológica de España

José Manuel González Casado (Editor Principal)
Manuel Segura Redondo (Editor Adjunto 1º)
Ferrán Colombo Piñol (Editor Adjunto 2º)

Dirección de la sede de la Sociedad Geológica de España: Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.

GEO-TEMAS

Geo-Temas es una publicación de carácter no periódico en la que se recogen resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos que, con carácter cuatrienal, celebra la Sociedad Geológica de España, así como en los congresos, simposios u otras reuniones de carácter científico organizados por las Comisiones de la SGE y las asociaciones afiliadas o vinculadas a ésta mediante convenios específicos. La publicación de los resúmenes de comunicaciones presentadas a cualquiera de estos eventos es resultado del acuerdo entre los órganos rectores de la Sociedad Geológica de España y los comités organizadores de dichos actos. Los organizadores de cada reunión son responsables de la obtención de los fondos necesarios para cubrir en su totalidad la edición y difusión del correspondiente número de Geo-Temas. Al no constituir una publicación de carácter periódico y no estar contemplada estatutariamente dentro de la SGE, Geo-Temas es distribuida exclusivamente a los inscritos en los actos a los cuales va dirigida la edición, reservándose no obstante un cierto número de ejemplares para su distribución por parte de la Sociedad Geológica de España.

La Sociedad Geológica de España no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos firmados, siendo por tanto responsabilidad exclusiva de los autores respectivos. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, 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 Sociedad Geológica de España. Se permite sin necesidad de autorización la reproducción en fotocopias para uso personal.

Depósito legal: Z-1.698-2004
ISSN: 1567-5172
Fotocomposición e impresión:
Sdad. Coop. de Artes Gráficas
Librería General
Pedro Cerbuna, 23
50009 Zaragoza
imprentalg@efor.es

VI CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Editores
Carlos Luis Liesa Carrera
Andrés Pocovi Juan
Carlos Sancho Marcén
Ferrán Colombo Piñol
Ángel González Rodríguez
Ana Rosa Soria de Miguel

Instituto Geológico y Minero de España

Foto de portada: Dolina de colapso por disolución de yesos miocenos en el área de Tauste (Zaragoza).
Foto: José Luis Simón Gómez

VI Congreso Geológico de España

PRESIDENCIA DE HONOR

S.A.R. El Príncipe de Asturias D. Felipe de Borbón y Grecia

COMITÉ DE HONOR

Presidente del Gobierno de España
Excmo. Sr. D. José Luis Rodríguez Zapatero

Ministra de Educación y Cultura de España
Excma. Sra. Dª. Mª Jesús Sansegundo Gómez de Cadiñanos

Presidente del Gobierno de Aragón
Excmo. Sr. D. Marcelino Iglesias Ricou

Alcalde de Zaragoza
Excmo. Sr. D. Juan Alberto Belloch Julbe

Secretario de Estado de Universidades y Ciencia
Excmo. Sr. D. Salvador Ordóñez Delgado

Consejero de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón
Excmo. Sr. D. Alberto Larraz Vileta

Rector Magnífico de la Universidad de Zaragoza
Excmo. Sr. D. Felipe Pétriz Calvo

Vicerrector de Investigación, Desarrollo e Innovación, Universidad de Zaragoza
Excmo. Sr. D. José Ángel Villar Rivacoba

Director General del Instituto Geológico y Minero de España
Ilmo. Sr. D. Emilio Custodio Gimena

Decano de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza
Ilmo Sr. D. Antonio Elipe Sánchez

VI Congreso Geológico de España

PRESIDENCIA DE HONOR

S.A.R. El Príncipe de Asturias D. Felipe de Borbón y Grecia

COMITÉ DE HONOR

Presidente del Gobierno de España
Excmo. Sr. D. José Luis Rodríguez Zapatero

Ministra de Educación y Cultura de España
Excma. Sra. Dª. Mª Jesús Sansegundo Gómez de Cadiñanos

Presidente del Gobierno de Aragón
Excmo. Sr. D. Marcelino Iglesias Ricou

Alcalde de Zaragoza
Excmo. Sr. D. Juan Alberto Belloch Julbe

Secretario de Estado de Universidades y Ciencia
Excmo. Sr. D. Salvador Ordóñez Delgado

Consejero de Ciencia, Tecnología y Universidad del Gobierno de Aragón
Excmo. Sr. D. Alberto Larraz Vileta

Rector Magnífico de la Universidad de Zaragoza
Excmo. Sr. D. Felipe Pétriz Calvo

Vicerrector de Investigación, Desarrollo e Innovación, Universidad de Zaragoza
Excmo. Sr. D. José Ángel Villar Rivacoba

Director General del Instituto Geológico y Minero de España
Ilmo. Sr. D. Emilio Custodio Gimena

Decano de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Zaragoza
Ilmo Sr. D. Antonio Elipe Sánchez

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente y Tesorero:	Alfonso Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)
Vicepresidente:	José Pedro Calvo Sorando (Universidad Complutense de Madrid)
Secretaría Técnica y Científica:	Ana Rosa Soria de Miguel (Universidad de Zaragoza)
	Carlos Luis Liesa Carrera (Universidad de Zaragoza)
Relaciones Institucionales:	Eladio Liñán Guijarro (Universidad de Zaragoza)
	Ángel García Cortés (Instituto Geológico y Minero de España)
Excursiones:	Guillermo Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)
Simposios:	Ángel González Rodríguez (Universidad de Zaragoza)
Posters:	Antonio Pérez García (Universidad de Zaragoza)
Comunicaciones:	José Luis Simón Gómez (Universidad de Zaragoza)
Comité Editorial:	Ferrán Colombo Piñol (Universidad de Barcelona)
	Andrés Pocoví Juan (Universidad de Zaragoza)
	Carlos Sancho Marcén (Universidad de Zaragoza)

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Jacobo Abati Gómez
Dr. Francisco Manuel Alonso Chaves
Dra. Ana María Alonso Zarza
Dra. Carmen Antón-Pacheco Bravo
Dr. Luis Eduardo Arlegui Crespo
Dr. Enrique Arranz Yagüe
Dra. Blanca Bauluz Lázaro
Dr. José Pedro Calvo Sorando
Dr. José Ignacio Canudo Sanagustín
Dr. Jordi Carreras Planells
Dr. Albert Casas Ponsati
Dr. Antonio M. Casas Sainz
Dr. César Casquet Martín
Dr. Antonio Cendrero Uceda
Dr. Juan Ramón Colmenero Navarro
Dr. Agustí Collado Dols
Dr. Angel Luis Cortés Gracia
Dr. Javier de Pedraza Gilsanz
Dr. Gerardo de Vicente Muñoz
Dr. Luis Pedro Fernández González
Dr. Carlos Fernández Rodríguez
Dra. Carmen Galindo Francisco
Dr. Andrés Gil Imaz
Dr. Javier Gómez Jiménez
Dr. José Manuel González Casado
Dr. José González del Tánago
Dra. Isabel González Díez
Dr. José Manuel González López
Dr. Jorge Guillén Aranda
Dr. Francisco Guillén Mondéjar
Dr. Joan Guimerà i Rosso
Dr. Mateo Gutiérrez Elorza
Dra. María José Huertas Coronel
Dr. Marceliano Lago San José
Dra. Pilar Lapuente Mercadal
Dr. Carlos Luis Liesa Carrera
Dra. Aránzazu Luzón Aguado
Dra. Ana María Márquez Aliaga
Dra. María Begoña Martínez Peña
Dra. Francisca Martínez Ruiz
Dr. Alfonso Meléndez Hevia
Dr. Guillermo Meléndez Hevia
Dr. Eustoquio Molina Martínez
Dr. Arsenio Muñoz Jiménez
Dra. Ana Navas Izquierdo
Dr. Andrés Paniagua Condado
Dr. Gonzalo Pardo Tirapu
Dr. Antonio Pérez García
Dr. Raúl Pérez López
Dr. Andrés Pocoví Juan Dr. Israel Polonio Martín
Dr. Manuel Prieto Rubio
Dr. Emilio Luis Pueyo Morer
Dr. Xavier Querol Carceller
Dra. Mª Teresa Román Berdiel
Dra. Elvira Roquero García-Casal
Dr. José A. Sánchez Navarro
Dr. Carlos Sancho Marcén
Dr. Jordi Serra Raventós
Dr. José Luis Simón Gómez
Dr. Luis Somoza Losada
Dra. Mª Asunción Soriano Jiménez
Dra. Rosa Tejero López
Dr. Juan Tomás Vázquez
Dr. Jaime Truyols Santonja
Dr. Blas Valero Garcés
Dr. Francisco Velasco Roldán
Dr. Juan Antonio Vera Torres
Dr. Lorenzo Vilas Minondo
Dr. Fermín Ignacio Villarroya Gil
Dr. Juan José Villalaín Santamaría
Dr. Enrique Villas Pedruelo
Dr. Joaquín Villena Morales
Dra. Caridad Zazo Cerdeña

ORGANISMOS PATROCINADORES

Ministerio de Educación y Cultura
Diputación General de Aragón
Ayuntamiento de Zaragoza
Repsol-Ypf

ORGANISMOS COLABORADORES

Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (I.C.O.G.)
Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel
Fundación Fernando El Católico
Caja de Ahorros de la Inmaculada (CAI)
GEONATURA
Diffractia

Índice

DIDÁCTICA E HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

J.M. Calvo Hernández, A.L. Cortés Gracia y M.B. Martínez Peña
Algunos problemas relacionados con las imágenes de Geología en los libros de texto de Primaria y Secundaria 13

J.M. Casanova Honrubia
La obra de Antonio José Cavanilles (1745-1804) como difusora de la moderna Geología en la España de finales del siglo XVIII 17

A.L. Cortés Gracia y M. Aurell Cardona
Posibilidades didácticas del barranco de Aguilón y su entorno (Cordillera Ibérica, Zaragoza) 21

J.M. González Muñoz y P. Insenser Nieto
Aportación a la historia de la Exploración de hidrocarburos en España durante la primera mitad del siglo XX: El Concepto de Sistema Petrolero 25

R. Gozalo Gutiérrez, F. Pelayo y V.L. Salavert Fabián
El concepto de especie mineral según Juan Vilanova y Piera, ejercicio de oposición a la Cátedra de Historia Natural de Oviedo (1849) 29

N. Jiménez Torrecilla, J.P. Galve Arnedo y L. Gómez Zaera
Posibilidades de la navegación fluvial para la enseñanza de las Ciencias de la Tierra: El ejemplo del Río Ebro en el entorno cercano a Zaragoza 33

M. Losantos, X. Berástegui y C. Puig
La transmisión a la sociedad del conocimiento geológico: los mapas geológicos a modo de ejemplo 37

F. Pelayo, R. Gozalo Gutiérrez y V. L. Salavert Faviani
La enseñanza y los catedráticos de las materias geológicas en la Universidad Central durante el siglo XIX 41

L.R. Rodríguez Fernández
Las Guías Geológicas de Parques Nacionales: objetivos, contenidos y metodología 45

J.P. Rodríguez-Aranda, M.E. Sanz Montero y S. García Olmeda
La dramatización en el aula como recurso didáctico para explicar la génesis mineral 49

L. Sequeiros
Primera traducción al castellano del Prodromus (1669) de Nicolás Steno (1638-1686) 53

L. Sequeiros
Antonio José Cavanilles y sus discrepancias con las ideas del *"Aparato para la Historia Natural Española"* (1754) de José Torrubia 57

L. Sequeiros y A. González Bueno
Algunas cartas inéditas de José de Viera y Clavijo (1738-1813) a Antonio José Cavanilles (1745-1804) 61

L. Sequeiros San Román y J. Truyols Santonja
El Boletín de la *Comisión de Historia de la Geología de España* (SGE) cumple diez años (1994-2004): balance general 65

J.L. Simón, C. Gonzalvo, B. Martínez y L.E. Arlegui
"Exploramos el Parque Geológico de Aliaga": una herramienta para potenciar el patrimonio geológico como recurso didáctico 69

J. Truyols e I. Rábano
Sobre un manuscrito de geología de Galicia conservado en el Archivo Histórico Nacional de Madrid 73

C. Villaseca
La descripción de la actividad volcánica en los Historiadores de Indias: Masaya 1525-1551 (Nicaragua), Agua 1541 (Guatemala) y Huaynaputina 1600 (Perú) 77

PATRIMONIO GEOLÓGICO Y GEODIVERSIDAD

A. Calonge-García, M.D. López-Carrillo y G. Meléndez
Importancia patrimonial de los yacimientos cenomanienses de Tarragona (Catalánides, España) 83

L. Carcavilla, J. López-Martínez, J.J. Durán, M.P. Berrio y B. Arrese
Los inventarios de puntos de interés geológico: análisis comparativo de diferentes casos en España 87

J.M. Casanova y L.E. Ochando
El patrimonio geológico-minero de Chóvar (Castellón): valoración y propuesta como Bien de Interés Cultural (BIC) 91

G. Delvene, S. Menéndez y M.E. Gahr
Revisión taxonómica y origen de la colección de bivalvos no españoles del Jurásico Inferior del Museo Geominero (IGME, Madrid) .. 95

J.M. González Muñoz
Aprovechamientos hidráulicos tradicionales en el Alto Valle del Tiétar (Ávila/Toledo) en relación con el régimen hídrico de la cuenca 99

F. Guillén Mondéjar y A. del Ramo Jiménez
Patrimonio geológico y geodiversidad de la Molata de Charán (Moratalla, Murcia) 103

N. Herrero
Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya. 1) Análisis de la catalogación en cuanto al valor patrimonial de los espacios inventariados como georrecursos culturales 107

N. Herrero
Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya. 2) Análisis del grado de protección del patrimonio geológico en el sistema catalán de espacios protegidos 111

N. Jiménez-Torrecilla, J.P. Galve-Arnedo, M.P. Asta-Andrés, L. Gómez- Zaera y J. Fuentes-Retamar
Los humedales salinos del entorno de Zaragoza: una singularidad hidrogeomorfológica 115

J.F. Jordá Pardo
El patrimonio geológico de la provincia de Zamora: inventario preliminar de lugares de interés geológico 119

M. Martínez y L. Moreno
Propuesta de Catálogo de Puntos Singulares del Patrimonio Hidrogeológico de la Región de Murcia 123

J.M. Mata-Perelló y R. Mata Lleonart
El patrimonio geológico y minero en una ampliación de la nueva clasificación de los recursos geológicos 127

I. Polonio, J. Élez, S. Cuezva y E. Sanz-Rubio
Patrimonio geológico: valorización y utilización funcional 131

E. Puga, M.A. Díaz Puga , M. Ruiz Montes, A. Díaz de Federico y D. Morata
Evaluación patrimonial de los afloramientos de "Ofitas" con estructuras en *mini-pillow* de Cerro Pelado (Granada): Nuevo indicio de vulcanismo triásico y metamorfismo alpino de las Zonas Externas Béticas 135

HIDROGEOLOGÍA

D. Arranz, M. Himi, A. Casas, J.M. Carmona, M. Viladevall, X. Font, R. Lazaro, J.C. Tapias, V. Pinto y L. Rivero
Evolución de la intrusión salina en el delta de la Tordera utilizando FDEM 141

A. Benavides, J. Muñoz y M.C. Cabrera
Aplicación de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) a datos hidrogeológicos del acuífero de La Aldea (Gran Canaria) 145

C. Cánovas, M. Olías, J.C. Cerón y J.M. Nieto
Contaminación de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva 149

Á. García García y C. Martínez Navarrete
Análisis de la problemática de la contaminación de acuíferos por fluidos densos no miscibles con el agua..... 153

Á. García García y C. Martínez Navarrete
Metodología y técnicas de caracterización de aguas subterráneas contaminadas por líquidos en fase no acuosa 157

N. Jiménez Torrecilla, J.P. Galve Arnedo, L. Gómez Zaera y J. Fuentes Retamar
La contaminación por nitratos del Acuífero Aluvial del Ebro y su influencia en la eutrofización del Río Ebro (tramo El Bocal – Presa de Pina) 161

J. Mas-Pla y E. Vilanova
Aplicación del análisis de mezcla de miembros extremos en el sistema hidrogeológico Gavarres – Baix Ter (Cuencas Internas de Cataluña) 165

L. Moreno, M.A. Casermeiro, J.R. Quintana, M.A. Fernández-Jurado y S. Castaño
Eficacia en la eliminación de macronutrientes de un sistema de depuración de aguas residuales urbanas mediante infiltración directa sobre el terreno (Geodepuración)..... 169

M. Olías, C. Cánovas, J.C. Cerón y J.M. Nieto
Características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva 173

M.L. Rodríguez Blanco, M.M. Taboada Castro y M.T. Taboada Castro
Identificación de los procesos implicados en la composición química del agua de una pequeña fluencia mediante análisis factorial 177

M.L. Rodríguez Blanco, M.M. Taboada Castro y M.T. Taboada Castro
Estudio de la calidad sanitaria del agua de un manantial del área periurbana de A Coruña 181

F. Sánchez-Martos, A. Pulido-Bosch, A. Vallejos Izquierdo, J. Gisbert Gallego y A. Fernández Cortés
Consideraciones sobre la evolución hidrogeoquímica de las aguas superficiales en el río Andarax (Almería)..... 185

S. Sanchez-Moral, J. C. Cañaveras, J. Lario, S. Cuezva y V. Soler
Estudio hidrogeoquímico del sistema kárstico de la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias) 189

A. Vallejos, L. Molina, A. Pulido Bosch, F. Sánchez Martos y J. Gisbert
Caracterización del contenido en nitratos y pesticidas en las aguas subterráneas del Campo de Dalías (Almería)..... 193

E.Vilanova y J. Mas-Pla
Identificación de sistemas de flujo en base a datos isotópicos en el área Gavarres-Baix Empordà-Selva (Cuencas Internas de Cataluña) 197

GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO

G. Benito, M. Rico, A. Díez Herrero, Y. Sánchez-Moya, A. Sopeña y V.R. Thorndycraft
Hidrología de paleocrecidas aplicada al cálculo de la Avenida de Diseño y Avenida Máxima de presas 203

F. Clemente, M. Pérez-Arlucea, I. Alejo, G. Fránces, D. González, M. Nombela y G. Méndez
La transgresión holocena en la Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia): registro sedimentario en la zona costera 207

S. Costas, F. Rial, I. Alejo, H. Lorenzo y M. Nombela
Estudio de la estructura interna de una barrera de arena mediante geo-radar. Islas Cíes, NO España..... 211

G. Desir y C. Marín
Análisis de la erosión en *gullies* en las Bardenas Reales (Navarra) 215

P. Fernández García, C. Rey Moral, R. Babín Vich y R. Tejero López
Estudio morfoestructural de la red de drenaje en la cuenca de Almazán 219

A. Ferrín, R. Durán, R. Diez, K. Mohamed, S. García-Gil y F. Vilas
Cartografía morfosedimentaria de alta resolución de las Rías Bajas y plataforma adyacente de Galicia (NO de España) 223

E. García-Meléndez, J.L. Goy y C.Zazo
Síntesis de la evolución geodinámica durante el Cuaternario de la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa (Almería, Cordilleras Béticas) 227

F. Gutiérrez
El papel de la subsidencia por disolución de evaporitas y la subsidencia tectónica en la génesis de los *salt valleys* en la Plataforma del Colorado 231

P. Lucha, F. Gutiérrez y J. Guerrero
Influencia de la subsidencia por disolución de la Formación Yesos de Barbastro en la evolución del sistema fluvial del Río Noguera Ribagorzana (Cuenca del Ebro) 235

A. Maestro, A. Martín-Serrano, E. Llave, T. Medialdea y L. Somoza
Mapa geomorfológico del margen continental español 239

R.M. Mateos, J.M. Azañón y M. Ferrer
Los movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana de la isla de Mallorca 243

R.M. Mateos Ruiz, J.M. Azañón y M. López-Chicano
Análisis de la probabilidad de ocurrencia de precipitaciones intensas y su aplicación a la predicción de movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana (Mallorca) 247

M. Monge-Ganuzas, A. Cearreta y E. Iriarte
Evolución morfológica de un campo dunar costero en regeneración: playa de Laida (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, País Vasco) 251

M. Pérez-Arlucea, F. Clemente, A. Carter, D. González, M. Nombela y G. Méndez
Estimación de las tasas de erosión a largo y corto plazo basadas en termocronología (AFTD), cargas fluviales, volumen de sedimentos y erosión potencial. Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia) 255

J.V. Pérez-Peña, J.M. Azañón y J. Delgado
Metodología para el análisis de redes de drenaje mediante índices geomorfológicos y su relación con la tectónica activa 259

EDAFOLOGÍA

A. Faleh, S. Bouhlassa, A. Sadiki, A. Navas y A. Aboutaher
Erosion en el Rif del norte de Marruecos: aplicación de técnicas radiométricas 265

M. López-Vicente y A. Navas
Modelos de predicción de la erosión y transporte del suelo: valoración y aplicaciones 269

J. Soto y A. Navas
Modelo de simulación del perfil de cesio 137 para cuantificar el depósito de suelo 273

J.C. Tapias y M. Salgot
Estudio comparativo de la capacidad de retención hídrica de los substratos de dos campos de golf 277

PALEOMAGNETISMO

E. Beamud, M. Garcés, J.A. Muñoz, Ll. Cabrera y Y. Almar
Distribución de las rotaciones paleomagnéticas en la cuenca de Graus-Tremp durante el Terciario 283

A. Gil, M. Lago y A. Pocoví
Fábrica magnética (ASM) en andesitas columnares. Ejemplo de un *sill* tardi-Carbonífero del Macizo de Albarracín (SE de la Cordillera Ibérica) 287

C.R. Gomes, J.B. Diez, K. Mohamed, U. Villanueva, A.F. Soares y D. Rey
Nuevos datos palinoestratigráficos y paleomagnéticos de los afloramientos estefano-pérmicos del Grupo Buçaco en el sinclinal de Santa Cristina (Norte de Coimbra, Portugal) 291

J.C. Larrasoaña, M. Garcés, X. Murelaga y E. Beamud
Magnetoestratigrafía y magnetismo ambiental de las Facies de Tudela (Mioceno inferior) en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro) 295

A. Lourenço, C.R. Gomes, D. Rey y J. Pratas
Parámetros magnéticos de los suelos de la periferia de Coimbra (Portugal) 299

K. Mohamed, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas
Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de alta resolución de sedimentos cuaternarios de la plataforma continental adyacente a las Rías Baixas de Galicia 303

B. Oliva Urcia, E.L. Pueyo, A.M. Casas Sainz y T. Román Berdiel
Remagnetización del Triásico de la Zona Axial pirenaica (lámina de Bielsa, Huesca) 307

M.J. Orgeira, F.X. Pereyra, C. Vásquez, E. Castañeda y R. Compagnucci
Señal magnética en suelos actuales de la Provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima..... 311

A. Palencia, M.L. Osete, M. Maceira, J.J. Villalaín y R. Vegas
Estudio paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia 315

F.J. Pérez-Rivarés y M. Garcés
Registros magnetoestratigráficos de alta resolución: evidencia del subcron C5Dr.1n en el Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro.... 319

E.L. Pueyo, A. Muñoz, C. Laplana y J.M. Parés
Correlación estratigráfica, bioestratigráfica y magnetoestratigráfica de la cubeta pliocena de Villarroya (La Rioja, N de España).... 323

Ó. Pueyo, Á. González, J. Ipas, J. Manuel, J.Á. Orgaz, Á. Rodés, F. Teixido, A. Gil y H. Millán
Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense 327

T. Román, A. Casas, B. Oliva, C.L. Liesa y R. Soto
Fábrica magnética del plutón de Millares (Pirineo central, Huesca)..... 331

V.C. Ruiz-Martínez y M.L. Osete
Dispersión del campo magnético terrestre obtenida a partir de remanencias primarias en lavas 335

C. Sinusía, E.L. Pueyo, B. Azanza y A. Pocoví
Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de la Puebla de Valverde (Teruel) 339

A.J. Sussman
Vertical-axis rotation of the Oliana anticline 343

J.J. Villalaín, V.C. Ruiz, D. Rey, M.L. Osete y C. Caballero
Interpretación tectónica de la remagnetización terciaria del segmento Sur de la Sierra Madre Oriental Mexicana 347

V. Villasante Marcos, M.L. Osete, F. Martínez Ruiz, J. Urrutia Fucugauchi y M.A. Lamolda
Propiedades magnéticas en varias secciones del límite Cretácico-Terciario..... 351

PLANETOLOGÍA, IMPACTOS Y EVENTOS DE EXTINCIÓN

L. Alegret, I. Arenillas, J. A. Arz y E. Molina
Bioestratigrafía y reconstrucción paleoambiental del tránsito Cretácico-Paleógeno en El Mimbral (México) 357

F. Martínez-Ruiz, M. Ortega Huertas e I. Palomo
Indicadores de contaminación extraterrestre en secciones distales del tránsito Cretácico-Terciario 361

E. Molina, L.E. Cruz, C. Gonzalvo, S. Ortiz y E. Robin
Evidencias de impacto meteorítico en el Eoceno Superior de Fuente Caldera (Granada, Cordilleras Béticas) 365

M.A. Rodríguez Pascua, R. Pérez López y O. Prieto Ballesteros
Análisis estructural y fractal del área caótica de Conamara (Europa, satélite de Júpiter): Estructuras compresivas y de desgarre en un satélite en expansión 369

DIDÁCTICA E HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

Algunos problemas relacionados con las imágenes de Geología en los libros de texto de Primaria y Secundaria

J.M. Calvo Hernández, A.L. Cortés Gracia y M.B. Martínez Peña

Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Facultad de Educación, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jmcalvo@unizar.es, acortes@unizar.es, bpena@unizar.es

ABSTRACT

In this work geological several images coming from Primary and Secondary textbooks are shown. Some of these images could be considered as erroneous or confuses, from a scientific point of view. They can induce and/or increase in students some alternative conceptions about the represented subjects.

Key words: *geological images, alternative conceptions, textbooks.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de las ideas alternativas de los estudiantes sobre distintos temas de Geología ha sido una de las líneas de investigación más importante en el campo de la Didáctica de las Ciencias Experimentales en los últimos años. Parte de esas investigaciones se han realizado a partir de las representaciones gráficas de los alumnos. Esto se debe a que la imagen resulta una herramienta eficaz para comunicar información, tanto hacia los alumnos desde diferentes fuentes, como de los alumnos hacia el profesor. Las fuentes de imágenes que llegan a los estudiantes pueden ser muy diversas, esquemas en la pizarra, diapositivas, transparencias, vídeos, animaciones, etc., y sobre todo el libro de texto.

Existen estudios que ponen de manifiesto que los libros de texto pueden ser transmisores de errores en el campo de las ciencias experimentales y en ocasiones se ha resaltado el papel de las imágenes en este proceso. En los últimos años se han realizado importantes aportaciones en este sentido relacionadas con las distintas disciplinas científicas (Reid, 1990; Pérez de Eulate *et al.*, 1999; Martínez Peña y Gil Quílez, 2002), pero apenas existen estudios sobre la Geología.

En nuestro trabajo nos hemos planteado que, en ocasiones, el origen de algunas de las ideas alternativas más comunes entre el alumnado puede estar en las propias imágenes. Para contrastarlo hemos analizado una serie de libros de texto de Educación Primaria y Educación Secundaria Obligatoria centrándonos en las imágenes de aspectos ligados con la Geología, cuya lectura por parte de los alumnos puede no ser sencilla e incluso puede reforzar ideas alternativas en lugar de favorecer su reestructuración.

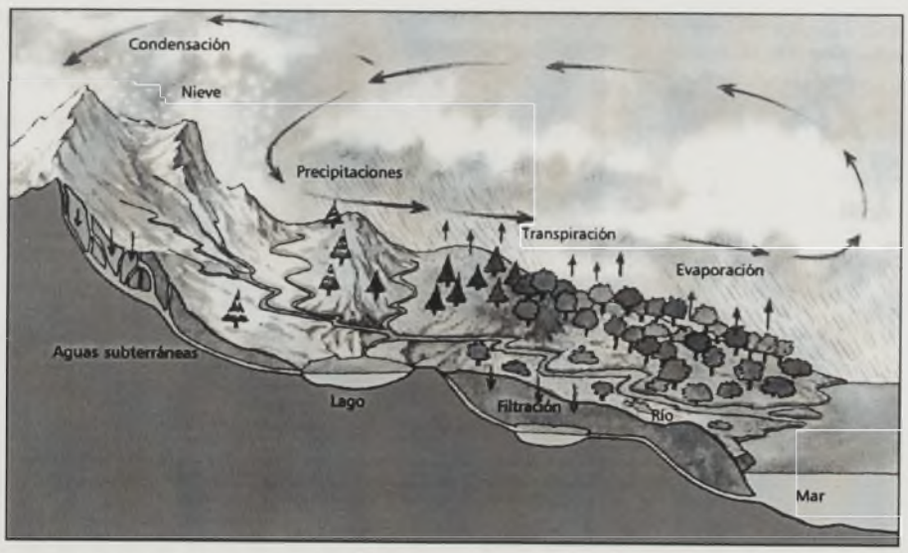


FIGURA 1. *Bloque diagrama sobre el ciclo del agua en el que las aguas subterráneas se representan como lagos y ríos que conectan directamente con el mar (3º y 4º ESO).*

FIGURA 2. *Representación bidimensional de un acuífero subterráneo (4º Primaria).*

IDEAS ALTERNATIVAS EN GEOLOGÍA

Las investigaciones realizadas sobre las ideas alternativas de los estudiantes en los temas de Geología señalan la visión estática de la Tierra, es decir, sin procesos de cambio geológico y/o con episodios catastróficos como un obstáculo epistemológico importante (Pedrinaci y Álvarez, 1992). Existen otras ideas alternativas como imaginar las aguas subterráneas como balsas de agua y ríos subterráneos (Yus Ramos, 1994) y, sin embargo, no relacionarlas con los ríos que están alimentados por ellas. Los procesos de fosilización y las reconstrucciones de la vida en el pasado también presentan dificultades de aprendizaje (Lillo, 1994) ya que necesitan ser relacionados con campos de conocimiento más amplios (Biología y Geología).

EJEMPLOS DE IMÁGENES EN LOS LIBROS DE TEXTO

Para ilustrar este trabajo se han seleccionado varias imágenes procedentes de libros de texto de Educación Primaria y Secundaria Obligatoria. Los temas elegidos tienen que ver con 1) las aguas subterráneas, 2) los fósiles y 3) la fracturación de las rocas.

Las aguas subterráneas

En la mayoría de los libros de texto se trata este tema en relación con "*El ciclo del agua*". En general, los textos explicativos vienen acompañados por ilustraciones que representan en un mismo esquema (tridimensional o bidimensional) las aguas existentes tanto en la atmósfera, como

FIGURA 3. *Esquema del proceso de fosilización (4º ESO).*

en la superficie terrestre y en el subsuelo. En algunos casos, estas imágenes refuerzan las ideas alternativas comentadas por Yus Ramos (1994), presentando el flujo subterráneo como ríos y lagos (Figs. 1 y 2).

Los fósiles

En este tema, podemos diferenciar diversos aspectos, por un lado los relacionados con el proceso de fosilización y, por otro, los relacionados con la representación de los fósiles y la reconstrucción de organismos del pasado a partir de los mismos. En uno de los ejemplos mostrados (Fig. 3), se hace referencia al proceso de fosilización, pero la imagen presentada incide en la pérdida de información paleontológica desde el estadio inicial (organismos vivos) hasta el estadio final registro fósil), sin que se ilustren los procesos intermedios (objeto concreto de esta figura). En la figura 4 se pretende mostrar la reconstrucción de algunos organismos del pasado y así se muestra un dinosaurio y los fósiles de varios moluscos. De esta manera, se hace equivaler una reconstrucción con el resto fósil que se encuentra en el campo y los estudiantes podrían llegar a la conclusión de que los dinosaurios aparecen fosilizados con la misma apariencia que en vida.

La fracturación de las rocas

Las representaciones de estructuras de deformación son muy habituales en los libros de texto. En ocasiones, a la vista

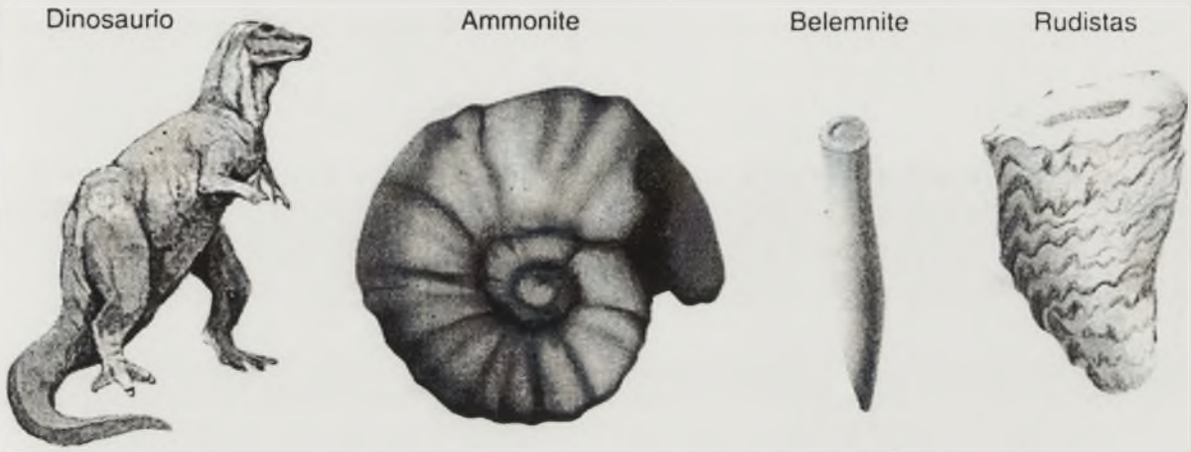


FIGURA 4. *Ejemplos de animales extinguidos a finales del Mesozoico (4º ESO).*

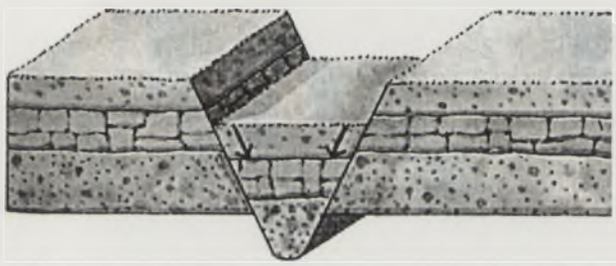


FIGURA 5. *Esquema de una fosa tectónica limitada por fallas normales (4º ESO).*

FIGURA 6. *Esquema de una situación tensional que tiende a separar dos bloques terrestres (4º ESO).*

de algunos cortes geológicos o bloques-diagrama nos encontramos con situaciones de difícil resolución geométrica. Cuando sólo se utilizan varios niveles estratigráficos de referencia, es relativamente sencillo representar una situación de extensión con fallas normales (Fig. 5). Sin embargo, cuando se intentan representar estas fallas en un contexto más amplio (p.e. en profundidad dentro de un bloque-diagrama) aparecen estructuras difíciles de justificar (Fig. 6).

CONSIDERACIONES FINALES

En la actualidad, los libros de texto (y otros materiales de consulta) tienden a introducir una gran cantidad de información gráfica. En ocasiones, las imágenes constituyen el núcleo alrededor del que se articulan los contenidos conceptuales de los temas e incluso, en algún caso, son la única información en relación con algún contenido concreto. En muchos casos, la existencia de imágenes erróneas o confusas no hace sino reforzar en los estudiantes modelos conceptuales diferentes y/o enfrentados a los modelos científicos.

Sería interesante que el texto acompañante de estas imágenes fuera coherente con lo que en ellas se representa y viceversa. De esta manera, sería deseable la participación en la elaboración de los libros de texto de revisores expertos en geología y en "*lenguaje gráfico*" con el fin de mejorar la calidad de esta información evitando la introducción de imágenes erróneas o confusas.

REFERENCIAS

Lillo, J. (1994): Análisis de errores conceptuales en Geología a partir de las expresiones gráficas de los estudiantes. *Enseñanza de las Ciencias,* 12(1): 39-44.

Martínez Peña, B. y Gil Quílez, M. J. (2001): The importance of images in astronomy education. *International Journal of Science Education,* 23 (11): 1125-1135.

Pedrinaci, E. y Álvarez, R. (1992): Obstáculos en la construcción de las nociones acerca del origen de las rocas. En: *VII Simposio sobre la Enseñanza de la Geología.* Actas: 173-184.

Pérez de Eulate, L., Llorente, E. y Andreu, A. (1999): Las imágenes de digestión y excreción en los textos de primaria. *Enseñanza de las Ciencias,* 17 (2): 165-178.

Reid, D. (1990): The role of pictures in learnig biology: Part 2, picture-text processing. *Journal of Biological Education,* 4 (24): 251-258.

Yus Ramos, R. (1994). "Balsas de agua" y "ríos subterráneos". Representaciones de los alumnos sobre la circulación freática. Su tratamiento en la Educación Secundaria. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, Extra 1994:* 76-79.

La obra de Antonio José Cavanilles (1745-1804) como difusora de la moderna Geología en la España de finales del siglo XVIII

J.M. Casanova Honrubia

Dpto. de Geología, Universidad de Valencia, C/ Doctor Moliner 50, 46100 Burjassot. jm.casanova@arsystel.com

ABSTRACT

In 2004, we celebrate the second centenary of Antonio José Cavanilles' dead (1745-1804). He was a valencian priest educated in Philosophy and Theology that however he became one of the most important scientific naturalist from the spanish Enlightenment. Their works were mainly centred in botany, discipline in which he achieved a relevant proyection into Europe. The most known work, although the least botanical among them, was the "Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia". This is very important work to know his geologic ideas and his contribution to the development of the modern Geology.

Key words: *History of Geology, Cavanilles, XVIII century, Valence, fossils.*

ANTECEDENTES BIOGRÁFICOS

La figura de Antonio José Cavanilles ha sido objeto de estudio por numerosos biógrafos (la bibliografía más completa de los estudios sobre su vida y obra se puede consultar en López Piñero y López Terrada, 1995. A ésta habría que añadir el reciente trabajo biográfico de González Bueno, 2002). En este capítulo sólo se pretende destacar aquellos aspectos de su vida que ayuden a comprender y contextualizar tanto su formación científica como su obra.

Nació en la ciudad de Valencia el dieciséis de enero de 1745 en donde cursó sus primeros estudios de Humanidades en el Colegio de San Pablo. En 1759 ingresó en la Universidad de Valencia donde obtuvo el título de Bachiller en Filosofía en 1761 y el de Maestro en esta disciplina un año más tarde. En 1766 esta misma Universidad le otorgó el título de Bachiller en Teología. Entre los años 1767 y 1770 ejerció funciones docentes en la Universidad de Valencia y opositó sin éxito, al menos en tres ocasiones, para ocupar las cátedras vacantes de filosofía y matemáticas. Sin opciones en la Universidad, en 1770 le reclamó Teodomiro Caro de Briones, Oidor de la Real Audiencia de Valencia, para trabajar como preceptor de su hijo. Con la familia Caro se trasladó primero a Oviedo donde se ordenó sacerdote en 1772 y más tarde a la Corte en Madrid. En ella pronto estableció contacto con los influyentes "*turianos*", grupo de ilustrados valencianos en la corte de Carlos III liderados por Francisco Pérez Bayer.

A lo largo de este periodo y en especial durante su etapa de docencia en la Universidad de Valencia así como en su primera y breve estancia en Madrid, Cavanilles entabló numerosas relaciones de amistad con importantes intelectuales que serían clave en el futuro desarrollo de su carrera.

En 1774, poco tiempo después de su llegada a Madrid, falleció Caro de Briones, circunstancia tras la cual Cavanilles se trasladó a Murcia para trabajar como profesor de Lógica en la Cátedra de Filosofía del Seminario Conciliar de San Fulgencio. En 1776, tras apenas año y medio de docencia, es reclamado nuevamente por la Corte en Madrid para trabajar en una nueva preceptoría, esta vez a cargo de la Casa del Infantado. Aunque todo hacía presagiar que su vida estaría dedicada a la enseñanza de los primogénitos de la nobleza española, este nuevo trabajo marcará el futuro de su carrera.

El 24 de junio de 1777 abandonó Madrid con destino a París formando parte de una comitiva constituida por las Casas del Infantado y de Santa Cruz. El preceptor de esta última era José Viera y Clavijo con el que Cavanilles estableció una larga y estrecha relación de amistad y colaboración. Tras algo más de mes y medio de viaje, el día 13 de agosto la comitiva llegó a París.

En aquella época París era un centro clave para la ciencia, un lugar privilegiado de encuentro y difusión de las nuevas incorporaciones en el campo del saber científico, el auténtico centro cultural de Europa y destino elegido por los naturalistas para completar su formación. París ofrecía numerosas instituciones públicas de prestigio, centros de investigación, laboratorios, bibliotecas especializadas y cursos impartidos en casas particulares por reconocidos científicos. En este ambiente tan atrayente para las ciencias se despertó en él su vocación por las ciencias naturales y adquirió su formación científica. Circunstancia que no deja de ser llamativa si consideramos que hasta entonces sólo había recibido una sólida formación como hombre de Letras, sobre la cual se desarrolló como brillante científico que será incluso introductor de la nueva Ciencia y de las ideas renovadoras en la España de finales del siglo XVIII.

Sus primeros años en París fueron de gran actividad académica, a mediados de noviembre de 1777 Cavanilles y sus alumnos comenzaron a asistir a los diferentes cursos científicos que se ofertaban en la capital francesa (Pelayo y Frías, 1995; Bas, 1997; González, 2002). El primer curso al que asistieron fue el de física experimental impartido por J.A. Sigaud de la Fond. Posteriormente, el 1 de diciembre, participaron en el curso de química y mineralogía de Baltasar Georges Sage y cinco días después acudían al inicio del curso de Historia Natural de J. Valmont de Bomare. Con una duración de cuatro meses, este curso era de los más concurridos en el campo de las ciencias naturales y estaba considerado como el más recomendable para iniciarse en una formación básica de biología y mineralogía.

No será hasta el año 1780, con 35 años de edad, cuando se despierte en él su verdadera pasión, la Botánica, disciplina que fue progresivamente monopolizando su interés aunque esto nunca supuso una renuncia a otros intereses ni a su formación en otros campos de la ciencia. A partir de este momento comienza su formación básica como botánico, tanto en las tareas de gabinete como en el trabajo de campo, con la adquisición de nuevos hábitos. Realizó numerosas excursiones, desarrolló la práctica de la herborización, visitó jardines, estudio los herbarios de botánicos franceses y supo mantener buenas relaciones con ellos. Esta etapa culminó en 1785 con la publicación del primer número de su primera monografía botánica titulada *Dissertatio botanica*, formada por diez números de los cuales los ocho primeros se publicaron en París entre 1785 y 1789.

Desde la aparición de su primer número, esta obra tuvo una pronta y amplia difusión en los ambientes científicos donde fue muy elogiada, en especial gracias a los botánicos franceses que valoraron muy positivamente sus trabajos descriptivos y taxonómicos y que la consideraron como una obra básica de consulta. Así, la figura de Cavanilles brillaba ya con luz propia entre los botánicos que habrían de pasar a la Historia.

Los acontecimientos políticos acaecidos en París el 14 de julio de 1789, obligaron a Cavanilles a abandonar la capital francesa junto a los Duques del Infantado con destino a Madrid, a donde llegó en noviembre de ese año. El regreso será ya definitivo y marcará el final de una etapa y el inicio de nuevos proyectos en la Corte de Carlos IV, entre los que destacan dos de ellos a los que dedicó gran parte de su tiempo. Uno fue el inició de una nueva monografía botánica, *Icones et descriptiones plantarum*, de la que publicó seis volúmenes, el último en 1801. El otro fue la comisión recibida en 1791 por Real Orden de Carlos IV de recorrer el territorio español para estudiar su flora. Comenzó sus recorridos por su tierra natal, el Reino de Valencia, distribuidos en tres campañas llevadas a cabo en los años 1791, 1792 y 1793, interrumpidas durante los periodos invernales en los que regresaba a Madrid. El objetivo prioritario era la herborización y los inventarios, pero Cavanilles también tenía como propósito utilizar el material botánico recopilado con destino a la publicación del segundo tomo de los *Icones*. Como resultado de sus viajes por el Reino de Valencia escribió su obra *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia*, publicada en dos tomos los años 1795 y 1797. Obra que para el tema que nos ocupa merece un análisis a parte.

Una vez concluida la misma Cavanilles ya tenia claro de antemano el dar por terminado tanto sus trabajos en torno a la Historia Natural de España, como el proseguir con el ambicioso proyecto de herborizar todo el territorio español. A partir de ahora se centrará en un objetivo tras el cual llevaba varios años de frustrados intentos, la dirección del Real Jardín Botánico de Madrid, a la que accedió el 17 de junio de 1801 tras abandonar el cargo C. Gómez Ortega con quien Cavanilles siempre mantuvo unas tortuosas relaciones. Como Catedrático director desarrolló una destacada labor investigadora y docente, también impulso reformas estructurales, de organización interna y burocráticas del centro. Durante este periodo Cavanilles fue unos de los cuatro encargados por Real Orden de la redacción de los *Anales de Historia Natural* (1799-1804), considerada la primera revista científica publicada en España. Sin duda fue el que más influencia tuvo en la revista, tanto es así que ésta dejo de publicarse a su muerte.

Muerte acaecida en Madrid el 10 de mayo de 1804 cuando contaba con 59 años de edad. En esos momentos trataba de superar las trabas impuestas para publicar su obra *Hortus Matritensis* que aunque lista para ser impresa en el momento de su muerte no se publicó hasta 1991.

SUS VIAJES POR EL REINO DE VALENCIA (1791-1793) Y SU OBRA *OBSERVACIONES SOBRE LA HISTORIA NATURAL, GEOGRAFIA, AGRICULTURA, POBLACIÓN Y FRUTOS DEL REYNO DE VALENCIA* (1795-1797)

En la primavera de 1791 Cavanilles comenzó a recorrer las tierras valencianas comisionado por Carlos IV con el propósito de estudiar su flora (Mateu, 1995; González, 1995 y 2002). Primera etapa del proyecto que tenía encomendado de recorrer toda España con idéntico fin. Los recorridos duraron más de veinte meses distribuidos en tres campañas llevadas a cabo los años 1791, 1792 y 1793, únicamente interrumpidas durante la llegada del invierno en que regresaba a Madrid. A medida que avanzaba su primera expedición Cavanilles comprendió la importancia y utilidad que tendría la recopilación de otro tipo de información que no fuera la estrictamente botánica y tal como manifestó en el prólogo de las *Observaciones* en ésta incorporó datos sobre: geografía, agricultura, demografía, mineralogía, geología, paleontología, frutos, economía, arqueología, etc...

Sus recorridos los hizo a pie o a lomos de caballería y muy rara vez viajó solo. En todo momento supo utilizar el aval de la Corona, sus antiguas amistades y las relaciones con ilustrados valencianos. Gracias a lo cual estuvo rodeado de eruditos y expertos autóctonos que le acompañaban en sus excursiones y le facilitaban todo tipo de explicaciones. Como

él mismo reconoció, sin su ayuda nunca hubiera podido en tan poco tiempo reconocer con tanto detalle el territorio y la sociedad valenciana ni haber reunido tanta información.

El 9 de septiembre de 1793 Cavanilles dio por finalizadas sus excursiones y regresó a Madrid. Era el momento de dar forma a la abundante y heterogénea información recogida durante estos años y comenzar la redacción de las *"Observaciones"*. Sin embargo, desde su llegada a la capital mantuvo una nutrida correspondencia con sus paisanos que le continuaron proporcionando una valiosa información con la que ampliar, contrastar y verificar la que ya disponía. Resultado de este trabajo escribió sus *"Observaciones sobre la Historia Natural Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia"* publicada en dos tomos los años 1795 y 1797. Esta obra sigue la línea de otras aparecidas en la época, en las que se combina la descripción de la sociedad y el territorio, todo ello escrito en un leguaje popular fácilmente accesible al público.

Las *"Observaciones"* es su obra menos botánica y más territorial que poco tiene que ver con sus otros trabajos. Es sin duda la más popular que al menos en el ámbito valenciano ha eclipsado al resto de su obra. En ella podemos contemplar a un Cavanilles en todo su esplendor; como modelo de viajero ilustrado, como científico con una sólida formación e interesado por los *"saberes útiles"*, con un espléndido trabajo tanto de campo como de gabinete, con una valiosa percepción espacial de la naturaleza y la sociedad humana, con una gran capacidad de síntesis y observación, aplicando el método científico al estudio de la naturaleza. Esta obra es el punto de referencia para conocer la formación de Cavanilles y sus ideas sobre aspectos distintos a los estrictamente botánicos, como es el caso de la geología.

Para el estudio de su obra afortunadamente no sólo disponemos de sus publicaciones sino también de su voluminoso archivo depositado en el Real Jardín Botánico de Madrid (San Pío y Collar, 1995). Allí se conserva un *"Diario"* que escribió durante sus excursiones y del cual sólo existen los cuadernos correspondientes a 1792 y 1793, así como toda la correspondencia mantenida desde su llegada a Madrid. Esta información es especialmente importante para el estudio de las *"Observaciones"* ya que en su redacción Cavanilles siguió un estricto criterio territorial a partir del cual es imposible seguir sus itinerarios originales. Además, en el texto tampoco es habitual la utilización de cierta información que si aparece en su *"Diario"* como: acompañantes, informadores, fuentes consultadas o las muestras recogidas.

LAS IDEAS GEOLÓGICAS DE ANTONIO JOSÉ CAVANILLES

Los años en que Cavanilles permaneció en París fueron clave en su formación en el campo de la geología, ciencia que en aquella época no quedó al margen del movimiento renovador que vivían las Ciencias Naturales. A finales del siglo XVIII un amplio grupo de naturalistas abrieron una nueva vía en la interpretación de la Tierra, para ellos las evidencias deducidas a partir de la observación de la naturaleza se convirtió en el principio básico de la interpretación geológica frente a los relatos bíblicos que adquirieron un papel secundario.

El hecho de que Cavanilles no se implicara en esta rama de las ciencias naturales no significa su desinterés por la misma, como así lo demuestran las frecuentes descripciones, interpretaciones y cuestiones de carácter geológico que aparecen en sus *"Observaciones"*. Además, de su lectura se deduce que conocía perfectamente el debate interno abierto entorno a la geología, así como los trabajos de aquellos naturalistas que estaban aportando una nueva visión en la interpretación de la Tierra.

Las ideas geológicas que Cavanilles utiliza para explicar distintos aspectos de la geología del Reino de Valencia son plenamente modernas y están en la línea de un científico que basa su trabajo en la observación de la naturaleza y en la aplicación del moderno método científico en su interpretación. Por tanto, podemos considerar sus *Observaciones* como una de las obras pionera en la introducción en nuestro país de los nuevos cambios habidos en la geología a finales del siglo XVIII y que serán la base para su desarrollo como la ciencia moderna que hoy conocemos.

Los temas geológicos tratados por Cavanilles son muy diversos (Capel, 1985; Sequeiros, 2003). Analiza el origen de los fósiles que considera sin ningún género de dudas como restos orgánicos, rechazando por completo las interpretaciones diluvistas de Torrubia. También percibió que muchos de los fósiles encontrados no tenían representantes actuales por lo que llegó a plantearse el hecho de su desaparición y las causas de formación de los yacimientos fosilíferos. Tiene una clara conciencia de la eficacia de la erosión en el modelado del relieve, describiendo ejemplos tanto de la erosión fluvial como de la acción que ejerce el mar en las costas; de su estudio llegó a la idea de la gran antigüedad del mundo. Para él sólo el tiempo puede permitir que fenómenos que se producen muy lentamente puedan llegar a alterar de manera profunda y significativa el relieve. Para Horacio Capel (1985), Cavanilles llegó a plantear la idea de uniformidad de los fenómenos geológicos e incluso a proponer una hipótesis explicativa de la formación del relieve valenciano. En numerosos puntos de sus recorridos se detiene a observar la disposición de los estratos; anota su color, los materiales que lo componen, su espesor, el paralelismo y su disposición horizontal o inclinada. Explica su modo de formación e incluso el ambiente en el que lo hicieron en base a la presencia de fósiles, también se plantea las causas que han originado los estratos plegados.

Capítulo a parte merecen la mineralogía y minería, disciplinas que habían adquirido un gran protagonismo durante la Ilustración debido a la utilidad cada vez mayor de los minerales en la industria y en la agricultura. Cavanilles había asistido a varios cursos de mineralogía durante su estancia en París y también era conocedor de los principales textos publicados en castellano de lo que en aquella época se denominaba *"Orictognosia"* (Capel, 1985; Sequeiros,

2003). En general eran traducciones de textos alemanes basados en las ideas de la escuela de Werner que eran las dominantes en Europa y que fueron utilizados para la enseñanza de la mineralogía en nuestro país. En sus *"Observaciones"* Cavanilles describe más de un centenar de yacimientos minerales tanto de minerales metálicos como de lo que hoy denominamos minerales y rocas industriales, muchos de los cuales eran o habían sido explotados mediante minería de interior o a cielo abierto (Casanova *et al.*, 1999). Describe con especial detalle las minas de cinabrio de La Creu (Eslida, Castellón), una de las más conocidas de la época, incluyendo los extensos análisis químicos realizados por D. García Fernández. Cita y en ocasiones hace una sucinta descripción de una veintena de especies minerales para alguna de las cuales contó con la ayuda de Andrés Manuel del Río y de Floriano Coetanfao para su identificación. La importancia que dio Cavanilles a los materiales geológicos que conformaban el territorio valenciano y su posible aplicación en la industria y la agricultura, también queda patente en un manuscrito en el que hace una relación de las 331 muestras de rocas y minerales que recogió durante sus excursiones con destino al Real Gabinete de Madrid, de cada una de ellas describe su aspecto, color, dureza y el lugar de recogida (San Pío y Collar, 1995).

REFERENCIAS

Bas, N. (1997): A.J. Cavanilles en París (1777-1789): un embajador cultural en la Europa del siglo XVIII. *Cuadernos de Geografía*, 62: 223-244.

Capel, H. (1985): *La Física Sagrada*. Ediciones del Serbal, Barcelona, 223 p.

Casanova, J.M., Ochando, L.E. y Gozalo, R. (1999): Minería y mineralogía del Reino de Valencia en las *"Observaciones..."* de A.J. Cavanilles (1745-1804). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 22-A: 27-28.

González, A. (1995): Reflexiones en torno a los viajes de A.J. Cavanilles por tierras de Valencia (1791-1793). *Asclepio*. 47(1): 137-167.

González, A. (2002): *Antonio José Cavanilles (1745-1804). La pasión por la ciencia*. Editorial Doce Calles, Madrid, 461 p.

López Piñero, J.M. y López Terrada, M.L. (1995): Bibliografía de Antonio José Cavanilles (1745-1804) y de los estudios sobre su vida y su obra. *Asclepio*. 47(1): 241-260.

Mateu, J.F. (1995): Cavanilles y el oficio ilustrado de viajar. En: *Las Observaciones de Cavanilles. Doscientos años después*. Libro primero. Bancaixa, Valencia, 299 p.

Pelayo, F. y Frías, M. (1995): Antonio José Cavanilles y la Historia Natural francesa: del Curso de Valmont de Bomare a la Crítica del Método de A.L. de Jussieu. *Asclepio*. 47(1): 197-216.

San Pío, M.P. y Collar, P. (1995): El Archivo de A.J. Cavanilles en el Real Jardín Botánico. *Asclepio*. 47(1): 217-240.

Sequeiros, L. (2003): Las ideas geológicas de Antonio José Cavanilles (1745-1804). Reflexiones didácticas en el bicentenario de su fallecimiento. *Enseñanza de la Ciencias de la Tierra*, 11(1): 2-9.

Posibilidades didácticas del barranco de Aguilón y su entorno (Cordillera Ibérica, Zaragoza)

A.L. Cortés Gracia[1] y M. Aurell Cardona[2]

1 Dpto. de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. acortes@unizar.es
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. maurell@unizar.es

ABSTRACT

The outcrops located around the village of Aguilón (Zaragoza province, NE Spain), are being continuously used in the last years for educational purposes at different academic levels. A 5 km long tract of the local traffic road provides a complete cross-section of the so-called Aguilón Anticline. Different Jurassic, Lower Cretaceous and Tertiary geological units are involved in this structure. The easily accessible and superbly exposed outcrops of the Aguilón Anticline provide examples of basic geological aspects such as those related to stratigraphy and sedimentology of continental and marine units, structural geology at different scales, paleontology and taphonomy of diverse invertebrate and vertebrate groups, geomorphology and geological hazards, the imprint of climatic change in ancient successions or sedimentation/tectonics relationship. A major effort should be done for the future development of the Aguilón Geological Park, which will provide a more accessible and complete view of all the learning that can be reached from the exposed rocks.

Key words: *Earth Sciences education, geological heritage, field activities, Aguilón.*

INTRODUCCIÓN

El entorno de la localidad zaragozana de Aguilón constituye un excelente laboratorio natural para el estudio de una parte de la evolución geológica de la Cordillera Ibérica. Situada a unos 50 km al sur de Zaragoza (Fig. 1), Aguilón y su geología sirven, desde hace años, como referencia para un importante número de trabajos científicos.

La carretera que, atravesando Aguilón, une las localidades de Villanueva de Huerva y Herrera de los Navarros permite realizar, en apenas 5 km, un corte N-S perpendicular al denominado *"Anticlinal de Aguilón"* (Fig. 2). Se cortan materiales mesozoicos (Jurásico Medio-Superior y Cretácico Inferior) plegados y fracturados, depósitos sintectónicos paleógenos relacionados con el plegamiento y erosión del anticlinal, y materiales neógenos discordantes sobre los anteriores que rellenan la Cuenca del Ebro y la Cubeta de Azuara.

El interés del entorno de Aguilón, y las investigaciones que se han llevado a cabo, han dado lugar a un buen conocimiento de los aspectos geológicos, que se han traducido en la realización de numerosos trabajos biostratigráficos, sedimentológicos y estructurales (véase Sequeiros y Meléndez, 1979; o más recientemente, Pérez-Urresti *et al.*, 1998; Cortés *et al.*, 1999 y Bádenas *et al.*, 2002). Los afloramientos incluyen la sección tipo de una unidad litoestratigráfica (*"Fm Calizas con ostrácodos de Aguilón"*), y sirve para caracterizar una antigua cuenca de sedimentación (*"Subcuenca de Aguilón"*). Menos conocidos son los aspectos geomorfológicos, destacando las formas adyacentes al Barranco de Aguilón, que disecta perpendicularmente la estructura y permite la aparición de los afloramientos anteriormente citados.

Al interés puramente geológico de la zona hay que añadir otros atractivos científicos y culturales. Por un lado, la zona presenta magníficos ejemplos del matorral y bosque mediterráneo (especialmente al Sur de Aguilón, en el valle del Huerva y en la Sierra de Herrera). También es un buen observatorio de las colonias de buitres leonados existentes en los escarpes de Aguilón y del río Huerva. Desde el punto de vista cultural, Aguilón se encuentra dentro de la *"Ruta del Múdejar"* del Sur de Zaragoza, junto a la *"Ruta de Goya"*, donde destaca la vecina localidad de Fuendetodos (pueblo natal del pintor aragonés), y dentro de la comarca del *"Campo de Cariñena"*, perteneciendo sus viñedos a la Denominación de Origen del mismo nombre.

ACTIVIDADES REALIZADAS EN LOS ÚLTIMOS AÑOS

La proximidad a Zaragoza y las facilidades de acceso a la zona y a la mayor parte de los afloramientos han permitido la realización de visitas y excursiones de carácter científico, didáctico y divulgativo (ver Martínez *et al.*, 1997), por parte de profesores y estudiantes de ESO y Bachillerato y, especialmente, de nivel universitario. Menos frecuentes son las visitas de los centros de Educación Primaria y no formal.

- Visitas de centros de Enseñanza Primaria y ESO. En general, se trata de visitas guiadas donde se presta atención al paisaje y a los aspectos estratigráficos, paleontológicos y tectónicos en sentido amplio (reconocimiento de rocas estratificadas, fósiles, pliegues y fallas).

- Visitas de grupos de Bachillerato. Éstas también siguen, en general, un modelo docente bastante dirigido, incidiendo en los aspectos anteriores y, ocasionalmente, realizando otras actividades: reconocimiento de unidades cartográficas y estratigráficas, cortes geológicos, manejo de instrumental sencillo de campo (lupa, martillo, brújula, clinómetro, etc.).

- Visitas de grupos de nivel universitario. En los niveles formativos superiores nos encontramos con distintos tipos de salidas y actividades (salidas de uno o varios días, zonas de campo). Como ejemplo, desde la Facultad de Educación (Diplomatura de Maestro), en Aguilón se trabajan técnicas y conceptos básicos de geología y se recoge información sobre factores abióticos específicos que influyen, por ejemplo, en la distribución de los grandes grupos vegetales de la región. Las visitas más frecuentes son las que se realizan desde la Facultad de Geológicas de Zaragoza: 1) *Estratigrafía*, levantamiento de perfiles en rocas carbonatadas en serie inclinada (Jurásico-Cretácico Inferior); 2) *Cartografía*, prácticas en las unidades del Jurásico del anticlinal de Aguilón (se completa con la fotografía aérea); 3) *Paleogeografía*, se visitan los afloramientos del Cretácico Inferior de Villanueva de Huerva-Aguilón y los del Jurasico Medio-Superior (en ambos casos se trabajan conceptos y procedimientos de estratigrafía secuencial y relación tectónica-sedimentación); 4) *Paleobiología*, se trabajan las unidades con ammonites del Jurásico Medio-Superior (en especial, Calloviense-Oxfordiense) en relación con diferentes aspectos tafonómicos y paleobiogeográficos.

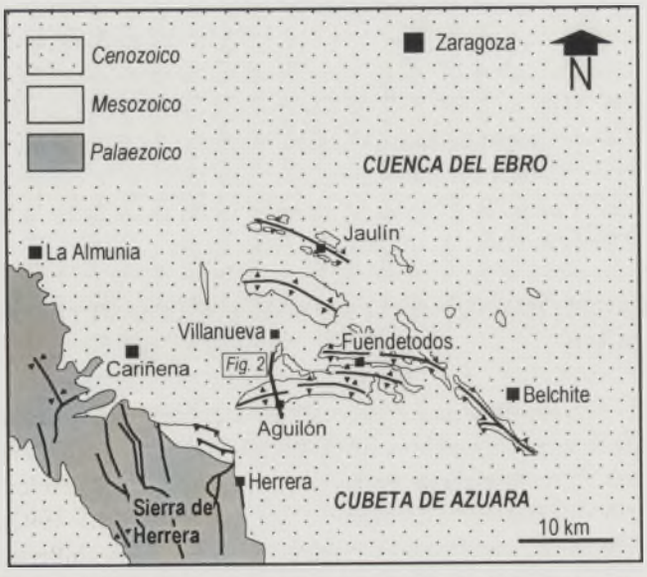


FIGURA 1. *Localización geográfica y geológica de la zona de estudio, en el contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca del Ebro.*

ASPECTOS DE INTERÉS DIDÁCTICO EN EL ANTICLINAL DE AGUILÓN

El recorrido a lo largo de la carretera que discurre por la margen izquierda del Barranco de Aguilón, permite una visión completa del Anticlinal de Aguilón, desde su flanco septentrional invertido hasta su flanco meridional normal (Fig. 2). A lo largo de este recorrido es posible ilustrar y trabajar una amplia variedad de aspectos geológicos básicos.

Observación de estructuras tectónicas a escala de afloramiento

Dentro de la gran estructura anticlinal es fácil observar 1) pliegues menores (despegados dentro de la serie mesozoica o relacionados con fallas), 2) fallas normales (de alto y bajo ángulo), inversas (pequeños cabalgamientos) y direccionales, en muchos casos con pliegues asociados y zonas de falla, 3) diversas mesoestructuras frágiles (planos de falla con indicadores cinemáticos, estilolitos, grietas de extensión, diaclasas, etc.).

Estratigrafía y sedimentología del Jurásico

La buena exposición y continuidad física de los afloramientos a lo largo del flanco sur del anticlinal permiten el reconocimiento de la serie completa del Jurásico Medio y Superior de este sector de la Cordillera Ibérica (Fig. 3). Las unidades del Jurásico incluyen una variada gama de facies carbonatadas de plataforma marina somera, y permiten ilustrar aspectos básicos como: 1) diferentes litologías y texturas en carbonatos, 2) tipos de estratificación y 3) agrupación de estratos en secuencias de diferente rango.

Estratigrafía y sedimentología del Cretácico Inferior

Los afloramientos de Aguilón junto a los de la vecina localidad de Villanueva de Huerva, han permitido definir en los últimos años dos formaciones continentales en facies Weald (Fm Villanueva de Huerva y Fm Aguilón), relacionadas con un periodo de tectónica extensional de edad Valanginiense-Barremiense y restringidas a una zona geográfica próxima a la estudiada (Subcuenca de Aguilón). El recorrido por el flanco sur del anticlinal al Este de la población de Aguilón permite el reconocimiento de las dos formaciones mencionadas. El análisis de facies continentales, la observación de facies detríticas y la existencia de estructuras sedimentarias de origen tractivo, constituyen un buen complemento a la visita de las unidades jurásicas.

Análisis paleontológico

El Jurásico incluye diversas unidades fosilíferas, entre las que destacan las margas con ammonites, braquiópodos, equinodermos y bivalvos del Toarciense (Fm Turmiel) y las

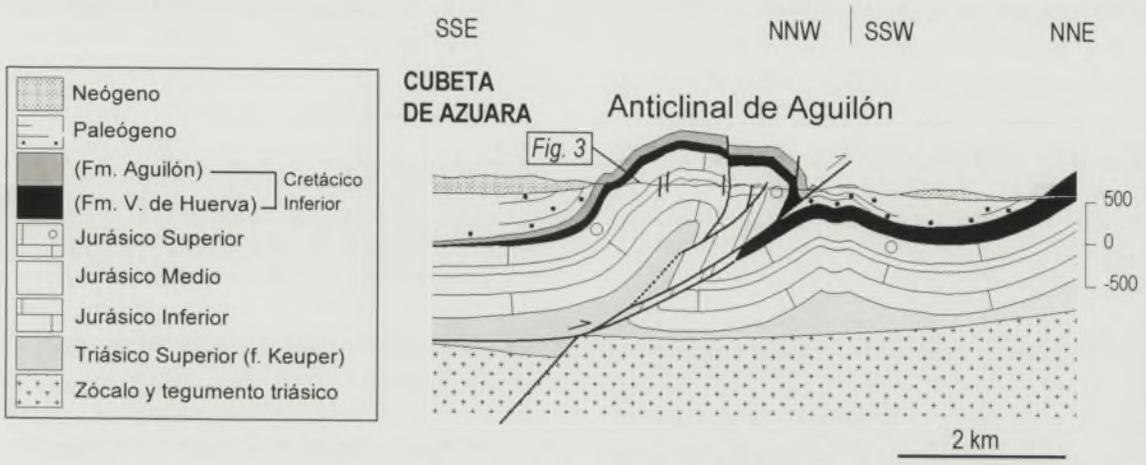


FIGURA 2. *Corte geológico del Anticlinal de Aguilón.*

calizas con esponjas y ammonites del Oxfordiense (Fm Yátova). Para el análisis tafonómico, son de especial interés los dos niveles condensados con ooides ferruginosos que se encuentran a base y a techo de las calizas del Jurásico Medio (Fm Chelva). El Cretácico Inferior es muy rico en microfósiles de origen continental (en especial, carofitas, ostrácodos, fragmentos de cáscaras de huevos de dinosaurios). El recorrido por el flanco sur del anticlinal de Aguilón permite a su vez reconocer diversas pistas fósiles de origen marino y continental.

Depósitos Terciarios y Cuaternarios

Los afloramientos incluyen diferentes tipos de estos depósitos, que ilustran aspectos como: 1) origen y significado de las discordancias angulares, 2) influencia de las áreas de aporte sobre la composición y textura de las rocas detríticas, 3) procesos actuales de erosión y sedimentación, en relación con las avenidas periódicas por el Barranco de Aguilón.

FIGURA 3. *El flanco sur del Anticlinal de Aguilón ofrece un afloramiento excepcional y muy accesible de las unidades jurásicas. La fotografía muestra el límite entre las calizas tableadas de la Fm Loriguilla (Kimmeridgiense) y las calizas masivas con oncolitos de la Fm Higueruelas (Titónico).*

Modelado estructural

Desde el punto de vista geomorfológico, cabe destacar las diferentes formas del relieve que aparecen a lo largo del Barranco de Aguilón y los montes y barrancos adyacentes: 1) modelado en cuestas en el flanco sur del anticlinal (Fig. 3), 2) en crestas en el flanco norte vertical, 3) en mesas o alomado en la zona de charnela, 4) escarpes verticales de dimensiones decamétricas en las calizas masivas competentes (especialmente en la Fm Higueruelas), 5) incisión de barrancos adyacentes a favor de discontinuidades estratigráficas (contactos entre unidades de distinta competencia) o estructurales (fundamentalmente fallas direccionales), 6) profundo encajamiento lineal del Barranco de Aguilón al atravesar los materiales calcáreos competentes frente a los tramos de barranco abierto y de fondo plano al atravesar los materiales margosos.

¿POR QUÉ IR A AGUILÓN? JUSTIFICACIÓN DIDÁCTICA

La mayor parte de los profesores e investigadores señalan la importancia del trabajo de campo en el proceso de enseñanza aprendizaje de las Ciencias Naturales (Brusi, 1992; García de la Torre, 1994; Del Carmen y Pedrinaci, 1999). Recientemente, Praturlon (1999) demandaba incluso que los programas educativos de geología, en escuelas y universidades, hicieran énfasis en la realización de actividades de campo en lugares seleccionados y protegidos de particular interés (geotopos, parques naturales) con el fin de motivar la fascinación, curiosidad y veneración del entorno natural.

En el trabajo de Morcillo *et al.* (1998), el 85% de los profesores de ESO y Bachillerato encuestados por los autores indican que las salidas de campo son esenciales en la enseñanza. Al mismo tiempo, el 95% de éstos señalan que realizan salidas de un día de duración, y en la mayor parte de los casos, sólo una salida por curso. En los programas de estudios universitarios (p.e. en licenciaturas como Geológicas) las salidas de campo son más frecuentes y, en ocasiones, de mayor duración. En cualquiera de los casos, y especialmente en los niveles no universitarios, es imprescindible el máximo aprovechamiento de los recursos y del tiempo disponibles.

Del Carmen y Pedrinaci (1999) señalan, en este sentido, una serie de variables que los profesores deben considerar para elegir el lugar de trabajo en el campo: 1) adecuación a los objetivos y contenidos, 2) tiempo disponible, 3) coste económico, 4) grado de conocimiento del lugar y 5) posibilidad de que el alumnado trabaje con cierta autonomía.

Según nuestra opinión, la localidad de Aguilón y su entorno reúnen todos esos requisitos, ya que: 1) permite el planteamiento de "*actividades geológicas*" que podrían estar integradas en los programas desde la enseñanza primaria (especialmente desde la entrada en vigor de la LOCE) hasta la universitaria, 2) permite la realización de diversas actividades en una sola jornada de trabajo, gracias a la facilidad de acceso a los afloramientos y a la diversidad de los mismos, 3) el coste económico de la salida es relativamente discreto (especialmente para los centros de la provincia de Zaragoza y adyacentes), 4) existe un buen conocimiento científico del lugar, y 5) en general, permite cierta autonomía al alumnado sin excesivos riesgos de seguridad.

CONSIDERACIONES FINALES

Los afloramientos del Barranco de Aguilón, de rápido acceso desde Zaragoza y con un elevado valor didáctico, están siendo visitados de forma continua por grupos de diferentes niveles académicos. Tras la puesta en marcha por el Gobierno de Aragón del denominado "proceso de comarcalización", existe un empeño creciente por preservar y mostrar al público el patrimonio de todos los municipios aragoneses. Conscientes de la riqueza geológica de la zona, existen ya carteles a la entrada de la población de Aguilón donde se declara la existencia de un Parque Geológico. Para que esto se convierta en una realidad y se puedan llegar a valorar y disfrutar todas las posibilidades didácticas de la zona, deberíamos hacer un esfuerzo por seleccionar y destacar los puntos de mayor interés científico y/o didáctico (que se encuentran entre los citados anteriormente), así como realizar las oportunas adaptaciones curriculares en relación a los diferentes niveles educativos. En este sentido, la utilización de los alrededores de Aguilón como un entorno natural de enseñanza-aprendizaje de la Geología, tanto en enseñanza formal como no formal, pasaría por la realización en un futuro de guías divulgativas, itinerarios y paneles explicativos sobre el terreno que hagan más accesible la información geológica al visitante.

REFERENCIAS

Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Izuzquiza, E. (2003): Sequence stratigraphy and bedding rhythms in an outer ramp limestone succession (Late Kimmeridgian, northeast Spain). *Sedimentary Geology,* 161: 153-174.

Brusi, D. (1992): Reflexiones en torno a la didáctica de las salidas de campo en Geología (II): aspectos didácticos. En: *VII Simposio Nacional sobre Enseñanza de la Geología*: 391-407.

Cortés, A.L., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1999): Role of extensional structures on the location of folds and thrusts during tectonic inversion (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta,* 12: 113-132.

Del Carmen, L. y Pedrinaci, E. (1999): El uso del entorno y del trabajo de campo. En: *La enseñanza y aprendizaje de las ciencias de la naturaleza en educación secundaria* (L. del Carmen, Coord.). Cuadernos de Formación del Profesorado, 9. ICE Univ. Barcelona – Horsori, Barcelona, 133-154.

García de la Torre, E. (1994): Metodología y secuenciación de las actividades didácticas de geología de campo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 2.2: 340-353.

Martínez, G., Meléndez, G. y Sequeiros, L. (1997): Excursión al Jurásico de Aguilón y Ricla-La Almunia: aspectos didácticos y geológicos. En: *Memorias de las V Jornadas Aragonesas de Paleontología, "Vida y ambientes del Jurásico"* (J.A. Gámez Vintaned y E. Liñán, Eds.). Institución "Fernando el Católico", Zaragoza: 247 p.

Morcillo, J.G., Rodrigo, M, Centeno, J.D. y Compiani, M. (1998): Caracterización de las prácticas de campo: justificación y primeros resultados de una encuesta al profesorado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 6.3: 242-250.

Pérez-Urresti, I., Delvene, G., Meléndez, G. y Ramajo, J. (1998): El Oxfordiense superior y la posición del límite Oxfordiense-Kimmeridgiense en el sector de Tosos-Aguilón (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, España). *Geogaceta,* 24: 185-188.

Praturlon, A. (1999): Teaching Earth Science Today. En: *Research in Science Education in Europe* (M. Bandiera, S. Caravita, E. Torracca y M. Vicentini, Eds.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 149-155.

Sequeiros, L. y Meléndez, G. (1979): Nuevos datos bioestratigráficos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilón (Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología,* 10: 167-178.

Aportación a la historia de la Exploración de hidrocarburos en España durante la primera mitad del siglo XX: El Concepto de Sistema Petrolero

J.M. González Muñoz[1] y P. Insenser Nieto[2]

1 Repsol YPF Exploración, Dirección de Nuevas Áreas, Análisis Técnico, Paseo Castellana 280, Madrid 28046. jmgonzalezmu@repsolypf.com
2 Repsol YPF Exploración, Dirección de Tecnología, Geología, Paseo de la Castellana 280, Madrid 28046. pinsensern@repsolypf.com

ABSTRACT

The history of the Petroleum Exploration in Spain during the first half of the 20th century is poorly recorded. During this period several private and public companies licensed some hydrocarbon investigation concessions. Before the first commercial discovery in Castillo gas field (1960), almost 90 wells had been drilled unsuccessfully. The Exploration methodology carried out by the Mining Engineers and Geologists in Spain in the first half of the last century could be divided in two steps: 1) Prospecting and Mapping: outcrop geological analysis, oil seeps, Reservoir characteristics, presence and quality of seal, and map generation, 2) Selection of a drill hole site. The exploration staff used a simplified and empirical petroleum system related concept. They used several elements which synthesized the know-how of the exploration, using, at the same time, as analogs the oil fields of Romania, Azerbaijan, Iran and the United States. This was the principal terminology: a) Source Rocks or Primary deposits; at this time mainly defined by the oil seeps. b) Receiver Rocks (=Reservoirs); rocks with appropriate Porosity and Permeability (or fracture network). c) Cover Rock (=Seal); characterized by its impermeability. d) Tectonic elements that could facilitate migration or trapping (Trap+Migration).

Key words: *hydrocarbon exploration, Petroleum System, Spain.*

INTRODUCCIÓN

La historia de la exploración de hidrocarburos en España durante la primera mitad del pasado siglo ha contado con escasos trabajos de investigación. Este periodo, lo podemos dividir en tres etapas, en las que no existieron descubrimientos comerciales:

1) 1860-1918: Etapa marcada principalmente por la improvisación tecnológica.
2) 1918-1939: Etapa que se inicia con diversas iniciativas exploratorias por parte de compañías privadas extranjeras, y que se continúa con una fuerte intervención estatal en la industria petrolífera con la creación del monopolio de petróleos mediante la CAMPSA (Compañía Arrendataria del Monopolio de Petróleos S.A.), y posterior incidencia de la guerra civil española. Durante la contienda, el régimen franquista apoyó varias campañas de exploración en zonas de Burgos, Álava, Vizcaya, Soria y Navarra (Alvarado, 1940; González e Insenser, 2003).
3) 1939-1952: Etapa que inicialmente comenzó con el Decreto del 23 de septiembre de 1939 que se establecía al hilo de la Ley de 7 de junio de 1938 que consideraba de interés nacional los yacimientos de hidrocarburos. Pero el Decreto indicaba que cualquier entidad o particular de nacionalidad española podría solicitar permisos de exploración. La II Guerra Mundial influyó posteriormente con sus vicisitudes políticas. La etapa continuó con el cambio que suponía la creación del Instituto Nacional de Industria (INI) en 1941, y se cierra con el Decreto del 12-XII-1952 donde el Estado se reserva a su favor la investigación de hidrocarburos en todo el territorio nacional. Es en estos momentos cuando se empiezan a aplicar técnicas y metodología modernas en la exploración de petróleo y gas (Tortilla *et al.*, 2003).

Entre 1894 y 1939 fueron perforados un total de 29 pozos (Alvarado y Cantos, 1941), desde una profundidad mínima de 100 metros hasta una máxima de 1611 metros. En la mayoría de los casos se realizaron sin estudios sistemáticos previos y sólo ubicados en función de indicios de superficie. Es por tanto, tras las campañas exploratorias de 1937-1938 cuando se comienzan a implementar las técnicas y metodologías modernas de exploración.

En los años cuarenta la importación de torres de perforación más potentes permite además, aumentar la profundidad final. Durante el periodo 1940-1952 se realizaron un

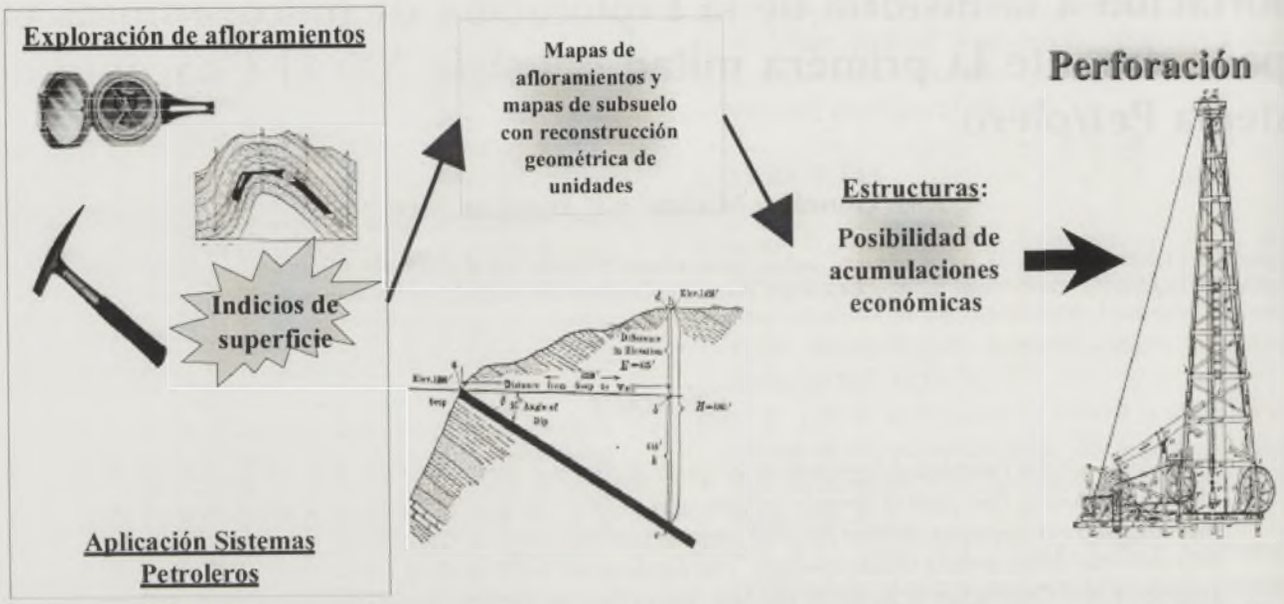


FIGURA 1. *Metodología esquemática utilizada en la exploración de hidrocarburos en España en la primera mitad del siglo XX.*

total de 15 pozos profundos, llevados acabo en su mayoría por tres compañías, CAMPSA, ADARO y CIEPSA. Posteriormente, con la llegada de personal y medios extranjeros, se incrementó notablemente el número de pozos realizados.

No será hasta 1960, después de casi 90 pozos exploratorios perforados, cuando se produzca el primer descubrimiento comercial de hidrocarburos en España. Nos referimos al campo de gas Castillo, concesión de CIEPSA dentro de la Cuenca Cantábrica, en las cercanías de Vitoria (Álvarez, 1994).

METODOLOGÍA EXPLORATORIA Y EL MODELO CONCEPTUAL DE SISTEMA PETROLERO EN ESPAÑA EN LA PRIMERA MITAD DEL SIGLO XX

La metodología empleada en la exploración de hidrocarburos en la primera mitad del pasado siglo puede sintetizarse en dos pasos principales (Fig. 1):

1. Prospección y cartografía. a) Estudio de afloramientos: indicios de petróleo, presencia y calidad del potencial almacén, características del sello, etc. Para ello, podían realizar además pequeños pozos paramétricos donde la unidad a estudiar no aflorase en superficie. La introducción de técnicas geofísicas fue bastante limitada en los años treinta y cuarenta a causa de las circunstancias internacionales y el coste de las mismas. b) Generación de mapas: Estructurales y de distribución del almacén, presencia de indicios y correlaciones.
2. Ubicación del sondeo. Perforación de las prolongaciones en el subsuelo de los horizontes donde afloraría indicios y que pudiesen tener un cierre aceptable para la acumulación de petróleo.

Debemos tener en cuenta que la introducción sistemática de técnicas geofísicas (principalmente sísmica de reflexión y gravimetría), desde finales de los años cuarenta, revolucionaría la metodología existente con la posibilidad de obtener secciones sísmicas del subsuelo. Otro factor a tener en cuenta en la exploración de hidrocarburos en España en la primera mitad del siglo es la escasez del material de perforación. En 1949 sólo había dos torres de perforación en España que pudiesen alcanzar una profundidad de al menos 2500 metros (Ríos, 1949).

El modelo conceptual de Sistema Petrolero era un concepto empírico aplicado en la primera fase exploratoria tras la decisión de prospectar una región determinada (Valle y Alvarado, 1937). Los diferentes elementos aplicados de este Sistema Petrolero sintetizaban el conocimiento de la época procedente de los análogos existentes (campos de Rumania, Azerbaiján, Irán y Estados Unidos). La terminología que utilizaban era la siguiente:

- Roca Madre o depósito primario: Principalmente definida por los indicios de superficie. La teoría general que se manejaba era que la mejor roca madre procedía de facies de aguas salobres o *lagoons*.
- Roca depósito o receptora (= almacén): Roca con características apropiadas (Fig. 2) de porosidad y permeabilidad (o con un óptimo sistema de fracturas).
- Roca de cobertera o conservadora (= sello): Principalmente caracterizada por su impermeabilidad.
- Elementos tectónicos que puedan facilitar la migración o entrampamiento (trampa + migración).

CONCLUSIONES

La exploración de hidrocarburos en España en la primera mitad del pasado siglo evolucionó desde sondeos sin

FIGURA 2. *Imagen tomada durante la campaña de exploración de 1937-1938 en Zamanzas (Burgos). En primer plano se observa un banco de areniscas (Weald), que era el almacén principal.*

fundamentos científicos hasta la aplicación de modernas técnicas geofísicas y geológicas.

El modelo conceptual de Sistema Petrolero (roca madre + migración + almacén + sello + elementos tectónicos) fue el principal método empírico aplicado al trabajo de campo, que era la primera fase obligada de la exploración de hidrocarburos en España. La introducción más sistemática de la sísmica de reflexión durante la segunda mitad del pasado siglo modificó la aplicabilidad del modelo de Sistema Petrolero.

REFERENCIAS

Alvarado, D.A. de (1940): *CAMPSA. Investigaciones petrolíferas. Región Vasco-Cantábrica*. Informe interno CAMPSA.

Alvarado, D.A. de y Cantos, D.J. (1941): Notas referentes a investigaciones petrolíferas en España y algunos otros países. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 8: 163-169.

Álvarez, C. (1994): Hydrocarbons in Spain–Exploration and Production. *First Break*, 12 (1): 43-46.

González, J.M. e Insenser, P. (2003): Petroleum exploration on the Northwest of the Iberian Peninsula during the Spanish Civil War: 1937-1938. *American Association of Petroleum Geologists International Conference & Exhibition September 21-24 Official Program*, A36.

Ríos, J.M. (1949): Las investigaciones de petróleo en España. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 19: 4D-20D.

Tortella, G., Ballestero, A. y Díaz, J.L. (2003): *Del Monopolio al libre mercado. La historia de la industria petrolera española*. Ed. LID, Madrid, 632 p.

Valle, A. del y Alvarado, A. de (1937): *Nota referente a investigación de petróleos. Zona Cantabro-pirenaica*. Informe interno, CAMPSA, 18 p.

El concepto de especie mineral según Juan Vilanova y Piera, ejercicio de oposición a la Cátedra de Historia Natural de Oviedo (1849)

R. Gozalo Gutiérrez[1], F. Pelayo[2] y V.L. Salavert Fabiani[2]

1 Departamento de Geología, Universitat de Valencia, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot. rodolfo.gozalo@uv.es
2 Instituto de Historia de la Ciencia y Documentación, CSIC - Universitat de València, Avda. Blasco Ibáñez 15, 46010 Valencia. francisco.pelayo@uv.es, vicente.salavert@uv.es

ABSTRACT

In 1849, Juan Vilanova y Piera -who had taken his PHD in Universidad Central de Madrid in 1846 -, presented a dissertation on the criteria for the classification of minerals, during the examinations for the chair of Natural History at the Universidad de Oviedo. In it, Vilanova demonstrates his updated knowledge on the theories reigning about this topic in that moment. The manuscript shows two differentiated parts. The first is devoted to explain the classification concept in accordance with the ideas of Linneus, de Candolle and Dufrenoy. The second discusses mineralogical concepts and classifications. Vilanova presented a panoramic view on the ideas of Wernerian, Haüy and French authors, and Berzelius. He argued against Berzelius' ideas, because they were too chemical and undervalued Mineralogy as a part of Chemistry. Finally, Vilanova showed his preferences for French mineralogical ideas, and praised the Alexander Brongniart and Dufrenoy classifications as more adequate.

Key words: *Mineralogy, Crystallography, scientific Debates, Spain, 19th Century.*

INTRODUCCIÓN

Juan Vilanova y Piera (1821-1893) fue el primer catedrático de Geología y Paleontología de la Universidad Central, cargo al que accedió en 1854, tras una estancia de estudios por Europa (Barreiro, 1992; Pelayo, 1995; Salavert *et al.*, 2003).

En la Universidad de Valencia obtuvo el bachiller (1840) y la licenciatura (1845) en Medicina, y cursó la asignatura de Mineralogía y Zoología con Ignacio Vidal y Cros (1815-1859). Después se doctoró en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid en 1846, siendo su profesor de mineralogía el presbítero Donato García (1782-1855).

Su relación con el Museo se mantendría a partir de entonces y entre los años 1847 a 1849 se presentó a las oposiciones a cátedra convocadas el 8 de agosto de 1846 (Pelayo, 1995): tres de *Historia Natural* en las Universidades de Oviedo, Santiago y Sevilla; de *"Mineralogía y Zoología"* de Barcelona, cuyo interino era Rafael Cisternas (1818-1876) y que ganó Antonio Sánchez Comendador (1823-1888); y la de *"Zoología General"* de Madrid, cuyo interino era quien salió vencedor, el ayudante en el Museo Laureano Pérez Arcas (18241894) y en la que Vilanova fue aprobado sin plaza y nombrado ayudante de profesor del Museo de Ciencias Naturales.

LA OPOSICIÓN A LA CÁTEDRA DE *HISTORIA NATURAL* DE LA FACULTAD DE FILOSOFÍA DE LA UNIVERSIDAD DE OVIEDO

En marzo de 1849, Vilanova ganó la oposición a la cátedra de *Historia Natural* de la Facultad de Filosofía de la Universidad de Oviedo, ante el tribunal de presidido por Mariano de la Paz y Graells (1809-1898), catedrático de Zoología de Vertebrados de Madrid, y formado por los catedráticos Lucas de Tornos (1803-1882), de Zoología de Invertebrados de Madrid; Nemesio Lallana (1796-1874), de Historia Natural del Real Colegio de Farmacia de Madrid; Vicente Cutanda (1804-1866), de Organografía y Fisiología Vegetal en el Real Jardín Botánico (Madrid); José Alonso Quintanilla (1793-1860), de Botánica Descriptiva de Madrid; Manuel María José de Galdo (1824-1895), de Historia Natural en el Instituto de Noviciado de Madrid y el citado Laureano Pérez Arcas. El ejercicio que le tocó en suerte fue *Dar una idea general, pero breve, acerca de la teoría y objeto de la clasificación de los seres naturales, extendiéndose más en manifestar los fundamentos de una buena clasificación mineralógica, demostrándolo con los ejemplos necesarios y oportunos de la cuestión*, cuyo manuscrito se custodia en el Archivo General de Alcalá (E.C. 16.928) bajo el epígrafe *"Juan Vilanova y Piera. Expediente personal"*.

Pero Vilanova renunció a la cátedra al ser comisionado por R. O. de 12 de octubre de 1849 –con el apoyo de Graells–, para que completara su instrucción en geología en París y Freiberg (Sajonia), con el fin de que se hiciera cargo de su enseñanza en Madrid (Barreiro, 1992; Pelayo, 1995).

En este trabajo, estudiaremos, a través de este manuscrito, el concepto de mineral que tenía Vilanova al principio de su carrera, antes de haber ampliado sus estudios en geología.

DESCRIPCIÓN DEL MANUSCRITO

El manuscrito consta de 33 páginas tamaño cuartilla (193 x 139 mm) que están organizadas como un pequeño cuaderno de 9 hojas de 278 x 193 mm, cosidas por el centro. La escritura es muy clara, lo que indica que seguramente el ejercicio fue pasado a limpio y está fechado en Madrid el 2 de Marzo de 1849.

Divide el ejercicio en cuatro partes: 1ª, significado del término "*Clasificación*"; 2ª, "*División de la Clasificación*", trata sobre los distintos tipos de clasificación; 3ª, "*Principios generales de toda Clasificación*", comenta las bases para establecer una clasificación; y 4ª, "*Fundamento de una buena clasificación mineralógica*". Adopta un tono teórico y filosófico, incluso en la última parte, que está centrada en los conceptos de mineralogía, de donde se intuye que estaba recitando la información que tenía, pero que realmente no contaba con un conocimiento práctico en mineralogía.

El último apartado, también está subdividida en cuatro partes, tituladas: "*De la especie en Mineralogía*, *Fundamento y Nomenclatura general*, *Fundamento y Nomenclatura especial*, y *Fundamento y Valor respectivo de los caracteres*".

Concepto de clasificación

Siguiendo la tendencia mayoritaria de la época, la clasificación sería simplemente una ordenación de los objetos que se están investigando y que habría ido desarrollándose paralelamente a los conocimientos del propio ser humano: primero serían una mera descripción, luego una definición y por último una clasificación propiamente dicha.

Distingue entre las de tipo empírico, en las que la ordenación sería arbitraria de acuerdo con un criterio externo como el orden alfabético, y las de tipo racional, que ordenaban de acuerdo con las características de los objetos estudiados. Éstas se subdividen en:

- Prácticas, cuando se ordenan según sus usos o sus propiedades.
- Artificiales o sistemas: Se toman algunos caracteres más o menos al azar y sería el más utilizado en la Historia Natural.
- Naturales o métodos: Se elige un número elevado de caracteres de los propios objetos y es el tipo preferible de clasificación.

Para poder realizar toda clasificación, primero hay que establecer una unidad, que en el caso de la Historia Natural sería la especie, además de un orden jerárquico que permita subdivisiones y establecer una nomenclatura adecuada en función de lo que se esté clasificando.

Vilanova ofrece una definición de especie para el reino inorgánico: "*grupo de minerales compuestos de los mismo elementos combinados en proporciones exactamente iguales*" y otra para el orgánico: "*tipo dado de organización que se repite en el tiempo y en el espacio por medio de la generación*". La subdivisión en categorías sigue el sistema linneano: Universo, Imperio, Reino, Tipo, Clase, Orden, Tribu, Familia, Género, Especie, Raza, Variedad e Individuo. Ello se completa con una nomenclatura, "*que asigne una idea a cada ser por medio del nombre*", esto es, dar un nombre a cada una de las especies reconocidas.

Conceptos mineralógicos

En el apartado 4º, introduce los conceptos mineralógicos vigentes en su época, que desarrolla en cuatro partes, de acuerdo con los criterios generales comentados previamente.

De la especie en mineralogía

Rechaza la propuesta de una continuidad y homogeneidad de los materiales, pues supondría que sólo habría individuos y no especies, mientras que la composición de los minerales es siempre la misma para cada tipo de mineral, lo que unido a la cristalización sería indicativo de que realmente existen las especies mineralógicas.

Expone las definiciones de especie mineral utilizadas por Werner (composición química) y Haüy (misma cristalización), aunque consideraba que ésta había sido socavada por el descubrimiento del dimorfismo (polimorfismo en el sentido actual), planteado por Berzelius, quien definió la especie mineral como "el conjunto de cuerpos inorgánicos compuestos de unos mismos elementos y asociados en las mismas proporciones". Señala que sus criterios químicos eran seguidos por la mayoría de los investigadores, excepto por la escuela de Mohs y Rose (alumnos de Werner), aunque el concepto de especie ya había sido criticado por Dufrenoy, pues no tenía suficientemente en cuenta el isomorfismo y ello suponía confundir la especie química con la mineralógica. Por fin, Vilanova se adhiere a la definición de este último: "[especie mineral] es la reunión de individuos con frecuencia desemejantes por sus caracteres exteriores, pero asociados entre si por una composición química idéntica".

Fundamento y Nomenclatura general

Suscribe las divisiones de Mohs según los caracteres exteriores y físicos, y de Necker, en función de las morfologías primitivas y derivadas de los cristales; pero rechaza las nomenclaturas de ambos, por ser "sistemas muy poco adoptados".

Añade al sistema de tipo químico la misma jerarquía utilizada por Linneo para los seres vivos (orden, género, especie), aunque con un número de divisiones menor, pues la separación entre los distintos minerales es más nítida que entre los seres vivos. Werner agrupaba las especies minerales en géneros a través de los caracteres exteriores, físicos y geológicos; mientras que Haüy y autores posteriores las asociaban por los químicos, aunque diferían en la elección del elemento electropositivo como característico del género para Haüy, o del electronegativo para Beudant y Berzelius,

mientras que la escuela de Brongniart y Dufrenoy –y Vilanova con ellos–, utilizaba el electropositivo para los metales y el electronegativo para las "tierra, sales y piedras".

Fundamento y Nomenclatura especial

Werner, fundador de la mineralogía sistemática, se basó en la nomenclatura binaria propuesta por Linneo para los seres vivos y nombró los minerales con el nombre de la especie en alemán y el género en latín. Pero para Vilanova, el mejor sistema fue el que desarrolló Haüy, "pues, fundada en los principios de la química supo no obstante, hacerlos puramente mineralógica tomando por radical de sus dobles nombres el elemento electropositivo que expresaba para él el género, completando la expresión por el electronegativo". Frente a ella, "la univoca de Beudant y Brongniart y la Química de Berzelius son desfavorables a la ciencia; la una por no darnos de simple lectura la idea de la especie a que se refiere; y la otra por querer ingerirla hasta en propio lenguaje [a la química]". Ello suponía rebajar la importancia de la mineralogía.

Fundamento y Valor respectivo de los caracteres

Advierte de la falta de acuerdo en los caracteres a utilizar y en el orden de descripción. Así, Mohs y otros autores habían desechado todos los caracteres químicos y el resto los había ordenado según sus preferencias; Werner se había decantado por los caracteres externos y físicos, mientras que Haüy prefería los cristalográficos y Necker consideraba una misma sustancia como dos especies distintas siempre que apareciera bajo dos formas secundarias. Por otro lado, autores como Berzelius, Brongniart, Beudant, etc, daban preferencia a los caracteres químicos sobre los físicos. También aboga por unificar los nombres, pues un mismo mineral llegaba a ser conocido por multitud de sinónimos en la misma lengua.

El ejercicio lo termina ofreciendo un pequeño resumen de todo lo expuesto previamente y finaliza comentando cuál sería el sistema ideal de clasificación mineralógica: "*me atrevería a decir que a mis cortos alcances la mejor clasificación mineralógica podría ser, la que reuniese, a la agrupación filosófica de las especies de Brongniart, una nomenclatura como la de Haüy y un modo de considerar los caracteres como el de Werner y Dufrenoy*".

AUTORIDADES CITADAS EN EL EJERCICIO

Llama la atención que Vilanova no cite a ningún autor español, ni siquiera a Donato García, su profesor en el Museo de Ciencias Naturales.

En los apartados sobre las clasificaciones, Carl von Linné (1707-1778) es el autor de referencia, seguido de Augustin Pyramus de Candolle (1778-1841) y Ours-Pierre-Armand Dufrenoy (1792-1857). Aunque las referencias se multiplican en el apartado de la *clasificación mineralógica*, el número de autores citados es pequeño. Entre ellos, distinguimos a Abraham Gottlob Werner (1750-1817), sus alumnos Friedrich Mohs (1773-1857) –su sucesor en Freiberg– y Johan Friedrich Wilhelm Widenmann (1764-1798), o los formados dentro de estas ideas como Gustav Rose (1798-1873). Y a la escuela francesa: Just Haüy (1743-1822) y su alumno François Sulpice Beudant (1787-1850), Alexandre Brongniart (1770-1847) y Dufrenoy. Es bastante crítico con el sueco Jöns Jacob Berzelius (1779-1848), uno de los impulsores de los estudios sobre el isomorfismo y polimorfismo en los minerales, al cual se opuso frontalmente Haüy, hasta el punto que los experimentos de su alumno Beudant, que confirmaban estos fenómenos en las sales, no fueron publicados para no contradecir al maestro (Amorós, 1978: 202). Por último, el ginebrino Louis Albert Necker (1786-1861), que estudió en Ginebra y Edimburgo, donde conoció tanto las teorías werneriana como huttoniana y propuso un sistema de clasificación mineralógico basado exclusivamente en los caracteres cristalográficos, oponiéndose rotundamente a utilizar los caracteres químicos. Entre las ausencias más notables, están los autores anglosajones y Eilhard Mitscherlich (1794-1863), quien trabajando con Berzelius llegó finalmente a demostrar fehacientemente la existencia del isomorfismo y del polimorfismo en la década de los años 20 del siglo XIX (Amorós, 1978).

POSICIÓN DE VILANOVA ANTE LAS PROPUESTAS CLASIFICATORIAS IMPERANTES EN EUROPA

Vilanova muestra un buen conocimiento de las diferentes propuestas clasificatorias imperantes en la Europa de la primera mitad del siglo, marcada por las posiciones comentadas.

Las ideas wernerianas fueron introducidas en España por su discípulo Christian Herrgen (1760-1816), catedrático en el Museo Nacional de Ciencias Naturales y traductor de la *Orictognosia* escrita en alemán por Widenmann (Parra y Pelayo, 1996). Le sucedió Donato García desde 1816 hasta 1854, quien las combinó con los trabajos cristalográficos de Haüy (Barreiro, 1992), de manera que definió la especie mineral como una "*colección de cuerpos idénticos por la naturaleza, proporciones y disposición de sus elementos, cualquiera que sea la forma que ofrezcan*". Además, clasificó la colección de minerales del Museo según Haüy (Calvo Rebollar, 1999: 127) y por fin, sabemos que en 1827, se compraron obras de Beudant y Brongniart para el museo (Barreiro, 1992).

En la Escuela de Minas, el profesor encargado de la mineralogía fue Amar de la Torre entre 1835 y 1850, quien se había formado en Freiberg en las ideas de Werner y de Mohs (Maffei, 1877). En sus clases seguía la *Orictognosia* de Andres del Río (1764-1849) y sus ideas clasificatorias las encontramos en un artículo publicado en 1838, en el que alaba a Haüy por su uso de la morfología cristalina, aunque se decanta por el sistema exclusivamente cristalográfico de Mohs (1820).

Por otro lado, pocos fueron los tratados sobre mineralogía en castellano publicados en la primera mitad del siglo XIX y la mayoría son traducciones de libros franceses (Calvo Rebollar, 1999). En la traducción del *"Tratado elemental de mineralogía moderna"* de M. J. Odolant Desnos (1843), se utiliza la clasificación de Beudant en función del elemento electronegativo; y Luxán, en su *"Tratado elemental de mineralogía"* (1845) sigue la clasificación de Brongniart (Calvo Rebollar, 1999).

CONCLUSIONES

De la lectura del ejercicio, se concluye que Vilanova conocía las teorías más en boga sobre la clasificación mineralógica, y las controversias en Europa sobre los criterios químico, cristalográfico o mixto.

Su posición es ecléctica. Se alinea con los sistemas de la escuela francesa de mineralogistas, frente a Amar de la Torre, seguidor de las ideas wernerianas, y afirma que una buena clasificación mineralógica debe tener en cuenta tanto los aspectos cristalográficos como los composicionales, de acuerdo con las propuestas de Brongniart y, sobre todo, Dufrenoy, aunque con preferencia de los aspectos cristalográficos.

Teniendo en cuenta que Vilanova oposita recién terminado su doctorado en Ciencias Naturales, los conocimientos que tenía básicamente debían de ser los que le había aprendido con Donato García en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid, lo que indica que éste, al menos desde un punto de vista teórico, se encontraba perfectamente informado de las teorías mineralógicas del momento, aunque es evidente su inclinación hacia la escuela francesa y más concretamente hacia Haüy.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el marco del Proyecto I+D BHA2003-04414-C03-02 y con financiación de fondos FEDER.

REFERENCIAS

Amar de la Torre, R. (1838): Ojeada sobre los progresos y estado actual de la mineralogía. *Anales de Minas*, 1: 270-321.

Amorós, J.L. (1978): *La gran aventura del Cristal. Naturaleza y evolución de la ciencia de los cristales*. Editorial de la Universidad Complutense, Madrid, 327 p.

Barreriro, A.J. (1992): *El museo Nacional de Ciencias Naturales (1771-1935)*. Museo Nacional de Ciencias Naturales-Doce Calles, Madrid, 509 p.

Calvo Rebollar, M. (1999): *Bibliografía fundamental de la antigua mineralogía y mineria españolas*. LIBRIS-Asociación de Libreros de Viejo, Madrid, 259 p.

Maffei y Ramos, E. (1877): Centenario de la Escuela de Minas de España, 1777-1877. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Madrid, 2ª edición 1977, 300 p.

Parra, D. y Pelayo, F. (1996): Christian Herrgen y la institucionalización de la mineralogía en Madrid. *Asclepio*, 48: 163-181.

Pelayo, F. (1995): Un capítulo en la creación de la cátedra de Geología y Paleontología .de la Universidad Central: la formación científica de Juan Vilanova en Europa. *Llull*, 18: 493-516.

Salavert Fabiani, V.L., Pelayo López, F.; Gozalo Gutiérrez, R. (2003): *Los inicios de la Prehistoria en la España del siglo XIX: Juan Vilanova y Piera y el Origen y Antigüedad del hombre*. Universitat de València-Fundación Marcelino Botín-CSIC.

Posibilidades de la navegación fluvial para la enseñanza de las Ciencias de la Tierra: El ejemplo del Río Ebro en el entorno cercano a Zaragoza

N. Jiménez Torrecilla, J.P. Galve Arnedo y L. Gómez Zaera

Grupo GINCA, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50010 Zaragoza. nestor@unizar.es

ABSTRACT

Field trips are recognised as a compulsory activity in advanced Geology education. Fluvial navigation in the Ebro River, and probably in many other Spanish rivers, offers great possibilities for this kind of activities, both regarding conceptual, processing and attitudinal contents. Conceptual contents comprehend a wide range of geological disciplines as well as some of Geology's general principles. Skills that can be learned in the rivers might be very useful in the future professional activity of students, specially taking into account the research struggles concerning the application of the European Water Framework Directive. Attitudinal objectives include the caution principle and love and respect to the environment. While a multidisciplinary team would optimally prepare a navigated field trip, a trans-disciplinary scope in the development of the activity is required to better prepare Geology and other sciences students to work in water management issues, a professional field that is actually demanding the incorporation of professional with different backgrounds.

Key words: *fluvial navigation, field trips, Geology, water management.*

INTRODUCCIÓN

Las salidas de campo constituyen una pieza indispensable en la enseñanza de la Geología. Si bien todos los planes de estudio universitarios contemplan excursiones geológicas, no tenemos constancia de que en alguna Universidad éstas incluyan recorridos fluviales navegados.

El estudio de posibles itinerarios didácticos a lo largo del tramo aragonés del Río Ebro, dentro de un proyecto financiado por el Instituto Aragonés del Agua, nos ha permitido constatar el gran potencial que la navegación fluvial ofrece para el aprendizaje de las Ciencias de la Tierra (GINCA, 2003). Resulta significativo resaltar que en un descenso en Kayak a lo largo de 140 kilómetros del Río Ebro (desde El Bocal hasta la Presa de Pina) se hayan identificado más de 130 puntos de interés educativo (Fig. 1).

Estas ventajas van más allá de la evidente experiencia geomorfológica de la dinámica fluvial activa, extendiéndose a disciplinas geológicas muy dispares y a principios básicos comunes a toda la Geología.

Además de multitud de contenidos conceptuales, una excursión fluvial permite transmitir importantes contenidos actitudinales y procedimentales, ligados a la interacción del estudiante, como sujeto activo, con un entorno singular.

El ejemplo de los puntos de interés didáctico identificados en el Ebro en las proximidades de Zaragoza puede animar a profesores de otras regiones a explorar sus ríos cercanos como recurso pedagógico para la enseñanza geológica, tanto en niveles básicos como en cursos universitarios.

EL ENTORNO FLUVIAL, UN PAISAJE GEOLÓGICAMENTE SINGULAR

Los ríos constituyen en sí mismos uno de los agentes geomorfológicos más importantes, en los que los procesos básicos del modelado del terreno (erosión, transporte y sedimentación) son fácilmente observables. Por otro lado el gran dinamismo de los cursos fluviales y especialmente la erosión asociada a los mismos provocan que en su entorno, fuera del cauce propiamente dicho, los procesos geomorfológicos sean también muy activos (deslizamientos en taludes o escarpes, incisión de barrancos laterales...). Un río constituye, por todo ello, uno de los mejores lugares donde relacionar formas y depósitos con procesos naturales, favoreciendo la asimilación de conceptos tan importantes como el principio de "*causalidad*" y el "*actualismo*".

Los valles fluviales suelen presentar además excelentes afloramientos de rocas y estructuras, generando en muchas ocasiones cortes geológicos naturales, especialmente en zonas montañosas. No en vano afirmaba Joseph Wood Krutch (1993) que el Cañón del Colorado constituye, además de un espectáculo soberbio, "*la mayor página abierta de la historia de la Tierra sobre el globo*".

Por otro lado el intenso uso del suelo desarrollado en el entorno fluvial, junto con el citado dinamismo de los procesos que en él actúan, condicionan estrechas interacciones, en ocasiones catastróficas, entre las actividades humanas y el medio natural. Ello permite la enseñanza de las nociones relacionadas con el riesgo geológico y la geología ambiental.

FIGURA 1. *Interfaz del CD interactivo "Aproximación a la Calidad Ambiental del Río Ebro (El Boca l- Presa de Pina)", en el que se identifican los puntos de interés educativo este tramo del Ebro. (En pantalla se visualizan los del entorno de Alagón).*

Por último, la gran belleza que todavía atesoran algunos tramos de nuestros ríos, junto con la gran degradación de otros, pueden motivar la interiorización de valores y actitudes propias de una ciencia profundamente naturalista como es la Geología.

La navegación fluvial permite explorar estos entornos singulares de una forma activa y amena, al tiempo que reduce los problemas de accesibilidad que en muchas ocasiones surgen al acercarse a los ríos desde el medio terrestre (vegetación infranqueable, ausencia de caminos, o el efecto barrera del propio curso fluvial).

CONTENIDOS CONCEPTUALES

De forma general, el dinamismo geológico del entorno fluvial permite percibir fácilmente las relaciones entre agentes geológicos, procesos activos, y modelados resultantes. La observación de estas relaciones conduce a la interiorización del principio de causalidad, básico en la Geología.

Además, la coincidencia espacial y temporal de los procesos activos y sus depósitos geológicos actuales y pretéritos, especialmente patente en las barras de gravas, la llanura de inundación, y las terrazas asociadas a un río como el Ebro, constituye una buena oportunidad para reflexionar sobre el principio del "*actualismo*".

Un río constituye asimismo uno de los lugares en los que las complejas interacciones entre litosfera, hidrosfera, biosfera y atmósfera se manifiestan de forma más patente (por ejemplo, en una simple barra de gravas estabilizada por la vegetación que la coloniza). La conciencia de la "*complejidad*" del medio natural que de estas interrelaciones se deriva, y de los equilibrios dinámicos mantenidos por las mismas, constituye un conocimiento de base para un estudioso de las Ciencias de la Tierra, y en general para cualquier naturalista, como pone de manifiesto Morin (1994).

Por otro lado, distintos ríos o tramos de ríos ilustrarán diferentes contenidos conceptuales propios de disciplinas particulares. En el caso del tramo estudiado del Río Ebro, y tomando como referencia las distintas sesiones científicas propuestas para el "*VI Congreso Geológico de España*", hemos constatado la posibilidad de ilustrar al menos los siguientes contenidos conceptuales:

- Edafología: Desde el proto-suelo asociado a la colonización incipiente de una mejana (barra de gravas emergente formando una isla central), hasta el de la huerta frutícola tradicional, pasando por los suelos de sotos y choperas, se puede estudiar en un espacio muy reducido una sucesión edafológica completa, con cortes y taludes naturales que ofrecen buenos afloramientos.
- Estratigrafía y Sedimentología: Además de la evidente observación en la dinámica fluvial de los procesos de erosión, transporte y sedimentación inherentes al estudio de estas disciplinas, el análisis comparado del paisaje fluvial (cauce y llanura de inundación) y de la estratigrafía de los afloramientos de terraza permite introducir un principio sedimentario y paleogeográfico básico. Por otro lado, los escarpes de yeso de El Castellar, provocados por la erosión fluvial activa, constituyen el afloramiento más espectacular de la Formación Zaragoza (Fig. 2). En él las distintas formas de sedimentación evaporítica están expuestas de manera excepcional por el pulido fluvial. Las gravas del Ebro muestran indicios de sus áreas fuente, y sólo incluyen granitos desde la desembocadura del Gállego (gravas poligénicas).

FIGURA 2. *Río Ebro en los escarpes del Castellar, cerca de Alagón. Nótense los deslizamientos del escarpe afectando al antiguo castillo del S. XII.*

- Geología regional: Desde El Bocal hacia Zaragoza, el Ebro va cortando distintos materiales (desde calizas y margas a yesos y arcillas), describiendo la serie terciaria del valle del Ebro. No podemos dejar de mencionar las grandes posibilidades que el comenzar el descenso por un río pirenaico, como el Gállego o el Aragón, ofrecen para el estudio de esta disciplina en nuestra región.
- Geomorfología y Geología del Cuaternario: El Ebro mantiene relictos de su dinámica fluvial activa, pese a la proliferación de motas y escolleras, encontrándose en la zona de estudio algunos notables ejemplos de la misma (barras, mejanas, meandros, galachos, escarpes en terraza...). Es destacable asimismo el extraordinario desarrollo de las terrazas fluviales, especialmente en su margen derecha, con hasta 8 niveles identificados. Otros elementos interesantes los constituyen los abanicos aluviales generados en la desembocadura de algunos afluentes y pequeños barrancos, reproducciones a escala de un delta fluvial como el del propio Ebro. Conceptos avanzados, como la relación entre el caudal de *bankfull* (caudal de la avenida ordinaria en un río), la morfología del cauce, la regulación de las avenidas ordinarias y el incremento de los problemas de inundaciones permiten relacionar estas disciplinas con la Ordenación del Territorio y la Ingeniería Geológica.
- Hidrogeología: El Ebro constituye el nivel de descarga de los todos los flujos hídricos, superficiales y subterráneos, a escala regional. Los numerosos manantiales, comunes en los cursos fluviales, permiten introducir conceptos hidrogeológicos básicos, y reflexionar sobre la unidad del ciclo hidrológico (Fig. 3). La contaminación por Nitratos del acuífero aluvial tiene un impacto sobre la eutrofización del río, claramente observable en la evolución de su turbidez.
- Ingeniería Geológica: En el tramo estudiado se encuentran muchos ejemplos de obras civiles, tanto destinadas al control de las inundaciones (escolleras, motas) como viarias (especialmente puentes). En muchas de ellas se observan las dificultades de estas obras ante el dinamismo de los procesos geológicos actuantes (Fig. 4).
- Ordenación del Territorio y Geología Ambiental: Los problemas derivados de una mala ordenación del territorio están muy bien ilustrados por las activida-

FIGURA 3. *Manantial vertiendo al Ebro en el contacto entre el acuífero aluvial y los yesos infrayacentes.*

FIGURA 4. *Deslizamiento afectando a una defensa construida de emergencia después de las inundaciones de Febrero del 2003.*

des económicas vulnerables, e incluso ambientalmente peligrosas, ubicadas dentro de los espacios inundables. La clásica ecuación de Riesgo = Peligrosidad x Vulnerabilidad queda patente en los espacios ribereños del Ebro.

- Patrimonio Geológico y Geodiversidad: La noción de patrimonio geológico queda bien ilustrada por el interés de preservar la dinámica fluvial del Ebro y las formas singulares asociadas a la misma, como son los galachos de la Alfranca, de Juslibol o del Burgo de Ebro, auténticas rarezas a nivel europeo. Éstos han recibido diversas figuras de protección en el tramo estudiado.
- Rocas y minerales industriales: Los afloramientos asociados a la erosión fluvial han permitido tradicionalmente descubrir yacimientos de rocas industriales. Éste es el caso de las minas de sal de remolinos, originalmente excavadas en los escarpes generados por el Río Ebro. Las gravas fluviales se extraían antiguamente del propio cauce del Ebro (y todavía se extraen del de muchos ríos, con importantes afecciones ambientales), explotándose actualmente canteras dentro de las terrazas aluviales. En el tramo estudiado hay interesantes ejemplos que permiten observar los posibles impactos ambientales y estrategias de restauración de estas explotaciones.

La experiencia directa de un río, en toda la complejidad de su funcionamiento hidrológico, biológico, geomorfológico y sus relaciones con las actividades humanas es un requisito ineludible para el enfoque transdisciplinar que la gestión hídrica requiere. La aprobación de la Directiva Marco del Agua debiera abrir las puertas de la administración pública hídrica a profesionales ajenos al mundo de la ingeniería, incluyendo a geólogos con amplios conocimientos sobre los ríos.

CONTENIDOS PROCEDIMENTALES

Los itinerarios didácticos basados en la navegación fluvial permiten practicar algunos de las técnicas geológicas más comunes, como el corte geológico y la orientación cartográfica, junto con algunas técnicas propias de la navegación que pueden ser de utilidad en el futuro trabajo de cualquier estudiante.

Siendo el enfoque geomorfológico necesario en los estudios para el correcto cumplimiento de la Directiva Marco del Agua, resulta interesante introducir al alumnado en las técnicas básicas del estudio geomorfológico de un río. Éstas incluyen transectos topográficos para la estimación de la sección de *bankfull*, realizados en ríos de cierta entidad a bordo de embarcaciones, o la determinación de las zonas de *pool* y de *riffle* (remanso y rápido).

Los trabajos geológicos a bordo de embarcaciones no sólo se realizan en el entorno fluvial, sino también en lagos y, especialmente, pantanos. Son cada vez más frecuentes los estudios batimétricos orientados al monitoreo de los procesos de colmatación de los embalses españoles, que pueden ser emulados en las abundantes madres que encontramos a lo largo de nuestro recorrido por el Ebro.

CONTENIDOS ACTITUDINALES

La enorme complejidad de las interacciones naturales, especialmente patente en los ecosistemas fluviales, junto a los numerosos ejemplos de actuaciones antrópicas sobre los mismos de consecuencias inesperadas (e indeseadas), como son la retención de sedimentos en los pantanos o la ya mencionada reducción de la sección del cauce por la construcción de los embalses, puede facilitar la asimilación por parte del alumnado de una actitud tan desatendida como necesaria para la gestión del medio natural: el *"principio de cautela"*.

De manera análoga la gran riqueza de interrelaciones dentro del entorno fluvial, la enorme belleza paisajística resultante de las mismas, y la experiencia lúdica del descenso de un río hermoso no pueden sino fortalecer una actitud intrínseca a un naturalista, como es el amor y el respeto por el medio ambiente.

CONCLUSIONES Y PROPUESTAS

El descenso navegado de los ríos ofrece grandes posibilidades para la enseñanza de la Geología, tanto desde el punto de vista de los contenidos conceptuales, como de los procedimentales y actitudinales.

Los conocimientos asimilables en este tipo de actividades van desde principios generales hasta ejemplos concretos muy específicos de una gran variedad de disciplinas. En la preparación de un itinerario didáctico fluvial es aconsejable por tanto la participación de un equipo pluridisciplinar.

En última instancia, una excursión fluvial puede ser abordada con un espíritu transdisciplinar, y orientada a la preparación del alumnado para participar activamente en la gestión hídrica, ya sea desde la administración o desde el precario mundo de la investigación.

La necesaria reconexión entre la sociedad y los ríos, relegados actualmente a un papel de meras cloacas, debe afectar también al mundo de la enseñanza, por lo que todo un mundo de posibilidades didácticas en torno a los ríos y su navegación (para la geología, para otras disciplinas científicas y también para la educación ambiental en general), no debieran permanecer inexploradas por más tiempo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto Aragonés del Agua y la Consejería de Ciencia y Tecnología de la Diputación General de Aragón.

REFERENCIAS

GINCA (2003): "Aproximación a la Calidad Ambiental del Río Ebro (El Bocal-Presa de Pina)", CD interactivo dentro de *Estudio para la gestión ambiental del tramo aragonés del Ebro, 1ª Fase*, Alfredo Ollero (Coord.), Univ. de Zaragoza.

Krutch, J.W. (1993): *Time and the river flowing: The Grand Canyon*. Sierra Book International, New York, 367 p.

Morin, E. (1994): *Introducción al pensamiento complejo*. Gedisa, Barcelona, 236 p.

La transmisión a la sociedad del conocimiento geológico: los mapas geológicos a modo de ejemplo

M. Losantos, X. Berástegui y C. Puig

Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Parc de Montjuïc, E-08038 Barcelona. mlosantos@icc.es, xberastegui@icc.es

ABSTRACT

The purpose of this paper is to analyze the causes of the difficulties in transmitting to the society the geological knowledge: soil, subsoil and geological processes. Some of these difficulties are inherent, among other causes, to: i) the geological concepts themselves, which represent three-dimensional objects with complex relations between them; ii) to the interpretative nature of some of these concepts; and iii) the long scale of the geological time. Using geological maps as example, we will show how "non geologist" read them, and we analyze the process of understanding that they follow in order to point out the main causes of misunderstanding. Through this analysis, some recommendations are given in order to improve communication between geologists and society.

Key words: *geological maps, transmition of knowledge, Geology and society.*

INTRODUCCIÓN

Una dificultad importante a la que se enfrentan actualmente los profesionales de la geología, es la transferencia a la sociedad de los conocimientos básicos acerca de la constitución geológica del suelo y del subsuelo, así como de los procesos geológicos activos y de la importancia de éstos en la correcta gestión tanto de los recursos naturales como del propio territorio en general. Esta cuestión tiene múltiples consecuencias que se ven reflejadas en diversos ámbitos, desde los planes de estudio de ESO y Bachillerato hasta los proyectos y construcción de obras públicas.

Las causas de esta dificultad de transmisión de conocimientos son variadas: por una parte está la complejidad intrínseca de muchos conceptos geológicos, que representan objetos tridimensionales con relaciones variables entre ellos; otra causa es la componente interpretativa que a menudo provoca confusión; la utilización excesiva de vocabulario científico es otra dificultad añadida y finalmente, el concepto de "*Tiempo geológico*", tanto en lo que se refiere a la edad de formación de la rocas como a los períodos de erosión o no sedimentación.

También hay que mencionar la "*velocidad*" de los procesos geológicos, generalmente "*lentos*" desde la perspectiva humana, en tanto que todos aquellos que se desarrollan en un lapso de tiempo corto pasan a calificarse como "*catástrofes naturales*", especialmente si involucran pérdida de bienes o vidas humanas.

Para exponer con más claridad algunas de las causas de esta dificultad de transmisión nos serviremos como ejemplo de los mapas geológicos, ya que podemos considerarlos como el mejor instrumento para dar a conocer la constitución geológica de un territorio (Barnes, 1981); para ello trataremos de exponer como leen éstos documentos los usuarios que no poseen formación geológica.

MAPAS GEOLÓGICOS: DEFINICIONES

En la literatura se encuentran diferentes definiciones de mapa geológico (Martínez-Torres, 1994; Barnes, 1987; Boulter, 1989; Butler y Bell, 1988; Edmonds, 1983; Maltman, 1990). La que aquí se propone es una síntesis de todas ellas: Un mapa geológico es la representación simbolizada de los materiales, rocas y depósitos no consolidados, que afloran en superficie, con indicaciones de su origen, de su edad de formación y de las relaciones espaciales, laterales, verticales, y temporales que muestran los diferentes cuerpos rocosos entre sí. Esta representación se construye mediante un código establecido de colores, líneas y símbolos, a escala, todo ello proyectado sobre un mapa topográfico.

En contraposición a la mayoría de los mapas, en los que se representan objetos que son fácilmente identificables, en los mapa geológicos se representan cuerpos rocosos que son a menudo difíciles de diferenciar, los límites entre éstos, que no siempre son observables y además incluyen dimensiones adicionales: subsuelo y tiempo geológico; estas características sitúan a los mapas geológicos a otro nivel respecto otros mapas geóticos (Maltman, 1990).

La definición anterior puede aligerarse en cuanto a contenido geológico, quedando expresada exclusivamente en base a conceptos geométricos:

Un mapa geológico es un documento en el cual se ha proyectado, sobre una base topográfica dada, información en 4D (X, Y, Z y T), en la que X e Y son las coordenadas de situación de un punto, Z representa no solo la cota topográfica, sino la columna de materiales que cabe esperar en profundidad y en el aire, ya erosionada, y T representa el tiempo geológico.

CONSIDERACIONES GEOMÉTRICAS Y TOPOLÓGICAS

Si se recurre a la relación que se establece entre los elementos de la geometría, puede proponerse otra definición, expresada en base a la topología. Desde esta perspectiva en un mapa geológico se representan:

- La superficie de intersección entre volúmenes rocosos y la superficie topográfica, a la que se puede denominar unidad cartográfica.
- Las líneas de intersección entre las superficies que limitan los distintos volúmenes rocosos y la superficie topográfica, a las que se denomina contactos.
- Datos puntuales de orientación de superficies y líneas.

Por lo tanto, y de forma muy resumida, un mapa geológico en esencia está formado por unidades cartográficas delimitadas por contactos.

Una unidad cartográfica se define como un volumen rocoso finito con una constitución litológica o petrológica homogénea, o con una asociación litológica constante, de una edad determinada. La definición de una unidad cartográfica obedece a criterios descriptivos macroscópicos; es decir, ha de ser identificable sin dificultades sobre el terreno (Tucker, 1982; Thorpe y Brown, 1985; Fry, 1984). La definición y caracterización de una unidad cartográfica está determinada generalmente por la escala de trabajo, especialmente cuando se trata de asociaciones litológicas. En el mapa geológico las unidades cartográficas están representadas por polígonos coloreados, o en el caso de niveles guía o unidades de escaso grosor, por líneas.

La geometría de un cuerpo de roca es un carácter esencialmente heredado de su formación, el cual suele estar en mayor o menor medida distorsionado por deformaciones posteriores. Su caracterización tridimensional requiere conocer la orientación de las superficies geológicas que lo limitan.

Los contactos entre volúmenes rocosos son superficies orientadas en el espacio, que definen los límites de éstos. En el mapa geológico están representados por líneas simbolizadas indicativas del tipo de contacto.

Es importante remarcar que todas las superficies con significado geológico tienen polaridad y, al igual que las unidades cartográficas tienen una edad, que puede ser coetánea a la del volumen rocoso que delimitan o posterior. Así, un contacto sedimentario tiene una dirección asociada desde el momento en que la roca de un lado es más antigua que la del otro; Un contacto intrusivo es coetáneo al emplazamiento de la roca ígnea, pero posterior a las unidades del encajante. Los contactos mecánicos tienen asociado además el vector desplazamiento y el carácter aditivo o sustractivo (McClay, 1987).

Los procesos geológicos sobreimpuestos precisan un tratamiento específico. Se trata de todos aquellos procesos que afectan a cuerpos rocosos existentes y que modifican sus características. Así por ejemplo el metamorfismo, alte-

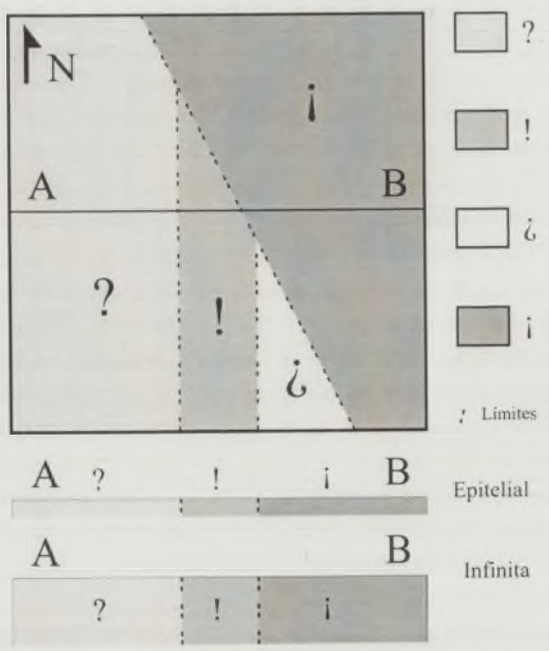


FIGURA 1. *Esquema geológico. ?) rocas grises, !) piedras rojizas, ¿) arena y ¡) tierra. A-B: Cortes.*

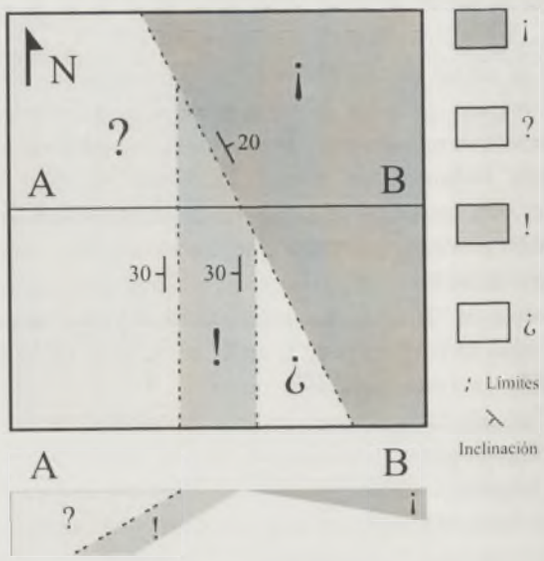


FIGURA 2. *Esquema geológico con indicaciones direccionales, buzamientos, de algunas unidades. La leyenda es la misma que para la figura 1.*

raciones hidrotermales o superficiales, dolomitización...., deben representarse en el mapa geológico de tal forma que sea posible identificar la unidad rocosa preexistente. También los fenómenos geológicos activos deben estar correctamente localizados e indicados.

La prolongación de las unidades cartográficas y de los contactos en el subsuelo se representan mediante indicaciones puntuales de su orientación sobre el mapa; estas indicaciones, apoyadas en el análisis de la geometría de las intersecciones de los volúmenes y superficies con significado geológico y la superficie topográfica, deben ser suficientes para la construcción de un corte geológico (McClay, 1987). Un mapa geológico sin una base topográfica completa, tiene una utilidad muy limitada porque no permite inferir las relaciones geométricas entre la superficie topográfica y las superficies geológicas.

LA VISIÓN EXTERNA DE LOS MAPAS GEOLÓGICOS

Todos los conceptos expuestos hasta el momento resultan obvios para cualquier persona con la formación adecuada, pero cuando mostramos un mapa geológico a una persona sin los conocimientos geológicos básicos, la respuesta es siempre la misma: "*Es un mapa muy bonito, con muchos colores, difícil de entender*".

Trataremos de ilustrar esta respuesta con un ejemplo muy sencillo: en el mapa geológico de la figura 1 están representadas cuatro unidades cartográficas limitadas por tres contactos, que afloran en una superficie topográfica horizontal. Las interpretaciones más comunes están indicadas en los esbozos de cortes. En el primero se considera exclusivamente la franja más superficial, de orden métrico, que llamaríamos "*epitelial*"; el segundo, en el otro extremo, considera los volúmenes rocosos continuos hasta el centro de la tierra y denominaríamos "*infinita*". El primer corte pone de manifiesto una visión estricta en 2D, mientras que el segundo representa una visión en profundidad, pero con cuerpos ilimitados en la vertical.

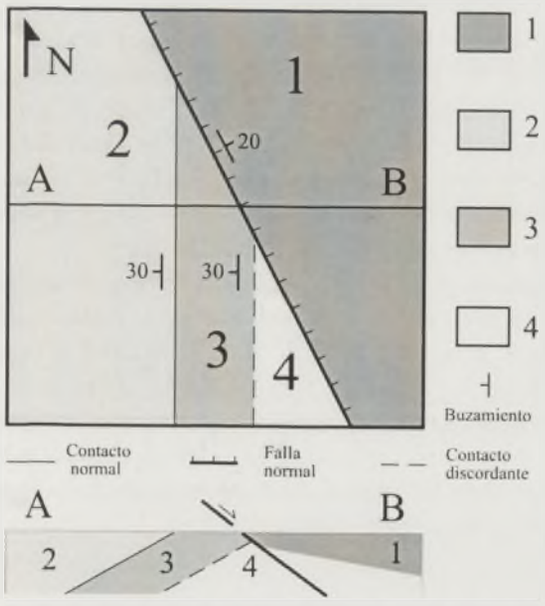


FIGURA 3. *Mapa y corte geológico, con la leyenda de unidades cartográficas y de contactos simbolizados. 1) lutitas, 2) calizas, 3) areniscas rojas y 4: granitos . A-B: Corte geológico.*

La disposición de las unidades cartográficas de la figura 1 permite un sinfín de interpretaciones si consideramos las posibles combinaciones entre tipos de contactos, litologías y edades; solamente combinando los posibles tipos de contactos y la cronología relativa de las diferentes unidades cartográficas, prescindiendo de su litología y su edad, los resultados son ya sorprendentes. Solo podrá precisarse cual es la interpretación correcta cuando se conozca la disposición espacial de los volúmenes rocosos y de sus límites, las características de ambos y sus edades.

Las orientaciones de los volúmenes rocosos y las de las superficies que los limitan permiten una aproximación geométrica en profundidad (Fig. 2); es decir, en algunos casos se podrá construir un corte geométricamente correcto, aunque sigamos ignorando la naturaleza de los contactos.

Al incorporar la edad relativa de las rocas y la naturaleza y la cronología de sus límites (Fig. 3) se podrán construir los cortes geológicos necesarios para interpretar la extensión de las unidades cartográficas y de los contactos en el subsuelo. A su vez se podrá formar toda la leyenda, tanto de unidades cartográficas como de contactos, permitiendo la interpretación del mapa geológico completo en 3D+T.

La interpretación genética de cada unidad cartográfica, la naturaleza de sus límites y su edad permitirán conocer buena parte de su historia geológica.

LECTURA E INTERPRETACIÓN DE LOS MAPAS GEOLÓGICOS

Retomando la idea expresada anteriormente de que para muchas personas con una formación superior, los mapas geológicos son difíciles de interpretar, merece la pena hacer hincapié en que son documentos que permiten diferentes niveles de lectura en función de los intereses y de los conocimientos de las personas que los utilizan.

Un primer nivel de lectura muestra la distribución de los diferentes tipos de rocas en superficie; es decir en 2D (X, Y). Para ello solo es necesario situarse en un punto del mapa y consultar la leyenda para saber que tipo de roca aflora. Muestra por lo tanto solo la constitución geológica superficial.

El segundo nivel de lectura permite acceder a las relaciones espaciales entre los diferentes tipos de rocas y a la distribución de los cuerpos rocosos en profundidad. Se incorpora aquí la profundidad (Z), entendida como toda la columna de materiales que cabe esperar en el subsuelo y la que se encontraba por encima de un punto determinado. Se trata por lo tanto de una lectura en 3D (X, Y, Z). Esta precisa, de una parte, de la correcta interpretación de las relaciones entre la geometría de los volúmenes rocosos en

superficie respecto a la topografía, y por otra de la orientación y de los tipos de contactos entre ellos.

La sucesión de unidades cartográficas está representada en la leyenda, en las columnas estratigráficas y en esquemas de relaciones estratigráficas. La interpretación de las relaciones geométricas en profundidad, deducidas de las observaciones en superficie, más los sondeos y los perfiles sísmicos disponibles, están reflejadas en los cortes geológicos. Este segundo nivel de lectura permite prever la constitución del subsuelo. Esta capacidad predictiva es uno de los principales valores de los mapas geológicos.

El tercer nivel de lectura permite deducir las relaciones temporales entre los volúmenes rocosos así como su génesis y los procesos geológicos en los que se han visto involucrados desde su formación. Se incorpora la dimensión tiempo geológico (T) y se trata por lo tanto de una lectura en 4D (X, Y, Z, T), y permite reconstruir la historia geológica de una zona.

Un mapa geológico, en este nivel de lectura avanzado, es el compendio de todo el conocimiento geológico de la zona que representa y de los que se han empleado en su realización. Asimismo es la mejor herramienta para almacenarlos y para darlos a conocer (Barnes, 1981; Maltman, 1990).

A MODO DE CONCLUSIONES

Si estamos de acuerdo en que los mapas geológicos permiten diferentes niveles de lectura, merece la pena tratar de que sean útiles y utilizables para el mayor número de usuarios posible, de modo que vean en ellos algo más de lo que se ha representado en la figura 1.

Se debe tratar de expresar el contenido de los mapas geológicos o de cualquier otro estudio de la forma más neutra posible, haciendo referencia a litologías, contactos y relaciones entre volúmenes rocosos, desechando toda expresión exclusivamente interpretativa.

Si a la dificultad intrínseca de los conceptos representados en un mapa geológico añadimos la terminología que se utiliza de forma coloquial, es prácticamente imposible que se comprenda el contenido ni la utilidad de estos documentos. Es necesario establecer con claridad que datos proceden de la observación directa y cuales son producto de la interpretación. Hay que remarcar aquí que la parte descriptiva en los mapas geológicos no varía con el tiempo, mientras que la componente interpretativa está en consonancia con los conocimientos geológicos de la época y con los de los geólogos que lo han formado.

Para mejorar la comunicación con la sociedad es necesario que los profesionales de la geología hagamos un esfuerzo en lo referente a la forma de estructurar los resultados de nuestro trabajo, ya que en muchos casos, el interlocutor o receptor de éstos no tendrá una formación geológica. Sin embargo, al igual que ocurre con muchos otros documentos de registro cultural elevado, como por ejemplo textos legales, médicos o técnicos, para una correcta interpretación los usuarios deben acudir a la consulta de un profesional.

AGRADECIMIENTOS

A Eulalia Pi y Jordi Cirés, compañeros de trabajos en el ICC por la lectura constructiva del manuscrito, y a todos los que han participado en el proyecto del Mapa geològic de Catalunya 1:25.000 por todos los años de trabajo en equipo en cartografía geológica.

REFERENCIAS

Barnes, J. (1987): *Basic Geological Mapping*. Geological Society of London, Handbook Series & Open University Press, Milton Keynes - Halstead Press, New York – Toronto, 118 p.

Boulter, C.A. (1989): *Four dimensional analysis of geological maps. Techniques of interpretation*. John Wiley & Sons, Tiptree, 296 p.

Butler, B.C.M. y Bell, J.D. (1988): *Interpretation of geological maps*. Longman Scientific & Technical, Singapore, 236 p.

Edmonds, E. (1983): *The Geological Map: an anatomy of the landscape*. Institute of Geological Sciences, HMSO, 36 p.

Fry, N. (1984): *The field description of metamorphic rocks*. Geological Society of London, Handbook Series & Open University Press, Milton Keynes - Halstead Press, New York – Toronto, 110 p.

Martínez-Torres, L.M. (1994): *Principales tipos de mapas geóticos*. Univ. del País Vasco, Bilbao, 186 p.

McClay, K. (1987): *The mapping of geological structures*. Geological Society of London, Handbook Series & Open University Press, Milton Keynes - Halstead Press, New York – Toronto, 161 p.

Maltman, A. (1990): *Geological Maps: An Introduction*. John Wiley & Sons, Chichester, 184 p.

Thorpe, R. y Brown, G. (1985): *The field description o igneous rocks*. Geological Society of London, Handbook Series & Open University Press, Milton Keynes - Halstead Press, New York – Toronto, 154 p.

Tucker, M. (1982): *The field description of sedimentary rocks*. Geological Society of London, Handbook Series & Open University Press, Milton Keynes - Halstead Press, New York – Toronto, 112 p.

La enseñanza y los catedráticos de las materias geológicas en la Universidad Central durante el siglo XIX

F. Pelayo[1], R. Gozalo Gutiérrez[2] y V.L. Salavert Faviani[1]

1 Instituto de Historia de la Ciencia y Documentación, CSIC - Universitat de València, Avda. Blasco Ibáñez 15, 46010 Valencia. francisco.pelayo@uv.es, vicente.salavert@uv.es

2 Departamento de Geología, Universitat de València, C/ Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot. rodolfo.gozalo@uv.es

ABSTRACT

The diverse decrees and royal orders that regulated the Spanish Higher Education during the 19th century contemplated the teaching of specific subjects of geological sciences. This way, subjects like Mineralogy, Geology, Paleontology and, finally, Crystallography were included in the successive curricula approved between 1843 and 1900. In this work and because the Universidad Central de Madrid was the unique university in Spain where the Bachelor in Natural Sciences was taught the different modifications related to the geological subjects in this university are commented. Mineralogy was the first subject that appeared in the curricula of Natural Sciences, which was taught by Christian Herrgen, Donato García, Juan Lopez Chavarri and Miguel Maisterra Prieto. In 1854, appeared Geology and Palaeontology subject, that Juan Vilanova y Piera was teaching; later it was subdivided in Geology, with José Solano Eulate as Lecturer, and Palaeontology with Vilanova and, after his death, by Francisco Vidal y Careta. The last subject to enter the curriculum was Crystallography with Francisco Quiroga and Tomás de Andrés y Andrés Montalvo as Lectures. Finally, since 1871, there existed a subject of Botany and Mineralogy that was taught by Antonio Orio y Gómez, and Salvador Calderón Arana.

Key words: *Geology teaching, lectures, Universidad Central (Madrid), 19th century, Spain.*

INTRODUCCIÓN

La Escuela de Minas de Almadén y el Real Gabinete de Historia Natural de Madrid fueron los focos de la enseñanza y difusión de la mineralogía y geognosia wernerianas, y constituyeron las vías de penetración de la geología moderna en España. Así, la R.O. de 1 de Octubre de 1815 determinó que el *"Plan de Enseñanza de Ciencias Naturales"* se impartiera en la corte en una única institución, el Museo de Ciencias Naturales. A este efecto se creó una cátedra de mineralogía, disponiéndose que fuera Christian Herrgen (1760-1816), quien había iniciado la enseñanza de la orictognosia en el Real Estudio de Mineralogía de Madrid, el encargado de impartir esta asignatura en el Museo. A su muerte en 1816 le sustituyó su discípulo el presbítero Donato García (1782-1859), que dos años después fue nombrado profesor en propiedad.

Unos años después tuvo lugar la implantación de las enseñanzas de las ciencias geológicas en la Escuela de Minas de Madrid, tras su traslado desde Almadén. Estuvo ligada al grupo de ingenieros pensionados en la escuela de Freiberg (Sajonia) en los años 1828 y 1829, quienes a su vuelta constituyeron el núcleo de profesores que iniciaron la docencia en esta institución. Coincidieron en la necesidad de la enseñanza de la geognosia y de su rama auxiliar, la petrefactología, añadiendo la conveniencia de que se expusiera también otra auxiliar, la historia de la creación. Esta matización de los contenidos establecía el espectro que debían cubrir las enseñanzas geológicas, correspondiendo la parte positiva a la geognosia, como disciplina más descriptiva, y la parte especulativa a la geogenia, u origen e historia de la Tierra (Maffei, 1877).

Al iniciarse en 1836 la docencia en la Escuela de Minas, a Rafael Amar de la Torre (1802-1874) se le encargó la enseñanza de la Mineralogía y la Geognosia. La denominación de ésta última materia en el plan de estudios era indicativa de la todavía fuerte implantación del pensamiento minero alemán en España y la precaución que había que tomar ante un público que, por lo general, aún no consideraba del todo ortodoxas las doctrinas geológicas. Amar, además impartir Mineralogía y Geología en la Escuela de Caminos de Madrid, completó su docencia en la de Minas, exponiendo unos principios necesarios para el conocimiento de los fósiles, inicio oficioso de la enseñanza de la Paleontología que adquiriría carácter oficial por R.O. del 9 de noviembre de 1845. Posteriormente, en el Reglamento para la Escuela de Ingenieros de Minas (R.D. 11 de Enero de 1849), figuró la enseñanza de la Mineralogía, la Geología y la Paleontología.

No puede obviarse por último el apoyo de las corporaciones locales y el impulso de iniciativas privadas a los estudios geológicos. Así, en las décadas de los años treinta y

cuarenta, instituciones como la Academia de Ciencias y Artes de Barcelona y la Sociedad Económica de Amigos del País de Sevilla, organizaron cursos de Geología, encargando su docencia respectivamente a José Antonio Llobet y Vall-Llosera (1769-1862) y a Antonio Machado Núñez (1815-1897). En esas fechas, Francisco de Luxán (1798-1867) publicó unas *"Lecciones de Geología"* (1841), que recogían el curso que impartió en la Sociedad de Instrucción Pública, y un *"Tratado de Mineralogía"* (1845), destinado a la enseñanza de esta ciencia en la Escuela de Artillería de Segovia.

LA ENSEÑANZA DE LAS MATERIAS GEOLÓGICAS EN LOS PLANES DE ESTUDIOS UNIVERSITARIOS

El Decreto del 8 de Junio de 1843 (*Gaceta de Madrid*, n. 3168, de 10 de Junio), firmado por el ministro de la Gobernación Pedro Gómez de la Serna, constituía una Facultad de Filosofía en la Universidad de Madrid, en la que integraba las enseñanzas del Museo de Ciencias Naturales, y contemplaba en los llamados estudios de ampliación, la docencia de Mineralogía en el 5º año y de Geología en el 6º. Dos años después, el R.D. 17 de septiembre de 1845 (*Gaceta de Madrid* de 25 de Septiembre), conocido como el Plan Pidal, establecía la Mineralogía como una asignatura de la licenciatura de ciencias, mientras que para obtener el grado de doctor era necesario cursar, entre otras materias, la Geología.

Entre los profesores nombrados para las cátedras de las universidades del reino con arreglo al nuevo plan de estudios de 1845, se designó al citado Donato García, procedente del Museo de Ciencias Naturales, como encargado de la docencia de la Mineralogía en la Facultad de Filosofía de la Universidad de Madrid. Una idea aproximada del contenido de las explicaciones que impartía en clase el presbítero puede tenerse a través de las *"Lecciones de Mineralogía redactadas para ayuda de los alumnos que cursan la cátedra de esta asignatura en el Museo de Ciencias Naturales de la corte"* (Madrid, 1843), obra publicada por Antonio María de Cisneros y Lanuza a partir de los apuntes tomados como oyente en las lecciones publicas expuestas por D. García.

Al jubilarse Donato García en 1853 le sucedió Juan López Chavarri (1813-1876). En su amplia carrera como docente (AUC, Exp. Juan Chavarri, Leg. D-1559/7), Chavarri, doctor en Ciencias y en Farmacia, fue ayudante de la cátedra de Física en el Conservatorio de Artes de Madrid (1833-1838), catedrático de Física y Química en el Instituto de Segunda Enseñanza de Jerez (1838-1842), catedrático interino de Química en el Conservatorio de Artes (1844), interino de Física en el Museo de Ciencias Naturales (1844) e interino de Física en la Facultad de Filosofía tras la aprobación del Plan de Estudios de 1845, siendo nombrado catedrático de escala en marzo del año siguiente. El 24 de Agosto de 1853 fue trasladado a la cátedra vacante de Mineralogía.

Por R. O. De 24 de Febrero de 1854, se creó en España la primera cátedra universitaria de Geología y Paleontología. Tras una larga y compleja trama administrativa, fue nombrado titular de la Cátedra Juan Vilanova y Piera (1821-1893). Formado en la Universidad de Valencia y en el Museo de Madrid, fue pensionado para formarse en Geología en París y Freiberg. Tras su vuelta a España, Vilanova comenzó las clases en la Universidad Central en octubre de 1854 (Pelayo, 1995), que prolongó hasta la separación en 1873 de la Geología y la Paleontología en dos cátedras.

Tras aprobarse el Plan Moyano de 1857, dentro de la asignatura de Historia Natural, que era necesario cursar para poder alcanzar el grado de Bachiller en Ciencias, se impartía la materia Mineralogía con nociones de Geología, al tiempo que en sexto curso se cursaba la Ampliación de Mineralogía, explicada por Chavarri, nombrado catedrático de esta materia el 16 de Enero de 1857. En el doctorado continuaba la asignatura de Geología y Paleontología que impartía Vilanova.

Hubo una novedad en 1871, cuando por R.O. de 14 de Julio se nombró a Antonio Orio y Gómez (1830-1892) catedrático de Botánica y Mineralogía con nociones de Geología (AGA, E. y C., sig. Caja 16365). Orio se licenció en Ciencias Naturales en 1857, doctorándose en 1865 con su trabajo *"División y discusión de los caracteres en el estudio de los minerales"*. Fue ayudante por oposición en la cátedra de Mineralogía y Geología del Museo de Ciencias Naturales (1860), catedrático numerario de Historia Natural en el Instituto de Segunda Enseñanza de Santander (1863), catedrático supernumerario en la Facultad de Ciencias, sección de Naturales (1866), catedrático en comisión de Organografía y Fisiología Vegetal, y de Botánica y Mineralogía en la Universidad de Madrid (1869), hasta su nombramiento como catedrático propietario de Botánica y Mineralogía con nociones de Geología, que ejerció hasta su muerte en 1892. El temario de la asignatura impartida por Orio y Gómez se encuentra en su libro, *"Elementos de Geología y Mineralogía"* (Madrid, 1870; segunda edición, 1878), publicado en colaboración con Tomás de Andrés y Andrés Montalvo (1838-1899) y declarado obra de texto universitario. Juntos codirigieron *"La Naturaleza. Historia Natural del planeta Tierra con la descripción de los seres orgánicos que la pueblan y los inorgánicos que forman su masa..."* (Madrid, 1887-1892).

Al reorganizarse por R.D. del 23 de Septiembre de 1873 las enseñanzas universitarias de ciencias naturales durante la I República (*Gaceta de Madrid* del 24 de Septiembre de 1873, n. 267, pp. 1829-1830), la primitiva asignatura de Geología y Paleontología se desdobló en dos cátedras. Vilanova optó por la de Paleontología, que impartió hasta su muerte en 1893 (Gozalo y Salavert, 1995; Pelayo, 1999; Salavert *et al.*, 2003). El programa impartido por Vilanova ha sido estudiado en anteriores trabajos (Gozalo, 1999; Pelayo, 1998, 1999). En cuanto a la Geología, la plaza la

ganó en 1877 José Solano y Eulate (1841-1912), quien la regentó hasta su jubilación en 1909. A los exámenes para esta cátedra se presentó Salvador Calderón Arana (1851-1911), pero, al manifestar por escrito que no acataba la circular Orovio del 26 de Febrero de 1875 y que nunca admitiría otras trabas que las que pidiera el fuero mismo de la ciencia, su solicitud no fue admitida (AGA, E. y C., Cátedra de Geología, 1877, Leg. 5402-6). El tribunal de la oposición estuvo constituido por Manuel Rioz Pedraja, José Macpherson, los naturalistas Manuel M.J. Galdo, Vilanova y Orio y los ingenieros de minas Federico Botella y Felipe Donayre, éste en sustitución de Lucas Mallada.

Un año antes, en 1876, a la muerte de Chavarri, la plaza de Ampliación de Mineralogía fue ganada por el catedrático en excedencia del Real Instituto de Industria Miguel Maisterra Prieto (1824-1897), en competencia con Pascual Pastor López y Pedro Sainz Gutiérrez, respectivamente, catedráticos de Historia Natural en las Universidades de Valladolid y Granada (AGA, E. y C., Cátedra Ampliación de Mineralogía, 1876, Leg. 5402-4).

Maisterra fue ayudante de Mecánica en el Conservatorio de Artes (1850) y en el Real Instituto de Industria (1851), catedrático de Física Industrial en la Escuela de Ampliación del Real Seminario de Vergara (1853), catedrático de Mineralogía y Geología (1855) y de Química Orgánica (1860) en el Real Instituto de Industria. Al suprimirse esta última institución, fue trasladado en 1867 a la Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona como catedrático de Ampliación de Química, encargándose de impartir Química orgánica e inorgánica (AGA, E. y C., Caja 16117). En 1882 fue nombrado Director del Gabinete de Historia Natural del Museo de Ciencias Naturales de Madrid

El Real Decreto de 13 de Agosto de 1880 estableció modificaciones en el plan de estudios de la Sección de Naturales en relación a las materias geológicas. Así, la Geología pasaba a cursarse en el cuarto curso de la licenciatura, mientras que la Paleontología Estratigráfica se impartía como asignatura de doctorado. Las mineralogías se cursaban en primer y tercer curso.

Unos años después, por R.D. 26 de Enero de 1887 se creó la cátedra de Cristalografía, resultado de desdoblar la de Ampliación de Mineralogía. La plaza la ganó Francisco Quiroga (1853-1894). El tribunal, tras renunciar Mallada, Botella y Orio, estuvo constituido por Fausto Garagarza y Dugiols y José Rodríguez Carracido, profesores de Farmacia, Maisterra y Antonio Machado Núñez, catedráticos de Ciencias, Ramón Pellico y José Maureta, profesores de la Escuela de Minas, y Macpherson (AGA, E. y C., Cátedra Cristalografía, 1887-88, Leg. 5403-56). El programa de Cristalografía de Quiroga ha sido comentado por Torralba (1995).

Tras la muerte de Quiroga en 1894, salió de nuevo a concurso la cátedra de Cristalografía y fue nombrado para ocupar la plaza Tomás de Andrés y Andrés Montalvo (AGA, E. y C., Cátedra de Cristalografía, 1894-95, Leg. 5404-64). Doctor en Ciencias Naturales con el trabajo *"Degradación comprobada de las funciones intelectuales e instintivas en toda la serie zoológica"* (Andrés y Andrés Montalvo, 1865), Andrés fue auxiliar en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Valladolid (1865-68), catedrático de Historia Natural en el Instituto de Segunda Enseñanza de Segovia (1869) y catedrático numerario de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Santiago (R.O. 11 de Diciembre de 1891). En 1882 fue comisionado para estudiar la organización de los museos de ciencias de Inglaterra, Bélgica y Suiza y en 1897, Director del Gabinete de Historia Natural del Museo de Ciencias Naturales de Madrid (AGA, E. y C., Caja 15256).

Al fallecer Orio, Salvador Calderón obtuvo en 1894 la plaza de catedrático de Botánica y Mineralogía (AGA, E. y C., Cátedra de Mineralogía y Botánica, Leg., 5404-63). Tras la arbitrariedad político-administrativa, Calderón se había integrado como profesor asociado en la Institución Libre de Enseñanza, la cual contribuyó al desarrollo de la Geología organizando cursos y excursiones geológicas, y a la que también se vinculó Quiroga.

Por su parte, a Vilanova le sustituyó en 1895 Francisco Vidal y Careta (1860-1923), catedrático de Paleontología Estratigráfica de la Universidad de La Habana. Esta cátedra se había creado tras implantarse en Cuba el Plan de Estudios de 1880, por el que se ampliaba los estudios en la Facultad de Ciencias y se establecía una alternativa para cursar, fuera de la Central, estudios superiores de Paleontología. El programa de la asignatura de Vidal (AHN, Ultramar, 124, Exp. 5), ha sido comentado por Gozalo (1999) y se refleja en su obra *"Curso de Paleontología Estratigráfica"* (Madrid, 1895). En la oposición a la cátedra de Madrid, Vidal compitió con T. de Andrés y con Serafín Sanz Agud, catedrático de Historia Natural en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada (AGA, E. y C., Cátedra de Paleontología Estratigráfica, Leg. 5404-62).

Finalmente, con el Plan de Estudios de 1900, R.D. 4 de Agosto y R.O. 28 de Septiembre, desaparecería la Paleontología Estratigráfica, siendo sustituida por Geografía y Geología Dinámica, que impartiría Vidal en segundo curso. La Mineralogía y Botánica, en primer curso, y la Mineralogía Descriptiva, nueva denominación de la anterior Ampliación de Mineralogía, que se cursaba en tercero, correrían a cargo de Salvador Calderón. Solano siguió con la Geología Geognóstica y Estratigráfica en cuarto, y el profesor auxiliar Eduardo Reyes Prósper (1860-1921) se encargó de la enseñanza, en segundo curso, de la Cristalografía, materia que iba a figurar en el nuevo Plan, en la Sección de Químicas de las Universidades de Barcelona, Valencia y Zaragoza.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el marco del Proyecto I+D (MCYT) BHA2003-04414-C03-02 y con financiación de FEDER

REFERENCIAS

Fuentes manuscritas:

Archivo General de la Administración (AGA), Secc. Educación y Ciencia (E. y C.):

Leg. 5402-4, Expediente Cátedra de Ampliación de Mineralogía (1876)

Leg. 5402-6, Expediente Cátedra de Geología (1877)

Leg. 5403-56, Expediente Cátedra de Cristalografía (1887-88)

Leg. 5404-62, Expediente Cátedra de Paleontología Estratigráfica (1894-95)

Leg. 5404-63, Expediente Cátedra de Mineralogía y Botánica (1894-95)

Leg. 5404-64, Expediente Cátedra de Cristalografía (1894-95)

Caja 15256, Expediente Personal Tomás Andrés y Andrés Montalvo

Caja 16117, Expediente Personal Miguel Maisterrra

Caja 16365, Expediente Personal Antonio Orio Gómez

Archivo Histórico Nacional (AHN), Ultramar, 124, Exp. 5 y AHN/Ultramar, 262, Exp. 35-36, Expedientes de oposición a la Cátedra de Paleontología Estratigráfica de la Facultad de Ciencias de la Universidad de La Habana (1883-84)

Archivo Universidad Central (AUC), Facultad de Ciencias, Leg. D-1559/7, Expediente Juan Chávarri

Fuentes Impresas:

Gozalo, R. y Salavert, V. (1995): Joan Vilanova i Piera. En: *Ciència i Tècnica als Països Catalans. Una aproximació biogràfica* (J. M. Camarasa y A. Roca Rosell, Dirs.). Fundació Catalana per a la Recerca, Barcelona, 287-313.

Gozalo, R. (1999): La Paleontología española en la Universidad y centros asociados en el período 1849-1936. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26: 21-29.

Maffei y Ramos, E. (1877): *Centenario de la Escuela de Minas de España, 1777-1877*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Madrid, 2ª edición 1977, 300 p.

Pelayo, F. (1995): Un capítulo en la creación de la cátedra de Geología y Paleontología de la Universidad Central: la formación científica de Juan Vilanova en Europa. *Llull*, 18: 493-516.

Pelayo, F. (1998): Las polémicas sobre las teorías paleontológicas en la Sociedad Española de Historia Natural. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 2ª época, 1: 205-219.

Pelayo, F. (1999): *Ciencia y Creencia en España durante el siglo XIX*. CSIC, Madrid, 377 p.

Salavert Fabián, V., Pelayo López, F. y Gozalo Gutiérrez, R. (2003): *Los inicios de la Prehistoria en la España del siglo XIX: Juan Vilanova y Piera y el Origen y Antigüedad del hombre*. Universitat de València, Fundación Marcelino Botín, CSIC, Valencia, CD.

Torralba, A. (1995): El programa de Cristalografía impartido por Francisco Quiroga Rodríguez (1853-1894). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 18 (2): 83-84.

Las Guías Geológicas de Parques Nacionales: objetivos, contenidos y metodología

L.R. Rodríguez Fernández

IGME, La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. lr.rodiguez@igme.es

ABSTRACT

This paper discusses the neccesity to attend the social demand of geological maps and guides of natural protected areas. The IGME Geological Maps Department offers a proposal of a new divulgative cartographic series: Geological Guides of National Parks. The formal aspects and scientific contents of this new series are also discusses. The geological guides content geological and geomorphological maps of the National Park and the sourrounding area. The text guide contens a description of the geological units, the geomorphological and tectonic regional events and the geological history of the National Park area. A specific description of the selected geological itineraries are also included. The methodology for the development of the National Parks Geological Guides is similar to the methodology for the National Geological Map; nevertheles sistematic analytical studies are not necessary. The National Parks Geological Guides Program is a regular program totally financed by the IGME budget. However, in the near future, the program should be co-financed by the National Parks Authority.

Key words: *Geological Guides, National Parks, geological map, geomorphological map.*

INTRODUCCIÓN

La creciente demanda del sector de turísmo activo y del público en general, de guías y mapas de calidad que sirvan para un mejor conocimiento del paisaje natural, hace necesario una respuesta de las administraciones que satisfagan esta demanda, en consonancia con el nivel científico y tecnológico del país. Por otro lado el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) es el Organismo Público de Investigación (OPI) que de forma continuada, desde su fundación en 1849, ha realizado y publicado los Mapas Geológicos regulares de todo el territorio español a diversas escalas.

El IGME, haciéndose eco de la necesidad de Mapas y Guías Geológicas de calidad que sirvan para una mejor comprensión de los elementos y procesos de la superficie terrestre, ha planteado la necesidad de proponer la realización de una nueva serie regular, las *"Guías Geológicas de Parques Nacionales"* (Rodríguez Fernández 2000), más informalmente denominada *"Serie Verde"*.

El hecho de constituir un Programa singular de infraestructura geológica que responde a una demanda social identificada, ha hecho que el programa se financie a través de los presupuestos del propio IGME, no obstante la existencia de organismos distintos que elaboran la infraestructura geológica y gestionan los parques, aconseja un reparto en el futuro de las cargas presupuestarias del programa, así como la colaboración de la Administración de las Comunidades Autónomas, en el caso de Parques Naturales.

OBJETIVOS

El objetivo fundamental de esta serie es dotar de mapas y guías geológicas a los Parques Nacionales y, por extensión, a aquellos Parques Naturales cuyo interés geológico, dimensiones, número de visitantes o demanda de la Administración de las Comunidades Autónomas respectivas, aconseje realizar este tipo de infraestructura.

El objetivo específico es que los visitantes y estudiosos de estos espacios naturales protegidos, dispongan de un mapa geológico divulgativo, así como de una guía donde itinerarios, puntos de interés, procesos geológicos observables y formas geológicas singulares sean descritos con rigor científico y amenidad divulgativa.

La escala de elaboración del Mapa Geológico será variable en función de las dimensiones del espacio natural delimitado y de las disponibilidades de bases topográficas. En general se tenderán a usar las bases 1:50.000 y 1: 25.000 del IGN, en aquellas áreas que dispongan de una base específica que contenga el espacio natural protegido o bases topográficas proporcionadas por el Organismo Autónomo Parques Nacionales o la Administración equivalente de la Comunidad Autónoma en la que se ubique.

CONTENIDOS

Cada Guía Geológica de un Parque Nacional consta de los siguientes documentos:

- Mapa Geológico, con delimitación cartográfica precisa de las unidades geológicas con significado en la evolución

geológica o en la génesis del paisaje. Cada unidad se representa con un color que resalta de los que la delimitan a techo y muro, en tonos agradables y suaves que no oculten la base topográfica y los demás elementos geológicos contenidos en el mapa.

Cuando la disponibilidad de bases topográficas en formato digital lo permita, se podrán representar las unidades geológicas sobre el modelo digital del terreno, para facilitar la identificación de los elementos geológicos en el paisaje., tal y como se ha hecho en la Guía Geológica del Parque Nacional del Teide (Fig. 1).

Para los símbolos geológicos convencionales se utilizan los contenidos en el Proyecto MAGNA (Rodríguez Fernández 1991, 1992), si bien se podrán utilizar algunos adicionales siempre que la cantidad de símbolos no produzcan un documento de difícil lectura.

El Mapa Geológico (Fig. 1) contiene asimismo los itinerarios geológicos y puntos singulares más relevantes que se describen en la Guía Geológica y una leyenda de las unidades geológicas definidas.

- Mapa Geomorfológico esquemático en el que se representan los principales elementos del relieve, clasificados de forma genética y los procesos activos más importantes que afectan al territorio delimitado por el mapa. En su elaboración se utiliza la normativa del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000 del IGME, adaptándola en cada caso, para mejorar la comprensión del relieve y facilitar la didáctica de su explicación.

- Guía Geológica, propiamente dicha consta de un documento de unas 100 páginas en un formato de fácil manejo. Contiene una descripción de las unidades geológicas, de los elementos y procesos tectónicos y geomorfológicos que afectan al territorio abarcado por el mapa y una Historia Geológica sucinta del área en la que se enclava el parque, elaborada de forma clara, concisa, con rigor científico y afán divulgativo, en la que las citas bibliográficas y descripciones litológicas estén reducidas al nivel mínimo que facilite una lectura comprensible del texto.

Se incluyen asimismo una serie de capítulos específicos de cada itinerario geológico referenciado en el mapa y la descripción de los elementos y procesos geológicos genéricos o singulares que se observan en el mismo.

La Guía contiene una abundante información gráfica en color y fotografías que facilitan la comprensión del texto y hacen agradable y amena su lectura. Se incluyen esquemas geológicos y aquellos elementos explicativos: bloques diagramas, cortes geológicos o cuadros estratigráficos, que de forma sintética y con ánimo didáctico, ilustran sobre los contenidos del Mapa Geológico y sobre la compresión de los procesos geológicos que se han desarrollado en ese ámbito territorial.

Contiene asimismo un apéndice con la bibliografía seleccionada más relevante y con aquellas direcciones de interés para obtener más información o para facilitar la estancia de los potenciales visitantes y un glosario de los términos geológicos empleados en el texto.

METODOLOGÍA

El procedimiento de elaboración de las Guías Geológicas de los Parques Nacionales es similar al de elaboración de las Hojas del Mapa Geológico de España que el IGME tiene suficientemente contrastado y validado; no obstante la peculiaridad del documento a abordar aconseja una reducción al mínimo imprescindible de los estudios específicos y analíticos que son comunes en la elaboración de un Mapa

FIGURA 1. *Mapa Geológico del Parque Nacional del Teide, representado sobre el modelo digital del terreno, con indicación de los itinerarios geológicos.*

Geológico regular. La dedicación de personal y las inversiones se deben focalizar en los trabajos de campo que permitan mejorar la representación cartográfica de las unidades, estructuras o procesos a resaltar y en la toma de datos puntuales y fotografías que permitan elaborar con rigor y conocimiento los itinerarios geológicos y las descripciones de los puntos de interés singular.

Las unidades de trabajo más habituales en la elaboración de una Guía Geológica tipo, son:

- Cartografía Geológica y Geomorfológica en el campo.
- Toma de datos puntuales para la descripción de Puntos de Interés Geológico singular y para la elaboración de los Itinerarios Geológicos.
- Elaboración del Mapa Geológico y Geomorfológico sobre la base topográfica seleccionada o modelo dogital del terreno y digitalización del mismo en un soporte adecuado.
- Maquetación y composición de los documentos: Mapa Geológico y Geomorfológico con las leyendas y elementos gráficos que se incluyen en los mismos.
- Elaboración de la Guía explicativa y maquetación de la misma en un soporte adecuado que permita la correcta integración de textos, figuras y fotos en color.
- Proceso editorial que garantice una impresión de calidad de los ejemplares necesarios en función de la demanda social en cada Parque Nacional. Este proceso debe ser lo suficientemente interactivo de forma que permita una rápida respuesta; (2ª ó 3ª tiradas) en el caso de que la demanda social lo requiera.

CONCLUSIONES

El IGME, ha iniciado la realización de una nueva serie regular: las Guías Geológicas de Parques Nacionales para satisfacer la creciente demanda de guías y mapas de calidad que sirvan para un mejor conocimiento y comprensión de los elementos y procesos de la superficie terrestre que modelan el paisaje natural.

El objetivo de estas guías es el de proporcionar a visitantes y estudiosos de los espacios naturales protegidos una guía donde itinerarios, puntos de interés, procesos geológicos observables y formas geológicas singulares sean descritos con rigor y amenidad divulgativa.

Cada guía se acompaña de un mapa geológico con representación cartográfica de las unidades geológicas con significado en la evolución y génesis del paisaje y de un Mapa Geomorfológico esquemático en el que se representan los principales elementos del relieve, clasificados de forma genética y los procesos activos más importantes.

AGRADECIMIENTOS

A los colegas José Luis Barrera, Félix Bellido, Ricardo García del Moral y Eumenio Ancoechea, que han participado en la realización de primera guía de esta serie: la Guía del Parque Nacional del Teide, por sus comentarios y sugerencias.

REFERENCIAS

Rodríguez Fernández, L.R. (1992): Las cartografías temáticas producidas por el Instituto Tecnológico Geominero de España: La Cartografía MAGNA y otras cartografías geológicas derivadas. *MAPPING*, 3: 70-80.

Rodríguez Fernández, L.R (2000): Actualidad y futuro de los Mapas Geológicos del ITGE. *Tierra y Tecnología*, 20: 21-30.

Rodríguez Fernández, L.R (2000): Los Mapas Geológicos producidos por el IGME: evolución actualidad y futuro. *Boletín Geológico y Minero*, 7, Número especial: 15-37.

La dramatización en el aula como recurso didáctico para explicar la génesis mineral

J.P. Rodríguez-Aranda[1,2], M.E. Sanz Montero[1] y S. García Olmeda[2]

1 Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, UCM, C/ Antonio Novais 2, 28040 Madrid. mesanz@geo.ucm.es
2 I.E.S. Nº4 Rivas-Vaciamadrid, Avda. Levante s/n, 28529 Rivas-Vaciamadrid (Madrid).

ABSTRACT

Although the concept of mineral genesis is a very important one in the Earth Science field and, more especially in Geology, the students usually have quite a lot of doubts about it. The dramatization of the mineral genesis processes is considered as an educational resource suitable to learn this topic. In this line, it is suggested the students to play a brief piece of theatre. On the one hand, the pupils would act as both the molecules and the particles that take part in the physical processes and chemical reactions. On the other hand, the teacher would be the director who tries to keep a relationship between what is happening in the scene and the molecular- kinetic theory. According to our previous experiences, this didactic method works properly with high school students, but we have not tried its possible benefits in people attending other type of courses.

Key words: *dramatization, didactic, mineral genesis, molecular kinetic theory, class.*

INTRODUCCIÓN

La formación de los minerales es un concepto importante dentro de la Geología, pues en su comprensión se apoyan numerosas disciplinas, tales como la mineralogía y la petrología. Sin embargo, los alumnos de los diferentes niveles educativos, desde la educación secundaria a la universidad, suelen tener ideas imprecisas e incompletas sobre la cristalización de los minerales y no visualizan los procesos de mineralogénesis. En este trabajo se propone la *dramatización* como un recurso didáctico útil para comprender dichos procesos en los distintos niveles académicos, desde 1º de ESO (12-13 años) hasta 1º de carrera universitaria (CC. Geológicas, CC. Químicas, Farmacia, etc.).

El recurso didáctico consiste en representar dentro del aula una sencilla obra de teatro donde los alumnos, que son los actores, se corresponden con las partículas (moléculas, átomos, iones, núcleos cristalinos, etc.). El profesor, que sería el director de escena, indicaría a los alumnos cómo moverse para representar distintos ambientes petrogenéticos y formar minerales de diferentes maneras.

Se debe especificar, de cualquier modo, que la dramatización de la mineralogénesis es una simplificación de la compleja realidad y que, por tanto, puede introducir errores conceptuales. Sin embargo, desde nuestro punto de vista, estos errores son asumibles en beneficio de una mejor comprensión de los procesos de génesis mineral.

LOS CONCEPTOS DE MINERAL, TEORÍA CINÉTICO-MOLECULAR Y MINERALOGÉNESIS

Para poder emplear el recurso didáctico propuesto es imprescindible que los alumnos tengan unas ideas previas claras sobre los conceptos de mineral, átomo, molécula y estados de la materia según la Teoría Cinético-Molecular. No obstante, se puede aprovechar la coyuntura para explicar dichos conceptos sucesivamente ayudándose de dramatizaciones: primero átomo, después molécula, más tarde los estados de la materia, luego mineral y, por último, los tipos de mineralogénesis.

Según la Teoría Cinético-Molecular (p.e. Babor e Ibarz, 1975), la materia está compuesta por átomos que se enlazan formando moléculas o partículas, las cuales se disponen de diferente manera según sea el estado de la materia en que se encuentren:

- En los gases las moléculas están muy separadas y se mueven muy rápido en todas direcciones, con mayor velocidad a mayor temperatura.
- En los líquidos las moléculas están algo menos separadas que en los gases y, aunque también se mueven libremente, lo hacen más despacio que en aquellos.
- Los sólidos están constituidos por partículas *fuertemente* unidas y juntas que se mueven vibrando. Cuanto más caliente esté un sólido, más rápido y con mayor amplitud vibrarán sus partículas.

Por otro lado, el alumno debe saber que un mineral es una sustancia sólida natural inorgánica con una composición química definida y con sus átomos ordenados formando figuras geométricas que se repiten en las tres direcciones del espacio, es decir, con sus átomos ordenados según una estructura cristalina (p.e. Tarbuck y Lutgens, 1999).

El origen de los minerales o mineralogénesis se asocia normalmente con el término cristalización, que es el proceso por el que se forma un sólido con estructura cristalina

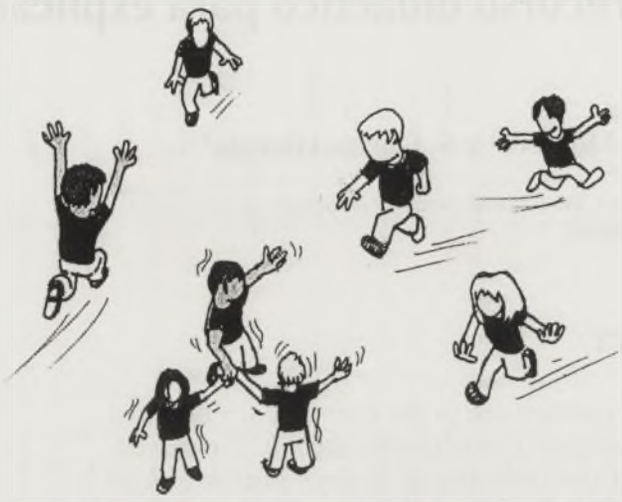


FIGURA 1. *Esquema de la dramatización de la génesis mineral por solidificación de magma. Los alumnos que van solos representan el fundido y se mueven rápida y aleatoriamente. Por el contrario, los tres que se han unido formando un mineral únicamente vibran y uno de estos últimos ofrece el brazo a otro para enlazarse con él.*

a partir de un conjunto de átomos, moléculas o partículas desordenado. Existen cuatro maneras básicas de originar minerales (p.e. García et al., 2002):

1. SOLIDIFICACIÓN: A partir de fundidos a alta temperatura por enfriamiento. Es el caso de los minerales magmáticos.
2. PRECIPITACIÓN QUÍMICA: Por cristalización de las sustancias disueltas en una disolución normalmente acuosa en estado líquido. Un ejemplo típico serían los minerales evaporíticos.
3. SUBLIMACIÓN INVERSA: Ordenamiento de los átomos que hay en un gas o mezcla de gases, habitualmente a causa de un descenso de temperatura. Los cristales de azufre que se forman asociados a solfataras volcánicas constituyen un buen ejemplo de esta tipología.
4. TRANSFORMACIÓN Y REEMPLAZAMIENTO: Un mineral o un sólido sin estructura cristalina reorganiza sus átomos, pudiendo añadir átomos del entorno o cederlos a él, mediante *transformaciones al estado sólido* o en contacto con una disolución. Los minerales metamórficos se incluyen en esta categoría.

A continuación, se describen someramente las sugerencias más significativas para representar cada una de las mineralogénesis enumeradas. Las situaciones y cambios son metáforas simplificadas de la compleja realidad.

SOLIDIFICACIÓN DE MAGMAS

Los alumnos, al menos cinco, deben bailar agarrándose por los brazos (fosa cubital opuesta al codo) y soltándose repetidamente. Primero lo harán deprisa, pero, paulatinamente, lo harán más despacio conforme baja la temperatura. En un momento dado, dos alumnos se unirán sin soltarse y únicamente oscilarán sus caderas; después, se enlazará un tercer alumno a los dos y formarán una estructura triangular (Fig. 1). La actuación se puede acompañar con música cada vez menos *movida* y/o a menor volumen.

FIGURA 2. *Esquema de la dramatización de la génesis mineral por sublimación inversa. Los alumnos que actúan como moléculas gaseosas corren en todas direcciones, sin embargo, los que constituyen un mineral cristalizado oscilan enlazados.*

SUBLIMACIÓN INVERSA

La dramatización es similar al caso anterior, pero, en un primer estadio, los alumnos bailarán muy deprisa y muy separados, dándose la mano y soltándose cuando se aproximen entre sí (Fig. 2).

METAMORFISMO

Se harán dos grupos de alumnos, por ejemplo de tres chicos y cuatro chicas, que estarán unidos por los brazos (fosa cubital opuesta al codo) o por las manos, si así lo impone el contexto. Los grupos, que se encontrarán próximos aunque no juntos, formarán sendas cadenas, o bien un triángulo y un cuadrilátero. Los alumnos vibrarán oscilando sus caderas, paulatinamente más deprisa conforme sube la temperatura. De este modo, en un momento dado los grupos se romperán y un individuo de cada grupo se irá andando al otro grupo donde constituirán sendos nuevos minerales (Fig. 3).

PRECIPITACIÓN QUÍMICA

Esta dramatización, si se quiere realizar bien, debe hacerse con, al menos, nueve alumnos. Cinco de ellos, del mismo sexo o vestidos de forma parecida, representarán moléculas de agua líquida y estarán moviéndose de manera similar a la descrita para el fundido en la dramatización de solidificación de magma. Entre las moléculas de agua, bailarán otros cuatro alumnos que se corresponden con iones

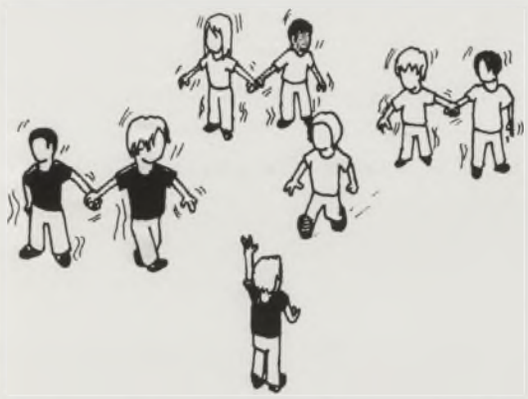


FIGURA 3. *Esquema de la dramatización de la génesis mineral por metamorfismo. Una vez rotas las uniones entre los alumnos que forman minerales, los alumnos cambian de posición andando para representar reacciones en estado sólido cuya cinética es lenta.*

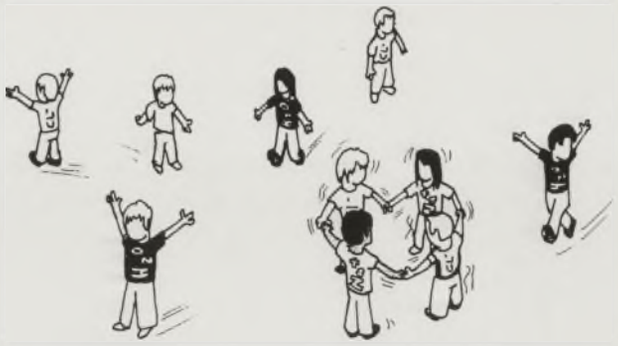


FIGURA 4. *Esquema de la dramatización de la génesis mineral por precipitación química. Los alumnos que se corresponden con los iones disueltos se mueven entre las moléculas de agua, mientras que se integran en un núcleo cristalino que irá creciendo por unión de nuevos alumnos.*

negativos y positivos (Fig. 4). Dos moléculas de agua se separarán del conjunto por evaporación y, entonces, los iones podrán enlazarse con más facilidad y precipitar en forma de mineral.

CONSIDERACIONES FINALES

Nuestra experiencia práctica con este recurso nos permite decir que funciona bien en educación secundaria, tanto en el nivel más básico (1º ESO, alumnos de 12-13 años), como en los niveles superiores (1º y 2º de Bachillerato, 16-18 años). Curiosamente, la respuesta de los alumnos entre 14 y 16 años es variada, debido a que los adolescentes pueden sentirse *"muy mayores"* para hacer una *"ridícula obra de teatro"* en clase. Esta sensación de ridículo puede disminuir si el profesor tiene los suficientes arrestos para integrarse en la dramatización o, incluso, unirse al baile de partículas. De hecho, el profesor o director de escena debe narrar con *pasión* la mineralogénesis y participar de las risas de sus alumnos, si no, el resultado puede ser nefasto.

Hasta ahora, no hemos intentado llevar a cabo la experiencia con alumnos de universidad. La respuesta de la clase ante la experiencia es difícil de determinar, pues el miedo al ridículo y al *qué dirán*, tanto de alumnos como de profesor son variables impredecibles. No obstante, se podría intentar hacer la dramatización después de preguntar en clase aspectos concretos de la Teoría Cinético-Molecular, como el proceso de evaporación o las reacciones al estado sólido, ya que se demostraría, probablemente, que el alumnado tiene grandes lagunas de conocimiento. Otra posibilidad, es complicar los modelos para explicar, por ejemplo, el crecimiento cristalino, el efecto ión-común, los inhibidores de cristalización, etc.

A modo de conclusión, únicamente decir que este recurso tiene una eficacia probada para ayudar a los alumnos a fijar conceptos aparentemente muy complicados y, además, puede ayudar a relajar el ambiente del aula y facilitar la comunicación docente-alumno.

REFERENCIAS

Babor, J.A. e Ibarz, J. (1975): *Química general moderna*. Marín, 1144 p.

García, J.M., Martín, C.J., Montero, M., Rodríguez-Aranda, J.P. y Rodríguez, A. (2002): *Biología y Geología de 3º ESO*. Almadraba, 205 p.

Tarbuck, E.J. y Lutgens, F.K. (2000) : *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall, Madrid, 616 p.

Primera traducción al castellano del Prodromus (1669) de Nicolás Steno (1638-1686)

L. Sequeiros

Área de Filosofía, Facultad de Teología, Apartado 2002, 18080 Granada. lsequeiros@probesi.org

ABSTRACT

One of the most important proposal in the history of the Geology, where are stablished the main methodological principles, is De Solido intra Solidum Naturaliter Contento Dissertationis Prodromus (most known as Prodromus). Was published in 1669 by Niels Steensen, a danish anatomist an naturalist converted in palaeontologist. There are only nine editions of the Prodromus, traslated to six languages. But incomprehensiblely we not expected up until now one spanish traslation. Than has been possible recently, and has been published by AEPECT (Spanish Association for Earth Science Teaching).

Key words: *History of Geology, Niels Steensen, Steno, XVII century, Prodromus.*

INTRODUCCIÓN

Una de las propuestas más importantes en la Historia de la Geología es la que fue establecida en el siglo XVII por un anatomista y naturalista danés, Niels Steensen (más conocido por el nombre latinizado de Nicolás Steno). Su obra fundamental, en la que se establecen los principios metodológicos de las Ciencias de la Tierra, es el *De Solido intra Solidum Naturaliter Contento Dissertationis Prodromus* (más conocido como *Prodromus*) y publicado en Florencia en 1669. De esta obra clásica, escrita en un buen latín culto, hay reseñadas nueve ediciones y hasta ahora había sido traducida a seis lenguas. Pero pese a ser una obra comúnmente citada por los geólogos, no había traducción completa al español. Sí existen tres traducciones al inglés (1671, 1916, 1968); una al francés (1757); dos al alemán (1923, 1967), y una al danés (1902), al italiano (1928) y al ruso (1957). A éstas añadimos las dos ediciones de textos selectos del *Prodromus*: la publicada por Elie de Beaumont en francés en 1832, y la otra edición de extractos de la versión latina (editada en Florencia en 1842).

Después de varios años de trabajos interrumpidos, este año que ha pasado se ha publicado una traducción completa al castellano (Sequeiros, 2003b), a la que antecede una amplia introducción biográfica, histórica, epistemológica y didáctica (Sequeiros, 2003a). Esta traducción del *Pródromo* de Steno ha sido realizada a partir de la edición latina reproducida por Scherz (1969), aunque ha sido necesario acudir al texto de la traducción inglesa para subsanar algunas erratas que constaban en el texto latino de referencia. Este texto de la edición latina a la que nos referimos fue asimismo recogido de la primera edición de *Nicolai Stenonis. De Solido intra Solidum Naturaliter Contento Dissertationis Prodromus* (Florencia, 1669).

A esta edición se han añadido también algunas notas a pie de página que, sin tener la pretensión de convertir este trabajo en una edición crítica, aclaran conceptos y referencias para el lector de habla española. No ha sido fácil traducir a Steno, un autor que domina muy bien el latín clásico y que escribe su obra con los recursos retóricos propios de los estudiosos del siglo XVII así como con una concisión y una precisión terminológica sorprendentes.

Una dificultad que se ha intentado superar es la de la terminología. Nicolás Steno escribe en el siglo XVII cuando apenas hay unos conceptos biológicos y geológicos establecidos. Por ello, siempre que ha sido posible se ha preferido conservar las formulaciones conceptuales arcaicas de Steno que dan al texto una belleza especial, aunque en algunas ocasiones hemos preferido introducir neologismos para clarificar mejor su pensamiento.

Del mismo modo, hemos procurado huir de una traducción excesivamente "literal" que haría farragosa y más difícil la lectura. Los anacolutos y las elipsis son frecuentes y hacen difícil en ocasiones la transmisión de su pensamiento. Por ello, en algunos momentos se ha modificado la puntuación y la sintaxis y se ha preferido añadir palabras que el autor da por supuestas y que, desde nuestro propio modo de pensar, hacen mucho más comprensible el texto.

DATOS BIOGRÁFICOS DE NICOLÁS STENO, EL HOMBRE QUE ESTABLECIÓ LOS PRINCIPIOS DE UNA NUEVA CIENCIA

Niels Stensen o Steensen (más conocido por el nombre latinizado de Nicolaus Steno, o Nicolás Steno, en castellano) nació en Copenhague el 11 de enero (según el calendario gregoriano) de 1638. En 1656, en la Universidad de Copenhague, Steno realiza estudios de medicina. Entre

1660 y 1664, con su nombre ya latinizado de Steno o Stenonius (en Francia firma como Stènon) vive en Holanda, principalmente en Leyden, desde 1660, donde se dedica a fecundas investigaciones anatómicas que le dan a conocer a la incipiente comunidad científica.

En 1666 tenemos ya a Steno establecido en la Toscana, en la corte del gran duque Fernando II de Florencia, su protector. Los biógrafos tienen dificultad para explicar las circunstancias de este traslado a la península italiana. Los años 1666-1669 habrán de ser extraordinariamente fecundos para Steno.

LA OBRA CIENTÍFICA INICIAL: EL *CANIS CARCHARIAE* DE 1667

A Steno se debe la formulación del concepto de estrato, y los principios de sucesión de los estratos y de la superposición de los estratos. Realizó notables investigaciones embriológicas y experimentó en animales una oclusión de la aorta, a través de las paredes abdominales, con lo cual se quedan paralizadas las extremidades inferiores por anemia de la médula espinal.

Fruto de su trabajo investigador como anatomista y geólogo en Florencia hacia 1666 es uno de los dos trabajos más concienzudos de Steno: el estudio de la cabeza del tiburón que le encargó Fernando II y que lleva por título *Elementorum myologiae specimen, seu musculi descriptio geometrica.* Fue publicado en Florencia en 1667. Tiene 123 páginas y 7 láminas que se han hecho famosas.

El final de esta memoria anatómica sobre la cabeza de *Canis Carchariae* está dedicado ya al problema del origen de los fósiles e introduce una idea capital: *"las capas de la tierra por debajo de nosotros son "estratos", antiguos sedimentos sucesivos"* (conjeturas 1, 2, 3, 4, 5, 6). Las palabras *estratos* y *sedimentos* son utilizados ya en sentido moderno, lo que será recogido en el *Pródromo.*

Steno pensaba escribir un gran tratado sobre el significado de esos cuerpos rocosos incluidos dentro de otros cuerpos y que encontraba una y otra vez en los campos de Volterra (Toscana). Su protector, el Gran Duque Fernando II, le apremia a terminar sus investigaciones. Por ello, decide escribir un anticipo, una síntesis del estado de su pensamiento. Es *el De Solido intra Solidum Naturaliter Contento Dissertationis Prodromus.* Fue editado a cargo del propio Nicolás Steno en Florencia, y vio la luz en abril del año 1669 (Fig. 1).

EL *PRÓDROMO* DE NICOLÁS STENO (1669)

Nos ha parecido que es necesario aportar aquí algunas orientaciones para comprender el sentido global del *Prodromus* de Nicolás Steno. Tanto Scherz (1969: 25-28) como Ellenberger (1989:206-213) presentan sendos esquemas amplios que comprenden los contenidos del *De solido intra solidum naturaliter contento Dissertationis Prodromus* de Nicolás Steno. Estas son las partes principales tal como se han adoptado en la traducción que se presenta:

0. Exordio: dedicatoria, excusas y plan de la obra en cuatro partes.

Parte I: Fundamentación histórico -filosófica sobre los cuerpos rocosos incluidos dentro de otros. En esta primera parte, Steno resume las posturas de los naturalistas sobre la interpretación de la naturaleza y origen de los cuerpos sólidos incluidos dentro de otros sólidos.

Parte II: Los principios metodológicos para una recta investigación geológica y paleontológica. Steno intenta abordar la resolución de un problema universal: *"dado un cuerpo dotado de una forma y producida según las leyes de la naturaleza, hallar en el cuerpo mismo las pruebas que establecen el lugar y el modo de producción"*. Tras precisar algunos términos básicos (cuerpo natural, partículas, fluidos, movimiento, causa primera) propone los principios metodológicos, de inspiración baconiana, que guían su investigación.

Parte III: Interpretación de los cuerpos individuales incluidos en otros sólidos. Una vez asentados los principios científicos, Steno aplica los mismos a diversos sólidos extraídos de la tierra. Pasa revista a las incrustaciones, los estratos, las montañas, los minerales y rocas y los cristales. Y a continuación estudia los "fósiles" de origen biológico. Es un breve y preciso tratado de geología, cristalografía y paleontología.

Parte IV: Un ejemplo de aplicación de todo lo dicho a la geología de la Toscana. Por último, Steno aborda el problema de la reconstrucción histórica de la Toscana desde el origen de los tiempos hasta la actualidad.

NICOLAI STENONIS
DE SOLIDO
INTRA SOLIDVM NATVRALITER CONTENTO
DISSERTATIONIS PRODROMVS.
A D
SERENISSIMVM
FERDINANDVM II.
MAGNVM ETRVRIÆ DVCEM.
OBVIA VLTIO
FLORENTIÆ
Ex Typographia ſub ſigno STELLÆ MDCLXIX.
SUPERIORUM PERMISSU.

FIGURA 1. *Portada de la edición original latina (1669) del* De Solido intra Solidum Naturaliter Contento Dissertationis Prodromus *de Nicolás Steno.*

LOS PRINCIPIOS METODOLÓGICOS DE LA GEOLOGÍA EN EL *PRÓDROMO* DE NICOLÁS STENO (1669)

Steno propone en el *Prodromus* los grandes "principios" sobre los que se asientan las ciencias de la Tierra. Unos principios que hoy nos parecen de sentido común pero que entonces no lo eran: el principio de la horizontalidad de los estratos, el principio de la continuidad horizontal de los estratos y el principio de la superposición de los estratos.

La obra de Steno sigue los dictados de la filosofía natural de Francis Bacon quien en 1620 había publicado su *Novum Organon*, la alternativa a la vieja lógica formal aristotélica. Para Bacon, el conocimiento verdadero proviene de la observación y de la experimentación. Lo cual está implícito en el texto siguiente de Steno:

"No conociendo, por tanto, qué otros experimentos y estudios me estarán esperando, pienso que es mejor pararse ahora en estas cosas referentes a *un cuerpo rocoso sólido encerrado en otro cuerpo rocoso sólido*, que son una señal para vos de mi gratitud por los favores que he recibido, y me dan la oportunidad para otros trabajos relacionados con el cultivo de los estudios de física y geografía, que según mis deseos he llevado a cabo para mi descanso y con gran provecho y con dedicación".

CONCLUSIÓN

La mayor parte de los geólogos suelen citar a Steno como origen de los principios de la geología, pero no suelen ser muchos los que han podido tener acceso a la lectura del *Prodromus* por la dificultad añadida de que no estaba en castellano. Ahora, gracias al esfuerzo de la AEPECT, la lectura crítica es posible.

REFERENCIAS

Ellenberger, F. (1989): *Historia de la Geología. Volumen I: de la Antigüedad al siglo XVII*. Editorial Labor, Barcelona, 282 p.

Pelayo, F. (1996): *Del Diluvio al Megaterio. Los orígenes de la Paleontología en España*. Cuadernos Galileo de Historia de la Ciencia, CSIC, Madrid, 16, 310 p.

Scherz, G. (Ed.) (1971). *Dissertations on Steno as geologist in Acta Historiae Scienciaum Naturalium et Medicinae*. Odense University Press, 23: 203-451.

Scherz, G. y Beck, P. (1988): *Niels Steensen (Nicolaus Steno) (1638-1686)*. Royal Danish Ministry of Foreign Affairs, Copenhague, 95 p.

Sequeiros, L. (1999): La epistemología oculta de los paleontólogos. Los fósiles bajo el crisol de Bacon. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 26: 36-43.

Sequeiros, L. (2000). Teología y Ciencias Naturales. Las ideas sobre el diluvio universal y la extinción de las especies biológicas hasta el siglo XVIII. *Archivo Teológico Granadino*, Granada, 63: 91-160.

Sequeiros, L. (2003a): Las raíces de la Geología. Nicolás Steno, los estratos y el Diluvio Universal. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 10 (3): 217-244.

Sequeiros, L. (2003b). Traducción del Prodromo de Steno. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 10(3): 245-283.

Antonio José Cavanilles y sus discrepancias con las ideas del *"Aparato para la Historia Natural Española"* (1754) de José Torrubia

L. Sequeiros

Facultad de Teología, Área de Filosofía, Apartado 2002, 18080 Granada. lsequeiros@probesi.org

ABSTRACT

250 years ago, was published one of the most remarkable paradigmatic works in the history of the Geology in Spain: the "Aparato para la Historia Natural Española" (The Apparatus for the Spanish Natural History) published in 1754. His author, father José Torrubia, was a naturalist born in Granada (Andalousie, Spain), and restless religious belonging at the Saint Francis Order. The study of the fossils from the Molina of Aragon region (center of Spain) make possible to him to stablish one of the most known theory about the fossilization related with the Universal biblical Deluge. The chapter about the gigants in Spain achieved a great diffusion in Europe was traslated in german language in 1773. Nevertheless, Antonio José Cavanilles shows in his memory about the Observations on the natural history... of Valencia kingdom (1795-1797) his disagreements with the main ideas about Deluge contained in the Apparatus of Torrubia.4

Key words: *History of Geology, Cavanilles, Torrubia, XVIII century, Palaeontology*

INTRODUCCIÓN

Se cumplen en el 2004 los 250 años de la publicación en 1754 del *Aparato para la Historia Natural Española* de José Torrubia (1698-1761), uno de los tratados "*diluvistas*" españoles más difundidos entre los naturalistas de habla hispana. En un trabajo anterior se han descrito a grandes rasgos la evolución del pensamiento filosófico, teológico y científico sobre el Diluvio Universal. El debate sobre el mismo y sus implicaciones filosóficas, teológicas y científicas ocupó un gran espacio en el pensamiento sobre la naturaleza en la Europa del siglo XVIII. El franciscano granadino fray José Torrubia (Sequeiros, 1998a, 1998b, 1998c, 2001) tuvo la ocasión de viajar por Filipinas y México y también por Europa tomando contacto, muy posiblemente con el entorno de Buffon.

Las ideas de José Torrubia sobre la naturaleza de los fósiles, sobre el Diluvio universal y sobre la existencia de los gigantes rompen en muchos aspectos con los algunos esquemas tradicionales dominantes en su época. Nuestro autor defiende con ardor el origen animal de lo que los naturalistas denominaban "*petrificaciones*", "*glossopetras*" y "*piedras figuradas*" interpretándolas como simples "*juegos de la naturaleza*", producidas por una "*vis plastica*" que brota de misteriosos fluidos subterráneos (Sequeiros *et al.*, 1996). Para fray José Torrubia esas petrificaciones son, sin dudar, los restos de los animales y plantas enterrados en el fango durante el Diluvio Universal.

Sus ideas fueron bien acogidas pero algunos naturalistas, como Antonio José Cavanilles (1745-1804) muestra en su obra de contenido geológico, *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del reyno de Valencia* (cuya primera edición se publicó en Madrid, entre 1795 y 1797) discrepancias en torno a la interpretación del origen de las "*petrificaciones*" respecto a las expresadas en el "*Aparato*".

EL PADRE JOSÉ TORRUBIA, UN FRANCISCANO ANDALUZ Y GRANADINO, INQUIETO Y VIAJERO

Fray José Torrubia (1698-1761) profesó como franciscano a la edad de 15 años, en 1713. Su biografía nos muestra (Pelayo, 1994; Goy y Rodrigo, 1999; Sequeiros, 2001) que era un ser humano vigoroso y apasionado, un espíritu inquieto y con frecuencia rebelde. Tras muchas peripecias por los cinco continentes de entonces, como ecónomo, Torrubia regresa desde París a Madrid en 1750 al ser nombrado Archivero y Cronista General de la Orden franciscana. Durante ese viaje de París a Madrid se desarrollan los acontecimientos narrados en el "*Aparato*": el encuentro con las "*petrificaciones*" de Molina de Aragón. Cuenta el mismo Torrubia (*Aparato*, 1754, página 4, n1 6) (Fig. 1), que en el año 1750, cuando viaja en mula hacia Madrid desde Francia, hizo un alto para almorzar en la villa de Anchuela, en el señorío de Molina. Es allí donde una niña le mostró las "*petrificaciones*" que le llamaron extraordinariamente la atención. Fue conducido por ella a las sierras cercanas a Molina de Aragón donde recogió mucho material. Su estudio le llevó a proponer sus hipótesis "*diluvistas*" sobre el origen de las "*piedras figuradas*". Estos años de estancia española del franciscano es la época en que sale con frecuencia al campo desde el Convento de Molina para

recoger fósiles y rocas para sus colecciones y que sirvieron de base para sus escritos (Goy y Rodrigo, 1999).

Paradójicamente, las ideas que más fama dieron a Torrubia en Europa eran las relativas al capítulo X: la existencia en el pasado de gigantes que perecieron en el Diluvio Universal. Tras volver a Roma en torno a 1756, Torrubia publicó en Italia, un trabajo con pretensiones científicas que lo ha hecho célebre: *La Gigantologia Spagnola vendicata* (Nápoles, 1760), una ampliación en italiano del capítulo X del *Aparato*. Al año siguiente, Torrubia fallece en Roma el 17 de abril de 1761, con 63 años de edad.

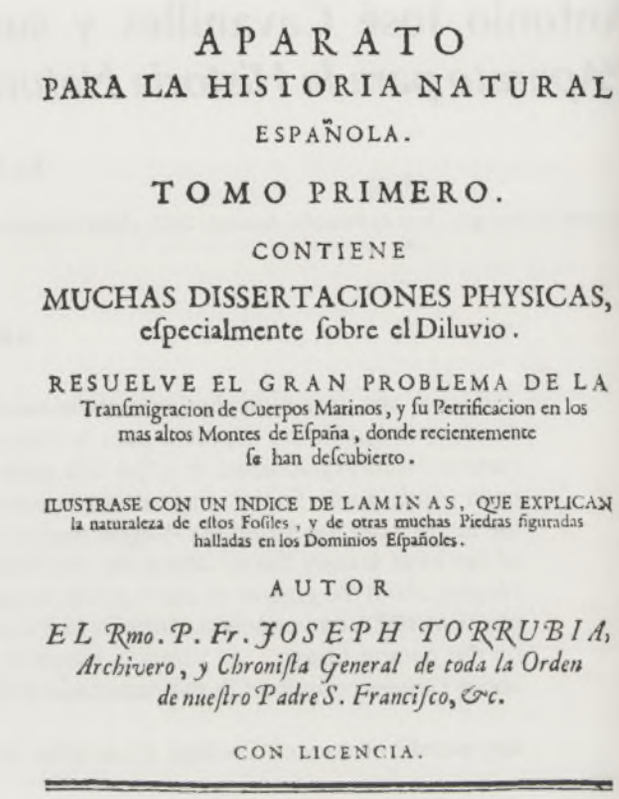
EL DEBATE FILOSÓFICO Y TEOLÓGICO DEL DILUVISMO COMO TEORÍA CIENTÍFICA

En otros trabajos anteriores (Sequeiros, 1998a, 1998b, 1998c, 2001) se han desarrollado sus ideas sobre los fósiles en el debate con Feijoo, así como sus ideas geológicas y sobre la existencia de gigantes. Torrubia interviene decisivamente en la introducción del debate filosófico y teológico sobre el Diluvismo como teoría científica (Sequeiros, 2001). El *"modelo diluvista"* (lo que en otro lugar denomino *"paradigma diluvista"*) marcó un avance significativo (una auténtica *revolución científica*) con respecto a aquellas explicaciones que no veían en los fósiles más que meros *"juegos de la naturaleza"*. Al menos, durante cierto tiempo, el Diluvio Universal bíblico, considerado como el único y el mayor de los acontecimientos catastróficos del pasado remoto, bien milagroso o bien natural, se consideraba un mecanismo suficiente para explicar muchas de las observaciones que se realizaban.

LOS ECOS DE TORRUBIA, 250 AÑOS DESPUÉS

En España, las ideas sobre la interpretación de las *piedras figuradas* tuvieron una amplia difusión en la pluma prestigiosa y prestigiada del gallego Benito Jerónimo Feijoo. Feijoo, en su *"Teatro Crítico Universal"*, mantiene dos opiniones diferentes sobre los fósiles: una anterior a 1733 y otra con posterioridad a esta fecha. En su primera etapa, defiende que las conchas marinas y peces petrificados se formaron en antiguos mares que antes inundaban las tierras. Pero en páginas posteriores cambia de opinión: para él, la petrificación de los cuerpos se debe a que en la tierra hay un *"jugo lapidífico"*, distinto en cada piedra, que surge en forma de vapores. El impulso del fuego interior de la tierra hacía elevar en breve tiempo unos vapores sutiles y misteriosos, capaces de petrificar todo lo que se hallase en la superficie.

No hay duda de que el *"Aparato para la Historia Natural española"* del franciscano granadino fray José Torrubia tuvo amplio eco en los cenáculos ilustrados de la Europa del XVIII. Prueba de ello es que tras su aparición en Madrid en 1754 fue pronto leído, citado y comentado, si bien fue censurado con críticas despiadadas en cuatro revistas científicas de la época, francesas e inglesas, entre 1755 y 1760. En



APARATO
PARA LA HISTORIA NATURAL
ESPAÑOLA.

TOMO PRIMERO.

CONTIENE

MUCHAS DISSERTACIONES PHYSICAS,
eſpecialmente ſobre el Diluvio.

RESUELVE EL GRAN PROBLEMA DE LA Tranſmigracion de Cuerpos Marinos, y ſu Petrificacion en los mas altos Montes de Eſpaña, donde recientemente ſe han deſcubierto.

ILUSTRASE CON UN INDICE DE LAMINAS, QUE EXPLICAN la naturaleza de eſtos Foſiles, y de otras muchas Piedras figuradas halladas en los Dominios Eſpañoles.

AUTOR

EL Rmo. P. Fr. JOSEPH TORRUBIA, Archivero, y Chroniſta General de toda la Orden de nueſtro Padre S. Franciſco, &c.

CON LICENCIA.

FIGURA 1. *Portada del "Aparato para la Historia Natural Española. Tomo Primero. Contiene muchas Dissertaciones Physicas, especialmente sobre el Diluvio". Madrid, 1754, hace 250 años.*

varias revistas de crítica literaria de la época fue reseñado el *Aparato* de Torrubia. Tales son, por ejemplo, las francesas *Journal Etranger, Observations sur la Physique, l'Histoire Naturelle et la Peinture* y *Mélanges d'Histoire Naturelle*. Y entre las inglesas, *The Monthly Review* (Pelayo, 1996). Fue sobre todo la disertación sobre los gigantes la que tuvo más eco, ya que era un debate enconado en la Europa del XVIII. Algunas traducciones del capítulo dedicado a los gigantes fueron publicadas en francés en 1760.

En Nápoles, las ideas de Torrubia sobre los gigantes fueron ferozmente contradichas por un autor anónimo. La polémica la recoge Torrubia en la obra publicada poco antes de su fallecimiento: *La Gigantología spagnola vendicata*. Otro argumento que prueba la difusión del *Aparato* de Torrubia es que existe una traducción al alemán realizada en 1773 (menos de treinta años más tarde, lo cual es importante dada la lentitud de la difusión de las ideas y lo premioso del trabajo de las imprentas). Fue el polígrafo y erudito hispanista Christoph Gottlieb von Murr (1753-1811) quien realizó la traducción y publicación de los dieciséis primeros capítulos. Esta traducción incluye solo los dieciséis primeros capítulos, aquéllos que recogen las diferentes petrificaciones españolas y americanas, así como las excelentes láminas de la edición alemana.

El debate sobre el Diluvio Universal atraviesa los albores de las Ciencias de la Tierra desde el siglo XVIII. Constituyó

un preparadigma alternativo, cargado de representaciones no científicas sino religiosas, que impidieron, a juicio de muchos autores, que la Geología llegase a ser una verdadera ciencia. Según estos autores, la defensa de la idea del Diluvio con pretensiones científicas, retrasó la emergencia de la Geología más de un siglo.

LAS DISCREPANCIAS DE JOSÉ CAVANILLES CON TORRUBIA

Una de las grandes aportaciones científicas de la geología de Cavanilles está en el rechazo a las interpretaciones diluvistas de los fósiles. Este rechazo es abiertamente hostil hacia las propuestas de Torrubia en su *"Aparato"* (1754) (Cavanilles, 1795-1797, I, 112-114). Los textos en los que Cavanilles interpreta la existencia de los fósiles marinos tierra adentro como resultado de meras oscilaciones del nivel del mar son muchos. Cavanilles no acepta que el Diluvio bíblico sea el único mecanismo explicativo de la existencia de conchas marinas en las montañas. Este texto es expresivo de su pensamiento y en él contradice a Torrubia:

"Las aguas del diluvio universal, aunque cubrieron la cima de los montes, no pudieron formar aquéllos en quienes reyna el paralelismo que hoy vemos. Pudieron venir en las aguas muchísimos testáceos, reproducirse y perecer en aquel nuevo suelo, pero al retirarse las aguas quedarían sus cadáveres y conchas en la superficie de la tierra, y no enterradas a veinte, treinta y más pies como se observa. El hallarse las conchas por familias y en situación plana, teniendo su interior relleno de la misma materia que las cubre; y mucho más, el ocupar alguna vez treinta pies de espesor entre bancos marmóreos, destruye enteramente la opinión de nuestro Torrubia y otros que lo atribuyen al diluvio universal" (Cavanilles, 1795-1797, I, 75-76).

CONCLUSIÓN

El debate sobre Torrubia y su obra, hoy nos hace sonreír. Pero en su tiempo el *Aparato* hizo correr ríos de tinta. Muestra cómo la mayoría de los conocimientos (tanto científicos, filosóficos o teológicos, como de otro tipo) son con frecuencia construcciones históricas, sujetas a los vaivenes humanos, en las que las observaciones -aunque tengan pretensión de objetividad- suelen estar cargadas de teorías previas.

REFERENCIAS

Cavanilles, A. J. (1795-1797): *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del reyno de Valencia.* Madrid, 1795-1797. Segunda edición, al cuidado de José Manuel Casas Torres, Zaragoza, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 1958, 2 vol. Existe también una edición facsímil editada por la Caja de Ahorros de Castellón en 1991 con una buena introducción.

Goy, A. y Rodrigo, A. (1999): *Tras las huellas de Torrubia (1698-1761) por el Señorío de Molina.* Guía de la excursión, XV Jornadas de Paleontología, 33 p.

Pelayo, F. (1994): *El Aparato para la Historia Natural Española de José Torrubia (1698-1761): diluvismo, gigantes y la naturaleza de los fósiles en el pensamiento español del siglo XVIII.* En: J. Torrubia, (*edición facsímil*, SEP), prólogo, 3-45.

Sequeiros, L., Berjillos, P., Fernández, S., Goy, A., Linares, A., Meléndez, G., Montero, A., Olóriz, F. y Sandoval,, J. (1996): Historia del conocimiento de los Ammonites del Jurásico de España: I. Los tiempos de José Torrubia (1754). *Geogaceta*, 20 (6):1413-1414.

Sequeiros, L. (1998a): *El franciscano granadino José Torrubia (1698-1761): entre los fósiles, el Diluvio Universal y los Gigantes.* Proyección, Granada, 39-50.

Sequeiros, L. (1998b): Tercer centenario del nacimiento de José Torrubia (1698-1761), viajero, naturalista y paleontólogo. *Revista Española de Paleontología*, 13 (2): 287-290.

Sequeiros, L. (1998c): José Torrubia y su aportación al método científico en Paleontologia. *Geogaceta*, 24: 129-131;

Sequeiros, L. (2001): El Aparato para la Historia Natural Española (1754) del franciscano granadino fray José Torrubia (1698-1761): Aportaciones postridentinas a la Filosofía de la Naturaleza. *Archivo Teológico Granadino,* 64: 59-128.

Torrubia, J. (1754): *Aparato para la Historia Natural Española. Tomo Primero. Contiene muchas Dissertaciones Physicas, especialmente sobre el Diluvio. Resuelve el gran problema de la Transmigración de los Cuerpos Marinos, y su Petrificación en los más altos montes de España, donde recientemente se ha descubierto.* Imprenta Gordejuela, Madrid, 1754. (Edición facsímil, Sociedad Española de Paleontología, 1994). Hay una traducción alemana de una parte del texto editada en 1773.

Algunas cartas inéditas de José de Viera y Clavijo (1738-1813) a Antonio José Cavanilles (1745-1804)

L. Sequeiros[1] y A. González Bueno[2]

1 Área de Filosofía, Facultad de Teología, Apartado 2002, 18080 Granada. lsequeiros@probesi.org
2 Facultad de Farmacia, Universidad Complutense, 28040 Madrid. agbueno@farm.ucm.es

ABSTRACT

Four unpublished letters sent by José Viera y Clavijo (1738-1813) to Antonio José Cavanilles (1745-1804) between 1789 and 1792, protected actually in the Library-Hemerotheque of the Canarian Museum (Las Palmas de Gran Canaria) are presented. New data about the biography and scientist history of the botanist and also geologist Antonio José Cavanilles can be shown of theese three letters.

Key words: *Cavanilles, Viera y Clavijo, Spain, XVIIIth century, Science History.*

INTRODUCCION

Este año 2004 se cumplen dos siglos del fallecimiento de uno de los más grandes naturalistas que ha tenido España: Antonio José Cavanilles (1745-1804) (Fig. 1). Aunque sus aportaciones señeras se sitúan dentro del campo de la Botánica, no pueden obviarse sus contribuciones a la geología y paleontología del Levante español pergeñadas en sus *"Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia"* (Madrid, 1795-1797) (Mateu, 1980; González Bueno, 2002; Sequeiros, 2003a, 2003b).

El objeto de esta comunicación, presentada dentro de la sesión Enseñanza e Historia de la Geología, es dar a conocer la localización de cuatro cartas, que permanecían inéditas, dirigidas por el historiador, naturalista y químico canario José de Viera y Clavijo (1738-1813) a Antonio José Cavanilles, entre 1789 y 1792. Hemos de agradecer aquí a la Biblioteca-Hemeroteca del Museo Canario de Las Palmas de Gran Canaria el que nos haya hecho llegar estos interesantes documentos, gracias a los cuales es posible conocer, aún mejor, la relación científica mantenida entre estos ilustrados.

LA CORRESPONDENCIA ENTRE DE VIERA Y CAVANILLES

La relación personal entre J. Viera y A. J. Cavanilles se inicia en el verano de 1777 cuando ambos, acompañando a la Casa del duque del Infantado, inician un viaje a París. Juntos vivirían, aprenderían y disfrutarían en los gabinetes, paseos y academias de la Corte francesa. El 21 de julio de 1778, el marqués de Santa Cruz decide trasladar a su hijo, el marqués del Viso, casado con la hija de los duques del Infantado, con quienes se había trasladado a París, a un clima más propicio para su salud: la costa valenciana; con él viajará J. Viera, quien abandona físicamente a su amigo A.J. Cavanilles, mas entre ambos se inicia una fluida correspondencia que habría de prolongarse en el tiempo.

En 1981, Alejandro Cioranescu publicó una trascripción de la correspondencia remitida por A. J. Cavanilles a J. Viera conservada en la Universidad de la Laguna (Cioranescu, 1981); ésta se encuentra encuadernada en un solo volumen (mss. 83), y comprende un total de 96 cartas, fechadas entre el 11 de agosto de 1778 y el 20 de enero de 1792. A ellas añadió otras siete, remitidas por J. Viera a A. J. Cavanilles, provenientes del *"Copiador"* de J. Viera, fechadas entre el 18 de septiembre de 1782 y el 11 de junio de 1788.

Recientemente se localizó en la Biblioteca-Hemeroteca del Museo Canario de Las Palmas de Gran Canaria un cuarto tomo del *"Copiador"* de Viera, éste incluye correspondencia posterior a la conocida, inédita por tanto.

LAS CARTAS INÉDITAS DE JOSÉ DE VIERA Y CLAVIJO A ANTONIO JOSÉ CAVANILLES

Las cartas que aquí presentamos se conservan en el *"Copiador de algunas cartas familiares escritas por D. J. V. C. [José Viera Clavijo]"*, nos han llegado a través del Dr. José A. Morillas Brandy, y contiene copia de la correspondencia remitida por J. Viera durante el período 1788 y 1800 (Fig. 2).

Del total de las cartas conservadas en este *Copiador*, sólo cuatro aparecen dirigidas a A.J. Cavanilles; quedan fechadas entre el 1 de octubre de 1789 y el 20 de enero de 1792, todas ellas redactadas en Las Palmas de Gran Canaria, donde J. Viera residía como arcediano de Fuerteventura en la iglesia Catedral.

La más antigua de ellas, remitida aún a París, es respuesta a una anterior de A. J. Cavanilles, fechada en Issy, el 14 de julio de 1789 (Cioranescu, 1981: 119); en ella se des-

FIGURA 1. *Retrato de Antonio José Cavanilles (1745-1804).*

granan comentarios sobre la vida en la Casa del Infantado: la actitud, siempre favorable, hacia J. Viera de la duquesa [María Ana Salm-Salm], los viajes del conde de Saldaña [Pedro Alcántara de Toledo y Salm-Salm] o el nuevo embarazo de la duquesa de Beaufort [María de los Dolores Alcántara de Toledo y Salm-Salm], elementos todos que nos ayudan a construir el mundo cortesano en que ambos clérigos desarrollan sus actividades. Siguen luego comentarios sobre los trabajos botánicos de A. J. Cavanilles, en especial sobre las dos últimas *Dissertationes* relativas a la *Monadelphia* linneana, en las que el valenciano se encontraba inmerso por aquellos tiempos, y algunas alusiones a su polémica con C. Gómez Ortega, en palabras de J. Viera. "Y pues la exáctitud de estos trabajos le han adquirido a vm. tanto nombre, quería vm. coronarse sin pelear? No Amigo: á la gloria literaria no se llega sino por el camino de la contradiccion; y era menester que le arremetiesen á vm. sendos Malandrines follones, para acrisolar las materias, y mostrar con las cuchilladas las fuerzas de reserva, a fin de que se diga: viva quien vence".

La segunda de ellas –primera en el *"Copiador"* que manejamos- contesta a otra previa del botánico valenciano también conocida (París, 8-XI-1789 -*cf.* Cioranescu, 1981: 120-121-). Ahora sabemos que esta carta, la última remitida por A.J. Cavanilles desde París, tuvo respuesta en una de J. Viera fechada apenas un mes después (Gran Canaria, 9-XII-1789). No cabe duda de que A. J. Cavanilles recibió esta carta, ya en Madrid, pues una referencia mitológica, en la que J. Viera quiere ver al valenciano "cargado como Enéas de sus Dioses, esto es, de sus Herbarios, de sus láminas, de sus dibuxos, y mamotretos...", es recogida en su contestación, fechada en Madrid, el 25 de enero de 1790 (Cioranescu, 1981: 122). Entre ambas, el abate valenciano aún dirigió otra a su amigo, firmada en Madrid, el 25 de noviembre de 1789 (Cioranescu, 1981: 121) que debió cruzarse con la que comentamos. En ella, y tras felicitarse de encontrarle con salud tras los sucesos de la Revolución francesa, J. Viera se queja de la escasa información que el valenciano le hace llegar sobre la vida social que frecuenta, a la par que solicita noticias sobre las obras botánicas de A. J. Cavanilles, de las que también está ayuno; como en anteriores, se interesa por su "Apologético contra los malandrines de sus glorias", en referencia a su polémica con C. Gómez Ortega.

FIGURA 2. *Retrato de José de Viera y Clavijo (1738-1813).*

Entre esta carta de J. Viera de 1789 y la tercera que ha llegado hasta nosotros, firmada el 2 de mayo de 1791, hubo, sin duda, alguna más. A. J. Cavanilles remitió al canario, cuando menos, seis epístolas (Cioranescu, 1981:121-125).

En esta tercera, J. Viera saluda a A.J. Cavanilles en lo que, cree, es el regreso de su primer viaje a Valencia -aun cuando el abate aún siguiera allí, pues no regresó a Madrid hasta pasado el verano-, en ella le agradece la remisión de la primera entrega de los *"Icones..."* (enviada junto a la carta de 26 de marzo de 1791) y le avisa de la llegada a Madrid de alfeñique canario, un dulce para la duquesa-viuda del Infantado (solicitado por carta de 26 de enero de 1791). A ésta respondería A.J. Cavanilles a vuelta de correo, el 13 de mayo de 1791 (Cioranescu, 1981: 125), y desde Valencia, donde aún se encontraba, en contra de que pensaba J. Viera.

La cuarta de las cartas hasta ahora inéditas, firmada por J. Viera el 9 de abril de 1792, es contestación a la de A. J. Cavanilles de 20 de enero de 1792 (Cioranescu, 1981: 126); en ella agradece las 60 láminas con las que el valenciano completó la centena que contiene el tomo I de los *"Icones..."* (Madrid, Imprenta Real, 1791) y alude a la posible edición, por parte del Infantado, de la traducción que Viera hiciera de un poema del abate Delile (*"Los jardines o el arte de hermosear paisajes. Poema por el Señor Abate de Lille, de la Academia Francesa"*).

Sorprende que, sin más, la correspondencia entre Viera y Cavanilles se interrumpa tras esta carta de 1792. Es posible que se encuentre, aún, otro volumen del *"Copiador"* de J. Viera, con más epístolas cruzadas entre ambos ilustrados; téngase en cuenta que Cavanilles no fallecerá hasta 1804 y J. Viera aún viviría hasta el 1813.

En cualquier caso, estas cartas inéditas se encuentran en continuidad con las que ya conocíamos y muestran la buena relación gestada entre ambos ilustrados, unidos por la densa experiencia del París de las últimas décadas del siglo XVIII. Aportan datos no bien conocidos hasta ahora e iluminan la biografía de ambos, abriendo nuevas perspectivas de futuro.

REFERENCIAS

Cioranescu, A. (1981): *José Cavanilles, Cartas a José Viera y Clavijo*. Introducción y notas de Alejandro Cioranescu. Aula de Cultura de Tenerife, Santa Cruz de Tenerife, 158 p.

González Bueno, A. (2002): *Antonio José Cavanilles (1745-1804). La pasión por la ciencia.* Doce Calles, Madrid, 461 p.

Mateu Bellés, J. F. (1980): Teorías geomorfológicas europeas en las "Observaciones" de Cavanilles (1795-1797). En: *I Congreso de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias*: 267-287.

Sequeiros, L. (2003a): Las ideas geológicas de Antonio José Cavanilles (1745-1804). Reflexiones didácticas en el bicentenario de su fallecimiento. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* (AEPECT) 11 (1): 2-9.

Sequeiros, L. (2003b): En 2004 se conmemorarán los 200 años del fallecimiento de Antonio José Cavanilles (1745-1804). *Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España* (SGE) 21: 13-18.

El Boletín de la *Comisión de Historia de la Geología de España* (SGE) cumple diez años (1994-2004): balance general

L. Sequeiros San Román[1] y J. Truyols Santonja[2]

1 Facultad de Teología, Área de Filosofía, Apartado 2002, 18080 Granada. lsequeiros@probesi.org
2 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo.

ABSTRACT

The first number of the Bulletin of the Commision of the History of the Geology in Spain (Geological Society of Spain) (Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España) was born in march 1994. From this date, the Bulletin carry out ten yeas with 23 numbers edited. With the presidence of Dr. Jaime Truyols (Oviedo University) the Bulletin arrive to 160 members in Spain, Portugal, France, Great Britain, Germany, Italy, Argentina, Costa Rica, Bolivia, Brasil, Cuba, USA and Australia. A general review of the activities Commission and Bulletin is shown in this paper.

Key words: *History of Geology, Spain, Commission of the History of Geology in Spain Bulletin.*

INTRODUCCIÓN

La Sociedad Geológica de España aprobó en la Junta de 2 de febrero de 1989 la creación de una serie de Comisiones de Trabajo para el desarrollo de los aspectos más relevantes de la Geología. Una de ellas era la Comisión de Historia de la Geología de España. En el número 8 de *Geogaceta* (publicado en 1990) se expresaban los objetivos de esta Comisión: la recuperación del patrimonio cultural y científico que supone el trabajo de muchos profesionales de la Geología en España y Latinoamérica desde hace varios siglos, que ha sido desgraciadamente olvidado.

Tras varios años de andadura la Comisión vio la necesidad de editar un modesto boletín de intercambio que la SGE se ofreció a financiar. Así, en el mes de marzo de 1994, vio la luz el primer número del *Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España*, una modesta contribución de 24 páginas al conocimiento de la labor científica de los geólogos españoles en España y en la antigua América hispana (ver el informe en el número 14, pags. 3-4, de dicho Boletín, publicado el 2000). En abril de este año (2004) se ha distribuido el último número del Boletín (23), que corresponde al décimo año de vida de esta publicación.

El motivo de la presente comunicación es dar a conocer a los asistentes a esta sesión lo que se pretende con el Boletín y lo realizado a lo largo de este periodo. En la actualidad se editan 160 ejemplares que se distribuyen a los miembros de la Comisión de forma gratuita (los gastos los asume la SGE). El 85% de los boletines llega a miembros españoles y un 15% se envía al extranjero (Portugal, Francia, Gran Bretaña, Alemania, Italia, Argentina, Costa Rica, Bolivia, Venezuela, Cuba, EEUU y Australia).

Desde los comienzos, la composición de la Presidencia de la Comisión ha Permanecido constante: Presidente, el Dr. Jaime Truyols, Universidad de Oviedo; Vicepresidente, el Dr. Salvador Ordónez, Universidad de Alicante; y el Secretario, el Dr. Juan José Durán Valsero, IGME, Madrid. El editor del Boletín es el Dr. Leandro Sequeiros.

A la Comisión de Historia de la G eologia de Espana se puede acceder a través de Internet en estas páginas:

www.uam.es/otroscentros/sge/paginas/historia.html.
www.Sociedadgeologica.es/comisiones.asp
//aepect.ciudadano.net/SGE-historia geologia/
//aepect.ciudadano.net/SGE-historia geologia/documentos-pdf

ACTIVIDADES DE LA COMISIÓN DE HISTORIA DE LA GEOLOGÍA DE ESPAÑA (SGE)

Muchas son las iniciativas llevadas a cabo desde la creación, hace diez años, de esta Comisión de la Sociedad Geológica de España. Las más sobresalientes han sido las siguientes:

– La Comisión participa activamente en INHIGEO (Comisión de la Unesco para la Historia de la Geología) informando a través del *Boletín* de las actividades de esta.

– Participación de la Comisión en el *XIX International Congress of History of Science*, celebrado en Zaragoza del 22 al 29 de agosto de 1993, siendo responsable de la Sección de Historia de la Geología, presidida por el Dr. Jaime Truyols.

– La Comisión de Historia de la Geología de España (SGE) tuvo una participación importante en el homenaje a Juan Vilanova y Piera (Valencia, 25-27 de Noviembre de 1993) con ocasión del centenario de su fallecimiento.

– Participación de la Comisión en el V Simposio de Historia y Enseñanza de las Ciencias, celebrado en Vigo del 13 al 16 de Septiembre de 1995.

– La Comisión organizó en 1995 en Madrid y Castellón un Homenaje a José Royo Gómez, con ocasión del centenario de su nacimiento. A estos actos se sumó la hija de José Royo, Pepita Royo, residente en Venezuela. De estos actos se dio cuenta en el *Boletín de la Comisión* (nº 3 y nº 4, de 1995). De igual modo, la Sociedad Geológica de España celebró la XX Sesión Científica en la Universidad Jaime I de Castellón (20 de Octubre de 1995) con una sesión especial sobre "Royo Gómez" (*I Reunión de la Comisión de Historia de la Geología de España de la SGE*). En ella se presentaron 13 comunicaciones que han sido publicadas en *Geogaceta*, nº 19 (1996). Un resumen de las mismas puede encontrarse en el *Boletín* (nº 6, 1996).

– La Comisión de Historia de la Geología de España se sumó al Homenaje al Dr. Jaime Almera y Comas (celebrado en Barcelona) con ocasión del 150 aniversario de su nacimiento (*Boletín*, nº 4, 1955).

– Participación en la celebración de los 125 años de la *Real Sociedad Española de Historia Natural* (Madrid, 11-15 de Marzo de 1996) (*Boletín*, nº 5, 1996).

– Participación en el IV Congreso Español de Geología (Alcalá de Henares, 1-5 de Julio de 1996) organizando la Sesión de "Historia de la Geología" en la que se presentaron 6 comunicaciones que están publicadas en las *Actas*.

– La figura de Casiano de Prado (1797-1866) fue objeto de homenaje por parte de la Comisión con motivo de los 200 años de su nacimiento: la XXIII Sesión Científica de la SGE (Madrid, Escuela de Minas, 28 de Noviembre de 1997) tuvo un carácter monográfico con una conferencia del Dr. Jaime Truyols y la presentación de 9 comunicaciones (*Geogaceta*, nº 23, 1998). Los resúmenes de las mismas se encuentran en el *Boletín*, nº 10, 1998). También en el *Boletín* (nº 7, 1997) se publicó una breve biografía y bibliografía de Prado. También durante las XIII Jornadas de Paleontología (SEP) celebradas en La Coruña en Octubre de 1997 se rindió un homenaje al geólogo gallego con una conferencia a cargo del Dr. Truyols. Otras crónicas de homenajes pueden encontrarse en el *Boletín*, nº 10, (1998, pág. 3,4 y 26).

– La Comisión fue la organizadora del Homenaje a José Torrubia (1698-1761) autor del *Aparato para la Historia Natural de España*, con ocasión de los 300 años de su nacimiento. Este acto se celebró en Zaragoza el 22 de mayo de 1998 dentro de la XXIV Sesión Científica de la Sociedad Geológica de España. En ella se leyeron cinco comunicaciones. De estos actos se dio cuenta en el *Boletín de la Comisión* (nº 10 y nº 11, 1998)

– También se participó en la edición facsímil de la *Historia de la Coneixença Geològica de l'Illa de Mallorca* de Bertomeu Darder (1946) y distribuida con ocasión del X Simposio sobre la Enseñanza de la Geología (Mallorca, 7-13 de Septiembre de 1998).

– Participación en la edición facsímil por parte de la Sociedad Geológica de España de los *Elementos de Geología* de Lyell, traducidos por Ezquerra del Bayo en 1847.

– Con ocasión de los 150 años del *Instituto Geológico Geominero de España* tuvieron lugar en Madrid las XV Jornadas de Paleontología de la Sociedad Española de Paleontología (28-29-30 de octubre de 1999). El tema monográfico fue el de la *Historia de la Paleontología Española*. La conferencia inaugural y las comunicaciones fueron publicadas en la revista *Temas Geomineros* (1999). Como elemento histórico-festivo, los asistentes (dos autobuses) pudieron asistir a una excursión en día 30 de octubre, bajo el sugerente tema: "*Siguiendo la huella de Torrubia por tierras de Guadalajara*" durante las cuales se descubrió una placa en el antiguo convento de los franciscanos de Molina de Aragón). Más información puede encontrarse en el *Boletín de la Comisión*, nº 13, 1999).

El *Boletín* tiene profundas conexiones con INHIGEO (la Comisión Internacional para la Historia de la Geología) que desde hace cinco años publica en su boletín *INHIGEO-Newsletter* las actividades que sobre Historia de la Geología tienen lugar en España.

Como anexo a esta breve comunicación, presentamos los índices (actualizados, y que pueden encontrarse en la página web //aepect.ciudadano.net/SGE-historia_geologia/)

Índices de los números 1-23 (1994-2004) del *Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España* de la Sociedad Geológica de España.

Tras el concepto o nombre se coloca el número en que está citado y las páginas. Los años de publicación son: **1-2** (1994); **3-4** (1995); **5-6** (1996); **7-8-9** (1997); **10-11** (1998); **12-13** (1999); **14-15** (2000); **16-17** (2001); **18-19** (2002); **20** (2003), **21** (2003), **22** (2003) y **23** (2004).

ACOSTA, J. de.: **13**, 7-9; **17**, 13-16.
ADÁN DE YARZA, R.: **14**,25.
AEPECT: **23,** 15-17.
AGRICOLA (G. BAUER): **3**,11; **23**, 4-5.
AGUIRRE, E.: **23,** 13.
ALMERA, J.: **4**,1; **4**,4-5.
ALONSO BARBA, A.: **12**,7; **13**,9; **15**, 11; **15**, 23.
AMAR DE LA TORRE, R.: **17**, 3; **18**, 4-6.
AMORÓS, J. L. **20**, 5-9.
ARQUEOLOGÍA: **8**,19-20.
AVERROES: **10**, 19.
AYMERICH,M.: **12**, 8.
BAROJA, P.: **7**,23-25.
BAUZÁ Y RÁBAXA, F.: **17**, 3.
BIBLIOGRAFÍA: **9**,21-26, **10**,16-19 (en todos los Boletines se inserta un listado de publicaciones), **22** (1-24) Monográfico.
BOTELLA Y HORNOS, F.: **12**, 1; **12**, 9.
BOWLES, G.: **23,** 13.
BRU, J. B.: **13**,1; **13**,6-7.

CABEZAS OLMO, E.: **19,** 19.
CÁMBRICO: **3**,9-11; **5**,8-12.
CARANDELL, J.: **9**,5.
CARTOGRAFÍA: **15**, 20.
CAVANILLES, A.J.: **3**, 5-6; **21**, 13-18; **23,** 1.
CHALMERS, R.: **2**, 22.
COLECCIONES: **5**,20.
COLOM, G.: **14**,1; **14**, 10-11; **23**, 18-19.
COMISIÓN de Historia de la Geología de España: **1**,2-7; **9**,13-16; **14**, 3-4.
COMISIÓN del Mapa Geológico: **3**,13-17; **17**, 6-10.
CONGRESO (IV) DE LA SGE: **6**,12.
CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE PATRIMONIO GEOLÓG. Y MINERO: **19,** 3-5.
COPE, E.D.: **7**,15-19.
CUVIER, G. G.: **13**,1; **13**,6-7.
DARDER, B.: **9**,1; **11**,3.
DEL RÍO, A. M.: **4**,6; **23**, 6.
DEREIMS, A.: **11**, 14-15; **15**, 5.
D´ORBIGNY, A: **17**, 4; **18**, 6-9.
ELHUYAR, J.J.: **5**,3; **6**,24-25; **8**,26; **11**,3-4.
ELHUYAR, F.: **8**,26; **11**,3-4.
ELLENBERGER, F.: **15**, 24.
"ESTUDIOS GEOLÓGICOS": **5**,6-7.
EVOLUCIÓN: **6**,18; **14**, 26; **16**, 22-23.
EZQUERRA DEL BAYO, J.: **17**,3.
FERNÁNDEZ DE CASTRO, M.: **2**, 15-20.
FERNÁNDEZ DE VILLALTA (ver VILLALTA)
FILOSOFÍA GEOLOGÍA: **20**, 10-12; **20**, 19-20.
FOUQUÉ, F.: **23**, 6
GARRIDO MARECA, J.: **15**, 6.
GIMBERNAT, C.: **1**,22-23.
GINER DE LOS RÍOS, F.: **4**,7-11.
GEOMORFOLOGIA: **1**,23-24.
GÓMEZ PARDO, L.: **16**, 8-14; **17**,3; **17**, 10.
GONZÁLEZ DE LINARES, A.: **23**, 6-7.
GRANADA, OBSERVATORIO SISMOLÓGICO DE CARTUJA: **19,** 3-5.
HERNÁNDEZ PACHECO, E.: **15**, 3; **15**, 12-13.
HOOYKAAS, R.: **2**,21.
HUTTON, J.: **6**,13; **6**,21; **7**,4-8; **8**,8; **13**, 16-17, **23**, 4.
INHIGEO: **19,** 7; **19,** 14; **21**, 8-12, **23**, 9-12.
JIMÉNEZ DE CISNEROS, D.: **15**, 4, **23** ,1 ; **23**, 8
KIRCHER, A.: **15**, 1; **15**, 14-16; **15**, 1; **17**,1; **17**, 13-16.; **19**, 21.
KUHN, T.S.: **6**,26.
LLULL: **23**, 7.
LÓPEZ DE AZCONA, J.M.: **4**, 15.
LOTZE, F.: **21**, 1, **21**, 3-7, **23**, 8.
LYELL, Ch.: **6**,21; **7**,4-8, **8**,8; **8**,23; **9**,2; **12**, 5-7; **13**, 17-18; **19**, 19; **20**, 18; **21**, 20-21.
MACHADO Y NÚÑEZ, A.: **5**,3-5; **17**, 3.
MACPHERSON, J.: **12**,12-13; **15**, 3-7; **18**, 1; **18**, 3; **19**, 8-12; **20**, 3-4.
MAGNA: **23**, 7.
MALLADA, L.: **9**,5-7; **10**, 20; **11**, 22-25; **15**, 4; **17**, 18.
MARSH, O. C.: **7**,15-19.
MARTÍN CARDOSO, G.: **6**,7-10.
MEDINA, BARTOLOMÉ DE: **23**, 9.
MELÉNDEZ, BERMUDO: **12**, 3-4.
MINERÍA: **8**,9; **14**, 22-23.
MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES: **8**, 14-16, **10**, 10-11; **21**, 21-22.
NATURALISTAS ESPAÑOLES: **19,** 22.
OBERMAIER: **11**, 13.
OBSERVATORIO SISMOLÓGICO DE CARTUJA (GRANADA): **19,** 3-5.
OLDROYD, D.: **19,** 16.
ORUETA, D.: **21**, 11.
PALEONTOLOGÍA ESPAÑOLA: **8**,17-18.
PARGA PONDAL, I.: **14**, 7-9; **15**, 7-8; **21**, 11.
PATRIMONIO GEOLÓGICO Y MINERO, CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE: **19,** 3-5, **20**, 16-18.
PRADO, CASIANO DE: **7**,1; **7**,3-4; **8**, 1; **9**,4; **10**,3-9; **10**,26; **14**, 23-24.
PUIG Y LARRAZ, G.: **7**, 21-22.
REALSOCIEDAD ESPAÑ.DE HIST. NATURAL: **5**,1; **5**,12; 5,17: **6**,11.
REIG, O.A.: **18**, 11-12.
REUNIÓN (10) DE LA COMISIÓN: **6**,3-6.
REY PASTOR, F.: **17**, 20-21.
ROYO GÓMEZ, J.: **3**,1; **3**,3-4; **3**,24; **4**,3-4; **6**,3-6; **10**, 20.
RUIZ DE GAONA, M.: **6**,16; **8**,3-7.
SCHULZ, G.: **14**, 5-7.
SIMPSON, G. G.: **17**, 19; **18**, 9-11.
SISMOLOGÍA: **11**,10-11.
SISMOLÓGICO DE CARTUJA (GRANADA), OBSERVATORIO: **19,** 3-5.
SMITH, W.: **14**, 15.
SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA: **23**, 14.
STENO, N.: **23**, 3-4.
SUÁREZ, B. **20**, 14-15.
TECNOLOGÍA Y GEOLOGÍA: **18**, 22-23.
TORRUBIA: **1**, 1; **3**, 22-23; **9**,5; **10**, 1; **10**,9; **10**,21-23; **11**, 1; **11**,3; **13**, 3; **23**, 6.
VIDAL, G.: **12**,10-11.
VIDAL, L.M.: **1**,20-21.
VILANOVA y PIERA, J.: **1**,20; **10**, 12-13, **11**,26; **23**, 21-22.
VILLALTA, J. FERNÁNDEZ DE: **23**, 23-24.
WEGENER, A.: **11**, 29.
WERNER, A.G.: **12**,7; **13**,9.

"Exploramos el Parque Geológico de Aliaga": una herramienta para potenciar el patrimonio geológico como recurso didáctico

J.L. Simón[1], C. Gonzalvo[1], B. Martínez[2] y L.E. Arlegui[1]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jsimon@unizar.es, concha@unizar.es, arlegui@unizar.es

2 Dpto. de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Facultad de Educación, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. bpena@unizar.es

ABSTRACT

The Aliaga Geopark is a natural laboratory placed within an exceptional landscape at the Iberian Chain. Several European universities use this area every year for teaching geology. At the same time, it constitutes an important piece of geological heritage which has been promoted for cultural and touristic purposes and makes a part of the European Geoparks network. "Exploramos el Parque Geológico de Aliaga" is a didactic folder for Secondary School level which includes a guide for teachers, four small notebooks for student fieldwork and a multimedia CD-Rom. The contents are organized into four units dealing with (1) sedimentary rocks in alluvial fan and lacustrine environments, (2) paleogeographic changes along Cretaceous times, (3) fold mapping, and (4) landscape and human impacts. The CD-Rom contains general information on the topics studied in each unit, virtual itineraries and interactive questions.

Key words: *Geology teaching, Aliaga Geopark, CD-Rom, multimedia.*

INTRODUCCIÓN: ¿QUÉ ES EL PARQUE GEOLÓGICO DE ALIAGA?

La zona de Aliaga (Teruel) ofrece una riqueza geológica excepcional, con formaciones, estructuras y formas de relieve que constituyen ejemplos únicos. Así lo han reconocido numerosos científicos que desde los años 60 han trabajado en esta zona. En la actualidad, universidades de España, Holanda, Reino Unido y Alemania la utilizan periódicamente como laboratorio didáctico. Esta trayectoria se completó y difundió a nivel popular con la creación, en 1993, del Parque Geológico de Aliaga, una iniciativa pionera en España promovida y desarrollada por el Ayuntamiento de Aliaga y el Departamento de Geología de la Universidad de Zaragoza, que contó con la apoyo del Gobierno de Aragón, el Centro para el Desarrollo del Maestrazgo (CEDEMATE) y el programa LEADER de la Unión Europea. El Parque Geológico de Aliaga está integrado en el Parque Cultural del Maestrazgo, y a través de éste forma parte de la red *European Geoparks*.

Aliaga se encuentra en la provincia de Teruel (Fig. 1), a 70 kilómetros al NNE de la capital, entre las primeras estribaciones del macizo de Gúdar, al Sur, y las sierras de San Just y Majalinos, al Norte. El parque comprende los municipios de Aliaga e Hinojosa de Jarque, donde quedan incluidas, además de las antes mencionadas, las localidades de Cobatillas, Santa Bárbara, Aldehuela, Campos, Cirugeda y La Cañadilla.

El parque incluye 11 itinerarios y puntos de interés, repartidos en una distancia máxima de 7 km respecto al casco urbano de Aliaga, señalizados e ilustrados con paneles explicativos (Soria *et al.*, 1996). Existen asimismo publicaciones que exponen exhaustivamente sus contenidos, tanto a nivel científico (Simón *et al.*, 1998) como divulgativo-turístico (Simón, 2002) y didáctico infantil (Blasco *et al.*, 2001; Simón *et al.*, 2001). Además, en el antiguo barrio minero de Santa Bárbara se encuentra un Centro de Interpretación de la Minería, donde se expone una muestra de materiales geológicos y se ilustra la historia minera de la comarca.

LA CARPETA DIDÁCTICA: OBJETIVOS Y DESARROLLO

El Parque Geológico de Aliaga puede presumir de ser uno de los primeros en poseer materiales científicos y divulgativos que promocionan y acercan el patrimonio geológico a la sociedad. La carpeta didáctica "Exploramos el Parque Geológico de Aliaga" (Fig. 1; Simón *et al.*, 2003) recoge un conjunto de materiales, incluyendo una herramienta multimedia, dirigido al segundo ciclo de Enseñanza Secundaria Obligatoria y Bachillerato. No obstante, puede ser también un instrumento pedagógico útil para asignaturas generales de primeros cursos universitarios. La creación de la carpeta didáctica surgió de la necesidad de tener una herramienta didáctica de enseñanza de la Geología basada en las nuevas tecnologías, que facilitase el aprendizaje gracias a la amenidad que proporcionan los medios interactivos y contando con la sólida base que proporcio-

FIGURA 1. *Portada de la carpeta didáctica y esquema de situación que figura en la contraportada. Uli, la mascota del Parque Geológico de Aliaga, representa la recreación fantástica de un rudista, un personaje creado por Antonio Alcaine a partir de bocetos realizados por alumnos del Centro Rural Agrupado de Aliaga.*

nan los contenidos del Parque Geológico. Tiene como objetivos concretos facilitar la preparación y desarrollo de actividades didácticas, ayudar a motivar a los estudiantes y poner de relieve la importancia del patrimonio geológico como recurso didáctico y cultural.

La obra es una iniciativa de profesores de los departamentos de Geología y Didáctica de las Ciencias Experimentales de la Universidad de Zaragoza, todos ellos geólogos. La elaboración del CD-multimedia requirió una inversión de tiempo muy notable, incluido el adiestramiento en una nueva herramienta informática, la aplicación *Macromedia Director*. A pesar de no ser expertos en el desarrollo informático de este tipo de herramientas, el resultado final nos ha hecho sentirnos razonablemente satisfechos, a la vez que optimistas sobre las posibilidades reales que un grupo de profesores tiene de llevar adelante un proyecto de este tipo.

ESTRUCTURA Y CONTENIDO DE LA CARPETA

La carpeta incluye una guía para el profesor, cuatro cuadernos de trabajo para el alumno y un CD multimedia. El contenido está estructurado en cuatro unidades didácticas, a cada una de las cuales corresponde uno de los cuadernos de trabajo. Las cuatro unidades son: (1) *Sedimentación aluvial: el reciclaje de las rocas*; (2) *Toucasias, carbón y la extinción de los dinosaurios: pistas de un pasado inquieto*; (3) *Descubrir y representar un pliegue*; (4) *El relieve: escultura del tiempo y soporte físico del paisaje*.

No todas las unidades son igual de extensas ni tienen el mismo nivel. La 1 y 3, más simples y monográficas, no incluyen la dimensión temporal. Las unidades 3 y 4 son más complejas, ya que entrañan el manejo simultáneo de las coordenadas espaciales y del tiempo geológico. La unidad 4 supone un grado de abstracción relativamente elevado, pero al ser más generalista en sus contenidos, también es más versátil a la hora de adaptarla a cada nivel de enseñanza concreto.

En el conjunto de todas las unidades se abordan cuestiones geológicas muy variadas, a excepción de aquellas relacionadas con procesos magmáticos y metamórficos. Pueden estudiarse en detalle:

- Rocas sedimentarias de todo tipo y algunos de sus componentes minerales (unidades didácticas 1 y 2).
- Fósiles del Mesozoico, fundamentalmente cretácicos de hábitat marino (unidad 2).
- Estructuras sedimentarias (unidades 1 y 2).
- Sedimentos originados en medios continentales (fluvial, lacustre, palustre, abanico aluvial), transicionales (marisma, estuario, delta, llanura mareal) y marinos (plataformas y rampas someras) (unidades 1 y 2).
- Una serie estratigráfica que abarca, casi sin interrupciones, desde el Triásico Superior al Cuaternario, con una representación especialmente notoria del Cretácico (unidades 1, 3, 4 y, especialmente, la 2).
- Estructuras tectónicas muy bien expuestas en el paisaje: dos generaciones de pliegues flexurales que forman espectaculares estructuras de superposición (algunas descritas por vez primera en Aliaga), así como fallas de todo tipo (unidades 3 y 4).
- Una historia orogénica compleja, con etapas de plegamiento que pueden reconstruirse gracias a su relación con las discordancias angulares registradas en los sedimentos terciarios (unidades 1 y 4).
- Formas de relieve curiosas, condicionadas por contrastes litológicos y la compleja estructura (unidad 4).

- Un paisaje singular, determinado primordialmente por la composición y estructura del sustrato geológico, matizado por una vegetación xerófita de gran variedad e interés ecológico y modificado secularmente por las acciones antrópicas (agricultura, minería) (unidad 4).

ESTRUCTURA Y CONTENIDO DEL CD-ROM

El CD contiene dos carpetas (Fig. 2), una para plataforma *Mac* y otra para plataforma *Windows*. Ambas contienen los mismos archivos: dos programas ejecutables, "*Entrada*" y "*Menu*", y cuatro archivos que corresponden a las cuatro unidades a las que se puede acceder desde esos programas.

El programa "*Entrada*" está creado para servir de introducción a la herramienta. Contiene una animación inicial audiovisual que lleva a un menú principal desde donde se accede a cualquiera de las cuatro unidades. El programa "*Menu*" es un programa creado para acceder al mismo sin necesidad de visionar la animación audiovisual cada vez que se quiera acceder al contenido de las unidades de CD. De hecho, se recomienda utilizar este acceso una vez vista la aplicación "*Entrada*".

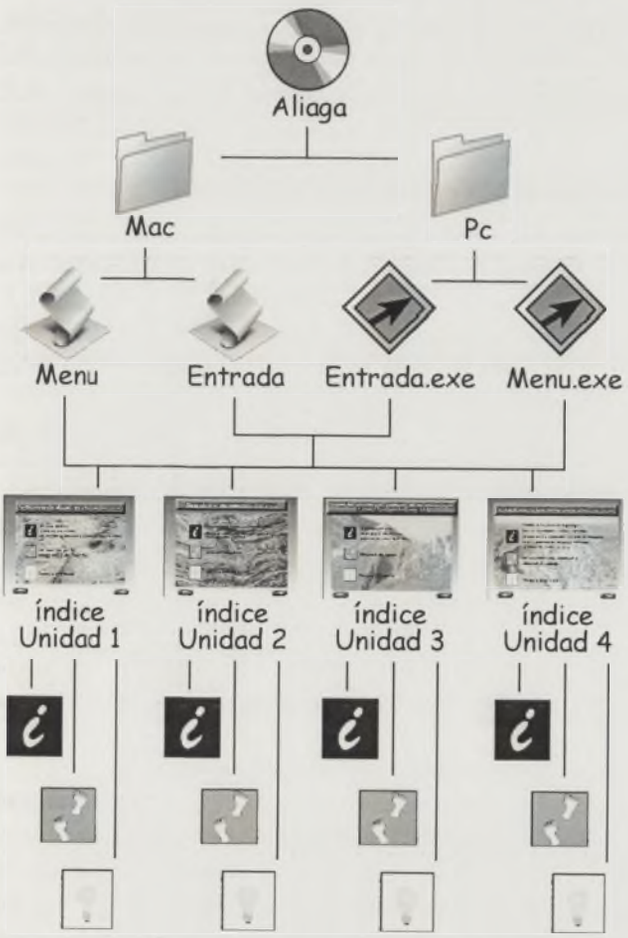


FIGURA 2. *Esquema de navegación del CD-Rom.*

Cada unidad contiene en su inicio un índice donde se aprecia una estructura en tres bloques ordenados siempre de la misma manera y con una imagen asociada que las identifica. El primero de ellos es el bloque informativo, que se divide en diferentes apartados según la unidad. Consiste en contenidos de carácter general que permiten introducir y/o repasar conceptos básicos de Geología antes de una posible visita real al Parque. Su estructura es lineal y expositiva.

El segundo bloque es el itinerario de campo. Se desarrolla siempre sobre una zona concreta del mapa geológico del parque, en la que se señala un recorrido con varias paradas. Los puntos correspondientes a éstas son interactivos, y sirven para visualizar imágenes del lugar y mostrar en ellas ejemplos de los elementos geológicos que se estudian. Esto facilita al profesor la preparación de la visita real sobre el terreno.

El tercer bloque ha sido denominado "*Piensa e interpreta*". Sobre la base de un cuestionario interactivo, está diseñado con la intención de proponer un sistema de autoevaluación para el alumno o usuario del CD, a la vez que una recapitulación de conceptos. Este cuestionario está presentado y guiado siempre por *Uli*, la mascota del Parque Geológico de Aliaga.

USO Y APLICACIONES

Esta carpeta didáctica contiene materiales que están pensados para servir de apoyo a una o varias visitas al Parque Geológico. La utilidad de la carpeta como mera ilustración de la geología de la zona o como "*recorrido virtual*" sustitutivo de la visita real es limitada.

La parte informativa de las unidades del CD es útil en una fase de programación o preparación previa a la visita al Parque. El bloque del itinerario de campo permite al profesor preparar en clase con los alumnos el futuro recorrido por el Parque. La tercera parte se recomienda para la vuelta del campo, ya que sirve de recapitulación. Los cuestionarios interactivos son amenos y permitirán al alumno demostrarse a sí mismo lo que ha aprendido.

Los cuadernos para el alumno son breves y escuetos. Están pensados, lógicamente, para ser usados como base para el trabajo sobre el terreno. Incluyen mapas y gráficos de situación del itinerario, llamadas de atención para guiar las observaciones en cada punto de interés, enunciados de cuestiones y pistas para su resolución, espacios para realizar las anotaciones de campo y perfiles topográficos para completar pequeños cortes geológicos (Fig. 3).

Aun con todo, cuando no pueda realizarse una salida al campo, el CD sigue siendo una herramienta amena y útil para la introducción y aplicación de conceptos geológicos. Su organización permite un uso pedagógico completo a través de las tres fases: puesta a punto de conceptos, itinerario "*virtual*" de campo e interpretación final.

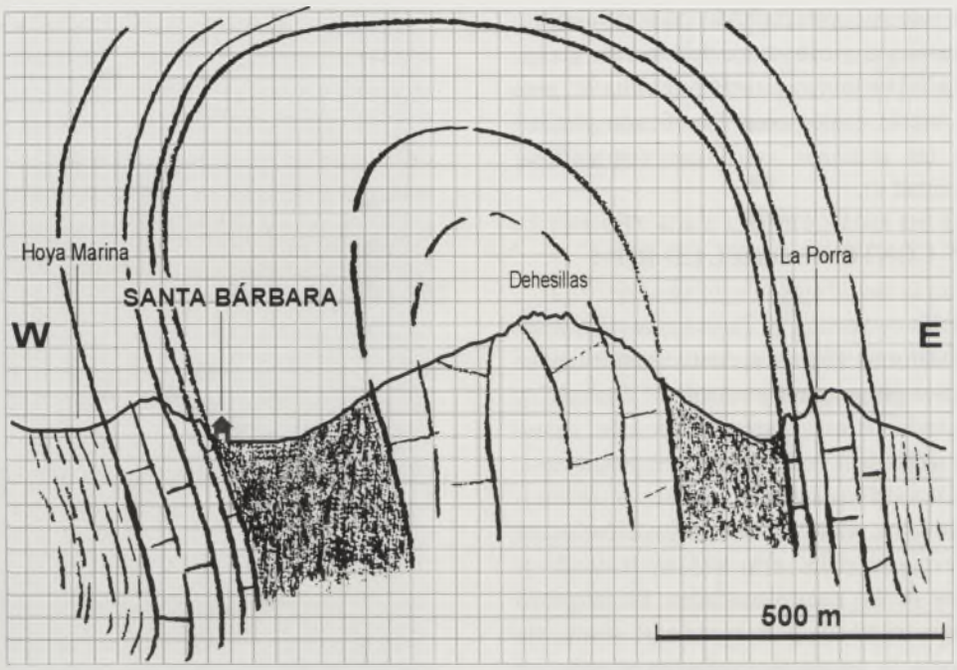


FIGURA 3. *Ejemplo de ejercicio propuesto en el cuaderno del alumno (unidad didáctica 3): perfil topográfico sobre el que se sugiere la realización de un corte geológico.*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto "*Geoturismo en Europa*", dentro del programa LEADER de la Unión Europea gestionado por el Centro para el Desarrollo del Maestrazgo (CEDEMATE). Agradecemos la colaboración de numerosos compañeros y amigos que han aportado material e ideas a esta obra o han ayudado en su puesta a punto final.

REFERENCIAS

Blasco, M.J., Casas, M., Casas, M.J., Escuder, R., Mensat, J.J., Ruiz, J. y Torres, L. (2001): *El Parque Geológico de Aliaga. Cuaderno de trabajo, Educación Primaria*. Seminario del C.P.R de Utrillas (Teruel), 10 p.

Simón, J.L. (2002): *Guía fácil del Parque Geológico de Aliaga*. CEDEMATE, 63 p.

Simón, J.L., Arenas, C., Arlegui, L., Aurell, M., Gisbert, P., González, A., Liesa, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M. y Soriano, M.A. (1998): *Guía del Parque Geológico de Aliaga*. Editores: Ayto. de Aliaga, CEDEMATE, Dep. Geología Universidad de Zaragoza, 155 p.

Simón, J.L., Casas, M.J., Viñas, M.A. y Alcaine, A. (2001): *Uli Toucasia. Historia del mar que se fue*. CEDEMATE, 14 p.

Simón, J.L., Gonzalvo, C., Martínez, B. y Arlegui, L.E. (2003): *Exploramos el Parque Geológico de Aliaga*. CEDEMATE, Dep. Geología Universidad de Zaragoza, carpeta con 5 cuadernos (51 p.) y CD-Rom.

Soria, A.R., Liesa, C.L. y Simón, J.L. (1996): El Parque Geológico de Aliaga. *Geogaceta*, 20: 1457-1460.

Sobre un manuscrito de geología de Galicia conservado en el Archivo Histórico Nacional de Madrid

J. Truyols[1] e I. Rábano[2]

1 Area de Paleontología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.
2 Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. i.rabano@igme.es

ABSTRACT

The manuscript entitled "Descripción geognóstica del Reino de Galicia" written by Guillermo Schulz and found in the Botella Legacy of the National Historical Archives, was initially thought to be a preliminary draft of that work. The conclusions obtained, once the text was compared with the text actually published, and the graphological features of the manuscript compared with texts handwritten by Schulz and Botella, pointed that the mentioned text was one of the many copies of important geological and mining works made by Botella in order to compile information for his own papers.

Key words: *Galicia, Schulz, Botella, History of Geology.*

INTRODUCCIÓN

En el proceso del conocimiento geológico de Galicia, la obra de Guillermo Schulz "*Descripción geognóstica del reino de Galicia*" publicada en 1835 constituye un punto de referencia esencial, tanto por su valor intrínseco como por el hecho de ser el primer estudio regional de los emprendidos oficialmente en nuestro país 14 años antes de la creación de la Comisión de la Carta Geológica de Madrid y General del Reino, que en 1870 fue refundada como Comisión del Mapa Geológico de España, precursora del actual Instituto Geológico y Minero de España.

Guillermo Schulz (Dörnberg, Alemania, 1800-Aranjuez, 1877), como es sabido, era un alemán afincado en nuestro país, donde transcurrió prácticamente toda su vida. En 1824 había sido contratado por una empresa angloespañola que trabajaba en la Sierra de Gádor (Almería) donde se llevaban a cabo importantes prospecciones mineras. Liquidado el contrato y vistos los resultados alcanzados en su trabajo, el entonces Director General de Minas, Fausto de Elhúyar, que aspiraba a llevar a cabo amplios proyectos para un mejor conocimiento de las posibilidades mineras del territorio nacional, le propuso en 1830 la realización de investigaciones a cuenta del Estado, para lo que fue nombrado, pese a su condición de extranjero, Comisario de Minas. Aceptando el encargo, le fue asignado para empezar, el estudio geológico de Galicia.

SCHULZ Y LA GEOLOGÍA DE GALICIA

Guillermo Schulz inició su tarea en 1831 y durante cuatro años recorrió incansablemente el territorio gallego, reconociendo sus formaciones geológicas y su distribución areal, localizando puntos de interés minero y valorando el contenido de sus menas. Conocemos las incidencias de su cometido gracias a sus cuadernos de campo (en número de cuatro, por lo menos los conservados) en los que inscribía con minuciosidad las descripciones de sus recorridos y los detalles geológicos observados. En 1834 dio por terminada su labor y preparó inmediatamente un texto que fue publicado el año siguiente en un fascículo de 52 páginas, que contenía, además de un mapa petrográfico de la región a una escala aproximada 1:520.000, cuya base topográfica corrió a su cargo, un catálogo de 184 muestras de rocas y minerales de Galicia recolectadas por él, con su localización geográfica y edad (conservándose una de las colecciones que formó en el Museo Geominero) y hasta una tabla de los términos geognósticos empleados (en español, francés y alemán). Transcurrido casi un siglo de esta imporante obra, se efectuaron dos nuevas ediciones, una en 1930 (asociada a la cuarta edición de la "*Descripción geológica de la provincia de Oviedo*") y otra en 1985, en facsímil, conmemorando el 150 aniversario de la edición original.

En la primavera de 1834, cuando ya estaba prácticamente concluido el trabajo, presentó una breve nota a la Société Géologique de France (en forma de carta, como a veces solía hacerse en la época, y además sin título, aunque en el índice del volumen los editores lo titularon "*Sur la Galice*"), en la que describió sumariamente los trazos fundamentales de la geología gallega reconocidos por él, la distribución de sus materiales y la existencia de recursos mineros, haciendo especial hincapié en los aluviones auríferos del río Sil.

Parece que en sus últimos años de vida, Schulz intentó renovar su estudio de 1835 y así consta (según Hernández Sampelayo, 1928) la existencia de una carta suya dirigida en 1865 a un amigo de La Coruña anunciando su próxima visita con el objeto de iniciar algún recorrido complementa-

rio por la región y mejorar así su conocimiento. Pero si es que realmente llegó a realizarlo, desconocemos sus resultados, que en caso de haberlos conseguido no llegó a publicar.

UN MANUSCRITO EN EL LEGADO BOTELLA

En una reciente visita efectuada al Archivo Histórico Nacional (AHN) para consultar el legado del ingeniero de Minas Federico de Botella, donde fue depositado en 1906 según sus últimas voluntades, dimos en uno de los legajos (el 3.187) con un texto manuscrito de 15 folios titulado también "*Descripción geognóstica del Reino de Galicia*", firmado por Guillermo Schulz y asimismo con fecha de 1835 (Fig. 1). El hallazgo resultó sorprendente: mismo título, mismo autor, misma fecha, pero con una extensión notablemente inferior al de la obra publicada (menos de un tercio en una estimación superficial). ¿Cómo habría de interpretarse dicho manuscrito? Si en un primer momento llegamos a sospechar que se trataba de un trabajo distinto, fácilmente nos dimos cuenta después de lo erróneo de tal suposición. De entrada ya habíamos descartado que tuviese algo que ver con una eventual versión española del artículo publicado en la Société Géologique de France, que hemos mencionado más arriba: un simple cotejo mostró que uno y otro no tenían nada en común. En cambio, la comparación con el texto de la "*Descripción*" evidenciaba claramente que el manuscrito correspondía a una versión abreviada de la misma, en la que se había prescindido de comentarios y disquisiciones diversas que su autor incluía en el texto impreso. Faltaban algunas partes enteras, como la Introducción, la llamada Sección Primera ("*Noticias geográficas*") o la despachaba con pocos renglones, y la mayor parte de la Tercera ("*Indicaciones para la industria de Galicia*"). Tampoco figuraban las tablas mencionadas. En cambio, prácticamente todos los datos de localización de yacimientos, de accidentes geográficos o geológicos y de puntos diversos de interés están presentes en el manuscrito y dispuestos en el mismo orden para cada caso. Por ello resulta fácil con frecuencia poder seguir páginas enteras de uno y otro texto con un contenido prácticamente idéntico. Curiosamente, sin embargo, el sentido en que aparecen descritos los terrenos es inverso en uno respecto al otro. Así, el manuscrito del AHN se inicia con la descripción de los "*Terrenos recientes*" para concluir con la de los "*Primitivos*" y, en cambio, sucede lo contrario en la obra publicada.

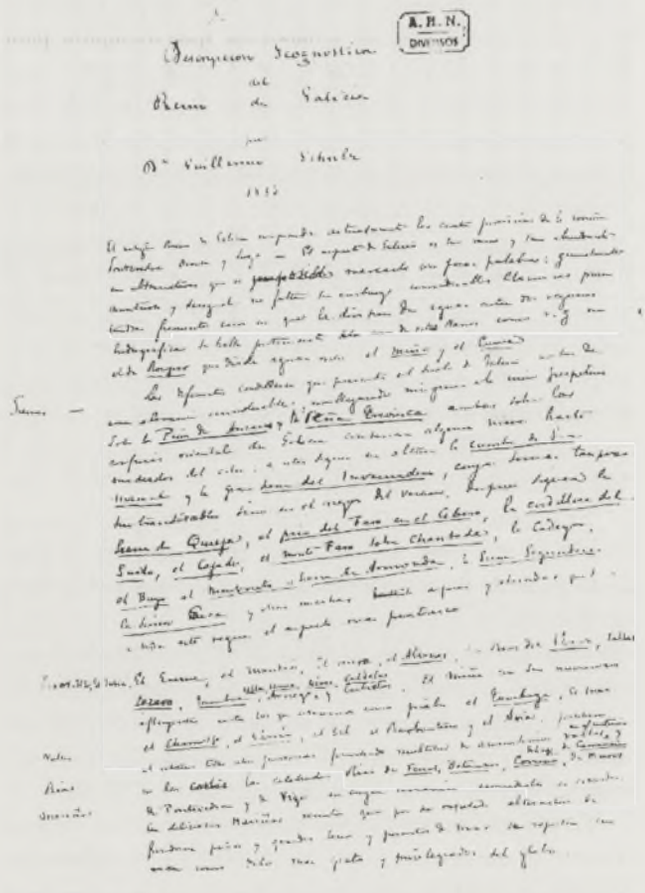


FIGURA 1. *Primera página del manuscrito hallado en el Legado Botella del Archivo Histórico Nacional (Madrid).*

Una de las pocas diferencias que hemos advertido se refiere a la interpretación que afecta a algunos materiales descritos. Nos referimos a las que llama "pizarras arcillosas negruzcas" que cita su autor de una franja N-S que aparece en la costa de Lugo, entre Santa Marta y El Barquero, y se prolonga ampliamente hacia el interior. En el manuscrito estos materiales se integran en los "terrenos de transición", mientras que en el texto editado se colocan, aunque con dudas, en el "terreno primitivo" (probablemente son materiales que hoy día deberían situarse entre los que recubren las típicas rocas conocidas como "Ollo de Sapo"). En definitiva, por todo ello, y a pesar de algunas diferencias, el manuscrito del AHN parecía constituir una base previa de la descripción, una primera versión o esqueleto, con solo su parte esencial que su autor utilizaría luego para construir el texto publicado, enriquecido con comentarios oportunos e interpretaciones apropiadas. Pero hay otros factores a atender que pueden invalidar esa hipótesis.

¿MANUSCRITO ORIGINAL DE SCHULZ?

La versión manuscrita del AHN plantea en efecto un problema, cuya solución no puede establecerse con total seguridad. Podría pensarse que se trataba realmente de un borrador previo del autor, máxime cuando se encuentra acompañado por una prueba de imprenta con correcciones del mapa petrográfico que Schulz elaboró para la "Descripción". Pero surge una duda seria cuando se compara su caligrafía con la habitual del mencionado autor, que conocemos bien a través de sus cuadernos de campo escritos por él en la misma época, y que hemos tenido la oportunidad de consultar en copias que se conservan en la Biblioteca Jovellanos en Gijón. En efecto, la caligrafía parece ser básicamente distinta. En general, la de los cuadernos se muestra como muy homogénea, con los renglones igualmente distanciados unos de otros, con una letra uniforme, muy oblicua, y con un trazo constantemente de la misma intensidad. La regularidad en la versión del AHN es manifiestamente menor, la inclinación de la letra

es escasa y la intensidad de su trazo no es constante. ¿Significaría esto que la versión del AHN no fue escrita por la mano de Schulz? Seguramente. ¿Utilizaría entonces los servicios de un amanuense para poder preparar el texto? ¿Y con qué finalidad se valdría de otra persona? Resulta difícil aceptar esta posibilidad de una persona como Schulz que rellenó tantas páginas relatando las incidencias de sus viajes y describiendo a pie de afloramiento tantos datos sin que ello mermara la clara regularidad de sus renglones, aunque lógicamente gran parte de estos escritos debió efectuarlos en la tranquilidad nocturna de los rústicos alojamientos, en aposentos provistos de la escasa iluminación que es de suponer. Schulz era realmente un grafómano que dejó gran cantidad de páginas escritas (sin contar las numerosas cartas, de las que bastantes se conservan todavía). En estas condiciones, ¿resulta creíble que se sirviera de la ayuda de una persona extraña para preparar sus borradores?

CONCLUSIONES

La posibilidad más verosímil, tras lo que acabamos de exponer, es que el autor material del manuscrito haya sido realmente la misma persona que lo guardó en el legado que hemos podido consultar, es decir, el propio Federico de Botella. Abona esta suposición el resultado de comparar la caligrafía del manuscrito con la de diversos escritos de dicho autor, que parece coincidir con su estilo de letra, de menor tamaño y menos oblicua que la de Schulz y por diversos detalles en el trazado de las mayúsculas. Sin ser expertos calígrafos, las diferencias de ambas son apreciables (Fig. 2).

Puede parecer extraño pensar que Botella se hubiese entretenido en copiar el texto, o lo substancial de él, de un colega suyo, aunque seguramente mucho después de que su autor lo hubiese escrito. Cuando Schulz publicó su obra, es decir, en 1835, Botella tenía solo 13 años, y no puede pensarse que lo hubiera hecho en aquel momento. Debió hacerlo mucho más tarde, quizá incluso cuando Schulz ya había fallecido, de modo que la fecha que figura en el encabezamiento del manuscrito no implica la del momento real en la que fue efectuada la copia. Aunque parezca insólito, lo cierto es que la labor de transcripción de textos pertenecientes a otros autores la llevaba a cabo Botella con cierta frecuencia. En la semblanza biográfica que de él escribió López de Azcona (1989) indica: "*Entusiasta en conservar cuantos datos pudiesen ser útiles ... (recopilaba) originales de primeras figuras de la minería y otras copias hechas personalmente durante sus ratos de descanso*" (el subrayado es nuestro). Esto lo hemos podido constatar al consultar su legado, que conserva muchas copias de fragmentos de obras relevantes de la geología y minería nacional e internacional realizadas personalmente por Botella. Seguramente toda esta información le sirvió de base para la elaboración de dos de sus obras a las que dedicó un tiempo importante de su vida. Nos referimos a los "*Apuntes paleogeográficos. España y sus antiguos mares*", publicada a lo largo de siete entregas (entre 1877 y 1886) en el Boletín de la Sociedad Geográfica de Madrid, y al Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:2.000.000, editado a su costa en 1879. Para ello copiaría lo esencial del trabajo de Schulz, prescindiendo de generalidades y de comentarios superfluos para su propósito.

Nuestra opinión de que el texto manuscrito no debe ser atribuido a la obra de un amanuense que trabajaría para Schulz parece además reforzada por el hecho de que en una de sus últimas páginas, precisamente donde se refiere a aquella formación de edad dudosa citada más arriba (la "*pizarra arcillosa negruzca*") figura el comentario siguiente: "*D. Guillermo Schulz duda en colocar en los terrenos primitivos por su aspecto enteramente como los de la pizarra de transición ...*". La introducción del nombre de Schulz en su propio texto parece totalmente impensable si el manuscrito hubiese estado destinado para consumo interno suyo.

FIGURA 2. *Uno de los dibujos realizados por Federico de Botella para ilustrar su "Itinerario Geológico por la Provincia de Cuenca" (manuscrito depositado en el archivo del Museo Geominero). En la explicación manuscrita al pie del dibujo puede comprobarse la semejanza con los rasgos grafológicos de la figura 1.*

REFERENCIAS

Botella (Legado). Archivo Histórico Nacional, Madrid. Sección Diversos, Títulos y Familias. Legajo 3.187.

Hernández Sampelayo, P. (1928): A la memoria de Schulz. *Revista Minera, Metalúrgica y de Ingeniería*, 3.140: 483-485.

López de Azcona, J.M. (1989): Mineros destacados del Siglo XIX. Federico Manuel María de Botella y de Hornos (1822-1899). *Boletín Geológico y Minero*, 100 (3): 466-496.

Schulz, G. (1834): Sur la Galice. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1ª Ser., 4: 416-418.

Schulz, G. (1835): *Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país*. Imprenta Herederos de Collado, Madrid, 52 p., un mapa y dos cuadros.

La descripción de la actividad volcánica en los Historiadores de Indias: Masaya 1525-1551 (Nicaragua), Agua 1541 (Guatemala) y Huaynaputina 1600 (Perú)

C. Villaseca

Dpto. Petrología y Geoquímica, Fac. Ciencias Geológicas, UCM, 28040 Madrid. granito@geo.ucm.es

ABSTRACT

The description of volcanic activity by early Spanish chronicles is poorly known in part by the unpublishment of some of their Natural Histories during centuries. Nevertheless, the detailed description of the volcanic phenomena and its associated damage make these chronicles invaluable for historical volcanology. In this work is reported chronicles on the activity of some american volcanoes during XVI century: hawaiian activity (lava lake) at Masaya (Nicaragua) during 1525-1551, lahars induced by intense rainfall in 1541 at Agua volcano (Guatemala), and the violent plinian eruption of Huaynaputina volcano (Perú) during 1600.

Key words: *american volcanoes, Spanish chronicles, volcanic activity, XVI century.*

INTRODUCCIÓN

El descubrimiento de América significa el descubrimiento del fenómeno volcánico para los españoles. Cristóbal Colón en 1492 cita la presencia de fuego en la zona central de Tenerife (que posteriormente no ha podido ser confirmado) y Hernán Cortés en 1520-1522 hace escalar a soldados suyos el volcán mejicano Popocatepetl y relatar sus observaciones en una de la primeras descripciones de volcanes desde la narración de Plinio en el año 79 (Sigurdsson, 2000).

En este trabajo se recogen las descripciones de cronistas o historiadores de Indias, que con sus relatos de los diversos aspectos de la naturaleza del nuevo mundo trataban de transmitir a la sociedad española y europea de la época, las maravillas y novedades del descubrimiento. Aunque eran numerosos los volcanes activos americanos (probablemente más de una docena de ellos presentarían algún tipo de actividad durante los siglos XVI y XVII), la actividad de tres de estas *"montañas de fuego"* llamaría su atención. El volcán Masaya (Nicaragua) estaba en actividad hawaiana durante los años 1524-1551?, lo que no pasó inadvertido por los conquistadores y cronistas españoles de la época. La presencia de un lago de lava en su zona cenital despertó la codicia de algunos buscadores de metales preciosos, como queda magistralmente registrado en la narración de Gonzalo Fernández de Oviedo (1548).

El volcán Agua (Guatemala) provoca un devastador lahar en el año 1541 destruyendo gran parte de la nueva capital (Ciudad Vieja, próxima a la actual Antigua Guatemala). Mucho se ha especulado sobre el origen de estas avenidas de lodo y barro, desde desbordamientos de un supuesto lago crateriforme (Delmelle y Bernard, 2000) a fusión de neveros de la zona de cumbre. Los relatos de los cronistas son coincidentes en la presencia de fuertes tormentas tropicales durante días (al estilo del devastador huracán Mitch en 1998), por lo que otros autores no dudan en asociar los lahares con la desestabilización del edificio volcánico (inactivo) durante la fuerte lluvia tropical del momento (Schilling *et al.*, 2001).

El volcán Huaynaputina, de la zona de Ubinas (Perú), entra en una fuerte erupción pliniana el año 1600, registrándose caída de cenizas en la ciudad de Arequipa situada a más de 50 km del volcán. La magnitud de la erupción (la mayor erupción histórica habida en los Andes, de grado VEI 6) y la precipitación de piroclastos no pasa desapercibida por las autoridades locales y la registran numerosos observadores de manera tan minuciosa que sus crónicas son de indudable valor volcanológico (Thouret *et al.*, 2002).

Las descripciones de erupciones volcánicas son escasas en la historia de la Geología. Se cita siempre como primera descripción detallada la realizada por Plinio el Joven al recoger a su tío, el gran naturalista Plinio, que escapaba de la violenta erupción del Vesubio (Italia) del año 79, que provocó la destrucción de las ciudades romanas de los alrededores (Pompeya, Herculano...). Hay que esperar a los relatos de William Hamilton entre 1772-1776 (Sigurdsson, 2000) para obtener testimonios tan detallados de las manifestaciones volcánicas como las realizadas por los cronistas españoles de los siglos XVI y XVII.

ACTIVIDAD HAWAIANA DEL VOLCÁN MASAYA DURANTE 1524-1551 (NICARAGUA)

En 1529 Gonzalo Fernández de Oviedo se traslada a Nicaragua y describe el volcán Masaya (que en lengua cho-

rotega significa monte que arde, también llamado Popogatepe en lengua nicaragüense) en los capítulos V al X del libro 42 de su *Historia General y Natural de las Indias* (1548-1549). Dice así:

"Está en un cerro muy alto y redondo (volcán en escudo) *en la cumbre del cual... sale fuego o tal resplandor como aquel de Etna en Sicilia. La cumbre más alta tiene muchos agujeros, por donde continuamente, sin cesar un momento, sale humo... el cual de día ni de noche no echa llama. En los lados de este monte e sus anejos, hay en muchas partes bocas de agua hirviendo, de la manera que en Puzol (Nápoles), hierve la zufretara* (solfatara)*; e así pienso yo que es todo este monte e sierra mineros de azufre. Hay otros agujeros por donde sale grandísimo viento e muy caliente, tanto que no se puede comportar de cerca.*

A tres leguas de allí, todas las noches que no hace luna, se ve *en la claridad que hay, por la lumbre que redunda del resplandor de Masaya en toda aquella comarca. Pero aunque pinté en la figura llamas de fuego, e a la boca por do sale aquella luz fogosa, no alza ni hay llama alguna sino humo tan encendido como fuego, que de día no se ve de lejos, e de noche es cual digo.*

Vi que toda la altura del monte, cuan grande era, estaba sobre un pozo. Y era tan grande la redondez o boca desta sima, que ninguna escopeta alcanzara de una parte a otra. Y de allí salía un humo continuo e no enojoso a la vista. Aquella hondura bajaba ciento e treinta brazas... Abajo está una plaza redondísima... y hay en aquella plaza baja un pozo, que me pareció que era tan hondo lo que se veía de él, como la mitad o tercia parte de altura que dije que había desde la plaza a lo más alto de la peña o monte... Digo que en la hondura e última parte que yo vi deste pozo, había un fuego líquido como agua, o la materia que ello es (magmas basálticos muy fluidos, típicos de la actividad hawaiana)... *la cual todo el pozo ocupaba y estaba hirviendo, no en todo, pero en partes, mudándose el hervor de un lado a otro, e resurgía un bullir o borbollar, sin cesar, de un cabo a otro. Y en aquellas partes donde aquel hervor no había (o cesaba), luego se cubría de una tela o pez o napa encima, e mostraba por aquellas quebraduras de aquella tela ser todo fuego líquido como agua lo de debajo; e así por todo el circuito del pozo. E de cuando en cuando, toda aquella materia se levantaba para suso* (arriba) *con gran ímpetu, e lanzaba muchas gotas para arriba... E alguna veces acaescía caer a la orilla del pozo, allá abajo, fuera de aquel fuego. La dicha plaza está llena de espinas negras e un poco rubias, a manera de raspas de trigo* (hilos de lava?), *que el mesmo infierno arroja e despide de abajo con tormentas e huracanes, cuando estas escorias echa por el aire..., livianas como esponjas.*

Una de las cosas de que yo más me maravillo, es que oí decir... que hace seis meses escasos estaba el pozo en medio de la plaza, e que la materia o fuego que dentro de él hay, llegaba cerca de la boca, e que no se veían de las paredes del pozo cuatro palmos (cambios en el nivel del lago de lava)".

En el relato de Oviedo se continúa con otras bocas y calderas hawaianas próximas y con la aventura de fray Blas del Castillo y su disparatada versión de que lo que allí ardía no podía ser sino metal de oro o plata, la mayor riqueza del mundo. Oviedo aprovecha el relato del fraile para detallar mejor el comportamiento del lago de lava activo en 1536: *"Lo que anda abajo derretido... (forma) una laguna colorada, con tan grande ruido como la mar, cuando con mucha furia bate en las peñas... que andan las olas de una parte a otra hacia las paredes... y encendida esta laguna o licor sin llama, como el metal de una campana derretido... salvo que tiene una tela encima, negra e muy grande, de dos o tres estados en gordo. Y es de notar que si no fuese por esa tela e horrura de escorias echaría a toda sazón tanta claridad e resplandor de sí, que no solamente en la plaza abajo no se podría estar, mas arriba, en lo alto de la cumbre de ese monte, no habría quien por el mucho calor se pudiese asomar a verlo, pues esta tela, ya se abre o resquiebra por unas partes e ya por otras, y entonces paresce el licor e metal abajo colorado... y esto por muchas partes y en todo tiempo, sin cesar jamás".*

COLADAS DE BARRO (LAHARES) DE 1541 DEL VOLCÁN AGUA (GUATEMALA)

Como fue un suceso que afectó a la capital de la recién conquistada tierra de Guatemala (1523), y ocurrió poco después de la desgraciada muerte de su gobernador Pedro de Alvarado, la imaginación popular quiso ver ciertos designios exotéricos o religiosos en la posterior muerte de su esposa Beatriz de la Cueva durante el colapso parcial del gran estratovolcán. Los relatos están impregnados de cierto aire melodramático, propios de una narración fantástica. Sólo mencionaré los pasajes más objetivos de la descripción de las avalanchas de barro que sepultaron gran parte de la ciudad.

Leamos, en primer lugar, a Oviedo cómo recoge el suceso: *"Habiendo aquel año sido de muchas aguas, cargaron mucho más las lluvias (cuando sucedió lo que ahora se dirá) tres días a reo, sin cesar momento, jueves, viernes e sábado; y en este sábado (de septiembre de 1541), dos horas o tres, después que anocheció, súbitamente, vino grandísima tormenta de agua que reventó un monte, semejante a Vulcano, que allí hay en las faldas del cual está aquella ciudad de Guatemala; y fue tan acelerado este huracán, que no hubo lugar algún socorro ni remedio para excusar las muertes e daños que intervinieron. Traía esta tempestad e agua consigo muchas e grandísimas piedras, e muy grandes árboles e maderas que arrancó de donde estaban nacidos; e así entró esta mala fortuna por la casa del adelantado, e llevó paredes e tejados e terrados más de un tiro de ballesta...*

Traía aquella agua tanta tierra hecha cieno delante de sí, e tanta arena e piedras, e todo junto corriendo con tanta velocidad...e iba la mesma agua e lo demás mezclado todo de piedras tan grandes como diez bueyes juntos, e tan lige-

ramente movidas como si fueran corchos en el agua, e todo en tan gran cantidad que la ciudad quedó llena una lanza de alto, y las calles tales que era imposible andar por ellas a pie ni a caballo, porque el cieno quedó emparejado cuasi con las más altas ventanas.

Fue aqueste huracán o tormenta mucho más temerosa de lo que se puede conjeturar: era la oscuridad muy extremada; el viento incomportable y excesivo; el agua parecía un gran mar; los hombres no se podían ver, ni era posible socorrerse unos a otros; los gritos e voces con llantos e clamores generales... y el estruendo de la tempestad tan sublimado, que no se oían ni entendían los que pedían socorro... e así, cada uno de los que escaparon, hasta que se vieron con la luz del día, pensó que él sólo quedaba con vida, e que todos los demás eran perdidos; e como se fue amaneciendo el día siguiente, se pudo tener noticia de los que perecieron.

Acaeció que esa misma noche (segundo lahar) *salió de aquel mismo monte otra tempestad tan grande, e con tanta piedra e madera que asoló e destruyó cuanto halló delante por donde pasó, e mató a gran cantidad de ganado e indios. Y créese que no quedara hombre vivo en la ciudad si juntamente vinieran ambas tempestades; pero quiso Dios repartir ese trabajo o dividirle, porque menor fuese en cada parte de aquellas por donde tocó esa desventura".*

La importancia de la catástrofe y la notoriedad de algunos de los personajes muertos en estos lahares explica el registro del colapso del volcán Agua (bautizado con este nombre a consecuencia de estas avalanchas de barro, originalmente llamado volcán Junajpu o Hunapú, en lengua kaqchikele) en numerosas crónicas: López de Gómara (1552), Remesal (1619), Vázquez de Espinosa (1626)...etc. López de Gómara (1552) indica que murieron seiscientas personas en la ciudad. Antonio de Remesal (1619) describe la catástrofe de manera larga y cuidada, aunque de dudosa objetividad. Hay un intento de explicación científica que culmina con su ascensión al volcán en 1615. En dicha ascensión confirma tanto la ausencia de nieve permanente en la cumbre como de un lago crateriforme. Leamos algunos pasajes de su prolija descripción: *"a las dos horas después de medianoche tembló la tierra con tanta fuerza que jamás los indios ni españoles habían visto cosa semejante. Porque el monte que ellos llamaban volcán del Agua, en cuya falda estaba fundada la ciudad, daba saltos hacia arriba que parecía quererse arrancar de cuajo, o que minado todo él, quería reventar el fuego que tenía dentro de sí y volar la ciudad... En este conflicto tembló la tierra con más fuerza que la vez pasada y sonó un ruido tan grande, que excedió al del mayor trueno que se pueda imaginar (*los lahares y avalanchas de barro se pueden "oír", Francis, 1993*), que puso en todos tanto pavor y miedo que cayeron como muertos en tierra... Y fue que el agua y aire que penetraban las concavidades del monte llamados arriba, arrancó de la cumbre dél, más de una legua en alto, trastornándola a la otra parte de la ciudad... Y como el agua es más fácil en su movimiento, derramóse por este otro lado hacia el pueblo del Aserradero... haciendo grandes aberturas y canales por el monte abajo y trayendo consigo grandísimos peñascos, que rodaron hasta lo más bajo del monte. No fue una sola vez la que sintieron los vecinos este ruido, otra y otras dos tuvieron por perdidas las vidas, pensando que el monte se caía y los sepultaba en sus ruinas. Pero cuando tuvieron esto por muy cierto, fué sintiendo un grandísimo temblor y que poco después bajaba tanta cantidad de piedras del monte... Bajó luego tras los peñascos un gran golpe de agua mayor que el más caudaloso río y torció algo la corriente esparciéndose por la ciudad, que la bañó toda... Con la luz del día se echó de ver el estrago que había hecho el terremoto y diluvio. Pareció el monte descabezado con una legua menos de subida todo acanalado con la fuerza del agua que arrojó de sí, su falda llena de piedras grandísimas que se le arrancaron de las entrañas, la ciudad llena de lodo y cieno, los puestos de muchas casas desamparados con sus ruinas que se cayeron sobre sus moradores, árboles grandísimos atravesados por las calles, que no dejaban pasar la gente, que se miraban unos a otros como admirados y atónitos de lo que había sucedido.*

*Llegado a lo más alto por esta parte (*ascensión de 1615 al volcán*), por estar el monte cavado se baja hasta 30 estados hasta llegar a una placetilla que se forma en medio de hasta 500 pies de contorno (*aprox. 150 m*)... hay muchos peñascos por los lados despedazados y quebrados y en ellos se conoce la violencia con que se hizo, que fue la fuerza del agua que subía de abajo (*teorías de cavernas donde viento, agua u otras exhalaciones mezcladas con azufre provocaban erupciones*). Lo que resplandecía en una barranca junto a la cumbre como mina de cristal son hielos que se esparcen por un buen espacio más de dos estados, y como allí no hay polvo que los cubra, están siempre lucidos y resplandecientes, y parecen desde abajo cristal... Agua no la hay allá arriba, como algunos piensan, antes la que llueve y cae de los lados se empapa en el arena que es muy suave y menuda".*

Vázquez de Espinosa (1626) todavía recoge la tragedia de esta erupción y añade algunas nuevas indicaciones sobre este sector volcánico: *"después de haber descubierto y conquistado el Adelantado don Pedro de Alvarado estas provincias el año de 1524, fundó y pobló la ciudad de Santiago de los Caballeros de Guatemala, una legua de donde está al presente pues luego que se asoló, por el referido diluvio la antigua ciudad, los que quedaron vivos al fin de dicho año de 1541, de nuevo volvieron a poblar la ciudad donde está al presente, a una legua de donde estaba fundada primero...en las faldas de un alto volcán, que llaman del Agua, enfrente de otro altísimo volcán, que tiene dos picachos (*Fuego y Acatenango*), por el que está a sureste arroja grandes ríos de fuego, y piedras pómez grandísimas hechas fuego... y es tanta la luz que hace y resplandor, que con estar al presente apartada la ciudad de él tres leguas, a la luz de él se lee de noche, como lo experimenté el año de 1620 cuando estuve en ella".*

ERUPCIÓN PLINIANA DE 1600 DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA (PERÚ)

Antonio Vázquez de Espinosa en su *Compendio y descripción de las Indias Occidentales*, escrita hacia 1626 pero nunca publicada (inédita hasta 1942 en que el investigador norteamericano Charles Upson Clark editó el manuscrito conservado en la Biblioteca Vaticana), visita la región de Ubinas y Arequipa hacia 1618 y recoge una relación escrita por don Pedro de Vivar que presenció la erupción de 1600 de un volcán no localizado, pero que posteriormente se identificó como el Huaynaputina (volcán de mal agüero, en quéchua) (Navarro Oviedo *et al.*, 2000).

"*El volcán que estaba en la provincia de los Ubinas el año de 1600 arrojó de sí tanto fuego y ceniza que alcanzó la ceniza más de 200 leguas por todas partes, y cayó en los navíos que navegaban por la mar; al presente* (1618) *hay mucha ceniza a cabo de tanto tiempo por espacio de más de 150 leguas como la ví cuando caminé por aquellos llanos; y así cuando reventó el volcán me certificaron vecinos fidedignos de aquella tierra, que el río de Tambo que pasa por junto al volcán, vino lleno de grandes piedras pómez hechas fuego, que asoló y consumió todas las haciendas y ganados, y que entró de esta suerte en la mar y por más de dos leguas alrededor de donde entra en la mar coció todo el pescado en la mar, y por aquel paraje apareció gran cantidad de pescados muertos y cocidos... Y también me certificaron que cuando reventó el volcán causó tan gran temblor en aquella tierra que asoló muchas casas e hizo notables daños, y con los temblores que duraron siete días y la espesura de las cenizas hecha fuego, que llovía, les parecía que era llegado el fin del mundo y juicio final, y causó tanto horror y oscuridad por aquel distrito que por espacio de siete días (15 días, según el relato del capítulo LXII) no vieron el sol, ni supieron si era de día o de noche; valiéndose de luces en sus casas sin verse unos a otros en gran temor y confusión, siempre lloviendo ceniza, con lo cual muchas casas se abrasaron y cayeron... y dejó toda la tierra, sembrados y ganados abrasados y asolados y algunos pueblos de la provincia perecieron*".

El relato de Pedro de Vivar, incluido por Vázquez de Espinosa, describe lo ocurrido en Arequipa (a 15 leguas del volcán): "*A diez y ocho de febrero, año de 1600, viernes a las nueve de la noche, comenzaron grandes temblores que se alcanzaban unos a otros hasta el sábado siguiente a las seis de la tarde...se turbó toda la región del aire o cielo con una nube muy oscura y comenzó a llover arena menuda en gran cantidad, cosa que atemorizó a la gente semejante novedad nunca vista ni imaginada; llovió hasta medianoche de aquella arena blanca y alguna parda: cesó algún tiempo, aunque poco; y volvió a llover con más furia hasta el domingo por la mañana, que amaneció el suelo cubierto con una cuarta de arena y ceniza; hubo aquella misma noche grandes truenos y relámpagos, que se alcanzaban los unos a los otros, los truenos roncos nunca jamás oídos... Alcanzó la ceniza en partes más de 600 leguas, asoló y abrasó toda la tierra, murió gran cantidad de ganado... los que escaparon de la tormenta, perecieron después de hambre por estar la tierra cubierta de ceniza, una vara, en partes más, en partes menos y no tener que comer; duró esta tempestad hasta el 15 del mes de marzo, habiendo comenzado a 18 de febrero...*" La descripción es prolija y detalla las numerosas misas, novenas, procesiones y otros actos de contrición realizados por la población de Arequipa durante la erupción.

El reciente trabajo de Navarro Oviedo *et al.* (2000) recoge otros testimonios y relaciones directas de la erupción así como de las graves consecuencias que la erupción produjo en la población (más de 1500 muertos) y en la economía de la región y alrededores (Arequipa, Cuzco y Potosí).

REFERENCIAS

Delmelle, P. y Bernard, A. (2000): Volcanic lakes. En: *Enciclopedia of volcanoes* (H. Sigurdsson, Ed.), 877-895.

Fernández de Oviedo, G. (1548): *Historia general y natural de las Indias*. Ed. Atlas (1992), Madrid, 5 vol. 2139 p.

Francis, P. (1993): *Volcanoes, a planetary perspective*. Clarendon Press, Oxford, 443 p.

López de Gómara, F. (1552): *Historia general de las Indias*. Ed. Iberia (1965), Barcelona, 2 vol. 886 p.

Navarro Oviedo, R., Jara, L.A., Thouret, J.C., Siebe, C. y Dávila, J. (2000): The AD 1600 eruption of Huaynaputina as described in early Spanish chronicles. *Boletín de la Sociedad Geológica de Perú*, 90: 121-132.

Remesal, A. (1619): *Historia general de las Indias Occidentales*. Ed. Atlas (1964), Madrid, 487 p.

Schilling, S.P., Vallance, J.W., Matías, O. y Howell, M.H. (2001): *Lahar hazards at Agua volcano, Guatemala*. USGS Open-File Report 01-432, 16 p.

Sigurdsson, H. (2000): *Enciclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1417 p.

Thouret, J.C., Juvigné, E., Gourgaud, A., Boivin, P. y Dávila, J. (2002): Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115: 529-570.

Vázquez de Espinosa, A. (1626): *Compendio y descripción de las Indias Occidentales*. Ed. Atlas (1969), Madrid, 577 p.

PATRIMONIO GEOLÓGICO Y GEODIVERSIDAD

Importancia patrimonial de los yacimientos cenomanienses de Tarragona (Catalánides, España)

A. Calonge-García[1], M.D. López-Carrillo[1] y G. Meléndez[2]

1 Dpto. Geología, Edificio de Ciencias, Univ. de Alcalá, 28871, Alcalá de Henares (Madrid). a.calonge@uah.es
2 Dpto. Geología (Paleontología), Univ. Zaragoza, C./ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. gmelende@unizar.es

ABSTRACT

The legal framework in the Tarragona province (southern Catalonia, NE Spain) the preservation of paleontological outcrops is still poorly developed. A detailed evaluation has been carried out of two cenomanian historical outcrops located close to the city centre in Tarragona. This study has focused on the rich and diversified foraminiferal content of these materials. The importance of preserving these outcrops, besides their recognised geological and palaeontological interest, is emphasized on the basis of their historical and archaeological values. This is due to the fact that such rock formations were the base of quarrying works for the construction of the Roman walls of the town. Therefore, a combined proposal of geoconservation for these outcrops is presented. This would include, on one side, their nomination as Pont of special palaeontological interest, and on the other side, their integration within a wider educational, touristic, cultural and archaeological program of the city.

Key words: *palaeontological heritage, geoconservation, Cenomanian, microfossils, Tarragona outcrops.*

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos del Cretácico Superior de Tarragona (sector meridional de las Catalánides o Cordillera Costero-Catalana) poseen un valor especial desde el punto de vista del patrimonio paleontológico, debido al interés de los materiales correspondientes a las unidades estratigráficas representadas, y, a la riqueza fosilífera las mismas. Por otra parte los niveles carbonatados de estas unidades, algunos con foraminíferos, constituyen los materiales utilizados para la construcción de la Muralla y del anfiteatro de la ciudad de Tarragona. Estos yacimientos son los de Sanatorio de la Salud y Nou Camp (Fig. 1). El objetivo del presente trabajo es la descripción y valoración patrimonial de los yacimientos, así como la evaluación de los riesgos potenciales y reales a que pueden estar expuestos, y la propuesta de posibles medidas de protección.

ANTECEDENTES

Los yacimientos de Sanatorio de la Salud y Nou Camp han sido citados anteriormente por Moreno de Castro (1970) quien reconoce las especies *Ovalveolina ovum* (D´Orbigny) y *Praealveolina cretacea tenuis* Reichel que permiten datar el Cenomaniense superior. Benzaquen *et al.* (1973) citan la presencia de *Praealveolina cretacea* (D´Archiac), *Praealveolina cretacea tenuis* Reichel, *Cisalveolina* sp y *Ovalveolina* sp. en materiales cenomanienses. Robles (1982) reconoce alveolínidos en los niveles cenomanienses. Calonge (1989) aporta las caracterización bioestratigráfica de las diferentes unidades del Cenomaniense a la vista de las asociaciones de foraminíferos presentes. Calonge y Andrade (1996) precisan la edad de estos materiales en función de su contenido en alveolínidos. Calonge y Sánchez Real (1996) apuntan la posibilidad de que estos afloramientos próximos a Tarragona fueran explotados por los romanos como canteras para obtener el material utilizado en la construcción de la muralla de la ciudad.

YACIMIENTO DEL SANATORIO DE LA SALUD

Descripción

El yacimiento está localizado en la ciudad de Tarragona, en los materiales situados debajo de la Muralla Romana, y frente al Sanatorio de la Salud (Fig. 2).

Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de Sierra Llavería:

Comprende 19 metros de dolomías grises en grandes bancos que presentan laminación de ripples o algas. A techo se localiza un banco masivo de 1 m de espesor de calizas fosilíferas con macroforaminíferos abundantes, tales como Alveolínidos: *Praealveolina simples* Reichel, *Praealveolina tenuis* Reichel y *Ovalveolina ovum* D'Orbigny; Ataxofragmiidos; Lituólidos; Miliólidos; Nezzazátidos; Sorítidos: *Pseudorhapydionina casertana* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro) y Textulariidos, así como diversos microforaminíferos.

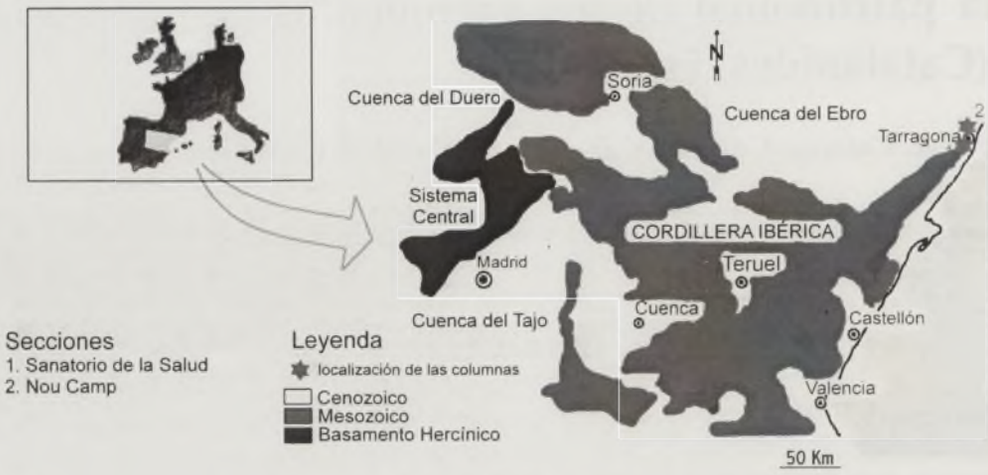


FIGURA 1. *Situación geográfica de los yacimientos de Tarragona.*

Formación Calizas masivas de Sierra Llavería:

Consta de 17 metros de calizas muy fosilíferas bionodulares o tableadas en la base, con abundantes macroforaminíferos como por ejemplo Alveolínidos (*Praealveolina simples* Reichel y *Praealveolina tenuis* Reichel); Ataxofragmiidos; Fischeríniidos; Lituólidos; Miliólidos; Nezzazátidos; Sorítidos: *Pseudorhapydionina casertana* (De Castro) Y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro); Textulariidos así como restos de algas Dasicladáceas y de microforaminíferos. Hacia la parte superior pasan a calizas dolomíticas masivas o nodulosas. Sobre esta unidad se asienta la muralla romana.

Evaluación de riesgos

El principal peligro para estos yacimientos es el que representa la realización de obras públicas relacionadas con el acondicionamiento y ensanche de la carretera, por lo cual estas obras deberían llevarse a cabo bajo la supervisión de personal técnico especialista en paleontología y previa realización de los preceptivos informes.

Medidas de protección

Se propone considerar la posibilidad de incluir este yacimiento como *Punto de Especial Interés Paleontológico (PEIP)* en el seno de la Sociedad Española de Paleontología.

YACIMIENTO DEL NOU CAMP

Descripción

Este yacimiento se sitúa en la parte NE de Tarragona, en el camino forestal que asciende al Nou Camp desde la ciudad, en una cantera situada al final del camino (Fig. 3). En él se reconocen las siguientes unidades:

Formación Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de Sierra Llavería:

Comprende 4 m de dolomías grises en grandes bancos con estratificación difusa y laminación de ripples. La sucesión termina con un intervalo de 1,5 m de calizas fosilíferas con Alveolínidos: *Praealveolina simples* Reichel, *Praealveolina tenuis* Reichel y *Ovalveolina ovum* D'Orbigny; Fischeríniidos; Miliólidos; Sorítidos: *Pseudorhapydionina casertana* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro); Textulariidos y diversas formas de microforaminíferos.

Formación Calizas masivas de Sierra Llavería:

Comprende 11 metros visibles de calizas muy fosilíferas que hacia la parte superior pasan a calizas dolomíticas. En su contenido fosilífero destacan los microfósiles, pricipalmente restos de foraminíferos como Alveolínidos: *Praealveolina simples* Reichel, *Praealveolina tenuis* Reichel y *Ovalveolina ovum* D'Orbigny y restos de algas Dasicladáceas; Fischeríniidos; Miliólidos; Sorítidos; Textulariidos y diversas formas de microforaminíferos.

En la parte superior las calizas pasan a ser bionodulares. Por encima se observa el nivel actual de erosión.

Evaluación de riesgos

La valoración y evaluación de los riesgos que pueden afectar a estos yacimientos paleontológicos se ha representado de manera cualitativa y cuantitativa (Fig. 4) de acuerdo con el modelo utilizado por Meléndez *et al.* (2002).

El principal riesgo que podría afectar a este yacimiento sería una ampliación de la carretera, por ejemplo su ensanche o la modificación de su trazado, así como la realización de otras obras públicas como aparcamientos para el campo de fútbol que podrían afectar a los niveles fosilíferos de la Fm Sierra Llavería situados en su margen, destruyéndolos total o parcialmente. En realidad, el yacimiento ya se ha visto afectado por las obras de mejora de los accesos al

FIGURA 2. *Vista general del Sanatorio de la Salud (Tarragona).*

FIGURA 3. *Vista lejana del yacimiento del Nou Camp (Tarragona).*

campo de fútbol, que han ocasionado la desaparición parcial del mismo. En el caso de llevarse a cabo futuras obras (vertederos, escombreras o ensanches de la carretera), estas deberían estar supervisadas por personal técnico especialista en paleontología.

Por último, el yacimiento presenta un grave riesgo de expolio debido a su buena accesibilidad y su proximidad a Tarragona.

Medidas de protección

En principio, el yacimiento de Nou Camp no se encuentra gravemente amenazado, de no ser por la realización de obras en la carretera. La prevención de la destrucción de niveles fosilíferos por ensanche del trazado de la carretera podría llevarse a cabo mediante la exigencia de informes de impacto ambiental y patrimonial. En el caso de realizarse obras inevitables en la carretera, se propone realizar una campaña de campo (excavación de urgencia) exhaustiva, para recoger muestras suficientes para investigación. Por todo ello, se propone la definición del yacimiento como *Punto de Especial Interés Paleontológico (PEIP)* en el seno de la Sociedad Española de Paleontología. Por otra parte, estos caracteres y su situación de riesgo evidente deben ser suficientes para elevar la propuesta ante la Administración de su definición con la figura legal de protección de *Zona Paleontológica*

INTERÉS PALEONTOLÓGICO

La sucesión del Cenomaniense en esta área ha sido objeto de estudios estratigráficos (Benzaquen *et al.*, 1973), paleontológicos (Calonge y Andrade, 1996) y arqueológicos (Calonge y Sánchez Real, 1996). Se observa que los materiales estudiados se incluyen o en la Fm Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de Sierra Llavería o en la Fm Calizas masivas de Sierra Llavería (Robles, 1982).

En los afloramientos estudiados en esta localidad se han definido varias especies de foraminíferos. En función de los datos obtenidos en este estudio se incluye el tramo calcáreo con Praealveolinas de la Fm Dolomías tableadas y Calizas con Praealveolinas de Sierra Llavería en el Cenomaniense superior debido a la presencia de Alveolínidos como *Praealveolina simples* Reichel, *Praealveolina tenuis* Reichel y *Ovalveolina ovum* D'Orbigny; Fischeríniidos; Miliólidos; Sorítidos: *Pseudorhapydionina casertana* (De Castro) y *Pseudorhipidionina casertana* (De Castro); Textulariidos y diversas formas de microforaminíferos. De la parte infe-

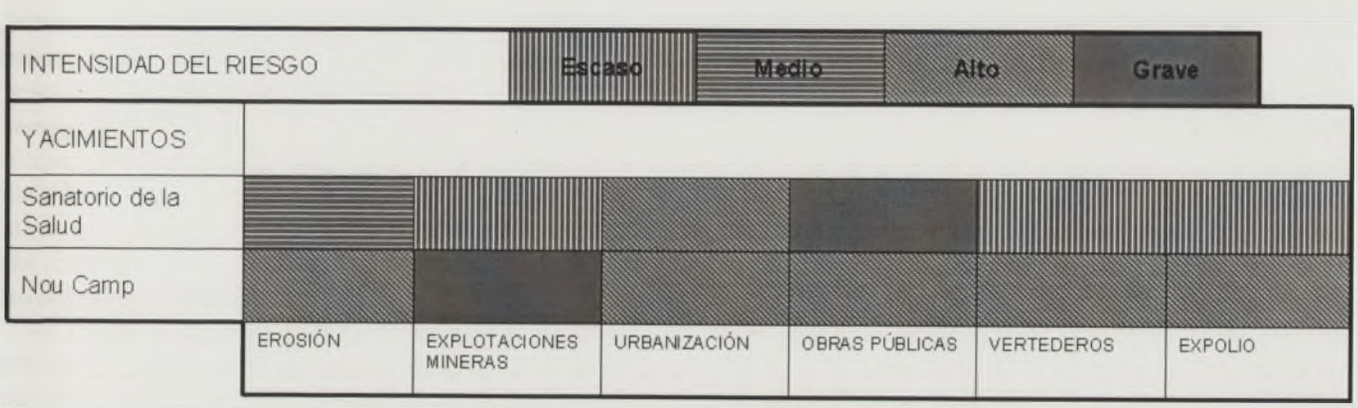


FIGURA 4: *Diagrama de riesgos basado en Meléndez et al. (2002).*

rior de esta unidad no se tienen datos para precisar su edad. No obstante, por su posición se podría incluir en el Cenomaniense medio, sin descartar que su techo sea ya Cenomaniense superior (Calonge, 1989). Por último, Robles (1982) incluye esta unidad en el Cenomaniense medio, indicando su posible pertenecencia, en mayor o menor medida, al Cenomaniense superior.

Por lo que respecta a la Fm Calizas Masivas de Sierra Llavería, para Robles (1982) sería Cenomaniense superior en su tramo basal, mientras que el resto de la unidad sería Turoniense, sin descartar que en parte pudiese ser Cenomaniense. La presencia en la base de esta unidad de una asociación de foraminíferos muy parecida a la anterior (Alveolínidos, Sorítidos, Miliólidos, etc.) permiten incluir esta parte basal de la formación también en el Cenomaniense superior. En cuanto a la parte superior no se tienen datos suficientes para datarla, aunque por su posición debe ser Turoniense inferior, sin olvidar que en parte podría corresponder todavía al techo del Cenomaninse superior (Calonge, 1989).

CONCLUSIONES

Los yacimientos fosilíferos del Cenomaniense de Tarragona constituyen un punto de gran interés paleontológico tanto por su riqueza fosilífera (principalmente foraminíferos) como por su buena exposición y accesibilidad lo que les confiere un valor cultural, turístico y didáctico suplementario. Las asociaciones de foraminíferos presentes han contribuido al establecimiento de escalas bioestratigráficas (Calonge *et al.*, 2002) y al conocimiento y enriquecimiento del patrimonio paleontológico. La protección de los mismos, de los riesgos de destrucción, expolio o deterioro por obras públicas, urbanizaciones, cultivos, etc., deben ser consideradas como una tarea prioritaria por parte de las autoridades responsables del patrimonio.

El interés paleontológico de los mismos radica, aparte de en la riqueza, diversidad y estado de conservación de los grupos fósiles, principalmente foraminíferos, en su carácter histórico, al haber constituido la fuente de referencias clave en el conocimiento del Cretácico de la región (Cordillera Costero Catalana). Resulta por tanto necesario su definición como *Punto de Especial Interés Paleontológico* en el ámbito de la Comisión de Patrimonio de la S.E.P. Asimismo sería conveniente el acuerdo sobre su propuesta a la Administración como Punto protegido (Bien de Interés Cultural) con la denominación de *Zona Paleontológica*

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por los Proyectos BTE2000-0158 del Ministerio de Nuevas Tecnologías; BTE2000-1148 (MCYT-CSIC) y por el Proyecto PI2003/027 de la Universidad de Alcalá.

REFERENCIAS

Benzaquen, M., Núñez, A. y Martínez, W. (1973): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª serie, hoja nº 473 (Tarragona)*. IGME, Madrid, 1-39.

Calonge, A. (1989): *Bioestratigrafía del Cretácico Medio por Foraminíferos bentónicos*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 2117/89: 568 p.

Calonge, A. y Andrade, A. (1996): Precisiones cronoestratigráficas de las formaciones del Cenomaniense del sur de las Catalánides. *Revista Española de Micropaleontología*, XXVIII (1): 129-142.

Calonge, A. y Sánchez Real, J. (1996): Estudio del origen de los materiales presentes en la muralla romana de Tarragona. *Quaderns d'Història Tarraconense,* XIV: 9-29.

Meléndez, G., Fernández López, S., Pérez Urresti, I., Delvene, G., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A. (2002): Los yacimientos del Jurásico en el valle del Jiloca (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica): valoración patrimonial y medidas de protección. En: *El patrimonio paleontológico de Teruel* (G. Meléndez y E. Peñalver, Eds.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 81-136.

Moreno de Castro, E. (1970): Presencia de Cretácico superior (Cenomanense superior) en la Cordillera Litoral Catalana. *Revista Española de Micropaleontología*, II (3): 305-3134.

Robles, S. (1982): Catalánides. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, 199-272.

Los inventarios de puntos de interés geológico: análisis comparativo de diferentes casos en España

L. Carcavilla[1,2], J. López-Martínez[1], J.J. Durán[1,3], M.P. Berrio[1] y B. Arrese[1]

1 Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Ciencias, 28049 Madrid. jeronimo.lopez@uam.es
2 Tragsatec, Julián Camarillo 6, 28037 Madrid. lcu@tragsatec.es
3 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. jj.duran@igme.es

ABSTRACT

Inventories of points of geological interest are a common way of undertaking geological heritage studies. Characteristics of the study area, including size and geodiversity, are relevant aspects to be considered for selecting points of geological interest. Possibilities and limitations in the selection of points of geological interest at different administrative and geographical scopes (provincial, regional, municipal and natural unit) corresponding to different Spanish provinces (Albacete, Huesca, Madrid and Guadalajara) are compared in this work. The importance of such factors as working scale, boundary criteria of the study area, inventory elements typology, points of interest selection system, and, in general, the objective and context of the study, as well as the application to be given to the inventory, becomes relevant when inventorying.
A comparative approach is carried out on the possibilities and limitations appearing in the process of selection of points of geological interest at a different administrative and geographical level (natural, regional, provincial, and municipal) within different provinces of Spain (Albacete, Huesca, Madrid and Guadalajara).

Key words: *geoconservation, geodiversity, geological heritage, inventories, point of geological interest.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de los elementos pertenecientes al patrimonio geológico de una determinada región se realiza habitualmente a partir de inventarios de puntos de interés geológico. Los inventarios son, por tanto, una parte esencial en ese tipo de estudios. Al aportar información sobre las características, diversidad y valor de un territorio, los inventarios de puntos de interés geológico son también útiles para la conservación del medio natural y la planificación territorial.

Además de interés por su potencialidad de uso científico y/o educativo, otros criterios a la hora de evaluar la importancia de los puntos que se incluyen en un inventario es por su contenido: exclusividad cronoestratigráfica, constituir formas de relieve destacables, singularidad mineralógica, petrológica o sedimentaria, contenido paleontológico, ser elementos estructurales especialmente representativos, o reflejar aspectos paleogeográficos o paleoambientes que muestren la evolución geológica regional, entre otros. Los puntos suelen ser incluidos en los inventarios respondiendo a su singularidad o por ser representativos de la geodiversidad del área estudiada.

Al efectuar un inventario, entre otros aspectos, se debe tener en cuenta el ámbito de estudio, escala de trabajo, tipología y tamaño de los lugares a inventariar. También conviene considerar el uso que se vaya a dar al inventario.

El ámbito territorial de un estudio de patrimonio geológico debería corresponder a una o a varias unidades geológicas completas. Sin embargo, los inventarios suelen ser de áreas delimitadas por criterios político-administrativos (habitualmente municipios, comarcas o mancomunidades, provincias o comunidades autónomas), debido a que los promotores de los estudios de patrimonio geológico generalmente son entes públicos, que lógicamente ciñen sus intereses a los límites administrativos que representan. La diferencia entre límites administrativos y geológicos provoca que puedan quedar fuera del inventario elementos estrechamente relacionados con otros incluidos en él, o incluso que un punto de interés quede parcialmente excluido al ser dividido por un límite administrativo.

Algunos inventarios no abarcan la totalidad de los elementos geológicos, sino que se orientan a determinados aspectos. Estos "inventarios temáticos" pueden considerar, por ejemplo, yacimientos paleontológicos, elementos geomorfológicos, aspectos relacionados con el karst, o singularidades mineralógicas, entre otros.

La escala de trabajo condicionará las aplicaciones del inventario. Escalas poco detalladas pueden servir para grandes áreas o contextos geológicos, así como para delimitar sectores favorables para un estudio detallado. Escalas detalladas serán más apropiadas, entre otras cosas, para diseñar

itinerarios didácticos, delimitar espacios a proteger o para orientar la gestión y la planificación de un territorio.

La selección de puntos, además de al interés científico y/o didáctico, suele atender a factores como facilidad de acceso y potencialidad de uso del punto. La descripción de los puntos de interés se realiza, generalmente, mediante una ficha que contemple las características, aunque también es frecuente la descripción mediante un texto acompañado de fotografías, o bien la combinación de ambos sistemas.

Suele ser de utilidad la representación cartográfica de los puntos sobre una base topográfica o geológica, sobre un modelo digital del terreno o sobre una ortofotografía. Sería también deseable que los inventarios incluyeran, con cierto grado de detalle, una evaluación de los puntos, lo que exige el establecimiento previo de un sistema de valoración. En cualquier caso, los inventarios deben incluir una justificación de la elección de los puntos.

Los inventarios permiten conocer lugares de valor excepcional, lo que puede provocar que puntos con cierta fragilidad reciban numerosas visitas como consecuencia de su divulgación. El resultado sería una degradación del lugar si este no cuenta con protección (física o legal), por lo que un mal uso de los inventarios, en lugar de facilitar la gestión y favorecer la conservación de los puntos en ellos incluidos, pueden provocar el efecto contrario. Esto es especialmente grave en lugares que además pueden ser expoliados (p.e. yacimientos paleontológicos y mineralógicos, cavidades kársticas con espeleotemas, etc.).

Existen trabajos que proponen una metodología general para realizar inventarios de puntos de interés geológico (Cendrero, 1996, 1999). El objetivo del presente trabajo es poner de manifiesto la influencia que ejercen diferentes ámbitos territoriales para la selección de puntos de interés geológico. Para ello, se consideran y comparan las principales características de una serie de inventarios realizados por nosotros y que, por su diversidad territorial y de aplicación, ámbito de estudio, naturaleza geológica del área analizada y metodología empleada, pueden servir de ejemplo de diferentes sistemas de análisis y estudio del patrimonio geológico. Los casos que se comparan corresponden a diferentes ámbitos territoriales (provincia, comarca, término municipal, unidad natural) y a distintas áreas españolas (Albacete, Huesca, Madrid y Guadalajara) (Fig. 1). Algunas características y aspectos tenidos en cuenta en los estudios considerados se incluyen en la tabla 1.

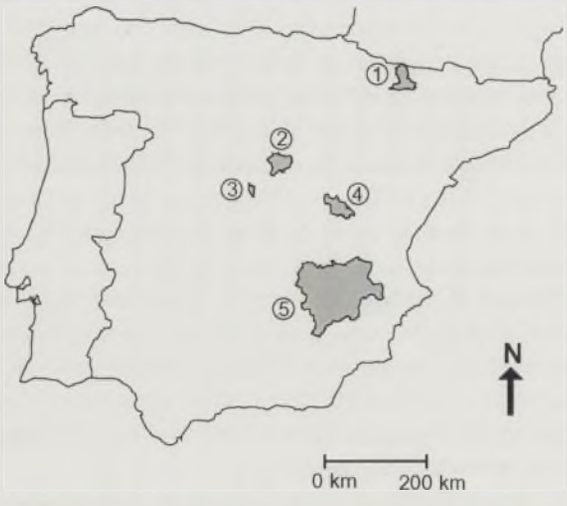


FIGURA 1. *Localización de las zonas estudiadas. 1, Comarca del Alto Gállego (Huesca); 2, Sierra de Ayllón (Guadalajara); 3, Municipio de Galapagar (Madrid); 4, Serranía de Cuenca; 5, Provincia de Albacete.*

INVENTARIO DE PUNTOS DE INTERÉS GEOMORFOLÓGICO EN UN ÁMBITO PROVINCIAL (ALBACETE)

Como se mencionó anteriormente, el análisis del patrimonio geológico puede abordarse de una manera global o mediante el estudio particular de ciertos aspectos, mediante los llamados inventarios específicos o temáticos. Un ejemplo son los inventarios de puntos de interés geomorfológico, que se refieren a aspectos que, además, suelen tener particular significación dentro de los inventarios geológicos generales.

En el caso de la provincia de Albacete (Carcavilla *et al.*, 2000, 2004), se realizó un inventario temático por cuestiones normativas, ya que la Ley 9/1999 de Conservación de la Naturaleza de Castilla-La Mancha, que amparaba ese estudio, hace especial hincapié en los elementos geomorfológicos.

En los inventarios geomorfológicos la clasificación puede abordarse desde diferentes perspectivas, siendo una de ellas la morfogenética, como se hizo en el caso de Albacete (Tabla 1). Los puntos de interés geomorfológico fueron clasificados como depósitos eólicos, áreas lacustres y zonas endorreicas, formas y depósitos fluviales, kársticos, de vertiente y relieves litológicos.

INVENTARIO DE PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO EN UNA COMARCA (ALTO GÁLLEGO, HUESCA)

Los inventarios de puntos de interés geológico a escala comarcal y municipal pueden ser magníficas herramientas para orientar la planificación territorial y para plantear iniciativas útiles al desarrollo local. Un inventario de ese tipo es el realizado en la comarca del Alto Gállego, Huesca (Carcavilla *et al.*, 2003) (Tabla 1). En este caso, se atendió a características geológicas de la comarca (especialmente a los procesos activos), para inventariar los principales lugares de interés geológico, analizar el grado de conservación del medio geológico comarcal, proponer medidas de gestión y considerar la posibilidad de utilización del patrimonio geológico como elemento de desarrollo local mediante su divulgación a diversos colectivos y la integración en otros programas, como la creación de redes de senderos balizados.

TABLA 1. *Características de los estudios de patrimonio geológico considerados.*

	Albacete	Alto Gállego	Serranía de Cuenca	Sierra de Ayllón	Galapagar
Ámbito de estudio	Provincial	Comarcal	Unidad natural	Unidad natural	Término municipal
Tipo de inventario	Temático: geomorfológico	General	General	General	General
Extensión área de estudio (km^2)	14.924	1.351	1.205	1.275	71,6
Valoración de los puntos	NO	SI	SI	SI	SI
Nº de PIGs seleccionados	88	49	59	44	14
Densidad: km^2/PIGs	169,6	27,6	20,4	29	5,1
Descripción de los PIGs	Texto	Ficha	Texto y ficha	Texto y ficha	Texto y ficha
Fotografía de PIGs	SI	SI	SI	SI	SI
Mapa localización PIGs	SI	SI	SI	SI	SI
Cartografía de los PIGs	NO	NO	SI	SI	SI
Propuestas de gestión	Muy breves	SI	SI	SI	SI
Estudio geológico detallado	Breve	SI	SI	SI	SI
Año de realización	2000	2000	2002	2003	2003

Los puntos seleccionados se agruparon en función de su principal interés (geomorfológico, estratigráfico, tectónico, petrológico, mineralógico, hidrogeológico o paleontológico). Es decir, que la clasificación realizada incluyó, al contrario que en los inventarios temáticos, prácticamente la totalidad de las principales disciplinas geológicas. La valoración se realizó mediante una ficha que consideraba 22 aspectos relacionados con el valor intrínseco, la potencialidad de uso y el riesgo de degradación. Los puntos fueron considerados como de interés medio, alto o muy alto.

INVENTARIO DE PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO EN UN TÉRMINO MUNICIPAL (GALAPAGAR, MADRID)

Un ejemplo de estudio en este tipo de ámbito administrativo es el inventario de puntos de interés geológico realizado en el madrileño término municipal de Galapagar (López-Martínez *et al.*, 2003a). En este caso, el objetivo del estudio era analizar el patrimonio geológico municipal y proponer itinerarios que permitieran su visita. Teniendo en cuenta las características geológicas del término municipal se seleccionaron 14 puntos de interés (Tabla 1) que fueron valorados mediante un procedimiento similar al del estudio anteriormente citado. Poner de manifiesto las singularidades geológicas en los ámbitos municipales es importante, al poseer los ayuntamientos competencias para la planificación territorial en su territorio.

INVENTARIO DE PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO EN UNIDADES NATURALES: SIERRA DE AYLLÓN (GUADALAJARA) Y SERRANÍA DE CUENCA

En los lugares citados se realizaron inventarios de puntos de interés para ser tenido en cuenta en la posible declaración de nuevos espacios naturales protegidos. Ambos enclaves están situados en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, por lo que su posible declaración se ampara en la Ley 9/1999 antes citada.

En los casos de la Serranía de Cuenca (Berrio *et al.*, 2002) y de la Sierra de Ayllón (López-Martínez *et al.*, 2003b), el tamaño del área de estudio era similar (Tabla 1). Ambos trabajos no se limitaban a un inventario de puntos de interés, sino a un análisis global del medio geológico, con objeto de realizar un diagnóstico y proponer medidas de gestión del área que garantizaran su adecuada conservación. Para ello, se llevó a cabo una subdivisión del área en función del interés y de la vulnerabilidad, y una revisión de los usos actuales y potenciales del territorio para valorar su posible incidencia sobre el medio geológico. El inventario de puntos, que constituía una fase importante del estudio, se acompañó de una cartografía geológica y geomorfológica a escala 1:25.000, con el fin de situar y delimitar los puntos seleccionados. Además, debido a que el estudio se centró en aspectos relacionados con la conservación, se incluyeron en la correspondiente ficha nuevos campos para valorar el riesgo de degradación de los puntos de interés. El inventario de puntos de interés resultó muy útil para efectuar el diagnóstico del área de estudio, analizar la potencialidad de uso y proponer medidas de gestión y conservación (Carcavilla *et al.*, 2003; López-Martínez *et al.*, 2003b).

CONCLUSIONES

Los inventarios de puntos de interés geológico son de gran utilidad para la catalogación del patrimonio geológico. La metodología a seguir para la realización de los mismos debe tener en cuenta la aplicación que se vaya a dar al inventario. Además, se deben considerar factores como la escala de trabajo, tipología y clasificación de elementos a inventariar y sistema de selección de los puntos. También se podrá incorporar una valoración de los puntos de interés y la representación cartográfica de los mismos.

Aunque sería recomendable que la delimitación del área a inventariar se hiciese atendiendo a criterios geológicos, lo más habitual es que se haga en función de límites político-administrativos. Los casos considerados en este trabajo corresponden a diferentes ámbitos administrativos y geográficos, lo cual afecta, en cierto modo, al inventario. Dado que las diferentes entidades administrativas poseen competencias diversas en lo que se refiere a la planificación territorial, el marco en el que se realice el inventario condicionará la posible aplicación posterior del mismo. El territorial también afecta a la escala a la que se abordan los estudios y a la densidad de puntos seleccionados en cada inventario. El inventario en una unidad natural se centró en la selección, valoración y diagnóstico de lugares con posibilidades de integrarse en la red de espacios naturales protegidos de la comunidad autónoma, en función del marco normativo existente en esta materia. El estudio municipal enfocó la selección de puntos para identificar los elementos más representativos del municipio, con objeto de cartografiarlos para que pudieran ser contemplados en los planes urbanísticos municipales y en diseñar un itinerario y material de apoyo que permitiera la divulgación entre la población local. El estudio comarcal centró los objetivos del inventario en la identificación de las singularidades geológicas del lugar y de los elementos representativos, con objeto de diseñar una estrategia de uso público que permitiera su divulgación en colaboración con el Área de Cultura de la comarca. Por último, el estudio provincial incluyó un primer inventario, más general, seleccionando lugares de alto interés geomorfológico para que estudios más detallados posteriores permitieran su adecuada valoración y representación cartográfica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo recibido de las entidades involucradas en los estudios aquí considerados: Ayto. Galapagar; I.E. Albacetenses; Área de Cultura, Comarca Alto Gállego; Consejería Medio Ambiente, Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Tragsatec y FGUAM. Agradecen también la revisión de G. Meléndez y F. Guillén Mondéjar que mejoró el manuscrito original.

REFERENCIAS

Berrio, M.P., Carcavilla, L. y Chicharro, E. (2002): *Estudio de Geología y Geomorfología de la Serranía de Cuenca*. Tragsatec. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, 409 p., 17 mapas.

Carcavilla, L., Belmonte, A., Berrio, M.P., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2003): *Patrimonio geológico del Alto Gállego*. Yalliq 3, formato CD-ROM. Comarca Alto Gállego. Área de Cultura. Huesca.

Carcavilla, L., Berrio, M.P., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2000): *Patrimonio Geomorfológico de la provincia de Albacete*. Universidad Autónoma de Madrid e Instituto de Estudios Albacetenses. Albacete, 100 p.

Carcavilla, L., Berrio, M.P., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2004): Propuesta de sistematización para el estudio de elementos geomorfológicos como parte del Patrimonio Geológico. Aplicación a la provincia de Albacete. En: *El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente* (F. Guillén Mondéjar y A. del Ramo, Eds.). Univ. de Murcia, 125-133.

Cendrero, A. (1996): Propuesta sobre criterios para la clasificación y valoración del patrimonio geológico. En: *El Patrimonio Geológico*. Serie Monografías. MOPTMA. Madrid, 29-38.

Cendrero, A. (1999): Patrimonio geológico; diagnóstico, clasificación y valoración. En: *Jornadas sobre patrimonio geológico y desarrollo sostenible* (J. Palacio, Ed.). Serie Monografías. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid, 23-38.

López-Martínez, J., Durán, J.J., Arrese, B., Carcavilla, L. y Berrio, M.P. (2003a): *El medio natural geológico en Galapagar*. Universidad Autónoma de Madrid y Ayuntamiento de Galapagar, 152 p.

López-Martínez, J., Durán, J.J., Carcavilla, L. y Arrese, B. (2003b): *Estudio de Geología y Geomorfología de la Sierra de Ayllón*. Universidad Autónoma de Madrid, Tragsatec y Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, 418 p., 27 mapas.

El patrimonio geológico-minero de Chóvar (Castellón): valoración y propuesta como Bien de Interés Cultural (BIC)

J.M. Casanova y L.E. Ochando

Dpto. de Geología, Universidad de Valencia, C/ Doctor Moliner 50, 46100 Burjassot. jm.casanova@arsystel.com, Luis.E.Ochando@uv.es

ABSTRACT

The village of Chóvar in Castellón province, E Spain includes the biggest number of old interior metallic mining Works of the whole region (autonomous Community) of Valencia. Such important metal minerals as mercury, cobalt, copper, and barium have been exploited since historical times until the second half of the XXth century. Both the mines themselves and associate facilities constructions, and the remaining evidences of mining activities constitute a very important geological and mining heritage of this Autonomous Community, which would require an urgent program of heritage protection and geoconservation in order to guarantee their preservation and cultural management and use.

Key words: *geoconservation, geological heritage, Chovar, Castellon, mining heritage.*

INTRODUCCIÓN

Chóvar es un pequeño municipio de 18,2 km^2 y 395 habitantes perteneciente a la comarca del Alto Palancia en la provincia de Castellón, distante unos 44 kilómetros de la capital. Su término, muy montañoso (Pico Bellota, 959 m), está enclavado en una zona de enorme valor geológico, ecológico y paisajístico dentro del Parque Natural de la Sierra de Espadán y situado en el sector meridional de dicha Sierra.

La Sierra de Espadán se sitúa en la Rama Castellano-Valenciana de la Cordillera Ibérica, estructuralmente se caracteriza por un gran anticlinal intensamente fracturado en el que predominan los materiales de edad triásica, con pequeños afloramientos de materiales paleozoicos. Los materiales triásicos comienzan con una alternancia de areniscas y arcillas rojas (facies Buntsandstein), que dan paso de forma gradual a dos niveles carbonatados con un nivel evaporítico-detrítico intercalado (facies Muschelkalk), por encima del cual hay una serie en la que alternan materiales arcillosos-detríticos-evaporíticos (facies Keuper). Por encima de éstas se disponen las dolomías de la Formación Imón en tránsito a los carbonatos del Jurásico que ocupan las partes más externas del anticlinal de Espadán (Tritlla, 1994; Gómez *et al.*, 2000).

Este trabajo tiene como objetivo un mejor conocimiento del patrimonio geológico y minero de este municipio, su estado actual y una valoración del mismo. Debido a su gran interés, se propone su calificación como Bien de Interés Cultural (BIC) que garantice su conservación y divulgación.

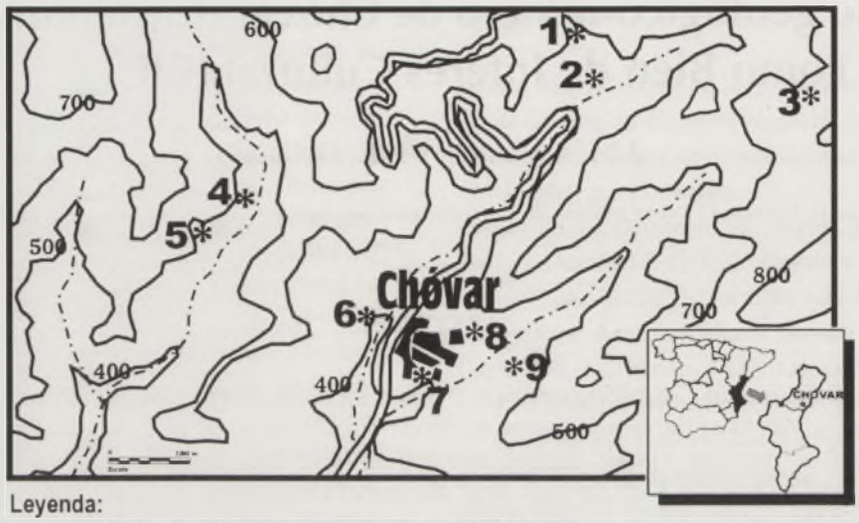
HISTORIA MINERA

La referencia escrita conocida más antigua sobre la explotación de minas en el término de Chóvar corresponde a una autorización que para este fin concedió el Rey Felipe II en 1562 al Señor de Chóvar y Bellota, Francisco Jerónimo Ferragut (Martí, 2001). Sin embargo, es a partir de la segunda mitad del siglo XIX cuando la documentación sobre la minera en Chóvar comienza a ser más frecuente y abundante. Desde esa época hasta finales de la década de los sesenta del siglo XX se ha explotado, aunque de forma intermitente, cobalto, cobre, bario y mercurio (Casanova y Canseco, 2002) (Fig. 1).

Minas de cobalto

Los minerales que se explotaban eran óxidos, mayoritariamente asbolana $[(Co,Ni)_{1-y}(Mn^{4+}O_2)_{2-x}(OH)_{2-2y+2x}\ n\ H_2O]$ y en menor medida heterogenita $[Co^{3+}O(OH)]$ que se presentan rellenando fracturas en las areniscas del Buntsandstein en forma de impregnaciones terrosas de color negro.

La extracción de la asbolana consistía en explotar la parte superior del yacimiento de forma desordenada en labores a cielo abierto, en algunos casos se hicieron pequeños socavones que apenas alcanzaban los 5 m. Este trabajo era llevado a cabo por jornaleros que alternaban las tareas agrícolas con las mineras. Éstos rompían las rocas con barrenos, luego las desmenuzaban a martillo y después raspaban las costras negruzcas de mineral almacenándolo en la misma mina. Cuando tenían el suficiente para llenar una caballería lo llevaban al pueblo para luego venderlo como colorante en las vecinas industrias cerámicas de Alcora, Onda y Ribesalbes. El exclusivo tono azul intenso de las lozas, porcelanas y cerámicas de la fábrica del conde de Aranda, se debía a la aplicación del óxido de cobalto de Chóvar. También se llevaba a Segorbe, Valencia y Manises para su aplicación en pavimentos y revestimientos.



Leyenda:

1. Mina San José (Cobalto). Puerto de Eslida. 729.965/4416.586
2. Mina San José (Cobalto). Majadica. 730.402/4416.474
3. Minas de El Hembrar (Mercurio). El Hembrar. 731.300/4415.750
4. Mina La Lealtad (Cobalto-Cobre). Bco. Bellota. 728.488/4415.491
5. Alegas (Bario). Bco. Bellota. 728.150/4415.200
6. Ampliación Asunción (Bario). La Rocha. 728.950/4414.975
7. Mina Asunción (Bario). Peralejo. 729.550/4414.825
8. Mina La Variable (Cobalto). Castillo. 729.621/4415.063
9. Mina Mari-vi (Bario). El Carrascal. 730.400/4414.700

FIGURA 1. *Mapa de situación de las minas existentes en el término de Chóvar. En la leyenda se indica el nombre de la mina, la sustancia explotada, el paraje y las coordenadas UTM.*

Existen referencias de denuncias mineras para la extracción de cobalto desde 1844 hasta la década de los cuarenta del siglo XX. Las principales minas son: *La Lealtad* situada en el barranco de La Bellota; *La Variable* junto al Castillo y la mina *San José* que fue la más importante de todas con labores junto al puerto de Eslida y en La Solana de la Majadica.

Minas de cobre

Son las de menor importancia. Los minerales que se explotaban eran carbonatos, principalmente azurita [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$] y en menor medida malaquita [$Cu_2(CO_3)(OH)_2$], que se presentan rellenando fracturas en las areniscas del Buntsandstein en forma de impregnaciones terrosas de color azul y verde respectivamente. Las mineralizaciones de cobre suelen aparecer asociadas a las de cobalto y en la única mina en donde se encuentran en cantidades apreciables es en la situada en el barranco de La Bellota.

Minas de bario

El mineral explotado era exclusivamente una baritina [$BaSO_4$] masiva de color blanco. La mineralización consiste en depósitos epigenéticos de carácter filoniano que se encuentran rellenando fracturas de dirección NE-SO en las areniscas y arcillitas del Buntsandstein (Tritlla, 1994).

En el paraje denominado El Carrascal se encuentra la mina *Marivi*, se trata de un conjunto de labores mineras de muy poca envergadura, como las realizadas en el paraje conocido como La Solana del Caballo junto al barranco de La Bellota. De mayor importancia es la mina *Asunción* situada en los parajes denominados Peralejo y Cerro del Castillo, prácticamente en el mismo pueblo de Chóvar. Ésta es la mina más importante de la zona cuyas labores mineras se prolongan en su mayoría por debajo del casco urbano. En esta mina existen restos de labores muy antiguas, pero la explotación más importante se llevó a cabo entre los años 1947 y 1960. El mineral extraído se transportaba al puerto de Burriana para su embarque con destino a los centros de consumo en Barcelona. En el paraje conocido como La Rocha del Rincón muy próximo a Chóvar se abrió la mina *Ampliación de Asunción*, un conjunto de zanjones y pequeñas galerías.

Minas de mercurio

Son las más importantes y en ellas el mineral explotado fue cinabrio [HgS] que se presenta en forma de impregnaciones pulverulentas de color rojo bermellón intenso sobre las areniscas del Buntsandstein. El cinabrio es de origen supergénico originado a partir de una schwazita, tetraedrita mercurífera de origen hipogénico (Calvo, 1983; Tritlla *et al.*, 1991).

Las referencias escritas más antiguas sobre la explotación de mercurio en Chóvar corresponden a 1842, año en que la sociedad minera La Esperanza de Valencia ya explotaba cinco minas cuya actividad se mantuvo aunque de

forma intermitente al menos hasta 1850. En el último cuarto de siglo XIX, hubo un nuevo intento de explotar las minas de cinabrio de El Hembrar. Probablemente fue la sociedad propietaria de las minas la que encargó al ingeniero de minas francés E. Lavigne la realización de un trabajo de investigación en la zona. En el año 1906, una compañía de Mieres, denominada El Porvenir, realizó trabajos de investigación a partir de los cuales explotó el cinabrio entre 1907 y 1908. Poco después sería una compañía alemana la que intentó la explotación de las minas, pero el proyecto fue abortado en 1914 por el estallido de la I Guerra Mundial. La última y más reciente explotación se inició en 1957 por la compañía Espadán Minero Industrial S.A. (EMINSA) de Barcelona, cuyos trabajos finalizaron en 1969 coincidiendo con una crisis mundial del mercurio, acompañada de una espectacular bajada del precio.

Al conjunto de estas explotaciones se las conoce como minas de *El Hembrar* y están localizadas al norte del pueblo, entre los barrancos de El Paraíso, de Ajuez y de El Hembrar. En total se han explotado cinco filones de los cuales los más importantes son el de Los Asturianos y El Anchurón.

El filón de Los Asturianos está situado en el cauce y a la derecha del barranco de El Hembrar en dirección NE-SO. Sobre este filón se desarrolló la labor minera de mayor envergadura conocida como mina *San Francisco*. Constituida por un pozo denominado *Manuel*, de 98 m de profundidad del que parten cinco galerías casi todas orientadas al Sur y cuya mineralización es más rica a mayor profundidad. Al interior de esta mina también se accede por una galería cuya entrada se encuentra próxima a la zona en donde se sitúan la planta de trituración y los hornos. Sobre el filón de El Anchurón se abrió la mina *Oriental* constituida por la galería *Diana* que tiene más de 200 m de longitud con galerías secundarias que cortan el filón.

TABLA 1. *Relación de minerales citados en el término Chóvar. Para cada mineral se indica la mina más importante o el paraje en el que se ha encontrado o citado.*

MINERAL	FÓRMULA	MINA/PARAJE
Plata	Ag	Minas de El Hembrar
Oro	Au	Puerto de Eslida
Mercurio	Hg	Minas de El Hembrar
Calcosina	Cu_2S	Mina San José
Cobaltina	CoAsS	Mina San José
Calcopirita	$CuFeS_2$	Mina San José
Schwazita	$(Cu,Hg)_{12}Sb_4S_{13}$	Minas de El Hembrar
Cinabrio	HgS	Minas de El Hembrar
Covellina	CuS	Mina San José
Fletcherita	$Cu(Ni,Co)_2S_4$	Mina San José
Pirita	FeS_2	Mina San José
Marcasita	FeS_2	Mina San José
Corderoita	$Hg_3S_2Cl_2$	Minas de El Hembrar
Atacamita	$Cu_2Cl(OH)_3$	Mina San José
Cuprita	Cu_2O	Mina La Lealtad
Montroydita	HgO	Minas de El Hembrar
Estibiconita	$Sb^{5+}Sb^{3+}{}_2O_6(OH)$	Minas de El Hembrar
Pirolusita	MnO_2	Minas de El Hembrar
Hematites	Fe_2O_3	Minas de El Hembrar
Goethita	$Fe^{3+}O(OH)$	Minas de El Hembrar
Asbolana	$(Co,Ni)_{1-y}(Mn^{4+}O_2)_{2-x}(OH)_{2-2y+2x}$ $n\cdot H_2O$	Mina San José
Heterogenita	$Co^{3+}O(OH)$	Mina San José
Siderita	$Fe^{2+}CO_3$	Minas de El Hembrar
Azurita	$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	Mina La Lealtad
Malaquita	$Cu_2(CO_3)(OH)_2$	Mina La Lealtad
Baritina	$BaSO_4$	Mina Asunción
Calcantita	$CuSO_4\cdot 5H_2O$	Mina San José
Olivenita	$Cu_2AsO_4(OH)$	Mina La Lealtad
Clinoclasa	$Cu_3(AsO_4)(OH)_3$	Mina San José
Conicalcita	$CaCu(AsO_4)(OH)$	Mina La Lealtad
Escorodita	$Fe^{3+}AsO_4\,2(H_2O)$	Mina San José
Bariofarmacosiderita	$BaFe^{3+}\,4(AsO_4)_3(OH)_5\,5(H_2O)$	Mina La Lealtad
Metazeunerita/Zeunerita	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2\,8(H_2O)$	Mina San José
Cuarzo	SiO_2	Minas de El Hembrar

VALOR PATRIMONIAL

La actividad minera localizada en Chóvar reúne, al menos dentro del ámbito de la Comunidad Valenciana, un conjunto de singularidades más que suficientes para ser objeto de protección, conservación, estudio y divulgación.

El municipio de Chóvar alberga una de las labores mineras de interior de mayores dimensiones de las existentes en la Comunidad Valenciana, asociada a la cual hay un conjunto de instalaciones igualmente únicas y excepcionales. Las más importantes pertenecen a la mina de mercurio *San Francisco* situada en el paraje de El Hembrar. De todas ellas destaca el grupo de instalaciones constituido por los hornos, chimenea y cámaras de condensación. Junto a éstos quedan restos de instalaciones de servicios (vestuarios, almacén...) y de la planta de trituración de la que se conserva parte de una trituradora de mandíbulas y la tolva. Asociado al pozo Manuel (98 m) quedan restos de la edificación que contenía la maquinaria del castillete y parte de ésta. Sin embargo el castillete minero ha desaparecido. Junto a la galería *Diana* quedan restos de un transformador e instalaciones de servicios. En algunas galerías todavía pueden observase restos de las instalaciones de aire comprimido para los martillos neumáticos, vagonetas y parte del trazado de las vías que en algunos puntos de cruce aún conservan las plataformas de intercambio.

La otra labor de importancia corresponde a la mina de baritina *Asunción* que al estar situada en el mismo casco urbano ha sido totalmente transformada. Por último, respecto a las minas de cobalto, los métodos de explotación y beneficio que se daba al mineral extraído no requirió del uso de instalaciones. Sólo existe una referencia escrita sobre la construcción de un molino de trituración en la mina *La Lealtad* actualmente desaparecido.

La actividad minera de la zona cesó por motivos de rentabilidad económica y no por el agotamiento de los yacimientos. Por esta razón los minerales que fueron objeto de explotación siguen siendo muy abundantes y se pueden

observar con facilidad tanto en las escombreras como en el interior de las galerías. Esta actividad minera ha permitido posteriormente identificar un gran número de especies minerales distintas, alguna de las cuales representa la primera vez que se cita su presencia en España. En la actualidad es el municipio valenciano en el que se ha descrito una mayor riqueza mineralógica (Tabla 1).

El interés económico, social y científico que han despertado estos yacimientos ha dado lugar a un abundante número de publicaciones. Entre las que se encuentran varias tesis doctorales, trabajos de investigación minera o estudios que muestran la relación de esta actividad con aspectos históricos, sociales y económicos de Chóvar (Casanova, 1998).

SITUACIÓN ACTUAL Y PROPUESTAS DE FUTURO

A medida que las labores mineras fueron cesando su actividad, éstas se han visto sometidas a un progresivo deterioro debido a factores tales como: la consecuente falta de mantenimiento, los incendios forestales o los actos de vandalismo. De especial interés es el estado y situación actual en que se encuentran las instalaciones mineras más importantes que son las ubicadas en el paraje de El Hembrar. Durante años fue frecuente el desmantelamiento de parte de las mismas (estructuras metálicas, vigas...), pero el suceso más grave ocurrió en los años ochenta cuando se desmontó por completo el castillete del pozo Manuel, con lo que se ha perdido de forma irreparable el único castillete minero construido en la Comunidad Valenciana.

Debido a la importancia, singularidad y estado actual de este conjunto patrimonial, proponemos su calificación como "*Bien de Interés Cultural*" (BIC) que es el la figura jurídica que mejor se ajustaría a su conservación y cuyas características quedan recogidas en el Capítulo III de la Ley 4/1998 del Patrimonio Cultural Valenciano. Como primera medida y de acuerdo a la actual legislación, es necesario la elaboración de un proyecto que incluya su restauración, conservación, estudio y señalización, dando especial prioridad a los hornos (Fig. 2).

De gran interés para su conservación y divulgación así como para la revitalización del municipio sería la creación de un centro museístico que ya ha sido reclamado en diversas ocasiones (Martí, 2000). Éste podría estar asociado a una visita por las labores mineras que incluyera el recorrido por una de sus galerías previamente acondicionada. Tampoco hay que olvidar el gran valor geológico, ecológico y paisajístico de la zona incluida dentro del Parque Natural de la Sierra de Espadán, lo que posibilitaría la elaboración de itinerarios que permitieran combinar aspectos geológicos, minero-mineralógicos y ecológicos.

FIGURA 2. *Hornos y cámaras de condensación de las minas de Mercurio de El Hembrar. En la parte superior se observa una escombrera y restos de la planta de trituración.*

REFERENCIAS

Calvo, F.A., Guilemany, J.M. y Gómez, J.M. (1983): Estudio sobre la estructura de menas de mercurio: IV Chovar (Castellón). En: *Libro Jubilar de José Mª Ríos*. Ed. I.G.M.E, Madrid, 3: 97-113.

Casanova, J.M. (1998): *La minería y mineralogía de la Comunidad Valenciana. Repertorio Bibliográfico*. Tesis de licenciatura, Universitat de Valencia, 268 p.

Casanova, J.M. y Canseco, M. (2002): *Minerales de la Comunidad Valenciana*. Ed. Caja de Ahorros del Mediterráneo, Alicante, 237 p.

Gómez, J.Mª., Guilemany, J.Mª. y Soria, A. (2000): La mina de mercurio de Chóvar (Sierra de Espadán, Castellón). En: *Patrimonio geológico y minero en el marco del desarrollo sostenible*. Colección Temas Geológico-Mineros. Ed. I.G.M.E, Madrid, 31: 185-195.

Martí, J. (2000): Un museo sobre la minería es algo inédito en toda la Comunidad Valenciana. *Levante-El Mercantil Valenciano*. 20-febrero-2000. Comarcas, p.14.

Martí, J. (2001): *La minería en Chóvar. Sierra de Espadán*. Ed. Fundació Serra Espadà, Valencia, 40 p.

Tritlla, J., Cardellach, E. y Plana, F. (1991): Primeros datos sobre mineralizaciones de cinabrio en los materiales del Buntsandstein del área de Xovar (Sierra de Espadán, Castellón). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 14 (1):95-96.

Tritlla, J. (1994): *Geología y metalogenia de las mineralizaciones de Ba-Hg de la Sierra de Espadán (provincia de Castellón)*. Tesis doctoral. Universitat Autónoma de Barcelona, 234 p.

Revisión taxonómica y origen de la colección de bivalvos no españoles del Jurásico Inferior del Museo Geominero (IGME, Madrid)

G. Delvene[1,2], S. Menéndez[1] y M.E. Gahr[3]

1 Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. s.menendez@igme.es
2 Dpto. Ciencias de la Tierra (Paleontología), Univ. Zaragoza, 50009 Zaragoza. gdelvene@unizar.es
3 Junginger Str.71, 89275 Elchingen-Thalfingen, R.F. Alemania. matthias.gahr@web.de

ABSTRACT

Foreign Lower Jurassic bivalves from the Geominero Museum (Spanish Geological Survey) belong to two palaeontological collections: Fósiles Extranjeros (40 recorded especimens) and Paleontología Sistemática de Invertebrados (12 recorded specimens). The 52 specimens of bivalves are included in 17 genera of the subclasses Palaeotaxodonta (15.4%), Pteriomorphia (51.92%), Heterodonta (26.92%) and Anomalodesmata (5.76%). The identified species are well known in Europe, no new species having been described. The most common species are Dacryomya lacryma (J. de C. Sowerby, 1824), Plicatula (Harpax) spinosa J. Sowerby, 1819, Gryphaea (G.) arcuata Lamarck, 1801 and Nicaniella (N.) voltzi Hönighaus in Römer, 1836. Palaeoautoecological analysis shows that 15.4% were deposit-feeders (order Nuculoida) and the rest are suspension-feeders. Among the last ones, several life habits are recognized. Most specimens come from France (47), especially from Bourgogne, Languedoc-Roussillon and Lorraine. There are recorded specimens from Germany, Switzerland and United Kingdom. Most bivalves are Sinemurian to Toarcian in age. Some specimens are from Pliensbachian. The uncertain historical origin of the collections and their current situation are discussed.

Key words: *Bivalvia taxonomy, Lower Jurassic, palaeontological heritage, Geominero Museum.*

INTRODUCCIÓN

Los ejemplares del Paleozoico y del Mesozoico de la *Colección Fósiles Extranjeros* del Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid) han sido objeto de revisión en los últimos años (Menéndez *et al.*, 2000; Menéndez y Delvene, 2001). Su característica común es su procedencia no española, aunque existen ejemplares que, pese a cumplir este requisito, se encuentran ubicados en el seno de otra colección denominada *Paleontología Sistemática de Invertebrados*, que incluye tanto ejemplares españoles como extranjeros, pues su misión es ilustrar los caracteres taxonómicos diagnósticos que presentan los diferentes grupos de invertebrados. Debido a la entidad que ha cobrado esta nueva colección, tanto por el número de ejemplares como por su excepcional estado de conservación o singularidad, en el último año se ha tomado la determinación de que se escinda de las ya existentes formando una diferente. Los registros de bivalvos no españoles están distribuidos de la siguiente manera: (1) Exposición permanente en la *Colección Fósiles Extranjeros* (vitrina 249 del pasillo de acceso a la sala principal), (2) Exposición permanente en la *Colección Paleontología Sistemática de Invertebrados* (vitrinas 233, 234 y 245 del pasillo de acceso a la sala principal), (3) Fondos del Museo Geominero.

Los bivalvos del Jurásico Inferior no españoles pertenecen a ambas colecciones: *Fósiles Extranjeros* (40 registros) y *Paleontología Sistemática de Invertebrados* (12 registros) estando en curso actualmente su revisión taxonómica. Una primera aproximación de la taxonomía de estos bivalvos fue presentada por Delvene *et al.* (2002). Los objetivos del presente trabajo son mostrar la revisión taxonómica definitiva de los bivalvos del Jurásico Inferior, su paleoautoecología, procedencia y origen de la colección.

REVISIÓN TAXONÓMICA Y PALEOAUTOECOLOGÍA

La mayoría de los bivalvos estudiados son de edad Sinemuriense y Toarciense, si bien hay algunos ejemplares del Pliensbachiense. Su estado de conservación es bueno en general, tanto desde el punto de vista tafonómico, así como de los caracteres que le confieren un buen valor expositivo. La mayor parte de los bivalvos son ejemplares articulados, algunas valvas aisladas y minoritariamente moldes internos articulados. Todos ellos están compuestos por carbonato cálcico a excepción del ejemplar 448X, identificado como *Pseudopecten (P.) equivalvis* (J. Sowerby, 1816), (Fig. 1.3), que está silicificado y en ambas valvas podemos observar los anillos concéntricos de sílice. El análisis taxonómico se

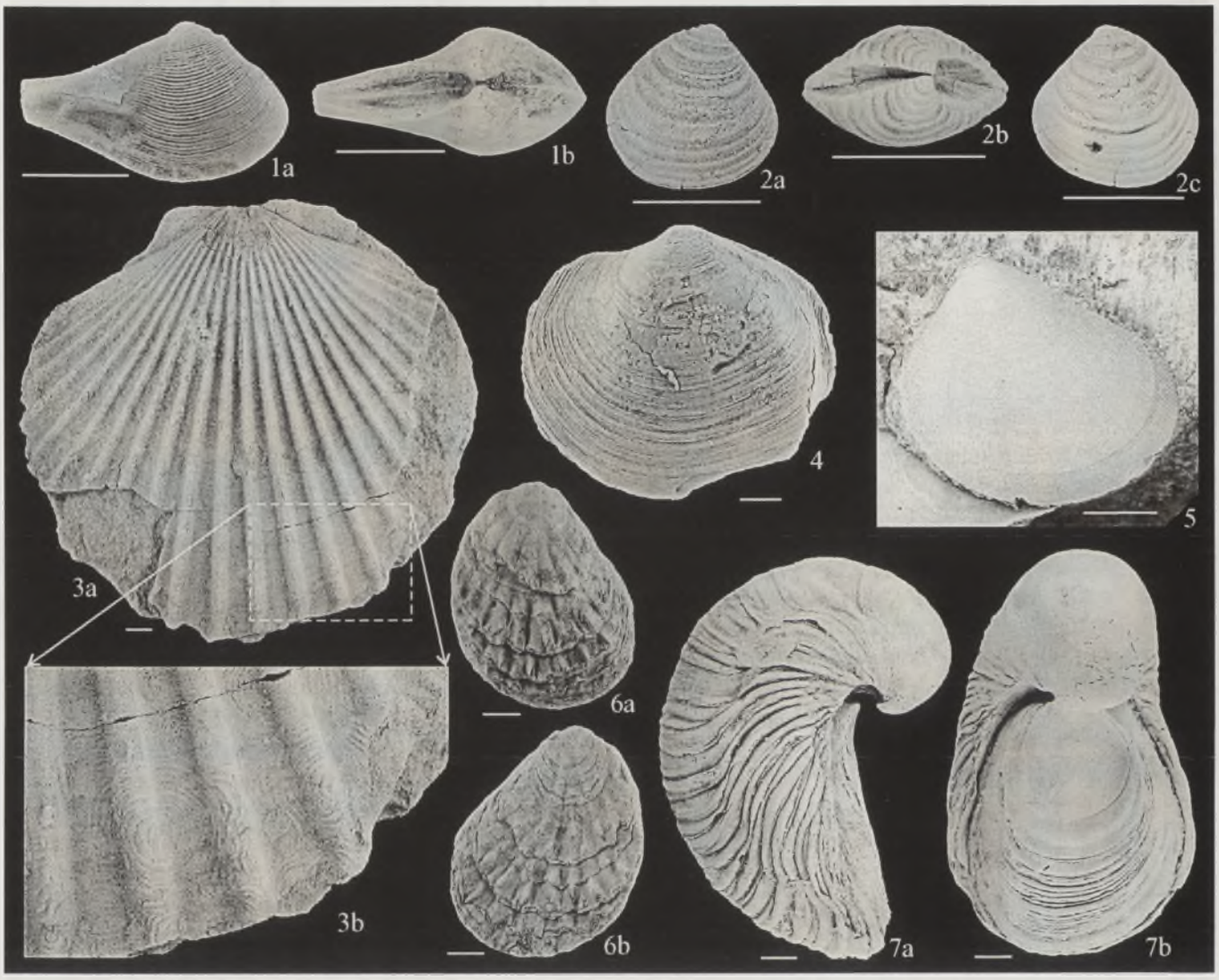


FIGURA 1. *Lámina fotográfica. La escala gráfica corresponde a 0,5 cm. 1) Dacryomya lacryma (J. de C. Sowerby, 1824). Ejemplar articulado. Vistas derecha (a) y dorsal (b). Doubs, Franche-Comté (Francia). Toarciense. - 470X. 2) Nicaniella (N.) voltzi Hönighaus in Römer, 1836. Ejemplar articulado. Vistas derecha (a), dorsal (b) e izquierda (c). Aude, Languedoc-Roussillon (Francia). Toarciense. - 2676X. 3) Pseudopecten (P.) equivalvis (J. Sowerby, 1816). Ejemplar articulado. Vista derecha (a), detalle de anillos de silicificación (b). Avallon, Yonne, Bourgogne (Francia). Pliensbachiense-Toarciense. - 448X. 4) Discomiltha lirata (Phillips, 1829). Vista izquierda de ejemplar articulado. Cher, Centre (Francia). Toarciense. - 473X. 5) Plagiostoma punctatum J. Sowerby, 1818. Valva derecha. Autun, Saône-et-Loire, Bourgogne (Francia). Sinemuriense. - 447X. 6) Plicatula (Harpax) spinosa J. Sowerby, 1819. Ejemplar articulado. Vistas izquierda (a) y derecha (b). Sables, Calvados, Basse Normandie (Francia). Jurásico Inferior. - 1603X. 7) Gryphaea (G.) arcuata Lamarck, 1801. Ejemplar articulado. Vistas posterior (a) y derecha (b). Calvados, Basse Normandie (Francia). Sinemuriense. - 458X.*

ha realizado con 52 registros de bivalvos que representan 19 especies pertenecientes a 17 géneros de las subclases Palaeotaxodonta (15,4%), Pteriomorphia (51,92%), Heterodonta (26,92%) y Anomalodesmata (5,76%). Todas las especies identificadas son bien conocidas en Europa y no se ha descrito ninguna nueva. En la tabla 1 se indican las especies reconocidas en nuestro material y en negrita están señaladas las más abundantes que son: *Dacryomya lacryma* (J. de C. Sowerby, 1824), *Plicatula (Harpax) spinosa* J. Sowerby, 1819, *Gryphaea (G.) arcuata* Lamarck, 1801 y *Nicaniella (N.) voltzi* Hönighaus in Römer, 1836. En la figura 1 se encuentran figurados los que presentan mejor conservación. En cuanto al grupo trófico, la mayoría de los bivalvos estudiados fueron suspensívoros (84,6%) y tan sólo el 15,4% sedimentívoros. Los bivalvos sedimentívoros pertenecen al orden Nuculoida, son todos ellos infaunales someros y con cierta movilidad dentro del sedimento. Dentro de los suspensívoros se identifican varios modos de vida. Los infaunales son todos excavadores de sedimento blando. Unos someros, respecto al fondo, y no sifonados como *Nicaniella* y *Cardinia*; otros profundos y sifonados como *Homomya*, *Pholadomya* y *Pleuromya*, o bien, con tubo de mucus como *Discomiltha*. Entre los bivalvos epifaunales, *Plicatula* pertenece a los cementantes fijados al sustrato

TABLA 1. *Especies de bivalvos del Jurásico Inferior del material no español perteneciente a las colecciones del Museo Geominero (IGME, Madrid). En negrita se han señalado las especies más abundantes.*

Palaeotaxodonta	***Dacryomya lacryma* (J. de C. Sowerby, 1824)** *Palaeonucula hammeri* (Defrance, 1825) *Palaeonucula calliope* (d´Orbigny, 1850) *Palaeonucula* sp.
Pteriomorphia	***Plicatula (Harpax) spinosa* J. Sowerby, 1819** ***Gryphaea (G.) arcuata* Lamarck, 1801** *Gryphaea (G.) cymbium* Lamarck, 1801 *Plagiostoma hermanni* (Voltz in Zieten, 1830) *Plagiostoma giganteum* J. Sowerby, 1814 *Plagiostoma punctatum* J. Sowerby, 1818 *Grammatodon (G.)* sp. *Chlamys (Ch.) textoria* (Schlotheim, 1820) *Pseudopecten (P.) equivalvis* (J. Sowerby, 1816) *Parvamussium pumilum* (Lamarck, 1819) *Entolium (E.) corneolum* (Young & Bird, 1828)
Heterodonta	***Nicaniella (N.) voltzi* Hönighaus in Römer, 1836** *Cardinia concinna* (J. Sowerby, 1819) *Discomiltha lirata* (Phillips, 1829) *? Discomiltha* sp.
Anomalodesmata	*Homomya ventricosa* Agassiz, 1842 *Pholadomya (Ph.) fidicula* J. de C. Sowerby, 1826 *Pleuromya uniformis* (J. Sowerby, 1813)

TABLA 2. *Número de registros asignados a los departamentos y regiones franceses del material de bivalvos del Jurásico Inferior perteneciente a las colecciones del Museo Geominero (IGME, Madrid). En negrita se han indicado las regiones de donde más registros proceden.*

Región	**Departamentos /nº registros**
Basse Normandie	Calvados: 4
Bourgogne	Côte d´Or : 3 Nièvre: 5 Saône-et-Loire: 6 Yonne: 4
Centre	Cher: 2
Franche-Comté	Doubs: 2
Languedoc-Roussillon	Aude: 7
Lorraine	Meurthe-et-Moselle: 7
Midi-Pyrénées	Aveyron: 1 Tarn: 1
Pays-de-Loire	Sarthe: 1
Picardie	Oise: 1
Poitou-Charentes	Deux-Sèvres: 1
Provence-Alpes-Côte d´Azur	Var: 1

mediante la valva derecha. Dentro de los epifaunales bisados se han reconocido *Plagiostoma* y *Grammatodon*, y aquéllos con cierta capacidad natatoria en estadios ontogenéticos adultos como *Pseudopecten*, *Parvamussium* y *Chlamys* (Johnson, 1984). Por último, entre los epifaunales libres se encuentra *Gryphaea* (aunque en estadios juveniles son cementantes) y *Entolium*, este último con cierta capacidad natatoria.

ORIGEN Y PROCEDENCIA DE LA COLECCIÓN

La revisión museística de este material ha incluido una comprobación de los lugares de procedencia de cada registro. A partir de la información recogida en la base de datos del Museo Geominero, ha sido posible asignar cada uno de los ejemplares, a excepción de dos, a una división administrativa. La mayor parte del material procede de Francia (47 registros), existiendo un registro para cada uno de los siguientes paises: Alemania, Suiza y Reino Unido, un registro presenta una "procedencia desconocida", y por último, el origen geográfico del registro 1355X es incierto. El material de Alemania estaba asignado a Württemberg, por lo que hemos concluido que proviene de la región Baden-Württemberg. En cuanto al material de Reino Unido, el registro procedía de Radstock, y hemos atribuido su origen a Bristol, Inglaterra. Respecto al material francés, las regiones, los departamentos y el número de registros se indica en la tabla 2. Las regiones más frecuentes de procedencia son Bourgogne, Languedoc-Roussillon y Lorraine. El ejemplar 1355X procede, según información antigua del Museo, de Montreux, Francia. Sin embargo, se ha constatado que dicha población pertenece a Geneva en Suiza. La localidad está tan cerca de Francia que queda la duda de que haya sido atribuido erróneamente a Francia y no a Suiza. Hay una localidad francesa llamada Monteux, (tan sólo se diferencian en una "r") y pudo deberse quizá también a un error de transcripción. Puede que el material procediese de esta localidad perteneciente al departamento de Vaucluse (Provenze-Alpes), situada al sureste de Francia.

ORIGEN HISTÓRICO

Las circunstancias de ingreso de los ejemplares de la Colección *Fósiles Extranjeros* son inciertas, pues no existe en la actualidad un archivo histórico en el Museo Geominero en donde se almacene esta información. Esto no atañe únicamente a esta colección, ya que es un problema que afecta a todas las colecciones del Museo, pues hasta fecha reciente no contó nunca con un libro de registro o inventario de sus fondos.

En el caso de los bivalvos no españoles, objeto de este estudio, tampoco se conservó esta importante información. En 1994, con motivo de la realización de un pro-

yecto para poner en valor las colecciones del Museo Geominero, se revisó por primera vez este material realizando la revisión taxonómica, y la informatización de todos los datos de cada uno de los ejemplares. En la actualidad no se conservan la mayoría de etiquetas originales que acompañaron a cada uno de los ejemplares antes de su tratamiento en 1994, ya que éstas fueron desechadas en algún momento previo a los años 90 del pasado siglo. De este modo se perdió la información que pudiera ofrecernos hoy en día alguna de ellas. En algún ejemplar de bivalvo se han conservado restos adheridos de etiquetas antiguas de morfología circular. En otros fósiles del museo se ha comprobado que estas etiquetas caracterizaban piezas de colecciones privadas. Otro origen atribuible a los bivalvos no españoles, puede ser un posible intercambio o donación de ejemplares por parte de una institución oficial, en este caso francesa, por ser éste el origen mayoritario de los ejemplares.

CONCLUSIONES

La *Colección Fósiles Extranjeros* del Museo Geominero ha sido objeto de trabajos exhaustivos en los últimos años. Uno de los principales objetivos ha sido la revisión taxonómica de los ejemplares de bivalvos del Jurásico Inferior, que ha llevado a la determinación de 19 especies diferentes. Por otro lado, se ha revisado desde el punto de vista histórico su procedencia, no llegándose a concluir un origen cierto debido a la falta de información previa. También ha sido objeto de estudio desde el punto de vista de su origen geográfico, llegándose a determinar la localidad en los casos donde esta información no era concisa.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo se enmarca en los proyectos 06/0092/2003 (Dir. Gral. de Invest. Com. Madrid) y BTE.2000-1148 (MCYT-CSIC). Agradecemos al *Serv.Fotografía Paleontológica Univ. Zaragoza* (Dra. Z. Herrera) y la ayuda económica al *Inst. Estudios Turolenses*; a la Dra. Isabel Rábano (Museo Geominero, IGME), Francisco Guillén Mondéjar (Univ. Murcia) y Guillermo Meléndez (Univ. Zaragoza) las sugerencias críticas al manuscrito.

REFERENCIAS

Delvene, G., Gahr, M.E. y Menéndez, S. (2002): Los bivalvos del Jurásico Inferior de la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (IGME, Madrid): Ejemplo de revisiones museística y taxonómica. En: *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. II Congreso Ibérico de Paleontología* (J. Civis y J.A. González Delgado, Eds.). Libro de Resúmenes, 167-168.

Johnson, A.L.A. (1984): The palaeobiology of the bivalve families Pectinidae and Propeamussiidae in the Jurassic of Europe. *Zitteliana*, 11: 235 p.

Menéndez, S., Arribas, A. y Rábano, I. (2000): Fósiles paleozoicos y del Precámbrico en la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (ITGE). En: *XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. I Congreso Ibérico de Paleontología* (J.B. Díez y A.C. Balbino, Eds.). Libro de Resúmenes, 178-179.

Menéndez, S. y Delvene, G. (2001): Revisión y reestructuración de la Colección Fósiles Extranjeros del Museo Geominero (IGME, Madrid): Mesozoico. *SEPAZ*, 5 (2): 621-626.

Aprovechamientos hidráulicos tradicionales en el Alto Valle del Tiétar (Ávila/Toledo) en relación con el régimen hídrico de la cuenca

J.M. González Muñoz

Repsol YPF Exploración, Paseo Castellana 280, 28046 Madrid. jmgonzalezmu@repsolypf.com

ABSTRACT

The Tiétar valley is located between the southern side of Gredos Range (Ávila) and the Piélago Sierra (Toledo), central Spain. The Tiétar River flows along the graben generated between both blocks, which is a sub-basin of the Tagus basin. This region has one of the highest annual precipitation patterns, showing average rainfall values of c. 1000 mm. The drainage area of this valley is rectangular in shape, displaying a dendritic pattern in the highest areas. The Tiétar River could be defined as a perennial multichannel river (flow) showing low sinuosity index and development of common gravel/ sand bars and islands. Tributaries are short, and their sediments, when present, are mainly formed by coarse flooding deposits. Over one hundred water mills were built on the Tiétar hydraulic system since the XVth century, which were active until de second half of the XXth century. Their preservation state is deplorable and some effort should be made to their recovery in the river bank landscape.

Key words: *Tiétar, hydraulic system, watermills.*

INTRODUCCIÓN

El Alto Valle del Tiétar está ubicado entre la vertiente meridional de Gredos (Ávila) y la sierra del Piélago (Toledo), en la fosa que conforman ambos bloques transcurre el homónimo río. Este es un afluente del Tajo, a cuya cuenca pertenece esta zona. El modelado de ladera está en función de una diferencia de altitud de alrededor de 2.000-2.200 m en la divisoria de aguas hasta menos de 400 m en el fondo de valle.

Este trabajo pretende analizar el régimen de precipitaciones del Alto Tiétar (Ávila/Toledo), para posteriormente analizar la red hidrográfica y sus aprovechamientos tradicionales. Los molinos hidráulicos están documentados desde el siglo XV, aunque fueron el eje de la economía local de la comarca entre el siglo XVII y la primera mitad del siglo XX.

Desde el punto de vista geológico esta zona se encuentra en el complejo plutónico del Sistema Central español o Batolito de Ávila (Sierra de Gredos y Guadarrama). Estos granitos son principalmente producto de la colisión continental, que originó la estructura hercínica del macizo hespérico. Las etapas tardihercínicas dieron origen a las principales fallas condicionantes del relieve, a consecuencia de su reactivación reciente (Orogenia Alpina). El Valle del Tiétar presenta una morfoestructura denominada *block mountain*, con bloques altos (*horsts*) inversos asociados a bloques bajos (*grabens*), con dos alineaciones de bloques en dirección ENE-OSO y dimensiones del orden de decenas de kilómetros. Todo ello sin olvidar la influencia tectónica de la Orogenia Alpina en posibles *pop-ups* y rejuego de bloques en la vertical.

RÉGIMEN DE PRECIPITACIONES DEL ALTO VALLE DEL TIÉTAR (ÁVILA/TOLEDO)

El marco geográfico de esta comarca cubre unos 2.300 km^2, de los 4459 que tiene la cuenca completa del río Tiétar, que se incluye en la cuenca hidrográfica del Tajo. La zona de este estudio se extiende aguas arriba del primer pantano de este río (Rosarito), construido en 1958.

Para el estudio del régimen de precipitaciones hemos utilizado información procedente de 15 estaciones pluviométricas. Los datos disponibles son muy fragmentarios y comprenden diferentes intervalos temporales; las series completas varían de 2 a 40 años. Ha sido necesario rellenar con métodos estadísticos alguna de las lagunas mensuales y correlacionar las series disponibles para descartar errores importantes de medición. En cada uno de los casos se ha calculado la media anual intentando utilizar el máximo número de años pluviométricos (de septiembre a agosto). Con dicho material se ha construido, de un modo interpretativo, el mapa de isohietas anuales de precipitación de la figura 1.

La cuenca alta del Tiétar se caracteriza por precipitaciones medias anuales (índice de pluviosidad) que oscilan entre 600-800 mm en el margen izquierdo y los 800-1.600 mm en el derecho; este último debido a la presencia de mayores altitudes en la ladera sur de Gredos que favorecen pluviometrías más altas. La precipitación media se sitúa, por tanto,

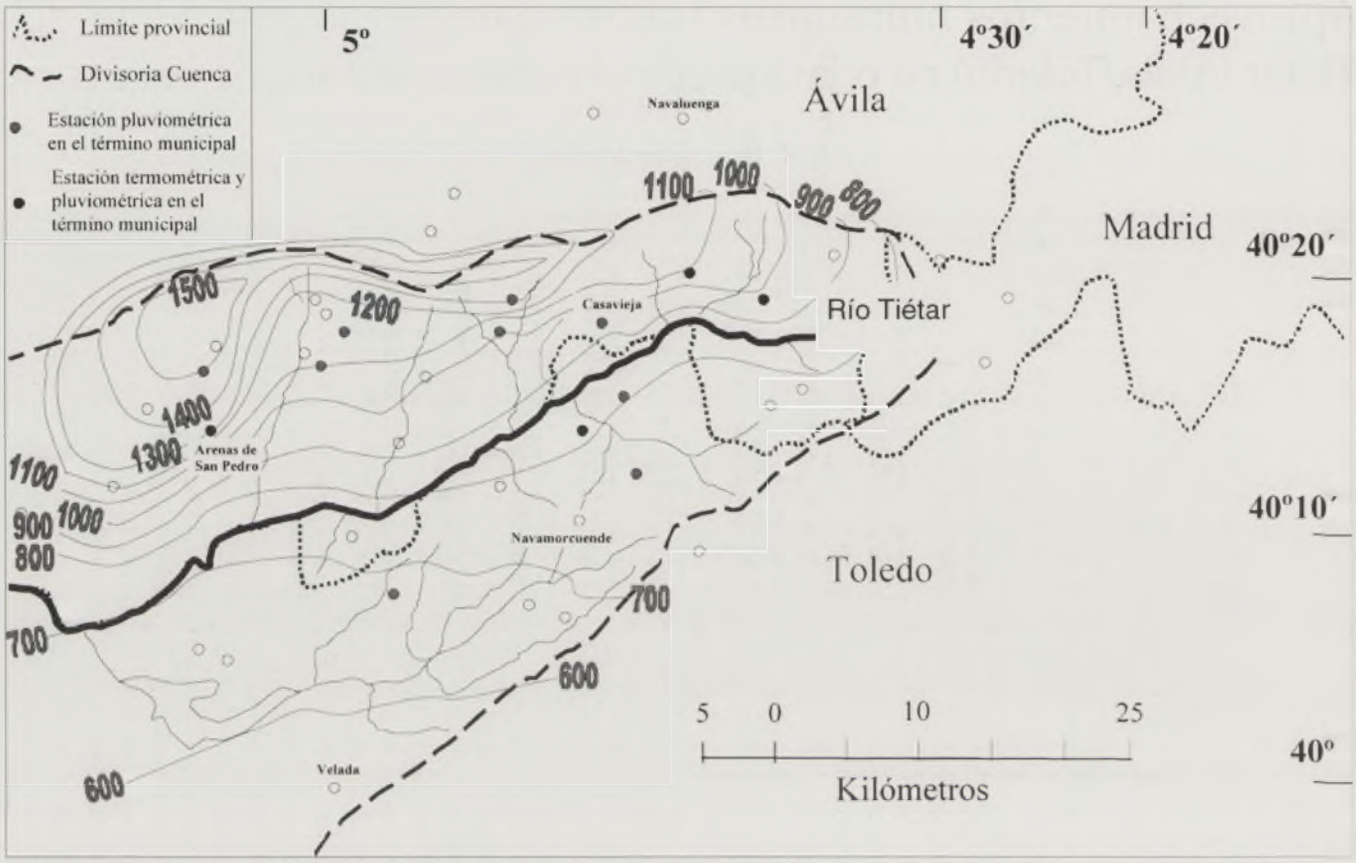


FIGURA 1. *Mapa de isohietas medias anuales de la cuenca alta del río Tiétar.*

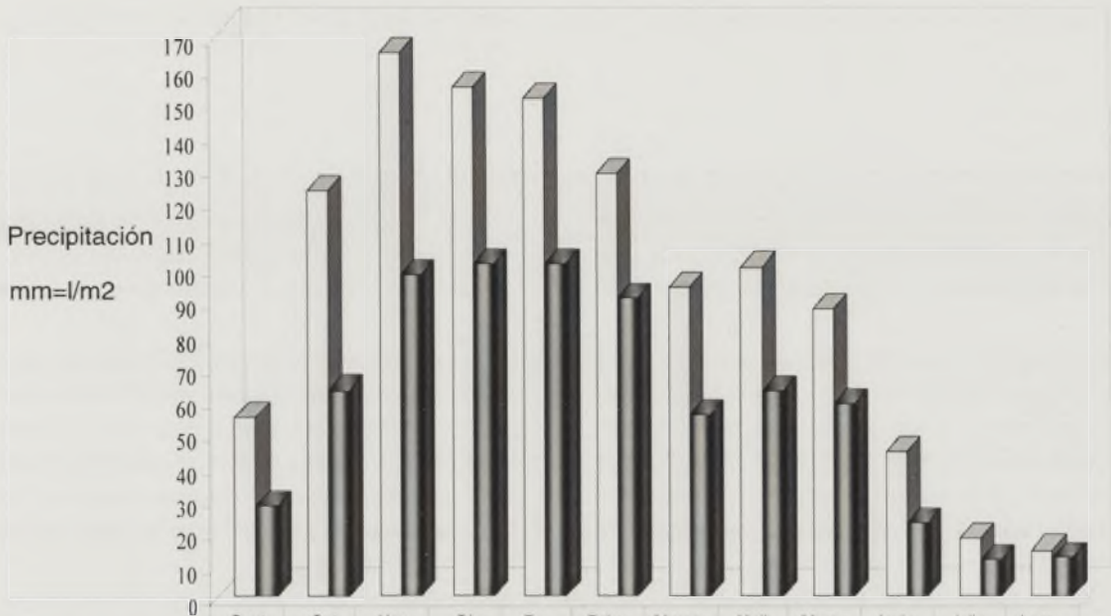
alrededor de los 1.000 mm (Fernández y Galán, 1993). Si comparamos inicialmente con el entorno cercano, estos datos son muy superiores a los 372 mm de Ávila capital o los 580 de Talavera de la Reina (Toledo). A escala de cuenca hidrográfica, la comarca del Tiétar presenta el mayor índice de pluviometría de toda la cuenca del Tajo, y se sitúa entre las más lluviosas de España. Si analizamos los números medios mensuales (ver figura 2), los valores máximos de lluvia se concentran en los meses de noviembre-diciembre-enero, con un fuerte periodo de carencia en los meses de julio-agosto que condicionan el caudal de arroyos y gargantas. Estos registros de precipitaciones influenciaron los aprovechamientos tradicionales del agua para la molienda de cereal.

APROXIMACIÓN AL SISTEMA HIDRÁULICO DEL ALTO VALLE DEL TIÉTAR

La red hidrográfica de este valle está regulada por un único colector-emisario, el río Tiétar. Los afluentes o tributarios, tanto los de curso permanente como los de curso estacional, presentan las siguientes características:

- Presentan un claro perfil en V y están encajados sobre sus propios sedimentos o discurren sobre el sustrato plutónico formando rápidos (a veces de más de un metro), cascadas y *pot holes*.
- Son tramos relativamente cortos.
- Los del margen derecho salvan desniveles bastante altos (de >1.200 a 380 m) con pendientes elevadas en sus tramos de cabecera que aumentan el poder erosivo.
- Presentan fuertes crecidas correspondientes a lluvias otoñales e invernales, y puntuales deshielos, lo que se correlaciona con valores elevados de la competencia de transporte. Este hecho ha provocado diversas avenidas estacionales con pérdidas materiales y/o humanas (sirvan como ejemplo las de Pedro Bernardo en noviembre de 1845 y San Esteban del Valle en diciembre de 1935).
- Sus sedimentos, cuando están presentes, son principalmente depósitos de avenidas compuestos por bolos graníticos (de hasta más de 1 m de diámetro), conglomerados y arenas cuarcíticas de diferentes granulometrías con muy escasa matriz y diversos restos vegetales. Predominan los procesos de transferencia / transporte sobre los de sedimentación y/o erosión.

El río Tiétar es un curso de agua permanente con régimen fluvio-torrencial. La red de drenaje de este río es esencialmente rectangular debido a las características estructurales del fondo de valle, con tendencia dendrítica en la parte más alta. El índice de sinuosidad del Tiétar en la cuenca alta es bajo con un valor de 1,18. Se



	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.	En.	Febr.	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agos.
□ Margen Derecho	53.7	122.4	164.4	153.9	150.4	127.6	93.1	99.4	86.4	43.5	17.3	13.8
▮ Margen Izquierdo	27.0	62.1	96.9	100.6	100.1	90.0	54.7	62.0	58.1	22.1	10.7	11.4

FIGURA 2. *Precipitación media mensual en la cuenca alta del Tiétar.*

trata por tanto de un río multicanal principalmente rectilíneo con escasa tendencia sinuosa. Su cauce presenta dos llanuras:

1) *La llanura aluvial* compuesta de canales de estiaje y de avenidas, que discurre entre diversas barras e isletas de gravas y arenas. Éstas, que pueden ser tanto centrales como marginales, son el resultado de la elevada carga sedimentaria que transporta el río, principalmente en su cuenca alta cerca de las cabeceras erosivas de sus afluentes (Eliza, Torres, Rojuelos, etc). Las formas principales que se observan en el río Tiétar son laterales y longitudinales. Las barras presentan clastos que varían desde gravas o conglomerados hasta arenas. Los primeros son heterométricos y subangulosos a subredondeados, sin imbricar, mal clasificados, poco seleccionados y con baja esfericidad. Son escasos los depósitos de aglomerados. Las arenas son esencialmente cuarcíticas *de visu*, y presentan estructuras tractivas tipo *ripples* de corriente.

2) La *llanura de inundación* está muy encajada, y en algunas zonas el Tiétar se expande hacia su margen derecho, erosionando los depósitos de antiguas terrazas fluviales.

En los últimos años la construcción de diferentes presas para abastecimiento urbano de agua en muchas poblaciones ha disminuido la carga sedimentaria que discurría al Tiétar desde sus afluentes de montaña. Este hecho ha repercutido directamente en una modificación del patrón de crecimiento de las barras, muchas de las cuales son actualmente relictos (fosilizadas por la vegetación) o incluso están siendo erosionadas por el cauce.

APROVECHAMIENTOS HIDRÁULICOS TRADICIONALES EN EL ALTO VALLE DEL TIÉTAR Y SU VALORACIÓN PATRIMONIAL

Al albor de la reconquista, de la repoblación y de la expansión de los cultivos de cereales fueron apareciendo los molinos hidráulicos en los cursos de agua del Norte de Castilla desde mediados del siglo XII. Los textos medievales comienzan a documentar en el Valle del Tiétar las primeras entidades demográficas a mediados del siglo XIII (Barrios, 2000). La señorialización de la comarca influiría en el desarrollo de molinos harineros, con primeras referencias desde al menos siglo XV. Los incrementos demográficos de la segunda mitad del siglo XVIII en el Valle trajeron la proliferación de molinos en los tributarios del Tiétar; todos ellos fueron principalmente hidráulicos. Estos buscaban inicialmente un aprovechamiento integral del agua; aunque la energía hidráulica se diversifica comenzándose a emplear en usos industriales (fábricas de papel en La Adrada, batanes y molinos de cereal en casi todas las localidades). A mediados del siglo XIX se contabilizaban más de 125 en todo el Valle del Tiétar abulense. Los cambios tecnológicos y energéticos de la segunda mitad del siglo XX modificaron los patrones de la industria harinera, por lo que los molinos hidráulicos comenzaron a abandonarse (González, 1999).

La mayor parte de los molinos desarrollados en el Alto Tiétar están ubicados cerca de un torrente de cauce pequeño, que presentan un caudal muy influenciado por el régimen de precipitaciones. Captaban el agua directamente de la garganta a través de regueras y caceras de escaso recorrido.

Fueron principalmente de un rodezno, escasamente de dos. Aprovechaban para moler los periodos de mayor caudal de la cuenca (octubre a mayo), permaneciendo inactivos el resto del tiempo.

La conservación actual de los diferentes molinos hidráulicos del Alto Valle del Tiétar es bastante preocupante. La mayor parte de ellos se encuentran en un avanzado estado de abandono, y han sido expolidados en la última década, desapareciendo muelas, cabrías, etc. Un reducido porcentaje ha sido reconstruido y convertido en vivienda; un ejemplo se encuentra en la Garganta la Cereceda de Casavieja. Estos edificios son parte de un patrimonio histórico que ha sido nexo de integración entre el ser humano y el medio natural. Son un elemento diferenciador del paisaje de ribera de estos arroyos de montaña. Teniendo en cuenta que casi todos son propiedades privadas, un plan de conservación respetuoso pasaría por su inclusión en rutas de senderismo, proyectos de casa rural, y algún plan de protección municipal.

CONCLUSIONES

La cuenca alta del río Tiétar se caracteriza por valores de precipitación media anual (índice de pluviosidad) que oscilan entre 600 y 800 mm en el margen izquierdo y los 800-1.600 mm en el derecho; este último debido a la presencia de mayores altitudes en la ladera Sur de Gredos que favorecen pluviometrías más altas. Estas cifras ubican a esta comarca dentro de las más lluviosas de la Cuenca del Tajo e incluso de la parte central y meridional de la Península Ibérica.

La red hidrográfica de este valle está regulada por un único colector-emisario principal, el río Tiétar. La red de drenaje de este río es principalmente rectangular debido a las características estructurales del fondo de valle, con tendencia dendrítica en la parte más alta. El índice de sinuosidad del Tiétar en la cuenca alta es bajo con un valor de 1,18. Se trata por tanto de un río multicanal rectilíneo con escasa tendencia sinuosa. Los tributarios están encajados sobre sus propios sedimentos o discurren sobre el sustrato plutónico formando rápidos (a veces de más de un metro), cascadas y *pot holes*.

El sistema hidráulico del Valle Tiétar fue clave desde las primeras fases de repoblación en la Edad Media. Tras la expansión tanto demográfica como de cultivos cerealistas, proliferaron los molinos harineros en las gargantas y arroyos de la comarca. Estos fueron molinos principalmente de 1 rodezno, escasas veces de 2. El máximo de actividad se situó en la segunda mitad del siglo XVIII y durante el siglo XIX y comenzaron a abandonarse en la segunda mitad del siglo XX. El estado de conservación de los molinos hidráulicos en el Alto Tiétar es deplorable, habiendo sufrido diversas expoliaciones en los últimos años. Su conservación como elemento integrador del paisaje de ribera podría pasar por su inclusión en rutas de senderismo, proyectos de casa rural o planes municipales.

REFERENCIAS

Barrios, A. (2000): Conquista y repoblación, el proceso de reconstrucción del poblamiento y el aumento demográfico. En: *Historia de Ávila-Edad Media (siglos VIII-XIII)*. Institución Gran Duque de Alba y Obra Social Caja de Ahorros de Ávila, Ávila, 227-268.

Fernández, F. y Galán, E. (1993): Las precipitaciones en el Valle del Tiétar. Aspectos metodológicos. En: *Aportaciones al homenaje al profesor Luis Miguel Albentosa*, 75-89.

González, J.M. (1999): Gestión tradicional de los recursos hidráulicos en Casavieja (Ávila): Estudio hidrogeológico y descripción. *Trasierra*, 4: 33-46.

Patrimonio geológico y geodiversidad de la Molata de Charán (Moratalla, Murcia)

F. Guillén Mondéjar y A. del Ramo Jiménez

Dpto. de Química Agrícola, Geología y Edafología, Facultad de Químicas, Universidad de Murcia, Campus de Espinardo, 30100 Murcia.
mondejar@um.es, arj@um.es

ABSTRACT

The geological heritage of the surroundings of Moratalla (Murcia, SE Spain) is described under the point of view of geodiversity analysis and geoconservation measures. Intense quarrying of this area for ornamental purposes has seriously dammaged the geological formations, clearly evidencing the need to include geological heritage within the studies of environmental impact.
The special regional scientific interest of the area is remarked by important stratigraphic, sedimentary and tectonic aspects revealed by geological studies. Some of them are the age (Serravalian) of the rocks, only scarcely represented in the geological record of the region of Murcia; also, the spectacular angular unconformity of marine Neogene beds on the Paleocene limestones, underlined by a well-preserved palaeokarst. Other interesting geological features are the big normal fault limiting the northern part of the Field of San Juan and displaying well-preserved slickenside, and the greit edaphodiversity of the area.
Some other points of interest such as archaeological sites and biodiversity appear as alternative values to promote tourism and culture. These potential values should be preferentially taken on other, more aggressive uses of heritage and nature.

Key words: *geological heritage, geoconservation, geodiversity, Charán, Moratalla.*

INTRODUCCIÓN

Moratalla es uno de los pocos municipios, de la Región de Murcia, que está inventariando su patrimonio natural de una forma completa, es decir, en él se ha incluido también el estudio del Patrimonio Geológico como un recurso cultural más de su rico y variado medio natural. Con tan sólo el 15% del territorio prospectado, hasta la fecha, ya se han catalogado una treintena de lugares de interés geológico, algunos de los cuales pueden considerarse de interés mundial, como los nuevos afloramientos de rocas ultrapotásicas localizados. Esto da un idea de la gran geodiversidad que posee este rincón de la región y de sus posibilidades turísticas y educativas (Guillén Mondéjar *et al.*, 2003).

Al mismo tiempo, los últimos equipos del gobierno local, dando una utilidad al denominado Catálogo de los Lugares de Interés Ambiental y Cultural, han apostado por la conservación y utilización cultural y turística de sus recursos naturales. Por ello están evitando, en la medida de lo posible, la proliferación de actividades económicas que puedan provocar daños irreversibles al medio natural, entre los que destacan las canteras y los parques eólicos, cada vez más comunes en el norte de Murcia. Desgraciadamente, existen algunas zonas de Moratalla que, por su situación geográfica y por sus reservas de rocas ornamentales, son muy demandadas para introducir estas actividades extractivas y de generación de energía, como es el caso del Campo de San Juan, un paraje situado a más de mil metros de altura de indiscutible valor natural y turístico (Fig. 1).

La Molata de Charán forma parte de este paraje y de una extensa formación geológica que abarca diversos lugares de interés geológico del norte de Moratalla, como el paisaje cárstico de las Torcas de Julián, la serie terciaria del Barranco del Toral, los relieves y cuevas del Carrascal de Bajil, la falla y el paleokarst de la Hoya del Gato, el paleocanal del Puntal de Cárdenas y el sinclinal del Calar de las Cuevas de Zaén. Actualmente en la Molata de Charán existe una cantera activa, cuya actividad se está intentando paralizar por parte del Ayuntamiento de Moratalla y la asociación ecologista "*Carayuma*". Entre las actuaciones llevadas a cabo por estas entidades se han solicitado informes científicos sobre el patrimonio natural y arqueológico de la zona. En este trabajo se resume el estudio realizado sobre los georrecursos culturales. Este estudio, ha corroborado que la zona presenta una alta geodiversidad que confiere a este lugar y a su entorno una catalogación de al menos una importancia regional en algunos de sus aspectos.

Completando su patrimonio natural y cultural, cabe destacar que este relieve ha atraído la mirada del ser humano desde tiempos remotos. Sobre él, se han encontrado evidencias de asentamientos de hombres de la Edad de los Metales, los iberos y los romanos. De todos ellos quedan

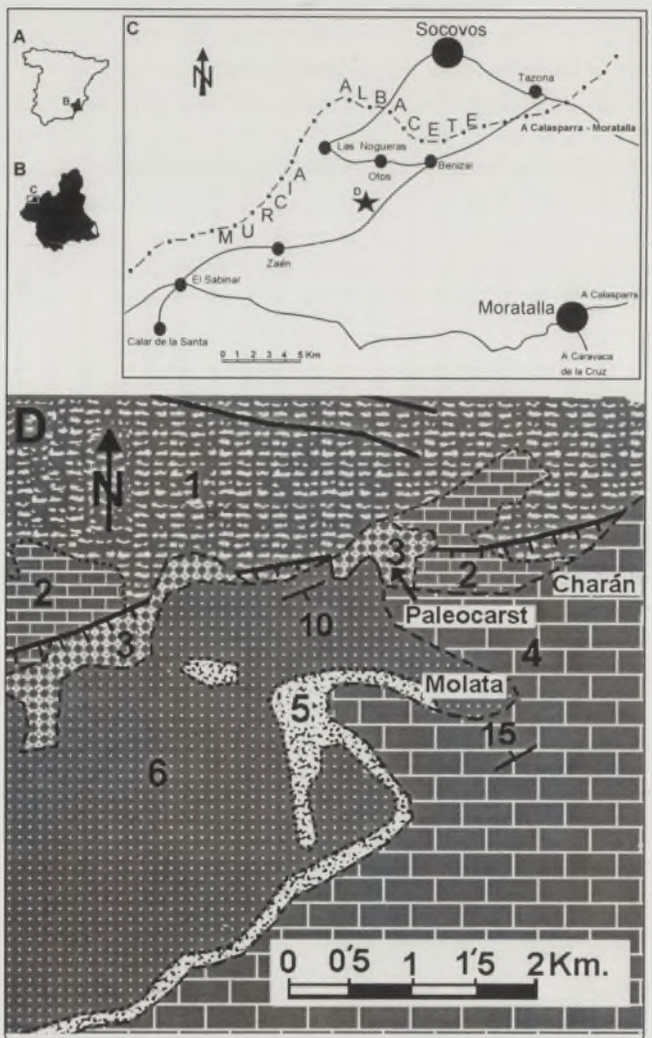
abundantes restos en forma de pinturas rupestres, cerámica y construcciones. En sus paredes rocosas anidan el búho real, grajillas, roqueros solitarios, chochín, colirrojo tizón, etc. Entre la vegetación destacan la sabina negral, el enebro y multitud de plantas aromáticas.

ASPECTOS ESTRATIGRÁFICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS

La Molata de Charán (Figs. 1 y 2) está constituida por rocas originadas en un medio sedimentario de transición marino-deltaico. Este medio dio lugar a depósitos de conglomerados, más abundantes en la base que a techo, alternando con calizas bioclásticas (bioesparruditas, biomicrirruditas arenosas y biomicritas) donde son fácilmente visibles los fósiles de los organismos que vivían en este ambiente marino: algas, moluscos, equinodermos y diversos microforaminíferos (Jiménez Hernández, 1999). Estas areniscas se están extrayendo para uso ornamental, con la denominación de piedra nogal. Además existen diversas estructuras sedimentarias características de este medio, entre las que destaca la estratificación cruzada existente en el frente de cuesta de la Molata, bajo el vértice geodésico.

La mayor importancia de esta formación geológica, no radica tanto en sus facies y fósiles, muy comunes en las cuencas terciarias de Murcia, sino por su edad y por la información paleogeográfica que aportan. Se originó en el Serravaliense medio, edad muy poco representada en los materiales geológicos presentes en la Región de Murcia sirve como prueba para corroborar que el sector septentrional de la región formaba parte del denominado Estrecho Norbético, que comunicaba el Atlántico con el antiguo Thetis.

Esta formación descansa, mediante una discordancia angular erosiva, al sur sobre margas de edad Serravaliense y al norte sucesivamente sobre conglomerados muy rojos del Aquitaniense inferior, discordantes a su vez con calizas del Paleoceno y dolomías del Turoniense. Estas discontinuidades representan el importante evento de la colisión entre las zonas Internas y Externas, que generó la formación de gran parte de las montañas de la Región de Murcia y que el mar se desplazase hacia el norte del dominio Prebético, formando el Estrecho Norbético. En el mapa geológico a escala 1:50.000 de la zona, realizado por el Jerez *et al.* en 1981 (memoria del mapa geológico de la hoja Moratalla, p. 32), se dice de este lugar lo siguiente: "*A escala regional la base de esta formación presenta la discordancia angular más espectacular dentro del Neógeno marino. En la cuenca de Moratalla la discordancia se hace patente por la existencia de un paquete de conglomerados poligénicos en la base*".



LEYENDA:
D.- 1: Dolomías, Cretácico Superior.. 2: Calizas masivas, Paleoceno. 3: Conglomerados, areniscas y lutitas muy rojos, Aquitaniense inferior. 4: Calizas y margas, Burdigaliense-**Serravaliense** inferior. 5: Conglomerados, Serravaliense medio. 6: Calizas bioclásticas, Serravaliense medio.

FIGURA 1. *Situación geográfica y esquema geológico del área estudiada (modificado de Jerez et al., 1981).*

FIGURA 2. *Panorámica de la Molata de Charán. A la izquierda, el frente de cuesta originado por las calcarenitas y conglomerados serravalienses. En el centro, los estériles de la cantera. A la derecha, el paleokarst de las calizas paleocenas.*

FIGURA 3. *Detalle de la cantera de piedra nogal afectando a las dos discordancias entre calcarenitas serravalienses, conglomerados rojos del Aquitaniense y calizas paleocenas. Obsérvese en la parte inferior y derecha de la foto, como la formación detrítica rellena el paleokarst paleoceno.*

ASPECTOS PALEOGEOGRÁFICOS Y TECTÓNICOS

La discordancias anteriormente comentada, aquí en la Molata de Charán, aparece muy bien conservada al norte y, sobre todo, su importancia radica en que su superficie presenta un paleokarst. Este paleorelieve se originó hace unos 40 Ma, aquí afecta calizas marinas del Paleoceno, y está fosilizado por los materiales detríticos rojos y las calcarenitas del Mioceno inferior-medio, antes comentadas (Fig. 3). Su morfología, producto de los procesos cársticos del Eoceno, retocada por carstificaciones más recientes, es muy llamativa: aparecen grandes bloques aborregados, piedras caballeras, dolinas, oquedades, etc. Paleorrelieves de este tipo, son muy escasos en la región: tan sólo se ha descrito uno similar pero de edad jurásica, en la Sierra de Lugar (Nieto, 2004). Sin duda, la fosilización de relieves antiguos como éste, tiene una gran relevancia científica, educativa e incluso turística.

Además, también en la zona septentrional de la Molata de Charán, se observan aspectos tectónicos importantes, como la falla normal que limita todo el norte del Campo de San Juan, de dirección N60º, que aquí presenta espejos muy bien conservados. Además, existen en la zona otras fallas de menor longitud pero muy visibles, de dirección N150º. El propio relieve de Charán está constituido por un pliegue sinclinal muy abierto.

OTROS ASPECTOS GEOLÓGICOS

Aunque, la importancia geológica regional de la zona radica en los contenidos antes comentados (edad, discordancia, historia geológica, paleokarst y falla del Campo de San Juan), existen otros aspectos geológicos que complementan su geodiversidad:

- Alta edafodiversidad, donde en ocasiones existen enclaves de suelos muy bien desarrollados con horizontes diagnóstico móllicos, árgicos y petrocálcicos (Leptosoles réndsicos y calcisoles pétricos, entre otros).
- Existencia de importantes desprendimientos de roca, sobre todo en la cara noreste, donde también hay numerosos abrigos de origen cárstico utilizados tradicionalmente como refugios de ganado.
- La Molata de Charán, es un buen ejemplo de paisaje en cuesta originado por el flanco meridional del sinclinal antes citado.
- Debido a la naturaleza calcárea de las rocas que forman la cumbre de la Molata, en ella se pueden observar ejemplos de procesos exocársticos, como lapiaces medianamente desarrollados.
- La permeabilidad de estas rocas ha permitido que existan algunas surgencias de agua que han sido aprovechadas por los lugareños y dan enclaves húmedos de interés biológico.
- Por último, la parte alta de este relieve, por sus magníficas vistas, es un mirador idóneo para explicar la génesis de gran parte de la geología del norte de Moratalla.

ESTADO DE CONSERVACIÓN Y RECOMENDACIONES

La conservación del paraje es buena, salvo la parte central del sinclinal que está siendo destruida por la actividad extractiva, y el borde occidental del paleokarst que ha sido parcialmente cubierto por los estériles y que corre un alto riesgo de desaparición. Es por tanto necesario, limitar la extracción de la roca ornamental para que no afecte a los lugares de interés del entorno, así como corregir el impacto visual, ya producido.

El sinclinal, el paleokarst y el plano de falla de Charán han sido incluidos en el catálogo de Lugares de Interés Ambiental y Cultural de Moratalla, valorando la zona con un interés regional desde el punto de vista científico, educativo y recreativo, lo que sin duda constituye un primer paso importante para conservar este legado de la Naturaleza.

Para proteger este lugar legalmente, se recomienda añadir este lugar al inventario de los lugares de interés geológico que la Consejería de Agricultura, Agua y Medio Ambiente dispone; aplicar la ley nacional de Conservación de los Espacios Naturales y de la Flora y Fauna Silvestre (Ley 4/1989, de 27 de marzo), declarando este lugar y su entorno geológico Monumento Natural y tener en cuenta sus valores culturales en los planes municipales de ordenación del territorio del municipio de Moratalla.

La presencia en la zona de varios caseríos y cortijos (Rincón de los Huertos, Charán, Casicas del Portal), que además se encuentran próximos a núcleos rurales como Benizar, y el elevado valor natural de todo el norte de Mora-

talla, confieren a este lugar un alto interés para fomentar el turismo rural y cultural. Esta potencialidad de uso debe tenerse en cuenta a la hora de decidir la utilización definitiva que se dé a la zona, ante otros usos más agresivos con el entorno e insostenibles en el tiempo.

AGRADECIMIENTOS

Al Excmo. Ayuntamiento de Moratalla y a los miembros de la asociación Carayuma, Jesús Rodríguez Sánchez y María Cristina Sobrado Calvo, por su esfuerzo e interés en la conservación y difusión del Patrimonio Geológico. A Guillermo Meléndez por sus sugerencias.

REFERENCIAS

Guillén Mondéjar, F., Del Ramo Jiménez, A., Faz Cano, A., Rodríguez Sánchez, J. y Sobrado Calvo, Mª.C. (2003): Itinerario geológico por la cuenca lacustre y el Prebético del noreste de Moratalla (Murcia). En: *Patrimonio geológico y minero y desarrollo regional* (I. Rábano, I. Manteca y C. García, Eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 45-52.

Jerez, L., Martínez, C., Granados, L.F., Fourcade, E., Jaffrezo, M., Saavedra, J.L., Hottinger, L. y Grambast, L. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 889 (Moratalla).* IGME, Madrid.

Jiménez Hernández, A.D. (1999): *Estudio mineralógico de las rocas ornamentales de la región de Murcia.* Tesis doctoral, Univ. Murcia, 265 p.

Nieto, L.M. (2004): Las sierras de Lúgar y Corque: el basamento subbético de la cuenca de Fortuna. En*: El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente*. (F. Guillén Mondéjar y A. Del Ramo, Eds.). Actas V Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico, Sociedad Geológica de España: 291-294.

Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya. 1) Análisis de la catalogación en cuanto al valor patrimonial de los espacios inventariados como georrecursos culturales

N. Herrero

Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, C/ Doctor Roux 80, 08017 Barcelona. nherrero@gencat.net, http://www.gencat.net/mediamb/pn/2geotops.htm

ABSTRACT

The Inventory of Interesting Geological Sites of Catalonia contains all sites with special scientific and educational values, and all together is representative of the geological history of Catalonia. This inventory need to be reviewed periodically in order to have an updated and systematic collection of sites of geological interest, with a good representation of the different kinds of processes, structures, rocks, deposits, ages and fossils of Catalonia. A brief review of the main features of this inventory is presented, in order to offer a general idea of the present situation. This study shows that the part of the Catalan Geological Heritage that has been inventoried has a high quality, due to its potential to be used as cultural, didactic and scientific resource, but also indicates some management lacks.

Key words: *inventory, sites of geological interest, Catalonia, representative outcrops.*

INTRODUCCIÓN

El Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya (IEIGC), fue presentado en público por primera vez en Julio de 2003 con motivo de la VI Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico de la SGE. El proyecto nació el año 1999 de un convenio entre el Departamento de Medio Ambiente de la Generalitat de Catalunya y la Universitat Autònoma de Barcelona, y recoge una muestra representativa de la diversidad de ambientes geológicos presentes en el territorio catalán.

El Inventario está constituido por una memoria del proyecto, una base de datos en formato digital con la descripción e información gráfica de cada una de las 153 localidades inventariadas y una cartografía digital para trabajar con Sistemas de Información Geográfica. Este material se encuentra disponible al público de manera gratuita, y se ha convertido en una herramienta de referencia para la planificación y la gestión del territorio de manera compatible con la conservación de nuestro Patrimonio Geológico.

El objetivo de este estudio es analizar el Inventario en función del valor que tienen los EIGs como georrecurso, según su potencialidad de uso para la investigación y didáctica de las diversas disciplinas geológicas, así como el grado de representación de las diferentes ramas de la Geología en el conjunto del Inventario.

Los resultados obtenidos serán de gran utilidad a la hora de realizar la revisión periódica del Inventario de manera efectiva, y de evaluar la conveniencia de ampliarlo con nuevos espacios. También será posible establecer criterios adicionales de priorización de los espacios candidatos.

APROXIMACIÓN AL CONTEXTO GEOLÓGICO CATALÁN

La riqueza del patrimonio geológico de Catalunya se debe fundamentalmente a una gran geodiversidad, la cual responde a la propia configuración geológica del territorio catalán, formado, a grandes rasgos, por tres grandes unidades: los Pirineos, la depresión Central (como parte de la cuenca del Ebro) y las Cordilleras Costero Catalanas (Fig. 1).

El levantamiento de las dos cordilleras principales ha permitido que hoy afloren rocas de edades y naturaleza diversas (desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas), y estructuras directamente relacionadas con la formación de estas cordilleras o relictas de procesos geológicos anteriores (Carreras y Druguet, 1999).

RESULTADOS DEL ANÁLISIS

Se han agrupado los datos resultantes del estudio según la distribución geográfica de los elementos de interés, de sus valores numéricos como recurso y de la disciplina geológica relevante del conjunto del Inventario.

Los EIGs se distribuyen según 3 dominios fisiográficos (Carreras y Druguet, 1999): Pirineos, Cuenca del Ebro y Catalánides (Fig. 2). Mientras hay dos comarcas (Les

FIGURA 1. *Esquema geológico de Catalunya (Carreras y Druguet, 1999).*

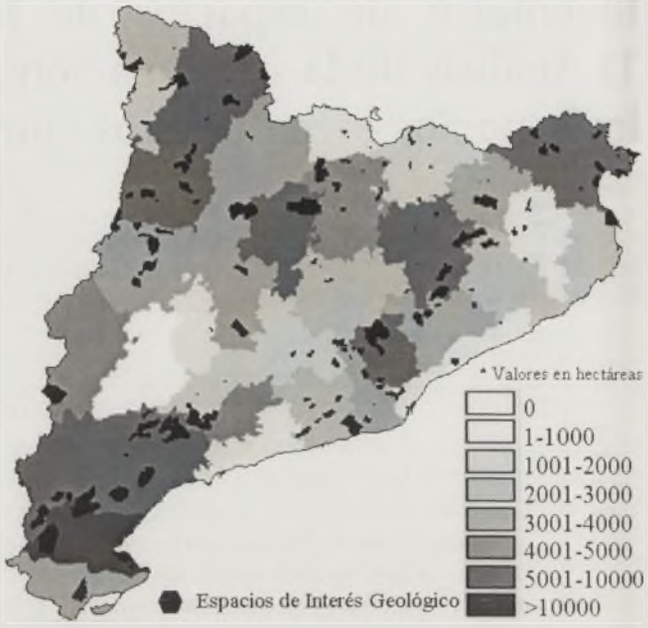


FIGURA 2. *Área incluida en el Inventario representada según la comarca a la que pertenece. Se observa que la mayor densidad de localidades se encuentra sobre las cordilleras Pirenaica y Catalana (Cortés y González, 2004).*

Garrigues y el Pla de l'Urgell) que no tienen representación en el Inventario, otras tienen unas pocas localidades que suponen una gran superficie (Baix Ebre, con 14.000 ha en sólo 4 EIGs), y otras contienen numerosos espacios aunque de poca extensión (Baix Llobregat, con 14 localidades que ocupan 3.500 ha) (Cortés y González, 2004).

Este hecho, fruto de la propia configuración geológica de Catalunya, provoca una mayor densidad de localidades en lugares de mayor complejidad, mientras que en zonas aparentemente más monótonas se precisa un menor número de EIGs para tener una muestra representativa de la historia geológica de esa zona.

El valor como georrecurso de cada EIG ha sido cuantificado en sus diferentes vertientes (valor turístico, divulgativo, didáctico superior y científico) con una calificación entre 0 y 5. Esta evaluación fue realizada conjuntamente por el autor de la ficha descriptiva y los coordinadores del proyecto, teniendo en cuenta el lugar que ocupa cada localidad en el conjunto del Inventario.

Observando la figura 3 podemos asegurar que la muestra se caracteriza por un interés científico y didáctico muy elevado. A la vez destaca la potencialidad de Patrimonio Geológico catalán para su uso divulgativo o geoturístico. De las 153 localidades que integran el Inventario, 142 tienen un valor elevado como recurso científico (entendiéndose por elevado, un valor igual o superior a 3), y en el ámbito turístico, encontramos que 86 EIGs son especialmente valiosos.

En conjunto, casi el 40% de los lugares inventariados tiene todos sus valores patrimoniales elevados, lo cual indica una gran calidad del patrimonio geológico catalán. El valor promedio como georrecurso de las localidades del dominio Pirenaico se encuentran muy próximos a la media catalana, mientras que las de la Cuenca del Ebro están claramente por encima de la media, y las del dominio Catalánide ligeramente por debajo.

Otro factor a considerar en el análisis de la calidad de la catalogación es la representativi-dad de las principales ramas de la geología en el conjunto del Inventario. Frecuentemente confluyen, en una misma localidad, elementos de especial interés para diferentes temáticas, lo cual es una clara muestra de geodiversidad y riqueza patrimonial.

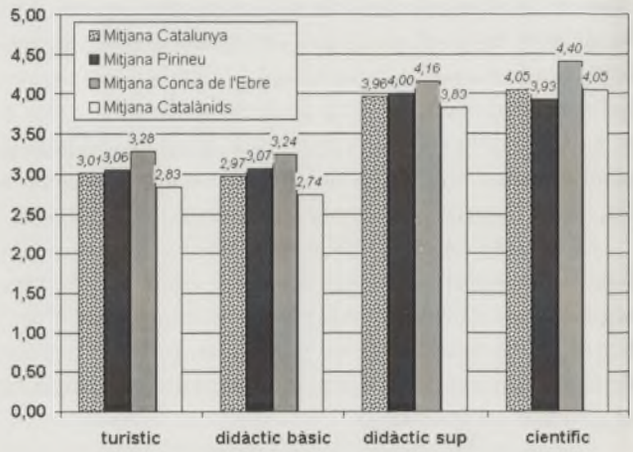


FIGURA 3. *Representación gráfica del valor numérico como georrecurso de los EIGs de cada ámbito fisiográfico considerado.*

TABLA 1. *Frecuencia de EIGs para las diferentes ramas de la Geología. PIR (Pirineo), CDE (Cuenca del Ebro), CAT (Catalánides), elaborada a partir de los datos de la base de datos digital del IEIGC.*

	Nº EIGs	PIR	CDE	CAT
Estratigrafía	64	18	12	34
Estructural	45	25	2	18
Petrología	28	11	5	12
Geomorfología	27	14	7	6
Paleontología	18	5	4	9
Mineralogía	12	8	0	4
Hª Geológica	7	0	0	7
Hidrogeología	1	1	0	0
G. General	1	1	0	0

La tabla 1 refleja la naturaleza geológica de Catalunya, manifestando la predominancia de rasgos estratigráficos y estructurales de interés. Las diferentes ramas de la Geología a grandes rasgos están bien representadas, pero cabe destacar la escasa presencia de elementos de relevancia hidrogeológica en el Inventario. En cuanto a la Historia Geológica y la Geología general, las cuales figuran con un valor muy bajo en la tabla 1, cabe señalar que numerosos EIGs son representativos de estas disciplinas, aunque aún no conste en la base de datos actual del proyecto, la cual se encuentra en fase de revisión. Sin lugar a dudas, las diferentes temáticas dentro de una misma disciplina también pueden ser analizadas por separado (por ejemplo, podremos desglosar los diferentes aspectos de la Geomorfología: glacial, fluvial, eólica... y del resto de las ramas consideradas) para determinar el grado de representación de cada una de ellas en el Inventario.

CONCLUSIONES

El actual Inventario de EIGs de Catalunya puede considerarse una relación de aflora-mientos muy completa en cuanto al registro geológico en Catalunya y en cuanto a su elevado valor patrimonial. En este sentido, se hace patente la idoneidad de utilizar la vertiente geológica del patrimonio natural como un recurso turístico y educativo adicional en la divulgación de los valores naturales.

En los numerosos EIGs con todos los valores patrimoniales elevados, deberían tomarse las medidas necesarias para el uso público del georrecurso de manera que se garantice su conservación. En los lugares con valores geoturísticos destacados, deberían centrarse los esfuerzos en facilitar la comprensión del paisaje a las personas no especialmente familiarizadas con la geología, de manera similar a cómo se educa sobre los valores ecológicos de los espacios naturales. Los afloramientos de interés esencialmente científicos muchas veces no son valorados por el público general, por lo que debe hacerse un esfuerzo de divulgación para evitar que sean degradados a causa de la desinformación.

En futuras revisiones del Inventario debería favorecerse la inclusión de nuevos lugares pertenecientes a la Cuenca del Ebro, ya que el número de EIGs de este dominio es escaso, si tenemos en cuenta el elevado valor patrimonial de todas las localidades de esta zona. En particular, a igualdad de valores, podrían priorizarse los afloramientos de las comarcas de Les Garrigues y el Pla de l'Urgell con el objetivo de completar la representación geográfica en el Inventario.

En cuanto a la representatividad de todas las disciplinas geológicas en los EIGs, se hace patente la conveniencia de incluir nuevos espacios de carácter hidrogeológico, ya que únicamente hay una representación. También debería favorecerse la inclusión de nuevos espacios de los dominios fisiográficos y ramas de la geología que en la tabla 1 aparecen con un "0" o con un valor muy bajo.

Es necesario corregir la base de datos del Inventario, especialmente el campo donde se hace referencia a la disciplina geológica de interés en cada EIG, de manera que figuren todas las temáticas geológicas de interés en un mismo espacio, y que las numerosas localidades que representan a tres o más disciplinas sean consideradas de interés para la geología general. De esta manera el análisis de representatividad de las disciplinas geológicas del Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya será más fiel a la realidad.

En este sentido también sería de gran utilidad realizar análisis ulteriores de representatividad de los diferentes aspectos dentro de una misma rama de la geología, con el objetivo de identificar las posibles carencias y poder tomar las medidas para paliarlas.

REFERENCIAS

Carreras, J. y Druguet, E. (1999). *Memòria de l'Inventari d'Espais d'Interès Geològic de Catalunya*. Departament de Medi Ambient i Habitatge. Generalitat de Catalunya, 10-27.

Cortés, F. y González, C. (2004). *Anàlisi ambiental de l'Inventari d'Espais d'Interès Geològic de Catalunya*. Departament de Medi Ambient i Habitatge. Generalitat de Catalunya, 7-15.

Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya. 2) Análisis del grado de protección del patrimonio geológico en el sistema catalán de espacios protegidos

N. Herrero

Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, C/ Doctor Roux 80, 08017 Barcelona. nherrero@gencat.net, http://www.gencat.net/mediamb/pn/2geotops.htm

ABSTRACT

The Inventory of Geological Sites of Interest in Catalonia (IEIGC) is used as a tool for developing a sustainable planning of the territory, in order to get an effective preservation of the Catalan geological heritage. The present system for the protection of nature doesn't work perfectly with geological sites, because it has been designed considering mainly biological values, so we may focus on the effective protection and management of these geological sites defined. So that it would be very useful the elaboration of a Geoconservation Strategist, this would deal about the ways to protect the Catalan geological heritage (applying the existent laws, but also creating new ones when necessary) and it also might include management instructions to preserve and popularize its values.

Key words: *inventory, geological heritage, Catalonia, regional planning, geoconservation.*

INTRODUCCIÓN

El sistema de espacios naturales protegidos de Catalunya se rige por el *Plan de espacios de interés natural* (en adelante PEIN), el cual dota de una protección básica a un conjunto de 144 espacios de interés natural (Fig. 1). El PEIN se enmarca en la ley catalana 12/1985, de Espacios Naturales (DOGC, 1992), la cual le encomienda dos objetivos: establecer una red representativa de la riqueza paisajística y la diversidad biológica de Catalunya; así como su delimitación y las medidas para la protección básica de estos espacios naturales (PEIN, 1996).

Aquellos lugares con un excepcional valor científico, ecológico, paisajístico, etc. son objeto de una protección superior al régimen básico del PEIN. Se denominan *espacios naturales de protección especial* (ENPE), y se distinguen las siguientes modalidades: Parque Nacional, Paraje Natural de Interés Nacional, Parque Natural, Reserva natural (parcial y/o integral).

El Inventario de Espacios de Interés Geológico (también IEIGC o Inventario) es una selección de localidades que en conjunto son representativas de la historia geológica de Catalunya (Carreras y Druguet, 1999).

En este estudio se evalúa el grado y la calidad del ajuste del PEIN, como uno de los posibles instrumentos para la protección del patrimonio geológico, con las localidades del Inventario.

RESULTADOS

Del cruce de las capas del Plan de espacios de interés natural y del Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya, se elabora la tabla 1 y, analizando el Análisis Ambiental del IEIGC (Cortés y González, 2004) se extraen los siguientes datos:

El PEIN, sin ser una herramienta específica para proteger el patrimonio geológico, da cobertura a casi el 60% de las 150.000 Ha que supone el Inventario.

12 localidades, en general con elevados *valores patrimoniales*, (un 5% del área) están completamente englobadas dentro de un espacio del PEIN, mientras que otros 45 espacios también pueden considerarse bien protegidos, ya que más del 80% de su extensión se encuentra bajo esta protección básica.

Por otro lado, 69 localidades están protegidas entre el 20 y el 80% del área total del Espacio de Interés Geológico, y 39 EIGs, la mayoría de gran interés, con menos del 20% de su área protegida por el Plan de espacios de interés natural.

51 espacios, que corresponden a un 11% del área total del Inventario, se encuentran completamente fuera del PEIN. Suelen ser localidades de poca extensión aunque de gran interés.

Fisiográficamente, el dominio catalánide es el más protegido, con el 62% del área bajo un régimen básico de protección, y le siguen el dominio pirenaico, con el 55% la Cuenca del Ebro, con un 52% del área dentro del PEIN.

En cuanto a las figuras de protección especial, 2 localidades se encuentran dentro del Parque Nacional, la figura de protección más restrictiva, lo cual supone menos de un 2% del área total.

El 22% de la superficie total de Inventario se encuentra bajo alguna otra figura de protección especial: Parques

FIGURA 1. *Distribución de los Espacios de Interés Geológico en relación a los espacios naturales protegidos de Catalunya.*

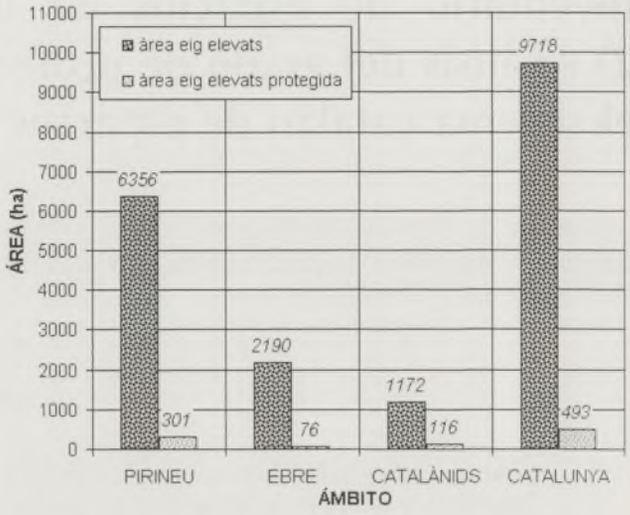


FIGURA 2. *Representación gráfica del área del IEIGC correspondiente a las localidades más excepcionales como georrecurso, y de la parte de esta área que se encuentra bajo protección.*

Naturales, Reservas Naturales y Parajes Naturales de Interés Nacional. Este 22% se compone de 21 EIGs incluidos en un espacio natural de protección especial prácticamente en su totalidad, 7 entre el 20 y el 80%, y de 8 con menos del 20% de su área bajo un régimen de protección especial. Los EIGs incluidos dentro de espacios de protección especial suelen tener un gran valor patrimonial.

Hay 59 EIGs de extraordinarios valores patrimoniales (todas sus calificaciones como georrecurso son igual o superiores a 3 en una escala de 0 a 5). Tan sólo un 5% del área que ocupan estos afloramientos más valiosos de Catalunya se encuentra bajo el régimen de protección básico (Fig. 2).

DISCUSIÓN

De 153 localidades, 57 pueden considerarse bien protegidas, 39 medianamente protegidas, y 69 no protegidas por el PEIN. Respecto al área que supone la parte protegida, ésta asciende casi al 60% del Inventario. Esta protección podría ser suficiente si afectara a todos los afloramientos más importantes y vulnerables. La realidad es que muchos EIGs de valores excepcionales o de alta vulnerabilidad no se encuentran bajo la protección básica del PEIN. Por lo tanto, tal y como está formulado en la actualidad, el PEIN resulta un instrumento insuficiente para una protección efectiva del patrimonio geológico catalán, lo cual era previsible teniendo en cuenta que los criterios inspiradores del Plan de Espacios de Interés Natural son esencialmente biológicos.

A pesar de la escasa adecuación del actual sistema catalán de espacios protegidos a los elementos del patrimonio geológico, no debe descartarse el PEIN como uno de los instrumentos básicos para garantizar su preservación. No sería necesario introducir modificaciones importantes en los criterios del plan, tan sólo completar el texto, dando un mayor peso específico a los valores geológicos, pues en la actualidad tan sólo se contemplan como valores complementarios a los biológicos.

Independientemente del PEIN como principal instrumento para la protección del patrimonio natural en Catalunya, es necesario aplicar el resto de herramientas que la legislación actual prevé para evitar la degradación del patrimonio geológico, y si resultan insuficientes, plantearse crear alguna nueva y más específica. Tan importante como las figuras legales, es la información al público en general de la existencia del inventario de Espacios de Interés Geológico, de sus objetivos y de la necesidad de conservar y proteger los valores geológicos. En este sentido, desde el principio, el Departament de Medi Ambient i Habitatge puso a disposición del público toda la información y el material que compone el Inventario, y se puede consultar en la página web *www.gencat.net/mediamb/pn* y/o en el propio departamento. En cuanto al grado de cobertura del PEIN a los Espacios de Interés Geológico inventariados, pueden hacerse las siguientes consideraciones:

TABLA 1. *Análisis del área del Inventario de Espacios de Interés Geológico de Catalunya incluida en el Plan de espacios de interés natural.*

	Área (ha)	Nº EIGs	% Área	% EIGs
Catalunya	149086,00	153		
PEIN	86242,44	102	57,85%	66,67%
No PEIN	62843,55	141	42,15%	92,16%
80-100%		45		29,41%
20-80%		69		25,49%
0-20%		39		45,10%
100% PEIN	7380,21	12		7,84%
0% PEIN	16152,82	51		33,33%

Los EIG protegidos en un área igual o superior al 80% deben ser objeto de una especial atención de cara facilitar una gestión integrada del espacio del PEIN que además de sus valores biológicos, garantice la conservación de su patrimonio geológico.

Las localidades con un porcentaje de área protegida menor al 80% deben ser estudiadas con mayor profundidad, para comprobar la posible existencia de alguna otra herramienta que pueda proteger estos EIGs, y evaluar la conveniencia de ampliar el ámbito del espacio protegido hasta englobarlos completamente, o al menos las zonas más importantes y/o vulnerables.

Esta ampliación podría efectuarse mediante una nueva delimitación (ampliación) del espacio protegido existente, o mediante la declaración de un nuevo espacio protegido, y sea bajo un régimen de protección básico o mediante una figura de protección especial en las localidades más excepcionales (como por ejemplo una Reserva Natural parcial, aunque cada caso debe ser estudiado específicamente) (DOGC, 1993).

Se observa que existen numerosas localidades de pequeñas dimensiones y sin ninguna protección. Conviene estudiar una fórmula para garantizar su conservación y favorecer su gestión. En este caso concreto es difícil asegurar que la ampliación del PEIN sea la vía más factible, sino que probablemente su protección y gestión puedan abordarse a nivel municipal o comarcal.

Cerca de la mitad de los EIGs del inventario son excepcionalmente valiosos. Suponen escasamente 10.000 ha, de las cuales apenas el 5% se encuentra protegido. Un ejemplo es la Geozona *"Cingles de Bertí"* en la cual, de 725 Ha, 608 están fuera del espacio protegido. Es muy importante dar con una fórmula para preservar estos EIGs, ya que en caso de ignorarlos, corremos el riesgo de perder la parte más importante de nuestro patrimonio geológico. Para ello, una posibilidad en este tipo de casos es la declaración de alguna figura de protección especial como la Reserva.

CONCLUSIONES

Aunque el IEIGC ya se haya consolidado como uno de los documentos a considerar en la planificación y ordenación del territorio, el patrimonio geológico de Catalunya sin una normativa específica, puede quedar supeditado únicamente a la voluntad política de conservar este tipo de elementos. Esta normativa puede ser muy sencilla y básica, centrada en la regulación de las actividades que puedan causar la degradación de estos espacios: infraestructuras, actividades extractivas y sus programas de restauración, así como los muestreos científicos, la recolección de minerales y fósiles, etc.

Por todo esto se hace necesaria la elaboración de una *Estrategia de Geoconservación* que contemple el protocolo de revisión periódica del Inventario, las figuras de protección más adecuadas para cada caso, la normativa específica de los EIGs, así como modelos de gestión de los EIGs, que entre otras cosas contemplen la campaña informativa y de señalización.

REFERENCIAS

Carreras, J. y Druguet, E. (1999): *Memòria de l'Inventari d'Espais d'Interès Geològic de Catalunya.* Departament de Medi Ambient i Habitatge. Generalitat de Catalunya, 7-12.

Cortés, F. y González, C. (2004): *Anàlisi ambiental de l'Inventari d'Espais d'Interès Geològic de Catalunya.* Departament de Medi Ambient i Habitatge. Generalitat de Catalunya, 16-46.

DOGC (1985): Llei 12/1985, d'Espais Naturals. *Diari Oficial de la Generalitat de Catalunya*, 490, de 30 de Noviembre de 1984.

DOGC (1992): Decret 328/1992, de Pla d'espais d'interès natural. *Diari Oficial de la Generalitat de Catalunya*, 1714, de 1 de Marzo de 1993.

PEIN (1996): *Pla d´espais d´interes natural*. Biblioteca de Catalunya. Departament de Medi Ambient, 426 p.

Los humedales salinos del entorno de Zaragoza: una singularidad hidrogeomorfológica

N. Jiménez-Torrecilla[1], J.P. Galve-Arnedo[1], M.P. Asta-Andrés[2], L. Gómez- Zaera[1] y J. Fuentes-Retamar[1]

1 Grupo GINCA, Área de Geodinámica Externa, Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna 12, 50010 Zaragoza. ginca@unizar.es; nestor@unizar.es

2 Área de Petrología, Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/Pedro Cerbuna 12, 50010 Zaragoza. mpasta@unizar.es

ABSTRACT

The development of scattered hypersaline wetlands in the fluvial terraces of the central sector of the Ebro Corridor is related to discharge areas from the poorly known karstic tertiary evaporitic Aquifer. The groundwater flow concentration in those areas would accelerate gypsum dissolution and therefore subsidence processes, leading eventually to the development of wetlands when phreatic level is reached by the sinking of topographic surface.

This unique process of formation is related to the particular geological context of the Ebro Corridor, where a 3000 m thick unit of evaporitic materials is covered by well-developed fluviatile terraces. Hypersaline wetlands in this area can therefore be regarded as threatened geological heritage landmarks whose conservation requires the knowledge of their singularities by the local population and the public authorities.

The study of hypersaline wetlands of the Ebro Corridor also opens new research lines in the field of subsidence-related geological risks affecting this area, and might play a significant role in their detection and mitigation.

Key words: *wetlands, subsidence, discharge areas, evaporites, groundwater.*

INTRODUCCIÓN

El Corredor del Ebro es una de las áreas donde los procesos de subsidencia asociados a la disolución de evaporitas (yesos y otras sales) tienen mayor incidencia como riesgo geológico. No es de extrañar por tanto que el karst cubierto desarrollado en las terrazas fluviales del Ebro (depositadas sobre los materiales fundamentalmente yesíferos de la Formación Zaragoza) haya sido estudiado ampliamente (Gutiérrez *et al.*, 2002, Simón *et al.*, 1999). Estos estudios se han enfocado casi siempre desde un punto de vista puramente cartográfico, sin que el modelo genético de la subsidencia haya sido resuelto satisfactoriamente.

Los hundimientos asociados a estos procesos llegan en muchos casos a alcanzar el nivel freático del acuífero aluvial, generándose humedales en el fondo de numerosas dolinas. Algunos de estos humedales muestran salinidades muy por encima de los valores esperables para las aguas del acuífero aluvial, alcanzando los 18 mS/cm en el caso del Ojo del Cura, en las cercanías de Casetas (Zaragoza).

La existencia de estas charcas con una composición hidroquímica anómala puede ser explicada mediante un modelo genético que relaciona el flujo hídrico subterráneo en los materiales yesíferos con los fenómenos de subsidencia en las terrazas fluviales. Este modelo identifica a las charcas hipersalinas como una singularidad geológica sin referencias hasta el momento en la bibliografía, fruto de un contexto estratigráfico e hidrogeológico muy particular. Igualmente los conocimientos derivados de su estudio pueden tener importantes implicaciones para la gestión de los riesgos por subsidencia en el Corredor del Ebro.

CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO E HIDROQUÍMICO DE LOS HUMEDALES SALINOS

Tanto el humedal del Ojo del Cura, al Oeste de Zaragoza, como el complejo lagunar de los Ojos de Matamala, al Este, aparecen asociados a dolinas cartografiadas en los estudios geomorfológicos existentes (Fig. 1). Se localizan además en áreas donde la densidad de estas formas es muy elevada, infiriéndose que los procesos de subsidencia son muy activos en el entorno de las charcas hipersalinas.

Por otro lado, estos humedales se localizan en las zonas donde el acuífero aluvial presenta una conductividad eléctrica (CE, indicadora del contenido en sales de las aguas) por encima de la media (Fig. 1). La CE del acuífero aluvial no llega sin embargo a alcanzar los elevadísimos valores observados en las charcas hipersalinas, con máximos en torno a 18 mS/cm en el Ojo del Cura y casi 9 mS/cm en uno de los Ojos de Matamala. La composición química de estas

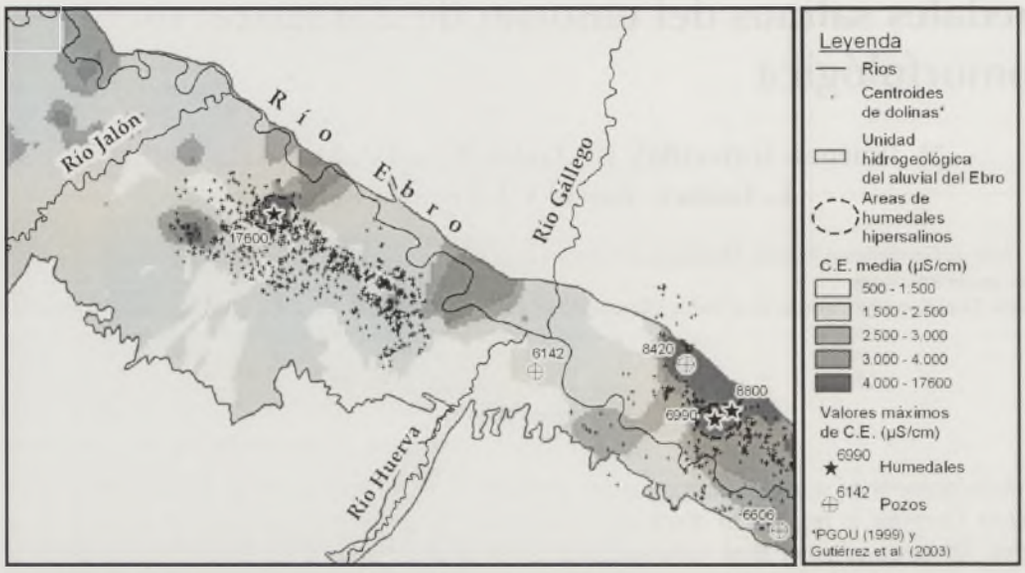


FIGURA 1. *Contexto geomorfológico e hidroquímico del sector central del corredor del Ebro.*

charcas hipersalinas asociadas a dolinas muestra además unas relaciones iónicas y unos índices de saturación respecto al Yeso y a otros minerales muy distintos a los de la composición típica de las aguas del acuífero aluvial, que en la tabla 1 están representadas por un humedal ligado a una antigua explotación de áridos, la Balsa de Larralde.

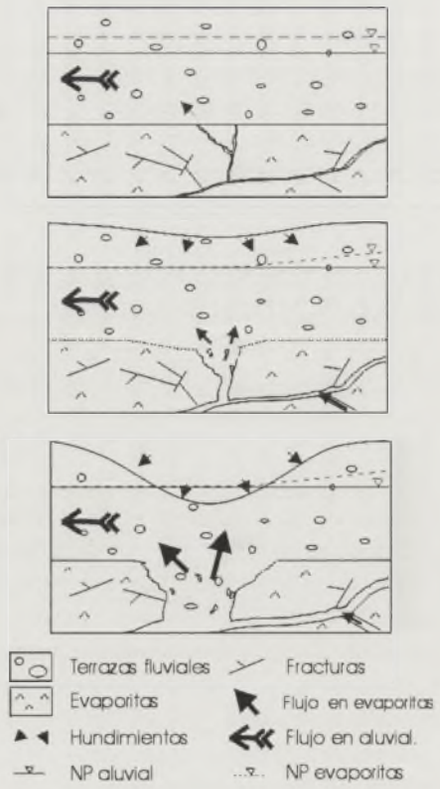


FIGURA 2. *Modelo genético propuesto para los humedales salinos. NP= Nivel piezométrico.*

PROPUESTA DE MODELO GENÉTICO PARA LOS HUMEDALES SALINOS

La información disponible permite asociar los humedales salinos con zonas de descarga de acuífero kárstico desarrollado en los materiales evaporíticos de la Formación Zaragoza, que en la zona llegan a alcanzar más de 3.000 m de potencia. Las aguas infiltradas en los afloramientos yesíferos del sector central de la depresión del Ebro (más de 2.000 km^2) fluyen a favor del gradiente hidráulico, a través las cavidades kársticas (desarrolladas ampliando discontinuidades estructurales por disolución de los yesos y de otras sales). A lo largo de su recorrido estas aguas van disolviendo los materiales evaporíticos, cargándose de sales y aumentando por tanto su CE.

Las aguas del Acuífero Evaporítico Terciario se dirigen finalmente a las zonas donde las discontinuidades estructurales les permiten alcanzar el nivel regional de descarga (es decir el nivel piezométrico más bajo, correspondiente a escala regional al Corredor del Ebro), incorporándose a las aguas del acuífero aluvial. La concentración del flujo subterráneo en estas zonas de descarga provoca una aceleración del proceso de disolución en las mismas, generando una aceleración del proceso de subsidencia que termina por hacer aflorar el nivel freático (Fig. 2). Las aguas así alumbradas constituyen el humedal propiamente dicho y, debido a que son aportadas (al menos en parte) por el acuífero evaporítico, muestran las elevadísimas conductividades observadas en estas charcas.

El incremento de la disolución en las zonas de descarga de los acuíferos kársticos es bien conocido y está relacionado con el frecuente aumento de la transmisividad hidráulica en los pozos de las zonas de los manantiales. En la literatura hay pocas referencias, sin embargo, de la generación de humedales por procesos de subsidencia asociados a

TABLA 1. *Parámetros químicos de humedales del aluvial del Ebro. Alcalinidad, TDS y elementos mayoritarios en mg/l, Tª en ºC, CE en µS/cm.*

Humedal	Alcalinidad	Cl	SO4	NO3	Na	Mg	Ca	K	Tª	pH	CE	TDS
OJOS DE MATAMALA	453,84	1219,07	735,84	0	905,51	55,53	262,4	7,97	16	6,67	6990	3640,16
OJOS DEL CURA	504,9	8307	10395	29,8	6960	1540	453	471	27,2	7	17600	28679,3
BALSA DE LARRALDE	235,2	248	290	3,4	155	41,3	160	14,1	24,1	8	1511	1158,5

las mismas, limitándose a los trabajos de Hill (1996), referidos a un acuífero evaporítico, y de Salvati y Sasowsky (2002), concernientes a uno carbonatado.

IMPLICACIONES PARA LA GESTIÓN DE LOS RIESGOS POR SUBSIDENCIA

El modelo hidromorfogenético propuesto para los humedales salinos relaciona por vez primera el fenómeno de subsidencia en las terrazas aluviales con las zonas de descarga del acuífero evaporítico Terciario. Esta relación, constatada para los emplazamientos de las charcas salinas, no excluye necesariamente que estén actuando en el Corredor del Ebro otros mecanismos generadores de disolución y en consecuencia de hundimientos del terreno.

Cabe resaltar que en otros humedales asociados a zonas subsidentes no se han medido CEs especialmente elevadas dentro de su entorno, si bien estas medidas pueden estar indicando una estratificación de las aguas debido a la mayor densidad de las descargas salinas, proceso ya observado en trabajos geofísicos e hidrogeológicos del acuífero aluvial del Ebro (Bielza de Ory y Martínez Gil, 1993).

A la espera de continuar nuestras investigaciones sobre estos y otros aspectos, el planteamiento de un modelo genético para al menos algunos de los fenómenos de subsidencia constituye una aportación importante a la comprensión del mismo y abre la puerta a nuevas líneas de investigación orientadas a la detección de las áreas subsidentes activas y a la mitigación de los problemas geotécnicos asociados a las mismas.

FIGURA 3. *Antigua charca rellena de escombros en el entorno del Ojo del Cura.*

IMPLICACIONES PARA LA GESTIÓN DE LAS "CHARCAS" Y "OJOS" DEL ENTORNO DE ZARAGOZA

Si bien en otro tiempo ocuparon extensiones muy importantes dentro de las terrazas fluviales del entorno de Zaragoza, los humedales asociados a los fenómenos de subsidencia sufrieron un proceso de degradación muy importante durante la segunda mitad del s. XX (Fig. 3). Utilizados como vertederos de los escombros generados por el desarrollo industrial de la zona desde los años 60, sus antiguos emplazamientos han sido convertidos en tierras de cultivo o, en muchos casos, ocupados por urbanizaciones y polígonos industriales (Fig. 4).

Estas transformaciones del uso del suelo no han estado exentas de problemas derivados de los procesos de subsidencia actuantes en esas zonas, ocasionándose roturas en las edificaciones y viéndose las nuevas tierras de labor afectadas por eflorescencias salinas muy negativas para la producción agrícola.

La comprensión de la génesis de estas charcas debería venir a reforzar los primeros cambios que respecto a su gestión se están produciendo (Fig. 5), recomendando su declaración como espacios no urbanizables y su protección como Punto de Interés Geológico, propuesta realizada en nuestro informe al Ayuntamiento de Zaragoza. Aunque su singularidad no ha sido suficientemente estudiada por personal debidamente capacitado, una observación somera permite apreciar una composición de macroinvertebrados notablemente distinta a la existente en las charcas no hipersalinas. Esta acusada diferencia ecológica es debida a la hidroquímica de sus aguas, que aquí constituye el factor limitante fundamental.

Resulta por tanto urgente la divulgación de las peculiaridades hidrogeomorfológicas de estos humedales, necesaria para la valorización, por parte de la sociedad en general, de uno de los elementos del patrimonio geológico más singulares de nuestra región. Ello contribuiría sin duda a recuperar sus funciones como componentes fundamentales de nuestra identidad territorial.

FIGURA 4. *Degradación durante el S. XX del complejo lagunar del Ojo del Cura.*

FIGURA 5. *Ojo de Matamala protegido por el Ayuntamiento de la Puebla de Alfindén (Zaragoza) con los afloramientos yesíferos al fondo.*

CONCLUSIONES

Los "ojos" y "charcas" asociados a los procesos de subsidencia constituyen una singularidad geomorfológica e hidrogeológica, muy ligada a las especiales características estratigráficas y topográficas del sector central del Corredor del Ebro, y constituyen un patrimonio geológico y muy probablemente ecológico.

Su conservación requiere la divulgación en la sociedad de las singularidades del modelo hidromorfogenético que las relaciona con descargas desde el acuífero evaporítico terciario, y el establecimiento de figuras de protección por parte de las administraciones competentes.

El estudio de estas charcas puede generar aportaciones importantes a la gestión del riesgo por subsidencia en las terrazas fluviales del Corredor del Ebro.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio está financiado por la Unidad de Montes del Ayuntamiento de Zaragoza.

REFERENCIAS

Bielza de Ory, V. y Martínez Gil, F.J. (Coord.) (1993): *Contaminación del manto freático del corredor del Ebro.* Fundación Nueva Empresa, Zaragoza (FNE-UZ), 216 p.

Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, J. y Durán Valsero, J.J. (2002): Palaeosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in Spain. *Carbonates and Evaporites*, 17 (2): 121– 133.

Hill, C. A. (1996): *Geology of Delaware Basin, Guadalupe, Apache, and Glass Mountains, New Mexico and west TX.* Permian Basin Section, SEPM, Society for Sedimentary Geology, Midland, Texas, 480 p.

Salvati, R. y Sasowsky, I.D. (2002): Development of collapse sinkholes in areas of groundwater discharge. *Journal of Hydrology,* 264: 1-11.

Simón, J.L., Soriano, A., Arlegui, L. y Caballero, J. (1999): *Estudio de riesgos de hundimientos kársticos en el corredor de la carretera de Logroño.* Plan General de Ordenación Urbana de Zaragoza. Anejo 3. Estudios Geológicos-Geotécnicos, Ayuntamiento de Zaragoza, Zaragoza, 49 p.

El patrimonio geológico de la provincia de Zamora: inventario preliminar de lugares de interés geológico

J.F. Jordá Pardo

Departamento de Prehistoria e Historia Antigua, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Nacional de Educación a Distancia, Ciudad Universitaria, C/ Senda del Rey 7, 5º, 28040 Madrid. jjorda@geo.uned.es

ABSTRACT

A preliminary list of geological points of interest is proposed for the Zamora province (Spain) integrating the most relevant aspects of geology. The selected sites include the main geological units of the province, i.e. the Hercinian Massif and the Duero River Basin, tertiary. They are classified according to three main criteria: importance (international, national, regional and provincial); geological content, which includes the classical branches of Geology, and use (didactic, scientific and tourist-economic). A further indication is also given on the type and level of legal protection of the sites. This selection of geological points of interest forms a solid ground to reconstruct the geological history of the province.

Key words: *points of geological interest, natural heritage, geoconservation, Zamora province, Spain.*

INTRODUCCIÓN

En la actualidad, el conocimiento que se tiene de la Geología de la provincia de Zamora es muy amplio, como lo demuestran las numerosas publicaciones existentes a este respecto que se complementan con la cartografía geológica de la provincia que se encuentra publicada tanto a escala 1:50.000 (MAGNA) como a escala 1:400.000 (Cabrera-Ceñal *et al.*, 1997). Pero, frente a este buen conocimiento, apenas existen publicaciones sobre su Patrimonio Geológico como recurso cultural si exceptuamos las relativas a la Geología de Sanabria (Vega-Ureta y Aldasoro-Martín, 1994), a los yacimientos de vertebrados terciarios (Jiménez-Fuentes, 2003, entre otras), a los georrecursos culturales de Zamora a través de un recorrido geológico por la provincia (Corrochano-Sánchez, 2001) o a los minerales de Zamora (Arribas-Moreno y Arribas-Rosado, 2001), estos dos últimos trabajos plasmados en una obra dedicada al Patrimonio Geológico de Castilla y León.

APROXIMACIÓN A LA GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA DE ZAMORA

Dentro del marco de la Península Ibérica, el territorio de la provincia de Zamora se extiende sobre dos zonas bien diferenciadas geológica y geomorfológicamente, el Macizo Hespérico Septentrional y la Cuenca del Duero, cuyo límite está marcado por una línea sinuosa N-S que pasa por las localidades de Benavente y Zamora. El sector situado al O de esa línea se desarrolla sobre los materiales precámbricos y paleozoicos del borde NE del Macizo Hespérico o Ibérico, que constituyen el basamento de la provincia de Zamora formado por rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, intensamente deformadas, de la zona Centro-Ibérica de la Cadena Hercínica o Varisca. El sector oriental de la provincia está ocupado por sedimentos de la Era Cenozoica que constituyen el relleno de la Cuenca del Duero. Sobre ambos dominios se encuentran recubrimientos detríticos cuaternarios asociados a sistemas fluviales, glaciares, lacustres o de vertiente. Estas dos grandes unidades son las responsables de las principales características geológicas y geomorfológicas del solar ocupado por la provincia de Zamora, sobre el que han actuado y actúan los diferentes sistemas morfogenéticos de carácter dinámico, responsables de los elementos morfológicos que configuran el paisaje de esta provincia.

En cuanto a la edad de las rocas que configuran el sustrato zamorano, las más antiguas corresponden a los materiales de la serie de Porto y del Ollo de Sapo, que abarcan desde el Precámbrico Superior hasta el Cámbrico Medio – Superior, sobre los que se disponen, separados por la discordancia Sárdica, materiales propios del Ordovícico, Silúrico y Devónico. De edad paleozoica son también las diferentes rocas plutónicas que afloran en el NO y SO de la provincia. Un gran salto temporal y una discordancia separan estos materiales de los siguientes en el tiempo, que corresponden a los últimos momentos del Cretácico e inicios del Paleoceno, representados en la zona de contacto entre el Macizo Ibérico y la Cuenca del Duero por las series siderolíticas. En la mitad oriental de la provincia, en plena Cuenca del Duero, los materiales registrados son sedimentos terciarios, mayoritariamente detríticos y en menor medida químicos. Los materiales del Cuaternario son depó-

sitos glaciares, fluviales, lacustres y de vertiente que se distribuyen en el entorno del Lago de Sanabria, de los principales cursos fluviales, del área de las Lagunas de Villafáfila y sobre las laderas de sierras y cerros.

Los materiales precámbricos y paleozoicos han sufrido varios momentos de deformación durante el Ordovícico Inferior, Silúrico y Carbonífero, este último articulado en varias fases correspondientes a la Orogenia Varisca, movimientos tectónicos que fueron acompañados de intrusiones de rocas ígneas y procesos metamórficos. Posteriormente, desde finales del Paleozoico y durante todo el Mesozoico, esta parte de la Cadena Varisca permaneció emergida, sometida a procesos erosivos que dieron lugar a una extensa penillanura y a la sedimentación, al final de esta era, de las series siderolíticas. Durante el Cenozoico, el Macizo Ibérico se vio afectado por los procesos tectónicos de la Orogenia Alpina, que provocaron su fracturación dando lugar a un relieve escalonado y a una serie de fosas tectónicas que fueron rellenadas durante el Terciario por depósitos continentales, configurando la Cuenca del Duero. Finalmente, durante el Cuaternario, los relieves resultantes, tanto en el Macizo Ibérico como en la Cuenca del Duero se vieron afectados por procesos erosivos cuyo resultado es el paisaje que se observa en la actualidad y cuyas acciones se manifiestan en el presente.

INVENTARIO PRELIMINAR DE LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Siguiendo las pautas metodológicas del Instituto Geológico y Minero de España y de los autores que han escrito sobre este tema (Elízaga-Muñoz, 1988; Durán y Vallejo, 1997; Durán, 1998; Nuche del Rivero, 2001), hemos realizado una primera selección de los lugares de interés geológico considerando cada unidad geológica de la provincia de Zamora como un ente único (Macizo Hespérico y Cuenca del Duero), estableciendo para cada unidad una sucesión de acontecimientos geológicos importantes, eligiendo posteriormente aquellos puntos o zonas que permiten una clara percepción de esos hechos, utilizando también criterios relativos al interés educativo y para la investigación de los lugares escogidos, a la facilidad de los accesos, a la proximidad a un núcleo de población importante, etc. La clasificación de los lugares la hemos realizado atendiendo a su extensión, contenido, influencia y posible utilización. La extensión ha sido determinante para establecer dos categorías: áreas de interés geológico (AIG), para zonas de amplia extensión territorial cuyo reconocimiento requiere la realización de uno o varios itinerarios, y puntos de interés geológico (PIG), para aquellos lugares puntuales o de extensión moderada cuya compresión puede realizarse desde un único lugar. El contenido hace alusión a las grandes divisiones de las Ciencias de la Tierra, como Estratigrafía, Sedimentología, Paleontología, Tectónica, Geomorfología, Hidrogeología, Petrología, Mineralogía, Geotecnia y Procesos Activos, entre otras. Cada área o punto elegido muestra uno de los aspectos anteriores de forma prioritaria, pero dado que los paisajes geológicos son fruto de una sucesión de procesos en el tiempo, es posible que ofrezcan además información sobre otros aspectos menos relevantes pero necesarios para poder reconstruir la Historia Geológica de esa zona, cosa que ocurre fundamentalmente en las cuatro áreas seleccionadas. Además, hemos procurado que los lugares seleccionados cubran la práctica totalidad del registro geológico representado en la provincia, de tal forma que sea posible conocer su Historia Geológica a través de los mismos. La influencia se refiere a la repercusión que cada singularidad geológica puede tener sobre la sociedad de un área geográfica concreta y se jerarquiza en internacional, nacional, regional y provincial. En cuanto a su utilización hemos establecido tres grupos: didáctico, científico y turístico-económico, dependiendo de que ofrezcan buenas posibilidades para el aprendizaje, permitan el desarrollo de la investigación y ofrezcan unos aspectos paisajísticos excepcionales y puedan generar un rendimiento económico mediante la adecuada explotación de sus recursos geológicos.

En la siguiente tabla presentamos un listado de lugares de interés geológico que, en una primera aproximación, hemos considerado integrantes del Patrimonio Geológico de la provincia de Zamora, relación que, lógicamente, se encuentra abierta a las aportaciones que otros autores puedan realizar en el futuro.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La anterior relación no es más que una aproximación al conocimiento del patrimonio geológico de la provincia de Zamora, que permite, a través de las 4 áreas y los 37 puntos que la integran, un acercamiento a la historia geológica de esta provincia.

Atendiendo a la protección legal con la que cuentan en la actualidad, únicamente están protegidas cuatro áreas de interés geológico: el Lago de Sanabria y alrededores y Los Arribes del Duero, que son Parque Natural, y las Lagunas de Villafáfila y la Sierra de la Culebra, que son Espacio Natural Protegido bajo la figura de Reserva Nacional de Caza. Tanto Los Arribes del Duero como las Lagunas de Villafáfila han sido declaradas Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA) por la Unión Europea. Cabe señalar, que Los Arribes del Duero son el único lugar de interés geológico de la provincia de Zamora que aparece en el inventario de lugares naturales españoles de interés geológico que ha sido propuesto para formar parte de los listados de patrimonio natural mundial (Durán *et al.*, 1997). Estas cuatro zonas presentan un estado de conservación adecuado, que en parte es debido a las medidas tomadas desde las administraciones durante los últimos sesenta años, intensificadas en las dos últimas décadas. En este sentido cabe destacar la regeneración experimentada por las Lagunas de Villafáfila desde que cuentan con protección legal, dado que durante años sufrie-

TABLA 1. *Inventario preliminar de lugares de interés geológico de la provincia de Zamora.*

LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE ZAMORA														
Cód	Nombre	Inf	Contenido									Utilización			Pro
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	D	C	TE	
AIG-01	Lago y montaña de Sanabria	I	+			+	+	+	+	+	+	+	+	+	EN
AIG-02	Sierra de la Culebra	N	+			+	+		+	+	+	+	+	+	EN
AIG-03	Arribes del Duero	I				+	+	+	+	+	+	+	+	+	EN
AIG-04	Lagunas de Villafáfila	I	+	+			+	+		+	+	+	+	+	EN
PIG-01	Inconformidad de Requejo	P	+			+	+		+			+	+		SP
PIG-02	Manantial de Calabor	R				+		+				+	+	+	UP
PIG-03	Gneis del Ollo de Sapo en Molezuelas de la Carballeda	P	+			+			+			+	+		SP
PIG-04	Piedemonte de La Carballeda	R					+					+	+		SP
PIG-05	Relieve apalachiense de la Sierra de Carpurias	R	+			+	+					+	+	+	SP
PIG-06	Procesos erosivos y sedimentarios del cerro de La Corona	R		+			+				+	+	+	+	PH
PIG-07	Deslizamientos de Benavente	R					+				+	+	+	+	PH
PIG-08	Arcillas de Tierra de Campos y calizas del Páramo	R	+	+	+		+					+	+		SP
PIG-09	Batolito granítico de S. Martín del Pedroso	R					+		+			+	+	+	PH
PIG-10	Minas de variscita de Palazuelo de las Cuevas	N								+		+	+		SP
PIG-11	El sinclinorio y la depresión de Tábara	R				+	+						+		SP
PIG-12	Pliegues del embalse de Ricobayo	R				+	+					+	+		SP
PIG-13	Terrazas fluviales del Esla	R					+					+	+		SP
PIG-14	Serie siderolítica de Montamarta	R	+	+								+	+		SP
PIG-15	Calizas de Cubillos	P	+	+			+					+	+		SP
PIG-16	Río Valderaduey	R					+	+			+	+	+		SP
PIG-17	Complejo metamórfico de Villadepera	R				+			+			+		+	SP
PIG-18	Berrocal granítico de Ricobayo – Muelas del Pan	R					+					+	+	+	SP
PIG-19	Icnitas fósiles de la Dehesa del Puerto	N	+	+	+							+	+		SP
PIG-20	Discordancia de El Juncal	R	+			+						+	+		SP
PIG-21	Meandro del Duero entre Pereruela y Almaraz de Duero	R					+					+		+	SP
PIG-22	Areniscas silíceas de Zamora en Valorio	R	+	+								+	+		PH
PIG-23	Desprendimientos de las Peñas de Santa Marta en Zamora	P					+				+	+	+		PH
PIG-24	Alteraciones de la piedra monumental de Zamora: Los Momos	R							+	+	+	+	+		PH
PIG-25	Evolución fluvial de los ríos Duero y Valderaduey en La Aldehuela	R					+				+	+	+		SP
PIG-26	Meandro del Duero en Fresno de la Ribera	R					+				+	+		+	SP
PIG-27	Escarpes de Toro	R	+	+			+					+	+	+	PH
PIG-28	Penillanura de Sayago	R					+					+		+	SP
PIG-29	El Salto de la Vieja	R					+		+			+	+	+	SP
PIG-30	Alteración del granito en la carretera de Peñausende	P	+				+		+			+	+		SP
PIG-31	Sedimentos paleógenos de la zona de El Perdigón	R	+	+								+	+		SP
PIG-32	Vertebrados fósiles del Terciario de Corrales	N	+	+	+							+	+		PH
PIG-33	Cerro testigo de El Viso	R	+	+	+		+					+	+		PH
PIG-34	Falla del puente del Duero entre Villalazán y Peleagonzalo	P				+						+			SP
PIG-35	Terrazas fluviales del Duero	R					+				+	+	+	+	SP
PIG-36	Calizas de Valdefinjas	R	+				+					+	+		SP
PIG-37	La Parva de Avedillo	R	+				+					+	+		SP

Interés por su influencia (Inf): I Internacional, N Nacional, R Regional, P Provincial. Interés por su contenido: 1 Estratigráfico, 2 Sedimentológico, 3 Paleontológico, 4 Tectónico, 5 Geomorfológico, 6 Hidrogeológico, 7 Petrológico, 8 Mineralógico, 9 Geotécnica – Procesos Activos. Interés por su utilización: D Didáctico, C Científico, TE Turístico-Económico. Protección (Pro): EN Espacio natural protegido, UP Declarado de utilidad pública, PH Protección a través de la legislación de Patrimonio Histórico o de normativa urbanística, SP Sin protección específica.

ron una destrucción sistemática por obras de drenaje y relleno que propiciaron la desaparición de algunas y la colmatación parcial de otras. Estos cuatro espacios naturales cuentan con planes de ordenación de sus recursos naturales, herramientas legislativas que permiten la compatibilidad de las actividades económicas que en ellos tienen lugar con su conservación. El resto de los lugares de interés geológico considerados no se encuentran específicamente protegidos bajo ninguna figura legal, como podría ser la de Monumento Natural. Algunos de estos puntos cuentan con protección parcial derivada de su inclusión en zonas declaradas Bien de Interés Cultural y de encontrarse en zonas sometidas a normativa urbanística (PIG-06, PIG-07, PIG-09, PIG-22, PIG-23, PIG-24, PIG-27, PIG-32 y PIG-33) o incluso por estar declarados de Utilidad Pública (PIG-02). Todos los puntos del listado mantienen una conservación buena, si bien en algunos casos los riesgos de destrucción son patentes, como ocurre con las paleoicnitas de la Dehesa del Puerto (PIG-19), cuya proximidad a la carretera nacional 122 supone un cierto riesgo de destrucción en el caso de ampliación de la citada vía; en este punto, la exposición a los agentes atmosféricos de las pistas fósiles incide de manera directa en su deterioro paulatino. Una situación similar se da en los pliegues del embalse de Ricobayo (PIG-

12), que podrían verse afectados por el posible cambio de trazado de la carretera nacional 525. Una problemática diferente se plantea en los deslizamientos de Benavente (PIG-07) y desprendimientos de las Peñas de Santa Marta (PIG-23), actualmente estabilizados, pero que constituyen un buen ejemplo de ambos procesos. En el resto de los puntos, las actividades antrópicas inciden de forma muy variable dependiendo de la agresividad de las mismas: prácticas agrícolas y ganaderas tradicionales, nuevos regadíos y mecanización del agro, crecimiento urbano, extracción de áridos, etc.

En cuanto a la existencia de infraestructuras de divulgación en los lugares inventariados, únicamente existen centros de interpretación, que hacen alusión a las características geológicas del entorno, en dos de los espacios naturales protegidos: el Lago de Sanabria, desde 1990, y las Lagunas de Villafáfila, desde 1995. Además existen infraestructuras que podrían utilizarse para la explicación de algunos de los puntos de interés geológico propuestos: se trata de las aulas arqueológicas de Arrabalde y de Manganeses de la Polvorosa que podrían incluir información sobre el relieve apalachiense de la Sierra de Carpurias (PIG-05) y los procesos erosivos y sedimentarios del cerro de La Corona (PIG-06), respectivamente. También sería factible instalar puntos de información, similares a los que ilustran los monumentos arquitectónicos, en aquellos sitios situados dentro de la trama urbana de Zamora (PIG-22, PIG-23, PIG-24 y PIG-25), Benavente (PIG-07) y Toro (PIG-27). Analizando el cómputo total y considerando los puntos y áreas que cuentan con las protecciones citadas, resulta significativo comprobar que un 65% de los lugares seleccionados no cuentan con ningún tipo de protección legal. Por ello, queremos hacer una llamada de atención a las administraciones públicas responsables de la gestión de este tipo de recursos naturales para que tomen las medidas oportunas de cara a su protección y conservación, de forma que las generaciones del futuro puedan contemplar estos rasgos singulares del paisaje geológico tal y como los podemos observar en la actualidad. Igualmente la instalación de infraestructuras de divulgación en los lugares de interés geológico seleccionados permitiría sensibilizar a la población de cara a la preservación de estos elementos que forman parte del Patrimonio Geológico de la comunidad y que en la mayoría de los casos permanecen olvidados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un resumen del proyecto *Catalogación y puesta en valor del Patrimonio Geológico de la provincia de Zamora: Georrecursos Culturales no renovables* subvencionado por el Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo de la Diputación de Zamora, durante el año 1998.

REFERENCIAS

Arribas-Moreno, A. y Arribas Rosado, I. (2001): Minerales de Castilla y León. En: *Patrimonio Geológico de Castilla y León* (R. Nuche del Rivero, Ed.). ENRESA, Madrid, 448-493.

Cabrera-Ceñal, R., Crespo-Ramón, J.L., García de los Ríos-Cobo, J.I., Mediavilla-Manzanal, B. y Armenteros-Armenteros, I. (1997): Síntesis Cartográfica. En: *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León Escala 1:400.000*. SIEMCALSA-Junta de Castilla y León, Valladolid.

Corrochano-Sánchez, A. (2001): Paisaje geológico de la provincia de Zamora. En: *Patrimonio Geológico de Castilla y León* (R. Nuche del Rivero, Ed.). ENRESA, Madrid, 330-357.

Durán, J.J. (Ed.) (1998): *Patrimonio Geológico de la Comunidad Autónoma de Madrid*. Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España y Asamblea de Madrid. Sociedad Geológica de España, Madrid, 290 p.

Durán, J.J. y Vallejo, M. (1997): Inventario preliminar de monumentos geológicos naturales de la provincia de Málaga. En: *Comunicaciones de la III Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico* (Ll. Pallí y J. Carreras, Eds.). Sociedad Geológica de España y Universitat de Girona, 25-30.

Durán, J.J., Vallejo, M., Arribas, A., Burillo, J., Garzón, G., González, J. M., Gumiel, P., López, J., Palacio, J. y Ruiz, P. (1997): Propuesta de lugares naturales de interés geológico españoles (geotopos, geositios) susceptibles de integrarse en los listados de patrimonio natural mundial. En: *Comunicaciones de la III Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico* (Ll. Pallí y J. Carreras Eds.). Sociedad Geológica de España y Universitat de Girona, 31-37.

Elízaga-Muñoz, E. (1988): Georrecursos culturales. En: *Geología Ambiental* (F.J. Ayala-Carcedo y J.F. Jordá-Pardo, Eds.). Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid: 85-100.

Jiménez-Fuentes, E. (2003): Quelonios fósiles de la cuenca del Duero. En: *Los vertebrados fósiles en la historia de la vida. Excavación, estudio y patrimonio* (E. Jiménez-Fuentes y J. Civis-Llovera, Eds.). Univ. Salamanca, 177-195.

Nuche del Rivero, R. (2001): Prólogo. En: *Patrimonio Geológico de Castilla y León* (R. Nuche del Rivero, Ed.). ENRESA, Madrid,12-13.

Vega-Ureta, J.C. y Aldasoro-Martín, J.J. (1994): *Geología de Sanabria*. Monografías de la Red de Espacios Naturales de Castilla y León. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Castilla y León, Valladolid, 79 p.

Propuesta de Catálogo de Puntos Singulares del Patrimonio Hidrogeológico de la Región de Murcia

M. Martínez y L. Moreno

Instituto Geológico y Minero de España, Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas, C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. m.martinez@igme.es, l.moreno@igme.es

ABSTRACT

The hydrogeological heritage should include all water manifestations (springs, spas, salines and thermal springs) where groundwater has some scientifical cultural and historical singularities. Some points catalogued share specific characteristics, but their fragility in front of antropical activities can deteriorate and to lose this natural, cultural and historical legacy. A selection of 54 water points has been made, which form the basic hydrogeological heritage of the Murcia region. This includes 14 thermal and cold baths, 7 popular springs, 15 mineral water points and 18 geothermic water points. Despite some private and public protective initiatives (actions) the general use of water points for commercial and recreational purposes still casts a certain risk of destruction and irreparable harm to these important heritage values.

Key-words: *hydrogeological heritage, Murcia region, natural monument, geoconservation, thermalism.*

EL PATRIMONIO HIDROGEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE MURCIA

El patrimonio geológico está formado por una serie de elementos geológicos singulares representativos de la historia geológica de una región y de la tierra en su conjunto. Si este patrimonio se basa en la catalogación de elementos no renovables, se puede modificar este concepto incorporando elementos renovables como las aguas subterráneas y su manifestación externa a través de fuentes, zonas húmedas (Durán *et al.*, 1997) y aguas mineromedicinales (Coloma *et al.*, 1997) que dan lugar al patrimonio hidrogeológico.

Según Rodríguez-Estrella (1999, 2001) el patrimonio hidrogeológico está constituido por: "..... todos aquellos lugares relacionados con las aguas subterráneas, que teniendo una cierta singularidad, al menos a nivel regional- bajo un punto de vista científico, histórico, cultural , educativo o paisajístico-recreativo - presentan un espacio discreto con el fin de que puedan ser visitados y protegidos". Así los puntos catalogados dentro del patrimonio hidrogeológico (manantiales, fuentes populares, balnearios, salinas, fuentes termales) presentan características que los hacen únicos, ya sea por su rareza, por su historia o por representar las características químicas o hidráulicas de una formación acuífera. Sin embargo su fragilidad ante las actividades antrópicas puede llevar a un rápido deterioro y a la pérdida irremediable de este legado; por ello, para su conservación es imprescindible su catalogación y definición de medidas de protección.

La tradición en el uso de las aguas subterráneas en la Región de Murcia se remonta a los pueblos íberos, llegando a su máximo esplendor con la dominación romana y árabe. En la actualidad aún se mantienen muchas de aquellas instalaciones y otras nuevas han sido incorporadas al patrimonio.

Existen trabajos anteriores referidos al patrimonio geológico; Arana *et al.* (1999) proponen como tal a las fuentes de Archivel, Cantalar, Caneja, Caputa, Gorgotón y Marqués, y los baños termales de Archena, Fortuna y Mula, así como el sondeo del Saladillo. Posteriormente Rodríguez-Estrella (1999, 2001) inicia un catálogo de patrimonio hidrogeológico incluyendo en el mismo, además de los citados anteriormente, manantiales desaparecidos (fuentes de Jumilla, de Cueva Perneras, de las Anguilas) y otros como Ojos de Luchena y Chicamo y de la Rambla del Infierno. Martínez y Moreno (2001) incluyen en el catálogo de patrimonio hidrogeológico a las salinas de interior: del Águila, Fortuna, Molina, Periago, Principal, Ramona, Salero de la Rosa, Sangonera y Zacatín.

El presente artículo muestra una propuesta de 54 manifestaciones hídricas que forman parte del rico patrimonio hidrogeológico de la Región de Murcia y que por sus características especiales deberían ser catalogados y protegidos como puntos singulares. Entre estos se incluyen 14 balnearios y casas de baños de aguas frías y termales, 7 fuentes de uso tradicional, 15 captaciones de aguas minerales y 18 puntos de interés geotérmico. Aunque existen iniciativas particulares y públicas encaminadas a la protección y conservación de este patrimonio, en parte debido a su aprovechamiento comercial y lúdico, se ha concluido la existencia de un riesgo cierto de pérdida o deterioro irreversible de muchos de estos puntos ante la indiferencia generalizada en que se encuentra.

TABLA 1. *Propuesta de puntos singulares del patrimonio hidrogeológico de la Región de Murcia. Puntos de agua fría.*

Nº	DENOMINACION	TERMINO MUNICIPAL	CRITERIO DE SELECCIÓN	SISTEMA ACUIFERO	LITOLOGIA DEL ACUIFERO	NAT. (*)	CAUDAL (L/min)	P.P.	COMERCIALIZACION
1	Chiki	Moratalla	DU	Almirez	Calizas jurásicas	P (19)	1428	SI	SI
2	Neval					S (48)	330		
3	Font Lys					S (103)	741,6		
4	Pozo nº3 El Olivar	Jumilla		Cingla-Cuchillo	Biocalcarenitas miocenas	S (315)	1620	NO	NO
5	La Negra	Yecla	HC	Sin Sistema Acuífero	Yesos y arcillas triásicas	G(80)	5,4-8,4		
6	Fuenteálamo				Yesos y arcillas triásicas	P (11,5)	-		
7	Fuente de Architana	Moratalla		Algaidón	Calizas cretácicas y miocenas	F	1380-1680		
8	Baños de Somogil				Dolomías cretácicas	F	0		
9	Baños de Campa	Jumilla			Arenas, gravas terciarias	P (5,3)	49,8		
10	Baños del Morrón				Yesos y arcillas triásicas	F	1,8		
11	Algarrobo	Abanilla		Quibas	Calizas jurásicas	F	15		
12	Rey	Cieza		Sierra del Oro	Calizas jurásicas	G (100)	36		
13	Fuentes Grandes	Moratalla	IH		Calizas jurásicas	F	483		
14	Cantalar		DU		Calizas y dolomías triásico-jurásicas	F	54	SI	SI
15	Fuente Vidriera	Caravaca			Calizas y margas jurásicas	F	0		SI
16	Francés		IH	Gavilán	Calizas jurásicas	F	96 180-360	NO	NO
17	Marqués		IH, HC			F	28020		
18	Riolar	Moratalla	DU	Alamos	Calizas jurásicas	F	15-23,4		
19	Fuente del Pino	Lorca	HC	Sin sistema	Conglomerado plioceno	G (250)	-	NO	
20	Higuera	Fortuna		Bermeja	Calizas terciarias	F	19,8		
21	Manantial de las Rocas		DU	Baños		G(120)	-		SI
22	Baños de Gilico	Calasparra	HC	Sin sistema	Areniscas y margas terciarias	G (5)	9,6		NO
23	Fuente Higuera (Abanilla)	Abanilla			Calizas jurásicas	F	16,2		
24	Fuente Doña Rosa	Blanca	DU		Calizas del tránsito cretácico-terciario	F	6-13,2	SI	SI
25	Fuenteduenas	Mula		Morrón Baños de Mula	Calizas jurásicas	F	195		
26	Baños de Fuensanta	Lorca	HC	Sin sistema	Margas terciarias o calizas jurásicas	F	15-18	NO	NO
27	Fuentespuña	Totana	DU		Dolomías triásicas	G (400)	174-510		
28	Baños de Carraclaca	Lorca	HC		Depósitos detríticos terciarios o cuaternarios	F	18		
29	Atalaya	Alhama de Murcia			Margas, calizas miocenas	F	<6		

(*) Nat = Naturaleza, Entre paréntesis la longitud de la galería y profundidad de pozo o sondeo. Naturaleza: F-fuente, G-galería, P: pozo, S-sondeo. P.P. perímetro de protección. Criterio de selección: IH-Interés hidrogeológico, DU-Declaración de uso, HC- Histórico-cultural.

CRITERIOS DE SELECCIÓN DE LOS PUNTOS DEL PATRIMONIO HIDROGEOLÓGICO MURCIANO

En 2001, Durán propone una clasificación del patrimonio hidrogeológico lo cual distingue: *"patrimonio hidrogeológico s.s"*. como los lugares relevantes como manantiales, ligados a los acuíferos; *"paisajístico"*, como edificios o construcciones, naturales o artificiales, asociados al uso o a la acción del agua; *"histórico"*, relacionado con el uso histórico de las aguas subterráneas. En la presente publicación, los criterios empleados para la selección de los puntos de agua se han basado en los trabajos de Martínez *et al.* (2001) y Pinuaga y Martínez (2002) sobre las aguas minerales en la Región de Murcia. Estos criterios son:

- El interés hidrogeológico.
- La existencia de algún tipo de declaración de uso (minero-medicinal, mineral natural, de manantial, mineral industrial).
- El interés histórico-cultural o de uso tradicional.
- El termalismo.

La pertenencia a una de estas categorías no es excluyente de pertenecer a otra. A la hora de seleccionar entre varias captaciones similares, se ha preferido elegir aquellas que disponen de antecedentes documentados.

Los 54 puntos propuestos se recogen en las tablas 1, de aguas frías y 2, de aguas termales. Su distribución espacial se muestra en la figura 1. Las captaciones de interés hidrogeológico corresponden, principalmente, a manantiales que son la principal descarga de un acuífero y por tanto, representativos de las características y evolución hidroquímica e hidrodinámica del mismo. En esta categoría se incluyen las Fuentes del

TABLA 2. *Propuesta de puntos singulares del patrimonio hidrogeológico de la Región de Murcia. Puntos de agua termal.*

Nº	DENOMINACION	TERMINO MUNICIPAL	CRITERIO DE SELECCIÓN	SISTEMA ACUIFERO	LITOLOGIA DEL ACUIFERO	NAT. (*)	CAUDAL (L/ min)	Tª (ºC)	P.P.	USO
30	Fuente de Abanilla	Abanilla	T, IH,HC	--	Rocas carbonatadas jurásicas y triásicas	G(300)	114	27,8	NO	FP
31	Baños de Fortuna Manantial nuevo	Fortuna		Baños		F		44,5	SI	B
32	Baños de Fortuna Manantial viejo					F	648	43,6		
33	Baños de Mula	Mula		Baños de Mula		F+G	3900	37,3	NO	B/R
34	Fuente Yéchar			Cajal	Calizas arenosas terciarias	F	264	19,9		R
35	Archena	Archena			Rocas carbonatadas jurásicas y cretácicas	F	246	49,7		B
36	Agua de Dios-Baños de Alhama de Murcia	Alhama de Murcia		--	Dolomías triásicas	S(165)		41,1		
37	El Praíco					S(130)		28,7		R
38	Casas del Carril		T, IH	Carrascoy		S(480)		46,3		
39	Casas de Buena Vista		T, IH,DU			S(600)		46,5		
40	Durán	Mazarrón	T, IH	La Majada-Leyva	Rocas volcánicas terciarias y carbonatadas triásicas	S(406)	3000	37		R/CI
41	Ermita del Saladillo		T, IH, DU	Ermita del Saladillo	Rocas carbonatadas triásicas	S(535)	138	48,4		SU
42	SAT Olivar	Lorca	T, IH	Alto Guadalentín	Rocas detríticas pliocuaternarias y carbonatadas triásicas	S(203)		28,2		R
43	ABEMAR					S(300)		29,2		
44	Pozo Victoria 2	Totana		Bajo Guadalentin	Rocas detríticas pliocuaternarias	S(190)		29,4		
45	SAT Tiburón					S(262)		30,7		
46	Borrambla	Murcia		Campo de Cartagena	Calcarenitas terciarias y rocas carbonatadas triásicas	S(280)	1080	34,4		
47	Los Mazones					S(380)		35,1		CI/R
48	Cabecico del Rey				Rocas carbonatadas triásicas	S(504)		45		R
49	Pozo Villalba					S(500)		43,1		
50	Torre Molina					S(380)		43,2		
51	Biocampo	San Pedro del Pinatar			Calcarenitas terciarias	S(350)		35,8		
52	SAT Limonar					S(420)		35,9		
53	Zapata	San Javier				S(250)		32,8		CI
54	El Rincón	Moratalla		Almirez	Calizas jurásicas	S(200)		25		R

(*) Nat = Naturaleza, Entre paréntesis la longitud de la galería y profundidad de pozo o sondeo. Naturaleza: F-fuente, G-galería, P: pozo, S-sondeo. P.P. perímetro de protección. Criterio de selección: IH-Interés hidrogeológico, DU-Declaración de uso, HC- Histórico-cultural, T-termalismo. Uso: FP- Fuente pública, B- Balneario y/o baño, R- Riego, CI- Calefacción invernadero.

Francés, del Marqués y Fuentes Grandes, asociadas al acuífero Caravaca y la fuente Architana, conjunto de surgencias que constituyen el drenaje del acuífero Algaidón.

Las captaciones con algún tipo de declaración de uso son susceptibles de ser aprovechadas económicamente, además se ha comprobado su calidad y pureza original (aguas de bebida envasadas), o bien su particular mineralización (aguas minero-industriales). En estas captaciones se dispone generalmente de información abundante y actualizada sobre su evolución y características (hidroquímicas, hidrogeológicas).

Las captaciones e instalaciones de interés histórico-cultural incluyen los balnearios y casas de baños de aguas frías, en su mayor parte olvidadas, y termales que gozaron de gran reputación y que, al menos en algunas de ellas, está siendo recuperada a partir del auge que los tratamientos médicos en balnearios están teniendo de un tiempo a esta parte.

El termalismo es representativo, además de un gradiente geotérmico anómalo, de un funcionamiento hidrodinámico singular de los acuíferos, y puede estar relacionado con la actividad neotectónica.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El patrimonio geológico e hidrogeológico de una región forma parte de su acervo cultural, histórico y natural y se caracteriza por una gran fragilidad y por la imposibilidad de recuperarlo una vez dañado, de ahí que su protección pueda ser considerada como una labor de máximo interés. La región de Murcia dispone de un abundante patrimonio hidrogeológico que incluye fuentes termales, de aguas minerales y minero-medicinales, manantiales singulares representativos de formaciones y sistemas hidrogeológicos, acuíferos cuyas aguas muestran una especial calidad y son susceptibles de aprovechamiento para su comercialización y aguas salinas aprovechables industrialmente. Proteger un bien de esta naturaleza hace imprescindible su catalogación y clasificación previas, paso este que precisa de un amplio conocimiento de la geología e hidrogeología de la zona en estudio y de tener disponible información de calidad.

En este trabajo se propone una relación de puntos singulares que deberían ser incluidos dentro de un futuro inventario de puntos del patrimonio hidrogeológico de la Región

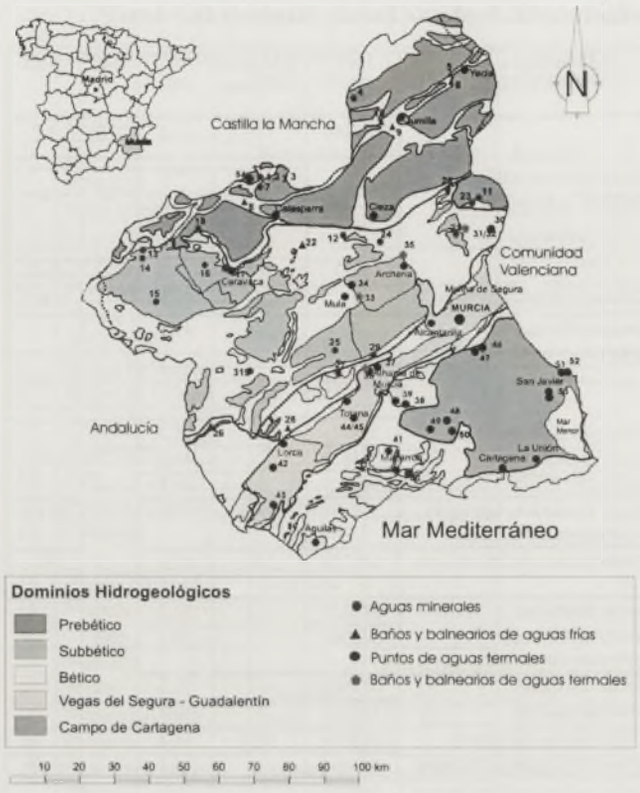


FIGURA 1. *Situación de los puntos propuestos para su inclusión en el Patrimonio Hidrogeológico de la Región de Murcia. (Modificado de Pinuaga y Martínez, 2002).*

de Murcia. Son 54 lugares, entre los cuales hay 14 balnearios y casas de baños de aguas frías y termales, 7 fuentes de uso tradicional, 15 captaciones de aguas minerales y 18 puntos de interés geotérmico.

La protección de estos puntos, que en la actualidad no se contempla específicamente en la legislación española, puede sin embargo ser incluida dentro de la ley 4/1989 de 27 de marzo, dentro de la figura denominada Monumentos Naturales. Los puntos hidrogeológicos de interés patrimonial deberían ser declarados como PIG (puntos de interés geológico), definidos por el IGME, o bien incorporados, en algunos casos, a los programas amparados por la UNESCO - *Geosites* o *Geopark* - si bien este último, por su concepto de área protegida geológica y su importancia científica, singularidad o belleza, además del aspecto socioeconómico, sería el más adecuado. Para ello se deberían definir extensos dominios geológicos donde se sitúen varios de los puntos citados. Ejemplo de ello sería la cuenca terciaria de Mula-Fortuna con su actividad neotectónica y sus manifestaciones termales (balneario de Fortuna, Archena, baños de Mula, etc), o también los diapiros triásicos del NE de Murcia, en los que el diapirismo como patrimonio geológico y los puntos salinos como hidrogeológico se complementan a la perfección.

AGRADECIMIENTOS

A los revisores por sus interesantes aportaciones y sugerencias, que han permitido mejorar este trabajo.

REFERENCIAS

Arana, R., Rodríguez, T., Mancheño, M.A., Guillén, F., Ortiz, R., Fernández, M.T. y del Ramo, A. (1999): *El patrimonio geológico de la Región de Murcia*. Ed. Séneca, 399 p.

Coloma, P., Martínez, F.J. y Sánchez, J.A. (1997): Las aguas minero-medicinales de las cuencas riojanas orientales como patrimonio hidrogeológico. *Zubia*, 15: 55-62.

Durán, J.J. (2001): Hidrogeología y naturaleza. En: *Aguas subterráneas, paisaje y vida: acuíferos de España* (M. del Pozo, J.J. Durán, A. Fernández, C. García y J.M. Murillo, Eds.). Instituto Geológico y Minero de España, 275-280.

Durán, J.J., López, J. y Barea, J. (1997): Patrimonio geológico y sostenibilidad. Aplicación a la provincia de Málaga. *Zubia*, 15 : 66-71.

Martínez, M. y Moreno, L. (2001): Las Salinas de interior de la Región de Murcia: una parte del patrimonio hidrogeológico y minero de España. En: *Actas do Congresso Internacional sobre el Patrimonio Geológico e Mineiro*. VI sesión científica de la Sociedad Española para la Defensa del Patrimonio Geológico y Minero (Beja, Portugal), 141-151.

Martínez, M., Moreno, L. y Pinuaga, J.I. (2001): Las aguas minerales frías en la Región de Murcia. En: *VII Simposio de hidrogeología de la Asociación Española de Hidrogeología Subterránea*, 557-573.

Pinuaga, J.I. y Martínez, M. (2002): *Panorama de las Aguas Minerales en la Región de la Región de Murcia*. IGME. Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 192 p.

Rodríguez Estrella, T. (1999): Some considerations on the concept of hidrogeological heritage, with special reference to the hidrogeological heritage of the Murcian Region of Spain. En: *Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millenium* (D. Barettino, M. Vallejo y E. Gallego, Eds.). Comisión de Patrimonio Geológico, Sociedad Geológica de España, Madrid, 166-171.

Rodríguez Estrella, T. (2001): El patrimonio hidrogeológico de la región de Murcia. En: *Reflexiones sobre el futuro del agua ante el siglo XXI. Libro homenaje a Emilio Pérez*. Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, 225-257.

El patrimonio geológico y minero en una ampliación de la nueva clasificación de los recursos geológicos

J.M. Mata-Perelló y R. Mata Lleonart

Dpto. de Ingeniería Minera y Recursos Naturales, Universidad Politécnica de Cataluña, Avda. Bases de Manresa 61-73, Manresa, Barcelona.
mata@emrn.upc.es, rmata@icog.es

ABSTRACT

A geological resource is any solid, gas o liquid component of the Earth crust, which occurs in optimum concentration for its exploitation. This definition excludes elements or processes of the physical environment offering more than just economic potential, such as outcrops with scientific, didactic or cultural interest and that for this reason should be considered as a geological resource with a patrimonial value.

The so-called cultural georesources have never been included in a classification in the same hierarchical or semantic order with others resources. An wider conception and a new classification of geological resources is introduced including in the same hierarchical and semantic order, on one hand, the classical components of Earth typically considered as resources and, on the other hand, those patrimonial, scientific, didactic or cultural resources considered as geological heritage.

Key words: *geological resource, classification, geological heritage, geoconservation.*

INTRODUCCIÓN

Los recursos que ofrece la litosfera han constituido desde siempre uno de los elementos más importantes en el desarrollo económico y social de la humanidad. Cualquier elemento que encontramos en nuestro entorno tiene su origen en un recurso geológico; de hecho en la actualidad la explotación de los recursos geológicos es una necesidad vital para el ser humano. La necesidad del uso de los recursos geológicos nos ha llevado inevitablemente a un conocimiento exhaustivo de éstos, y cómo no, a una caracterización y clasificación de los mismos. Existen multitud de clasificaciones de los recursos, muchas de ellas parecidas, que periódicamente son actualizadas por diversos autores. Algunas de estas clasificaciones están aceptadas universalmente, principalmente aquéllas más generales. No obstante, por lo general están poco adaptadas a la concepción actual del término recurso.

EL PATRIMONIO GEOLÓGICO Y MINERO COMO RECURSO GEOLÓGICO

Por recurso geológico entendemos cualquier elemento sólido, gaseoso o líquido que se encuentra en la corteza terrestre y que se presenta en concentraciones óptimas para su explotación. No obstante, esta definición resulta insuficiente y es necesario ir más allá, debemos considerar también como recurso todos aquellos elementos geológicos que presenten un valor científico, paisajístico o simplemente patrimonial, y lo más importante, un valor didáctico.

Desde un punto de vista clásico los recursos geológicos se han entendido como un valor industrial productivo y de beneficio económico, pero podemos considerar también recursos geológicos aquellos puntos que presenten un valor científico, educativo, paisajístico o cultural importante, como pueden ser antiguas minas abandonadas, afloramientos geológicos con materiales y estructuras interesantes, yacimientos paleontológicos o minerales, etc., en definitiva el patrimonio geológico. Consideramos que la protección y conservación del patrimonio geológico debe enmarcarse en un marco de gestión sostenible por lo que es imprescindible considerarlo como un recurso, tal y como establece su definición, y no sólo como un bien a conservar. Y en esta concepción de recurso se encuentra la filosofía del tratamiento del patrimonio geológico, ya que al considerarlo como un recurso puede integrarse en las diferentes acciones de la gestión territorial.

UNA NUEVA CLASIFICACIÓN DE LOS RECURSOS GEOLÓGICOS

La clasificación clásica de los recursos geológicos basada en la división de recursos en minerales metálicos, industriales, materiales energéticos, rocas y gemas, no se adapta a la situación actual, ni contempla como recurso aquellos afloramientos, materiales, estructuras o procesos geológicos que presenten un valor patrimonial. En este sentido no se contemplan ni las directrices de la Conferencia de Río (Pnuma, 1992), ni la Declaración Internacional de Digne (1991), a partir de la cual el patrimonio geológico se

ha ido considerando como un recurso de gran importancia. Se debe considerar como recurso todos aquellos elementos geológicos que presenten, además de un valor económico, un valor social, científico, paisajístico o patrimonial.

En los últimos años se ha aceptado la inclusión del patrimonio geológico en las clasificaciones de recursos. No obstante no se ha sabido encajarlo correctamente dentro de éstas ya que no se ha conseguido situarlo a un mismo nivel jerárquico ni semántico que el resto de recursos. Así en distintas ocasiones se ha hablado de recursos culturales, georrecursos culturales o recursos patrimoniales (Elízaga, 1988; Ordóñez *et al.*, 1981; Villalobos *et al.*, 2001).

Por otro lado el patrimonio geológico se ha clasificado principalmente en función de sus características físicas o genéticas, y en diferentes clases: Tectónico, Volcánico, Estratigráfico, Geomorfológico y Mineralógico (Ayala-Carcedo *et al.*, 1998). Esta clasificación es muy adecuada para la catalogación del patrimonio por lo que se ha utilizado en la mayoría de inventarios y catalogaciones realizadas, pero al centrarse en aspectos puramente geológicos se hace poco efectiva para las entidades no dedicadas a la geología.

Con la nueva clasificación presentada (Fig. 1), se ha intentado clasificar el patrimonio geológico en función de su potencial y uso. Esta clasificación se estructura a partir de dos grandes grupos: "*Recursos geológicos Extraibles*" y "*Recursos Geológicos No Extraibles*" y dentro de los no extraíbles se incluye el patrimonio geológico y minero, es decir aquellos afloramientos, elementos, actividades o procesos geológicos que presentan un valor cultural, científico, didáctico, meramente patrimonial o lúdico-turístico. De esta manera se integra el patrimonio geológico y minero en el mismo nivel que el resto de recursos económicos; aunque muy a menudo el patrimonio geológico y minero también pueden generar recursos económicos, en las actividades lúdico-turísticas sobre todo.

Así, con la nueva clasificación que se propone se consiguen los cuatro objetivos básicos que pensamos debe cumplir toda clasificación sistemática:

1. Se incluyen los recursos que presentan un valor científico, cultural, patrimonial o didáctico no limitando la clasificación a los recursos que presentan un valor económico.
2. Se integran los nuevos tipos de recursos dentro del mismo rango jerárquico y semántico manteniendo los niveles de clasificación junto con los recursos típicos, por lo que no se incluyen como un añadido o apéndice.
3. Se clasifican los recursos atendiendo a sus características, propiedades y utilidades, y no solo a sus características como hasta hace pocos años.
4. Un mismo recurso no queda limitado a un solo campo, ya que se entiende que un mismo recurso puede presentar múltiples beneficios.

A partir del a nueva clasificación propuesta se consideran Recursos Extraíbles cualquier elemento sólido, gaseoso o líquido que se encuentra en la corteza terrestre y que se presenta en concentraciones óptimas para su explotación y que su extracción supone un elemento básico en la subsistencia de nuestra sociedad y por tanto no genera impactos naturales, sociales o educativos irreversibles. Se consideran Recursos No Extraíbles cualquier elemento sólido, gaseoso o líquido, o proceso geológico que se encuentra o da en la corteza terrestre y que presenta unas características óptimas para ser utilizados en la educación, la cultura, la ciencia o que favorezcan el desarrollo sostenible de la sociedad y por tanto aumenten

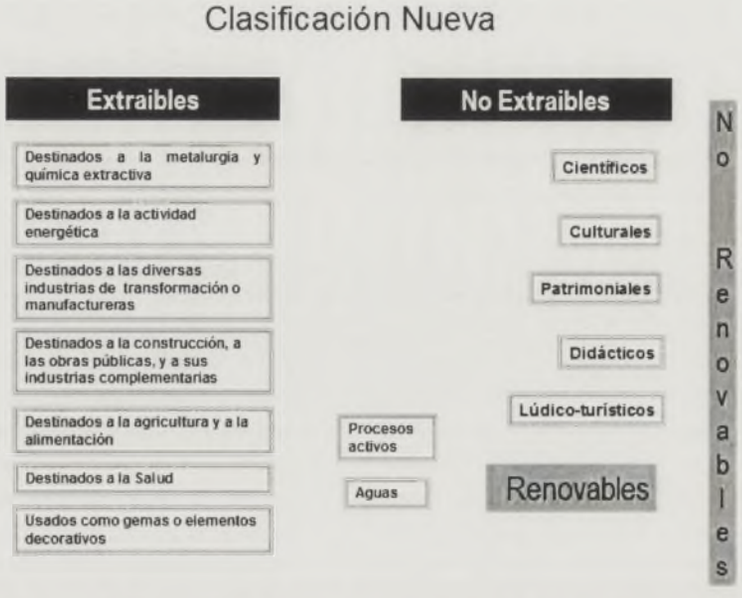


FIGURA 1. *Propuesta de clasificación del patrimonio geológico en función de su potencial y uso.*

nuestra calidad de vida, y que para ello necesitan de una conservación y protección desaconsejando su extracción.

De acuerdo con esta nueva clasificación es necesario también redefinir el concepto de reserva. Se entenderá por "Reserva" los recursos conocidos e identificados que pueden ser explotados con un beneficio económico, social, cultural, turístico, científico y/o educativo bajo los parámetros y necesidades sociales actuales.

En la clasificación propuesta a partir del primer gran grupo se abren los diferentes subgrupos, cada uno de ellos mantiene el nivel jerárquico respecto a los otros, y al mismo tiempo el semántico ya que se recomienda denominar cada subgrupo con el inicio destinados a... o bien usados como ...

La nueva clasificación se detalla a continuación y debe complementarse con la clasificación de Mata-Perelló (1996) y Mata Lleonart y Mata-Perelló (2004) para los recursos geológicos. Esta es la clasificación:

A) RECURSOS GEOLÓGICOS EXTRACTIVOS

1. Destinados a la metalurgia y a la química extractiva
2. Destinados a la actividad energética
3. Destinados a las diversas industrias de transformación o manufactureras
4. Destinados a la construcción, a las obras públicas y a sus industrias extractivas
5. Destinados a la agricultura y a la alimentación
6. Destinados a la salud
7. Destinados a ser utilizados como gemas o como elementos decorativos

B) RECURSOS GEOLÓGICOS NO EXTRACTIVOS: son los que ofrece el Patrimonio Geológico y Minero en función de sus características:

- Científicas
- Culturales
- Patrimoniales
- Didácticas
- Lúdico-turísticas

Esta clasificación puede presentar grandes ventajas, especialmente en el campo de la educación, ya que desde los primeros niveles educativos, al utilizar la clasificación propuesta los alumnos entienden que un recurso es de un tipo u otro según su uso. Por otro lado la aplicación de la clasificación simplifica el desarrollo de estudios como las evaluaciones de impacto ambiental, o la elaboración de los planes especiales de gestión de espacios naturales o incluso pueden facilitar la gestión en las zonas protegidas.

CONCLUSIONES

Con la nueva clasificación de los recursos geológicos y la ampliación de la misma propuesta, se considera los denominados georecursos culturales y el patrimonio geológico como recursos geológicos no extraíbles con lo que se consigue integrar el patrimonio geológico y minero junto al resto de recursos geológicos.

Se debe tratar el patrimonio geológico y minero no como un elemento singular y a parte del resto de elementos del medio físico sino como un recurso del cual se pueden obtener beneficios naturales, sociales, incluso económicos. La gestión global y sostenible de los recursos geológicos, sena del tipo que sean, debe partir de una concepción integrada de los mismos y esto parte de la base de tener una única clasificación de los recursos geológica como la que se propone.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer los comentarios críticos y las sugerencias de Marta Puiguriguer que han ayudado a mejorar el texto.

REFERENCIAS

Ayala Carcedo, F.J., Duran Valsero, J.J., Gazapo de Badiola, C., Alfonso de Molina, F. y Santos García, A. (1998): *Geología y Medio Ambiente: Guía didáctica y colección de diapositivas*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid, 68 p.

Elizaga, E. (1988). Georrecursos culturales. En: *Geología Ambiental*. (F.J. Ayala-Carcedo y J.F. Jordá-Pardo, Eds.) IGME: 85-100.

Mata Lleonart, R. y Mata-Perelló, J.Mª (2000): El patrimonio geológico en una nueva clasificación de los recursos geológicos. Geología, Patrimonio y Sociedad. En: *I Simposio Ibérico*. Ayuntamiento de Tarazona y SEPDGYM, 12-14.

Mata Lleonart, R. y Mata-Perelló, J.M. (2003): El patrimonio geológico en los mapas de recursos geológicos. *Encuentro de la CYTED – XIII*. Lima, 10 p.

Mata Lleonart, R. y Mata-Perelló, J.M. (2004): El patrimonio geológico en una nueva clasificación de los recursos geológicos. En: *Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente* (F. Guillén Mondéjar y A. Del Ramo Jiménez, Eds.). Universidad de Murcia, 197-202.

Mata-Perelló, J.Mª. (1996): *Los materiales geológicos y su aprovechamiento por la sociedad*. UPC, 120 p.

Ordóñez, S., Calvo, J.P., Lunar, R. y Lopez Vera, F. (1981): *Concepto y tipos de recursos naturales*. Geología y Medio Ambiente. CEOTMA, Madrid, Series monográficas, 11:95-113.

Pnuma (1992): *Declaración de Río sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo, 1992*. Río de Janeiro, Brasil: 2 p.

ProGeo (1991): Declaración Internacional de Digne. En: *Actes du Premier Symposium International sur la Protection du Patrimoine* (Digne, France, 1991). Mémoires de la Societé Géologique de France (NS), 1165: 276 p. París, 1993.

Villalobos, M., Guirado, J. y Fernández de Palacios, J.Mª. (2001): *Patrimonio geológico y georrecursos culturales*. Tierra y Tecnología. ICOG. Madrid, 23: 29-34.

Patrimonio geológico: valorización y utilización funcional

I. Polonio[1], J. Élez[3], S. Cuezva[2] y E. Sanz-Rubio[4]

1 RepsolYPF, Paseo de la Castellana 280, 28046, Madrid. ipoloniom@repsolypf.com
2 Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), Dpto. de Geología, C/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. mcnsc649@mncn.csic.es
3 Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid. javier.elez@eresmas.net
4 Sociedad Española de Talcos, S.A., Carmen 5, 1º Dcha, 24001 León. enriquesanz@rtimex.e.telefonica.net

ABSTRACT

The geological heritage has usually undergone legislative or conceptual developments. A new strategy is here proposed, which intends to change the ordinary point of view towards a horizontal model, including a bigger participation of social and economic agents of a region. A change in information, education and participation processes apears necessary. Such change should be based on a deeper analysis of the geological reality related to the results of European program targets as well as on a more structured view of the places of geological interest.

Key words: *geological heritage, evaluation, development , culture, management and use.*

INTRODUCCIÓN

Durante las dos últimas décadas han ido apareciendo fórmulas alternativas de desarrollo, aunque de forma limitada y con un significado más cualitativo que cuantitativo. Este desarrollo consta de tres grandes protagonistas: el territorio, depositario del patrimonio natural y cultural; la sociedad, motor de desarrollo; y la cultura, por su papel decisivo en el desarrollo del patrimonio geológico entendido como un recurso activo económico y social . Este último punto es el marco conceptual de los últimos proyectos que hemos realizado dentro de los programas "LEADER II" y "PRODER", creando la relación del patrimonio geológico con sus áreas de aplicación directa.

CULTURA Y PATRIMONIO GEOLÓGICO COMO RECURSOS ESTRATÉGICOS

El desarrollo local, definido por Mengin y Masson (1989) como *una acción voluntaria, organizada, que interviene en un proceso social*, requiere apoyarse en una nueva visión de la cultura y en nuevos instrumentos de actuación. Sobre esta premisa, el patrimonio geológico permite identificar diferentes concepciones para su desarrollo como activo económico y social.

- Los elementos de interés geológico; herencia a conservar y restaurar que forma parte de un patrimonio o memoria colectiva dentro de un espacio territorial.
- La ampliación del desarrollo profesional para participar e innovar, en los modelos de uso y gestión.
- El conjunto de productos naturales y culturales de consumo social en una región.
- El factor generador de riqueza, cultura productiva como recurso estratégico sectorial.

La reutilización funcional del patrimonio geológico compatible con el desarrollo a escala humana (Max Neef, 1994) necesita de instrumentos a nuestro alcance (geomuseos, equipamientos e infraestructuras expositivas, parques geológicos o paleontológicos, planes de dinamización turística, programas de desarrollo local, planes estratégicos, etc.) que se consiguen a través de la configuración de escenarios adecuados para vertebrar la realidad geológica de una región que necesita desarrollo.

El patrimonio geológico, entendido como recurso estratégico, es fundamental en el momento de diseñar estrategias de futuro para una región, ya que los componentes geológicos son vitales en cualquier proyecto de desarrollo natural.

Este patrimonio forma parte de la cultura, está no sólo comprende las artes y las letras, sino también los elementos naturales, (Kayser, 1994). En el marco de una economía y sociedad cada vez más globalizada, cada territorio tiene que saber encontrar su lugar en el mundo (Santos, 1993). En esta búsqueda de lugar, el patrimonio geológico tiene un papel relevante y de servicio para encontrar nuevas señas de identidad y de relación entre las distintas comunidades autónomas, que albergan los distintos grupos de acción local que gestionan los fondos europeos y que están enmarcados en espacios geológicos de importancia.

La educación geológica, en cualquiera de las formas que adopte constituye un vector para el desarrollo, al contribuir a valorizar el potencial colectivo y favorecer al reforzamiento de la personalidad de los individuos. Dentro de la realidad social han cambiado muchas cosas y entre ellas lo han hecho, aunque no siempre sea fácil reconocerlo, los factores de desarrollo siendo cada día más importante el papel que corresponde a la cultura, la educación y la formación.

El patrimonio geológico es un poderoso recurso para crear un nuevo espacio de desarrollo. El problema de la valorización del patrimonio geológico suscita un interesante debate, en cuanto que es necesario poner límites para la preservación de determinados elementos de interés geológico y desarrollar acciones de reutilización de otros muchos, no sólo pensando en propiciar la afluencia turística sino también por el placer cultural y educacional de las poblaciones locales que ven como sus espacios naturales se revalorizan cada día dentro de sus planes territoriales.

LAS FUNCIONES SOCIALES DEL PATRIMONIO GEOLÓGICO

El patrimonio geológico posee funciones sociales importantes para la vitalidad y el desarrollo de una región , entre las que cabe destacar:

a. Proporciona autoestima, condición indispensable para cualquier desarrollo, individual o colectivo, para que la sociedad local sea más creativa y culturalmente más avanzada.
b. En el contexto de una política que prima los bienes arqueológicos o de fauna y flora, el patrimonio geológico surge como un nuevo mecanismo de selección, en relación con la multitud de elementos de interés cultural o natural que pudieran desarrollarse en un territorio dependiendo de su valoración patrimonial.
c. La gestión del patrimonio geológico otorga un sentido a las acciones que se realizan sobre la Gea. En todo proceso de desarrollo local hay que saber mantener el rumbo, si no se quiere deambular según el ritmo que marcan los acontecimientos externos.

El patrimonio geológico, entendido en sentido amplio, puede convertirse en un recurso y en un factor movilizador de la sociedad. La revalorización estética, simbólica y turística de este tipo de patrimonio puede servir para cohesionar la sociedad local y reforzar sus señas de identidad. El riesgo puede estar en convertir el espacio de interés geológico, depositario de este tipo de patrimonio natural, en "espacio mercancía" donde su propia conservación, en cuanto realidad integrada y multi-funcional, pueda estar en peligro. Así nos encontramos que si bien el turismo puede ser un importante motor de desarrollo para determinadas regiones, inadecuadamente controlado y mal gestionado puede convertirse en un factor de destrucción de los elementos de interés geológico.

Por la experiencia de los autores dentro de los programas "LEADER II" y "PRODER", y tras el análisis de las iniciativas desarrolladas en los diversos grupos de acción local, se plantean las siguientes conclusiones:

- La planificación y coordinación de iniciativas para el desarrollo de los espacios geológicos son muy dispersas, aisladas o sin secuencialidad en la mayoría de los casos.
- Los estudios de valorización y uso de los espacios geológicos, o no se usan o se usan de forma desligada de los planes de ordenación y desarrollo para las distintas regiones.
- Escasez en cantidad y calidad de los recursos divulgativos o de difusión para los elementos de interés geológico en comparación con otros elementos patrimoniales de interés regional.
- Ausencia de los elementos de interés geológico en las Evaluaciones de Impacto Ambiental para el desarrollo de infraestructuras en las distintas comunidades autónomas.
- Ausencia de modelos de evaluación o de calidad, que relativiza los planteamientos de uso y gestión del espacio geológico en estas regiones.

CONCLUSIONES

La promoción de los proyectos de desarrollo geológico debe estar vinculada a los procesos productivos, a la creación de empleo, a la innovación de ideas y a la generación de riqueza. Hay que superar la conservación/recuperación del patrimonio geológico, entendido meramente como recurso natural o cultural, y abordar su reelaboración productiva.

La intervención en el patrimonio geológico desde los proyectos de desarrollo de la Unión Europea puede abordarse desde un punto de vista conceptual, paisajístico, educacional o económico. La experiencia de los últimos años indica que su protagonismo sólo es eficaz cuando se aborda desde una perspectiva integradora, considerando el patrimonio geológico como una realidad social dinámica.

El desarrollo regional necesita de la acción conjunta, por un lado, de las fuerzas y las capacidades locales y, por otro, de los medios externos, las inversiones privadas y los créditos públicos. Para ello hay que vertebrar a los grupos de acción local e ilusionarles con proyectos nuevos y futuros, creando una nueva cultura del desarrollo, formulada y decidida en función de las características y de las necesidades de las diversas realidades geológicas de estas regiones.

En la coyuntura actual de rápidos y profundos cambios, la protección y recuperación del patrimonio geológico requiere utilizar estratégicamente las oportunidades que ofrecen las funcionalidades emergentes, como la animación sociocultural y la turística. La apuesta por la multifuncionalidad requiere profundas innovaciones en el terreno de la gestión (geomuseos, parques geológicos y/o culturales, consorcios, patronatos, fundaciones, centros de gestión geológica etc.), así como, un mayor protagonismo de las administraciones locales y un importante esfuerzo en el campo de la formación de nuevos profesionales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo lo dedicamos a la Asociación de Desarrollo Integral de Calatayud-Aranda (A.D.R.I.) , al Grupo de Acción Local del Valle del Ese–Entrecabos (Principado de Asturias), y a la Dirección del Parque Natural Regional del Sureste. (Comunidad Autónoma de Madrid), por confiar en las distintas posibilidades que presenta el patrimonio geológico de cara a la Sociedad, así como al resto de compañeros de profesión que nos han aportado muchas ideas durante largas horas de discusión.

REFERENCIAS

Kayser, B. (1994): La cultura un incentivo para el desarrollo local. *Revista Leader Magazine*, 8 : 5-9.

Max Neef, M. (1994): Desarrollo a escala humana. *Icaria*. Madrid.

Menguin, J. y Masson, G. (1989): *Guide du développement local et du développement social*. L' Harmattan. París.

Santos, M. (1993): Los espacios de la Globalización. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 13: 79-77.

Evaluación patrimonial de los afloramientos de "Ofitas" con estructuras en *mini-pillow* de Cerro Pelado (Granada): Nuevo indicio de vulcanismo triásico y metamorfismo alpino de las Zonas Externas Béticas

E. Puga[1], M.A. Díaz Puga[2], M. Ruiz Montes[2], A. Díaz de Federico[1] y D. Morata[3]

1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva s/n, 18071 Granada. epuga@ugr.es, adiazdef@telefonica.net

2 Instituto Geológico y Minero de España, Urbanización Alcázar del Genil 4, Edificio Zulema bajo, 18006 Granada. ma.diaz@igme.es, m.ruiz@igme.es

3 Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile. dmorata@cec.uchile.cl

ABSTRACT

A new ophite outcrop located at the boundary between the external and internal zones of the Betic Cordillera is described, with special reference to petrological and geochemical features. The outcrop belongs to the Triassic of Antequera and is currently being exploited for ballast material, despite some special geological values and peculiarities, which should demand its preservation: a) Mini-pillow structures which are not found elsewhere in any other ophite outcrop of the Betic external zones. The unequivocal volcanic nature of these structures has allowed dating the beginning of magmatism in the Betic external zones as Triassic in age instead of Jurassic, as had been generally accepted so far on the basis of the supposed intrusive character of all the ophite bodies; b) The higher metamorphism grade identified in this outcrop, compared to those located further from the boundary between the external and internal Betic zones: As remarked here, the Alpine metamorphism reaches greenschist facies conditions in the Cerro Pelado ophites, whilst only pumpellyite-actinolite facies conditions have been recognized at the metamorphic climax in other ophite outcrops studied to date in this region. This corroborates the idea that the Triassic of Antequera was probably subdued beneath the internal zones during one of the compressive stages of the Alpine orogeny.

Key Words: *ophites, triassic vulcanism, alpine metamorphism, Betic Cordilleras, geoconservation.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El término "ofita", fué definido por Palassou (1778) para designar doleritas triásicas, del Pirineo, asociadas a los sedimentos arcillosos del Trías de facies Keuper y, por extensión, este término se ha aplicado, en los países que circundan el Mediterráneo occidental, a las rocas básicas intrusivas en el mismo tipo de materiales. El carácter intrusivo de estas rocas ha sido admitido de forma generalizada en numerosos trabajos sobre geologia de las Cordilleras Béticas, en los que se suelen describir los afloramientos de ofitas como "pequeños *stocks* y diques subvolcánicos o bloques tectónicos". En congruencia con estas ideas y dado que las dataciones radiométricas realizadas hasta ahora, por el método K/Ar, dan edades de rejuvenecimiento post-Triásicas (Puga *et al.*, 1988), en las reconstrucciones paleogeográficas de las Zonas Externas Béticas, el inicio del vulcanismo básico se ha venido situando en el Jurásico medio (García-Hernández *et al.*, 1980) o inferior (Vera, 2001). Por esta razón, la identificación en las ofitas de estructuras volcánicas inequívocas, como son las *pillow-lavas*, es de gran utilidad para poder dilucidar la verdadera edad del inicio de este vulcanismo, por correlación con la edad de los sedimentos triásicos entre los que se encuentran situadas, que pueden ser datados mediante polen y paleoflora (Pérez-López *et al.*, 1991). Asimismo, es interesante estudiar los indicios de metamorfismo orogénico que suelen presentar estas rocas, que es mas fácilmente discernible en ellas que en los meta-sedimentos encajantes, y dilucidar sus condiciones de génesis, lo que servirá de ayuda para interpretar la evolución geodinámica de la Cordillera a partir del Mesozoico.

SITUACIÓN Y DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

El afloramiento de Cerro Pelado forma parte del Trías de Antequera y está situado a unos 60 km al O de Granada (Fig. 1), dentro de la hoja de Rute, nº 1007 de la serie MAGNA (Fig. 2). Se trata actualmente de un pequeño afloramiento de 2 Hm^2 que, a pesar de no figurar en la carto-

FIGURA 1. *Situación del afloramiento de ofitas de Cerro Pelado (★) en un mapa geológico esquemático de las Cordilleras Béticas. Cuadrados blancos = magmatismo triásico; cuadrados negros = magmatismo jurásico.*

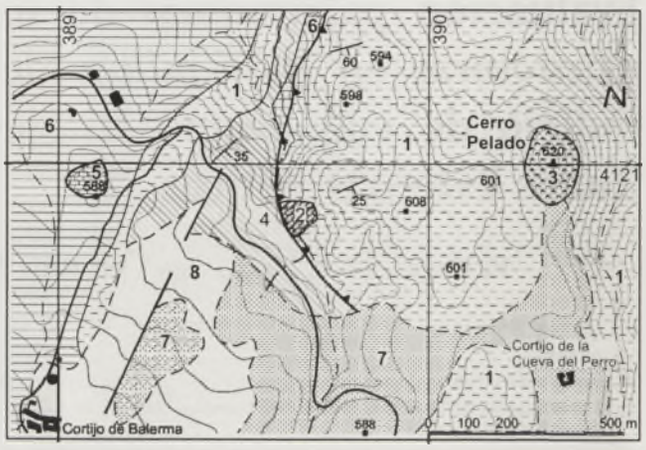


FIGURA 2. *Cartografía del afloramiento a escala 1:10.000. Trías de Antequera: 1 = Margas, arcillas, arenas, yesos y brechas poligénicas; 2 = Calizas y dolomías; 3= Ofitas. Subético medio central: 4 = Margas y margocalizas del Cretáceo inferior: Formaciones tectónicas: 5 = Calizas de microcodium del Paleógeno; 6 = Arcillas versicolares del Mioceno medio. Formaciones post-mantos: 7 = Margas, limos, arenas y calcarenitas del Tortoniense; 8 = Eluviones.*

grafía del MAGNA, ha sido en su mayor parte objeto de explotación para áridos. En el frente actual de explotación de la cantera la mayor parte de las rocas *in situ* tienen textura ofítica, de grano fino, que pasa a grano muy fino en uno de sus bordes, y están surcadas por numerosos filoncillos, de varios milímetros a centímetros de espesor, rellenos principalmente por asociaciones de albita, epidota, actinolita y clorita. Bloques de tamaño métrico formados por agregados de *mini-pillows*, de 6 a 15 cm de diámetro (Fig. 3), se encuentran sueltos entre el material extraído de la cantera. Algunos de estos agregados de *mini-pillows* presentan estrías y acanaladuras de fricción en la superficie, probablemente originadas por movimientos diferenciales del material ígneo con respecto a las margas y arcillas encajantes, más plásticas, durante los procesos de deformación coetáneos y posteriores al metamorfismo que afecta a estas rocas.

PETROLOGÍA IGNEA

Las ofitas de Cerro Pelado derivan de magmas de composición variable entre andesita basáltica y traqui-andesita basáltica, como puede verse por la proyección de 4 análisis representativos en la figura 4. Estas rocas se proyectan en el extremo más rico en sílice del campo de las ofitas de edad Triásica, lo que se manifiesta mineralogicamente en la presencia de cuarzo modal, intersticial entre la plagioclasa cál-

FIGURA 3. Mini-pillow *de Cerro Pelado formada por un núcleo afanítico de color violáceo, que vá cambiando a color verdoso hacia la periferia y siguiendo las fisuras de retracción, y está rodeada por una delgada película de material interpillow metamorfizado, de color verde intenso debido a la abundancia de actinolita que, junto con albita y epidota, forman un agregado de cristales milimétricos.*

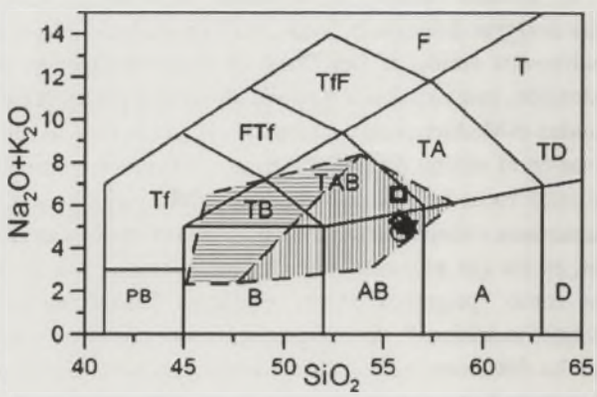


FIGURA 4. *Diagrama TAS (% SiO_2 vs % Na_2O+K_2O), sobre base anhidra, de clasificación de las ofitas de Cerro Pelado. Los campos con rayado vertical y horizontal corresponden, respectivamente, a las ofitas volcánicas, de edad Triásica, y las subvolcánicas, de edad Jurásica, de las Zonas Externas Béticas, según Morata (1993) y Morata et al. (1997).*

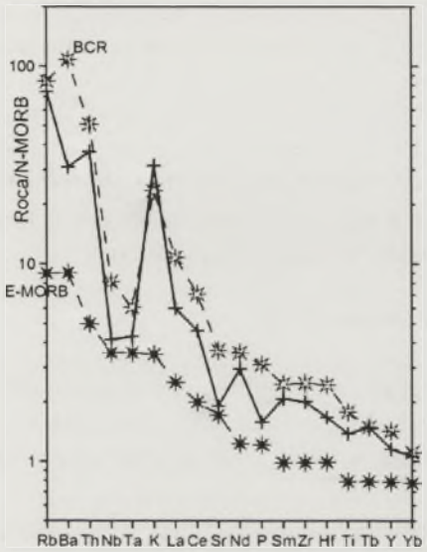


FIGURA 5. *Representación del valor medio de los elementos traza incompatibles de las ofitas de Cerro Pelado (+), normalizados a los valores medios de estos elementos en los basaltos de dorsal oceánica empobrecidos en elementos incompatibles, tipo N-MORB. BCR = Valores medios de los basaltos continentales de Columbia River. E-MORB = Valores medios de los basaltos de dorsal oceánica, enriquecidos en elementos incompatibles.*

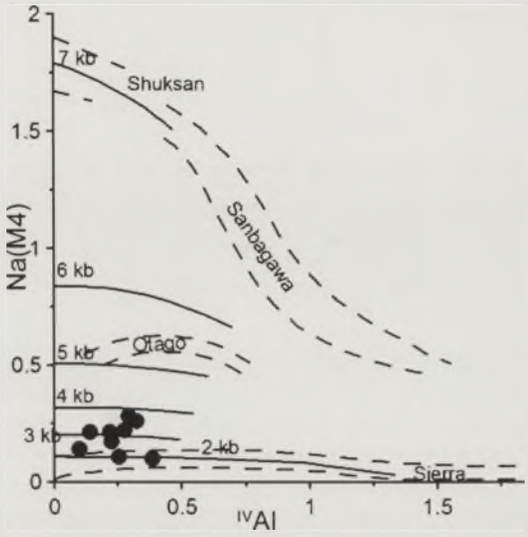


FIGURA 6. *Proyección de los anfiboles de las ofitas (•) en el diagrama de Brown (1977), que muestra una estimación de la presión y temperatura en función, respectivamente, del contenido en Na (M4) y Al^{IV} de estos anfíboles.*

cica y el clinopiroxeno augítico que, junto con ilmenita esquelética, constituyen los restos de la paragénesis ígnea. Las *mini-pillows* presentan una textura porfídica de matriz variolítica, formada por agregados fibroso-radiados de plagioclasa, con escasos microfenocristales de ilmenita y glomerulos de plagioclasa y piroxeno.

La comparación del contenido en elementos traza incompatibles de las ofitas de Cerro Pelado, con los de los basaltos de dorsal oceánica (E-MORB) y de ambiente continental (BCR), en el diagrama multielemental de la figura 5, muestra un mayor parecido con estos últimos, sugiriendo la procedencia de sus magmas originarios a partir de un manto litosférico subcontinental. El elevado contenido de estas rocas en Rb, Th y K, con respecto a los restantes elementos traza de grado de incompatibilidad similar, sugiere también su enriquecimiento selectivo, como consecuencia de un proceso de contaminación de los magmas en su salida a través de la corteza continental, que es común en las ofitas de edad Triásica de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Morata *et al.*, 1997).

CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Los minerales ígneos han sido sustituidos durante el metamorfismo, casi por completo, por una paragénesis formada por: pumpellyita, actinolita, albita, clorita, epidota y titanita, conservandose las texturas ígneas. La plagioclasa ígnea se transforma, especialmente en los núcleos de los cristales zonados, en un entramado de cristalillos de clorita y epidota, o bien en agregados esferulíticos de pumpellyita de color verde, quedando los bordes transformados en albita con menos de 3% de An. En cambio, el piroxeno ígneo, de tipo augita, se transforma solo parcialmente en actinolita. Este anfibol forma también un entramado de cristales, coexistentes con albita y epidota, en los bordes de las *pillow-lavas*, como reemplazamiento metamórfico del material *inter-pillow*, cuya composición era probablemente la de una marga o una arcilla con carbonato.

La actinolita tiene una composición similar en los diferentes microdominios en los que se forma, y su proyección en la figura 6 permite deducir que se originó por un metamorfismo de bajo grado y bajo gradiente, con presiones comprendidas entre 2 y 4 kb. La aplicación del geotermómetro de Holland y Blundy (1994) a algunos pares de cristales actinolita-albita, en equilibro, origina las curvas Anf-Pl proyectadas en el diagrama P-T (Fig. 7). La curva Anf-Pl max, que se proyecta dentro del campo de la facies de los esquistos verdes, indica las condiciones de T máxima alcanzadas durante el metamorfismo, mientras que el limite de T mínima viene dado por las curvas 11 y 12 que limitan el campo de la facies pumpellyita-actinolita.

INTERÉS DE LA PROTECCIÓN Y CONSERVACIÓN DEL AFLORAMIENTO

La preservación de estructuras en pillow en las ofitas de las Zonas Externas Béticas es un hecho de gran interés geológico, pero poco frecuente. Morata (1993) que estudió este

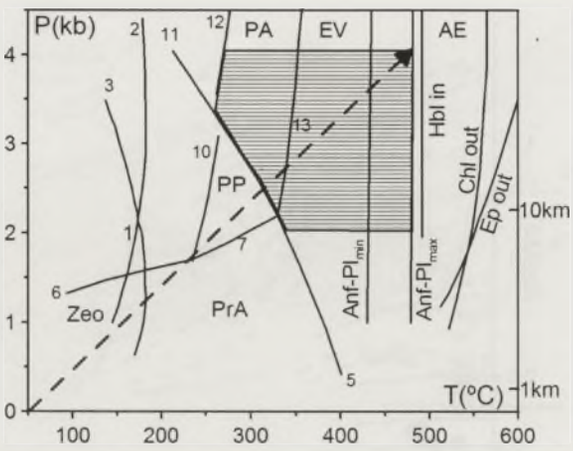


FIGURA 7. *Diagrama P-T mostrando, como zona rayada, el campo de estabilidad de las paragénesis metamórficas presentes en las ofitas y en el material* inter-pillow. *Facies metamórficas: Zeo = zeolitas; PP = prehnita-pumpellyita; PrA = prehnita-actinolita; PP = pumpellyita-actinolita; EV = esquistos verdes; AE = anfibolitas epidóticas.*

tipo de rocas, en toda la extensión de las Zonas Externas Béticas, solo encontró cuatro afloramientos, situados en las provincias de Jaén y Murcia, en los que estas estructuras estaban bien conservadas, junto a otros que presentan estructuras volcánicas algo más frecuentes, como coladas con arrugas de flujo, tipo *"pahoehoe"*. Los afloramientos de ofitas con estructuras en *pillow* identificados por Morata (1993), están formados por *pillow-lavas* de varios decímetros de diámetro, mas parecidas a las que se desarrollan abundantemente en el vulcanismo Jurásico del Subbético medio (Puga *et al.*, 1989). Las ofitas con estructura en *pillow*, de los afloramientos de Jaén y Murcia están afectadas por metamorfismo orogénico en facies prehnita-pumpellyita, mientras que en las ofitas de Cerro Pelado el metamorfismo ha alcanzado un climax en facies esquistos verdes. El afloramiento de ofitas de Cerro Pelado tiene, por tanto, varias peculiaridades por las que su preservación, desafortunadamente poco probable, sería de gran interés: a) constituye el único afloramiento de ofitas con estructuras volcánicas, en *mini-pillow*, identificado hasta ahora en el Trías de Antequera y en la provincia de Granada; b) el metamorfismo que afecta a este afloramiento, aunque ha originado asociaciones de pumpellyita-actinolita, ha alcanzado su climax de T dentro de la facies esquistos verdes, lo que representa el grado máximo de metamorfismo descrito en las Zonas Externas Béticas hasta el momento; c) el desarrollo de este metamorfismo de bajo gradiente (próximo a 20ºC/km), típico de los márgenes destructivos de placas, en el Trías de Antequera, situado en el límite entre las Zonas Externas e Internas Béticas, que es de mayor grado que el que presentan las ofitas mas alejados de este límite tectónico, corrobora la hipótesis de su desarrollo en un proceso de subducción limitada de las Zonas Externas, bajo las Zonas Internas, durante la orogenia alpina.

Las notables peculiaridades petrológicas de este afloramiento, antes enumeradas, justifican sobradamente el incluirlo entre los Lugares de Interés Geológico de Andalucía, con el propósito de intentar preservarlo de su destrucción total, a la que está abocado, de forma inminente, por su actual proceso de explotación, mediante la aplicación de alguna figura legal de las contempladas en la Ley de Espacios Naturales Protegidos de Andalucía.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM 333 y del Proyecto BTE 2003-09808 co-finanaciado con fondos FEDER.

REFERENCIAS

García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic Paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordilleras. *Geologie en Minjbouw*, 59 (2): 155-168.

Brown, E.H. (1977): The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18: 53-72.

Holland, T. y Blundy, J. (1994): Non-ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.

Morata, D. (1993): *Petrología y geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 342 p.

Morata, D., Puga, E., Demant, A. y Aguirre, L. (1997): Geochemistry and tectonic setting of the "ophites" from the External Zones of the Betic Cordilleras (S. Spain). *Estudios Geológicos*, 53: 107-120.

Palassou, (1778): Mémoire sur l'ophite des Pyrénées. *Journal des Mines*, 9/49: 31-47.

Pérez López, A., Fernández, J., Solé de Porta, N. y Márquez-Aliaga, A. (1991): Bioestratigrafía del triásico de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario: 139-150.

Puga, E., Van de Fliert, J.R., Torres-Roldán, R.L. y Sanz de Galdeano, C. (1988): Attempts of whole-rock K/Ar dating of Mesozoic volcanic and hypabissal igneous rocks from the Central Subbetic (Southern Spain): A case of differential argon loss related to very low-grade metamorphism. *Estudios Geológicos*, 44: 47-59.

Puga, E., Portugal, M., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M. y Morten, L. (1989): The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the Mesozoic. *Geodinamica Acta*, 3/4: 253-266.

Vera, J.A. (2001): Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: *Peri-Tethys Memoir 6* (P.A. Ziegler, V. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.): 109-143.

HIDROGEOLOGÍA

Evolución de la intrusión salina en el delta de la Tordera utilizando FDEM

D. Arranz, M. Himi, A. Casas, J.M. Carmona, M. Viladevall, X. Font, R. Lazaro, J.C. Tapias, V. Pinto y L. Rivero

Grupo Consolidado de Geología Económica y Ambiental e Hidrología, Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, c/Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. rivero@geo.ub.es

ABSTRACT

The aims of this work is describe the basic operation of the geophysics electromagnetic prospecting methods in the frequency domain (FDEM), with which it can be detected the terrain's electrical conductivity changes. This will allow us to differentiate between the water-bearings formations saturated with salt water, with high conductivity, from the formations saturated in fresh water. It will also be explained the necessary equipment used during the field work, besides aspects such as theoretical basis in which they are based in. Also study the actual situation of the saline intrusion and the fresh water - salt water interface zone in the Tordera's delta, and to be able to compare this study's results with the ones obtained by Himi (2000) in the same place in 1998. Finally, to analyze the saline intrusion's evolution during the last five years in the delta's water-bearings.

Key words: *FDEM, Salt water, saline intrusion, evolution of saline intrusions.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Tordera se encuentra ubicada en la zona noroeste de la provincia de Barcelona y es la divisoria geográfica entre las provincias de Barcelona y Girona. Al final del curso del río existe un pequeño delta de unos 21 Km^2, que actualmente se halla en fase regresiva. Este sistema deltaico presenta en la zona cercana al mar un acuífero superficial libre y un acuífero profundo (Fig. 1) separados por un acuitardo arcilloso. En la zona de Tordera el acuífero es único constituidos por materiales aluvionares, básicamente gravas, aunque existen multitud de cambios laterales de materiales. En este sistema la recarga de este acuífero superficial se produce por infiltración de la lluvia del agua del río el retorno de riegos y la infiltración directa del valle. En el lado de las descargas, las naturales van hacia el acuífero profundo, al mar y en algún caso al río, pero la descarga más importante es por el bombeo para uso urbano y agrícola, en una zona altamente poblada. Este aprovechamiento durante muchos años del acuífero, tanto superficial como profundo ha producido una salinización del mismo.

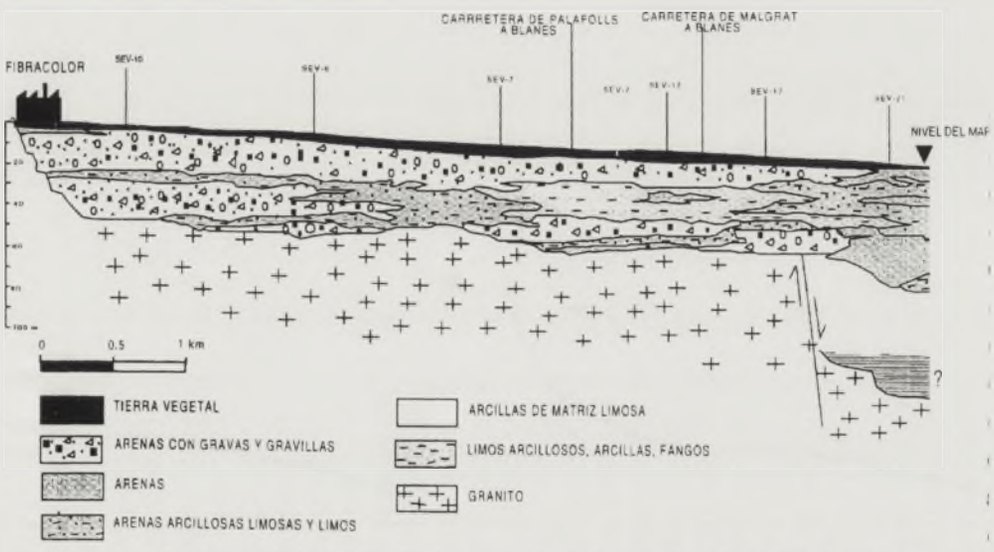


FIGURA 1. *Zona aluvial del curso bajo del Rio Tordera, sección de los acuíferos del delta (Caro y Pérez, 1994).*

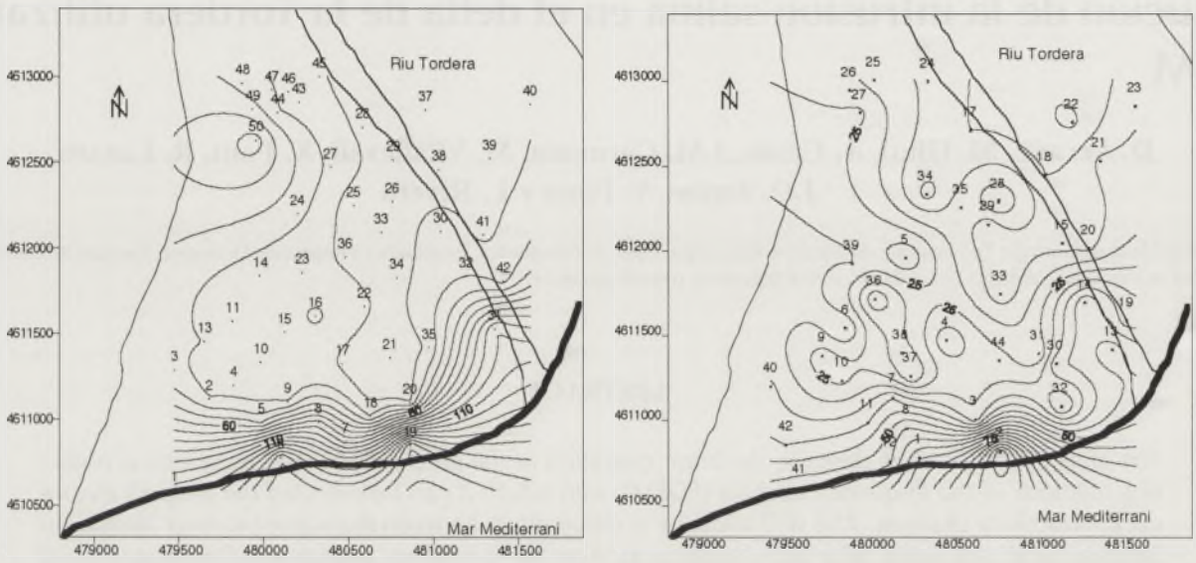


FIGURA 2. *Mapa de isoconductividades aparentes para una profundidad de 15 m en 1998 a la izquierda y 2003 a la derecha.*

Con el objetivo de conocer esta salinización Himi (2000) realizó un estudio de FDEM utilizando un equipo Geonics Em-34 durante el año 1998 que proporciona lecturas de la conductividad a 7,5; 15; 30; y 60 metros de profundidad, lo que proporciona una excelente visión tridimensional de los niveles salinos existentes en el acuífero, relacionables con los valores de conductividad.

En este trabajo se presenta la repetición de estas mismas medidas 5 años después con el mismo instrumental y en los mismos puntos para ver la evolución de esta salinización. Durante este periodo ha entrado en funcionamiento la planta desalinizadora de Blanes y la consiguiente reducción del nivel de explotación del acuífero.

RESULTADOS

En los mapas de la figura 2 se observa una disminución de los valores de conductividad en estos últimos 5 años hasta unos 15 m de profundidad.

En los mapas de conductividad a 60 m de profundidad de los dos años (Fig. 3), se observa en general una disminución de la conductividad desde 1998 a la actualidad en el acuífero profundo, exceptuado ciertas localizaciones lejanas al río.

DISCUSIÓN

Si observamos los datos comparados de las dos campañas se aprecia que el acuífero superficial del Tordera (Fig. 2)

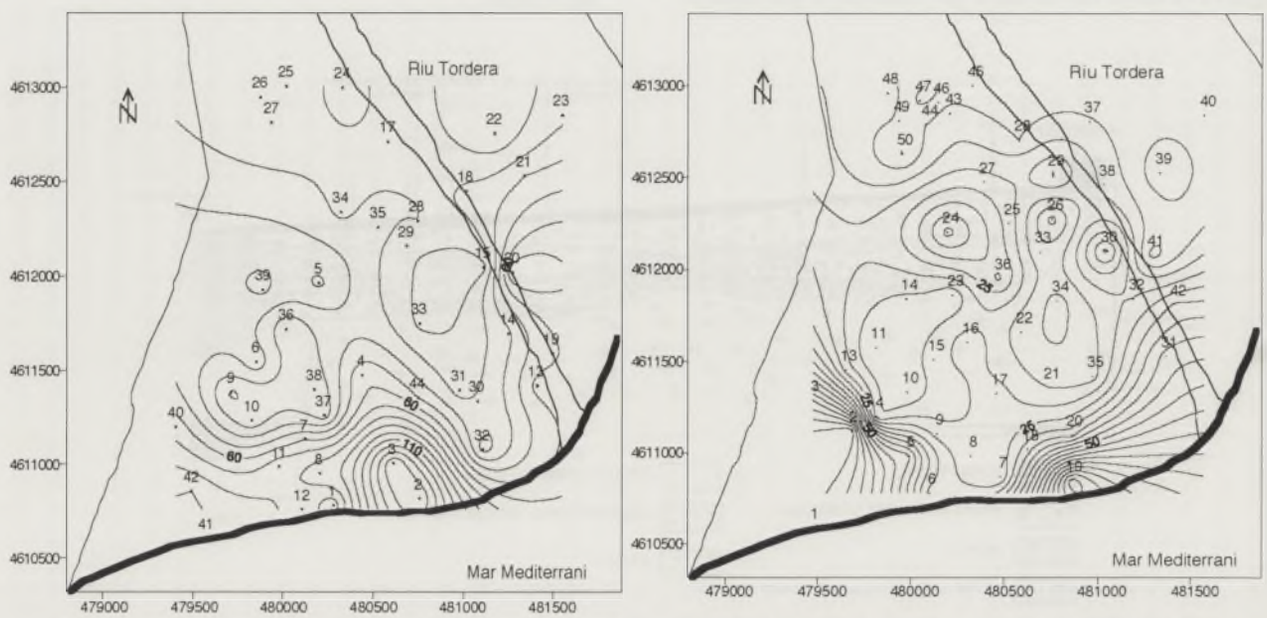


FIGURA 3. *Mapa de isoconductividades aparentes para una profundidad de 60 m en 1998 a la izquierda y 2003 a la derecha.*

está sensiblemente menos salinizado, conductividad eléctrica menor, ahora que en 1998, hecho que sucede en todo el Delta y sin excepción, durante este periodo ha existido un fuerte aumento de la demanda de agua en la zona. Estos dos datos, en principio, parecen contradictorios, lo que pasa es que en esta época ha existido un importante aumento de las lluvias, especialmente en el año 2002, lo que ha hecho que la recarga del acuífero haya sido excepcional.

En el acuífero profundo (Fig. 3) se ha de diferenciar entre la parte más cercana al río de la más alejada, en esta ultima ha aumentado la salinidad de forma importante en estos 5 años, penetrando la interfase agua dulce/salada unos 600 m hacia el interior. La zona más sensible es la cercana a Malgrat de Mar fruto de el aumento de la demanda de agua, por un aumento importante de la población estable. Por el contrario en la parte más cercana al río, la zona salinizada ha retrocedido, probablemente debido a la suma de factores que representa una pluviometría importante y la recarga que se ha realizado a partir del agua depurada en la Planta de Blanes. La entrada en servicio en 2002 de la única planta desalinizadora de Cataluña ha ayudado también a esta recuperación.

CONCLUSIONES

Podemos concluir que el acuífero profundo esta más salinizado que el superficial. El acuífero superficial se halla hoy día menos salinizado que en el año 1998 en todo el Delta sin excepción, probablemente debido a una serie de factores: mayor pluviometría, recargas desde la depuradora de Blanes y disminución de las extracciones.

Por contra en la zona cercana a Malgrat de Mar se observa un aumento de la salinización en estos años y una penetración del agua salada de unos 600 m, probablemente debido a un aumento de las extracciones en esta zona.

Seria conveniente repetir estas medidas de forma estacional para controlar la evolución de los acuíferos.

REFERENCIAS

Himi, M. (2000): *Delimitación de la intrusión marina en acuíferos costeros por métodos geofísicos*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 341p.

Caro, L. y Pérez, A. (1994): *Actualización de la Hidrogeología del bajo Tordera*. XXVIII Curso Internacional de Hidrología Subterránea, Barcelona, 184 p.

Aplicación de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) a datos hidrogeológicos del acuífero de La Aldea (Gran Canaria)

A. Benavides, J. Muñoz y M.C. Cabrera

Dpto. de Física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas de Gran Canaria. abenavides@becarios.ulpgc.es, jmuñoz@becarios.ulpgc.es, mcabrera@dfis.ulpgc.es

ABSTRACT

Geographic Information Systems (GIS) have been used to organize and represent hydrogeological information of La Aldea aquifer, West of Gran Canaria island. Data comes from previous works carried out in the area by the Hydrogeological Group of Las Palmas University. Different kind of information (administrative, constructive, chemical, etc.) coming from 382 wells of the area has been represented by means of relating cartographic maps with the hydrological information stored in a Microsoft Access database. Furthermore, some hydrochemical parameters have been analyzed in order to determine the influence of lithologies in the chemical composition and the productivity of the waters, as well as the spatial distribution of these values for a better understanding of the general dynamics of the aquifer. The GIS project "Aldea" intends to improve the accessibility to scientific information and the possibilities of its management and monitoring by the Water authorities of the island.

Key words: *Geographic Information Systems, Hydrogeological data, Chemical relations, Gran Canaria.*

INTRODUCCIÓN

El Valle de La Aldea se localiza al Oeste de la isla de Gran Canaria (Fig. 1) y se caracteriza por estar dedicado a la agricultura intensiva de tomate en invernadero para la exportación. Se trata de un Valle abierto rodeado por altas montañas. La zona tiene una precipitación media anual de 257 mm, con un clima semiárido. El agua para riego y abastecimiento de la población procede de tres presas existentes aguas arriba, pero en épocas de sequía las aguas subterráneas jueguen un importante papel para cubrir las demandas.

Debido a los mencionados problemas de escasez de agua, durante los últimos años se han realizado varios estudios enfocados a la evaluación de los recursos subterráneos existentes en el acuífero del Valle. El primer inventario de puntos de agua fue realizado en 1992 por la oficina del Plan Hidrológico de Gran Canaria (PHGC) y generó una base de datos con información hidrogeológica que permanece inédita. Posteriormente, entre los años 1999 y 2003, el equipo de hidrogeología de la Universidad de las Palmas de Gran Canaria ha desarrollado el proyecto CICYT 1FD97-0525, que incluyó la actualización y ampliación del anterior inventario durante el verano de 1999 y el establecimiento de redes de control hasta Septiembre de 2003. Como resultado de ambos trabajos se ha generado una amplia base de datos con información relativa al acuífero de La Aldea cuya organización y representación geográfica en un SIG es el principal objetivo de este trabajo.

FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio.*

Los SIG constituyen una herramienta cuyo uso se está extendiendo en trabajos que tienen que ver con el territorio y cuya aplicación en trabajos hidrogeológicos es indudable. Sus ventajas radican en la rápida y directa accesibilidad a información de objetos geográficamente distribuidos y la capacidad de análisis y modelización de estos datos espaciales. El presente trabajo recoge la experiencia de representación de los datos hidrogeológicos del Acuífero de La Aldea mediante varios programas de SIG, así como la utilización de este recurso para obtener información cualitativa respecto a la formación geológica de que procede el agua subterránea.

CONTEXTO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

El valle de La Aldea se encuentra encajado en materiales pertenecientes a la etapa juvenil de formación de la isla. Se trata de materiales pertenecientes a la Formación Basál-

tica, de edad Miocena (14,5-14,1 Ma), constituidos por coladas de basanitas y basaltos, con escasas intercalaciones piroclásticas y conos enterrados. Desde el punto de vista hidrogeológico, se pueden caracterizar como un medio poco transmisivo. Sobre los basaltos miocenos, se encuentran materiales detríticos gruesos que constituyen un aluvial que tiene un espesor medio de 20 m.

Hidrogeológicamente, la zona se define como un aluvial que funciona como acuífero principal situado sobre los basaltos miocenos que funcionan como acuitardo y alimentan al aluvial cuando éste sufre un agotamiento (Cabrera *et al.*, 2000).

Existen en la zona más de 370 pozos de gran diámetro (3-4 m), excavados a mano, con profundidades que oscilan entre los 10 y los 47 m, y una media de 22,5 m. Todos los pozos situados en la parte central del acuífero explotan agua de los conglomerados aluviales, aunque algunos atraviesan también los basaltos situados debajo, sacando agua conjuntamente de ambos materiales. El flujo se produce desde el Este al Oeste siguiendo el barranco principal, de manera que en los bordes del acuífero los materiales basálticos ceden agua a los conglomerados.

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS EN EL SIG

La base de datos creada en Microsoft Access, se estructura en 10 tablas fundamentales y almacena información hidrogeológica de los puntos de agua, identificados con un código único. Incluye datos piezométricos y de explotación, parámetros físico-químicos procedentes tanto de ensayos realizados *in situ* como en laboratorios especializados, datos constructivos e información administrativa de los pozos.

El vínculo principal entre el banco de datos hidrogeológicos y la representación geográfica de los puntos de agua se ha realizado con el SIG "*Arcview 3.2*", sobre la base cartográfica en escala 1:5000 con coordenadas UTM respecto al elipsoide Hayford (GRAFCAN). Dado que la Base de Datos es actualizada periódicamente, se ha optado por realizar un vínculo directo entre el SIG y dicha base, para que exista una actualización automática de las representaciones espaciales en cada momento.

El SIG como instrumento en la organización y visualización de información geográfica

En primer lugar se ha realizado el vínculo principal de los datos hidrogeológicos mediante la localización de los puntos de agua a través de sus respectivas coordenadas. La base cartográfica representada corresponde a la totalidad del municipio de San Nicolás de Tolentino y parte del de Mogán. Los diferentes elementos geográficos se representan en temas o capas, que pueden ser visualizadas o no dependiendo de la necesidad del usuario, mediante su activación. Algunos de los temas creados son los siguientes:

El tema *AVConstrucciónXY*, que recoge las características constructivas de los pozos: su diámetro, revestimiento, profundidad, electrificación, presencia de bombas, además de datos sobre la existencia de otras obras como son los catas o galerías (Fig. 2).

En el tema *AVPiezometríaXY* se representan los principales datos piezométricos seleccionados en la consulta del mismo nombre, ligados a fechas concretas. Se representa el valor en metros del nivel piezométrico del pozo y su estado, el estado de bombeo del pozo en el momento de la medición. En este tema se han recogido todos los datos piezométricos almacenados desde 1971 a la actualidad con vistas

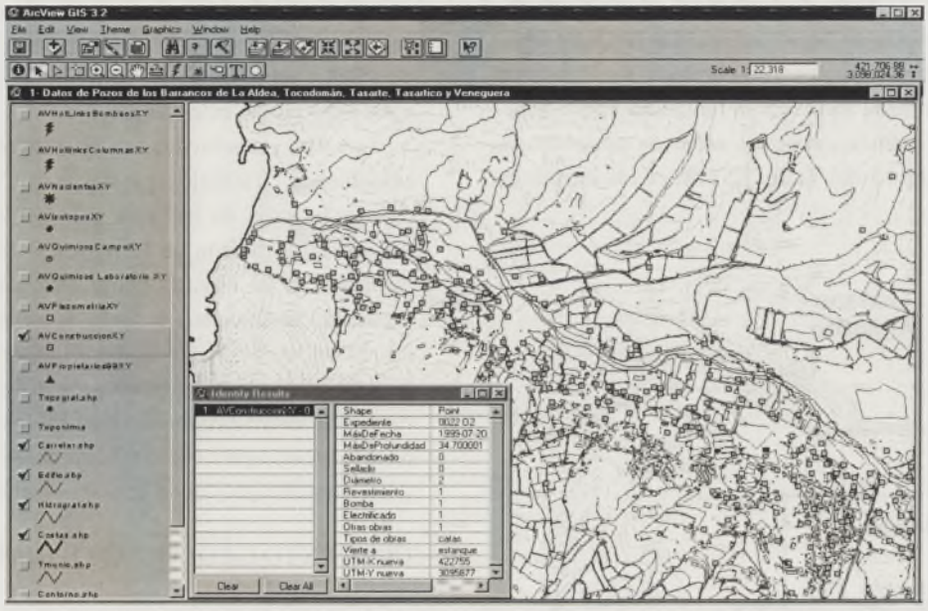


FIGURA 2. *Tema AVConstrucciónXY. Los datos representados en el recuadro corresponden al pozo señalado dentro de un círculo. Algunos campos son de carácter "booleano" donde el valor 1 hace referencia al "Verdadero" y el 0 al "Falso" (La escala que se indica ha sido modificada al reducirse el tamaño de la imagen para publicar).*

a posibles análisis derivados de la fluctuación del nivel piezométrico a lo largo del tiempo.

El tema *AVQuímicosLaboratorioXY* contiene el enlace con los datos de los análisis químicos realizados en diversas fechas sobre las muestras de agua. Son en total 1448 registros o muestras, cada uno con una media de 12 análisis. Muchos de los análisis corresponden a pozos incluidos en las redes de control, existiendo un registro temporal a lo largo de varios años.

El SIG como instrumento de análisis de información

Haciendo uso de algunas de las múltiples aplicaciones de los SIG, se ha intentado delimitar cualitativamente aquellas zonas del acuífero de La Aldea en las que las aguas proceden mayoritariamente de los basaltos miocenos y las que se alimentan de los materiales aluviales, con vistas a determinar su posible relación con la productividad. Dicho análisis se ha llevado a cabo exclusivamente con los datos del verano de 1999 para evitar mezclas entre situaciones hidrogeológicas diversas. Se utilizó como índice el catión Mg, ya que es una de las sustancias disueltas en las aguas subterráneas que procede, entre otros, del ataque a silicatos magnésicos y ferromagnésianos que componen las rocas basálticas (Custodio y Llamas, 1976). Además, en estudios previos se ha sugerido una relación directa entre el contenido de Mg en las aguas y los basaltos miocenos que subyacen al aluvial (Muñoz *et al.*, 2002), por lo que podría inferirse el tipo de rocas que mayoritariamente alimenta a cada pozo de acuerdo con los contenidos del catión Mg en las aguas subterráneas.

Una primera representación espacial de los contenidos del catión Mg, permitió observar que la tendencia de su distribución debía estar influenciada por el aporte de iones desde zonas con alta salinidad en el macizo Las Tabladas, al norte del barranco, formado un conjunto de litologías de composición diversa entre los cuales se encuentra un nivel de tobas ("azulejos") donde han sido descritos depósitos de halita (Cabrera *et al.*, 2002). Así, un aumento general de la salinidad produciría un aumento paralelo de los contenidos en Mg, enmascarando al Mg como indicador de los materiales basálticos.

Por este motivo se optó por representar relaciones químicas indicadoras de la existencia de silicatos ferromagnesianos en función de valores indicadores directos o indirectos (Custodio y Llamas, 1976; Custodio, 1978): la relación *rMg/rCa* muestra efectos litológicos ya que los valores mayores se encuentran en los Basaltos Miocenos, la relación *rMg/rCl* se utilizó para corroborar la distribución del Mg relativo eliminando la influencia de la salinidad general y la relación rCl/rCO_3H para la determinación de una posible "contaminación" salina y la discriminación del área afectada por la misma.

La representación espacial de las relaciones y su posterior análisis se realiza en el software *IlWIS 3.11* utilizando el formato *raster*. Se han empleado métodos de interpolación, reclasificación y superposición de mapas (Van Westen, 1997) para clasificar las aguas en varias categorías y obtener un mapa final de influencia basáltica (Fig. 3).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Existe un primer resultado que se refiere a la consulta de los datos hidrogeológicos contenidos en la base de datos representados espacialmente, ya expuesto, cuya utilidad es indudable.

Por otro lado, el análisis llevado a cabo a partir de las relaciones químicas que incluyen el Mg permite delimitar diferentes áreas en el acuífero. La figura 3 permite observar una notable asimetría en la distribución de los valores a lo largo del valle de La Aldea, de manera que existe un eje que discurre claramente a lo largo del cauce del barranco. Hacia el sur de este eje se observa que los valores de las relaciones *rMg/rCa* y *rMg/rCl* son mayores, mientras que disminuyen en la vertiente norte.

Para la relación rCl/rCO_3H los valores son marcadamente mas altos hacia la vertiente norte del barranco en las proximidades de Las Tabladas, lo que confirma la existencia de su influencia salina de los materiales hidrotermales ("azulejos") en las aguas subterráneas de ese entorno.

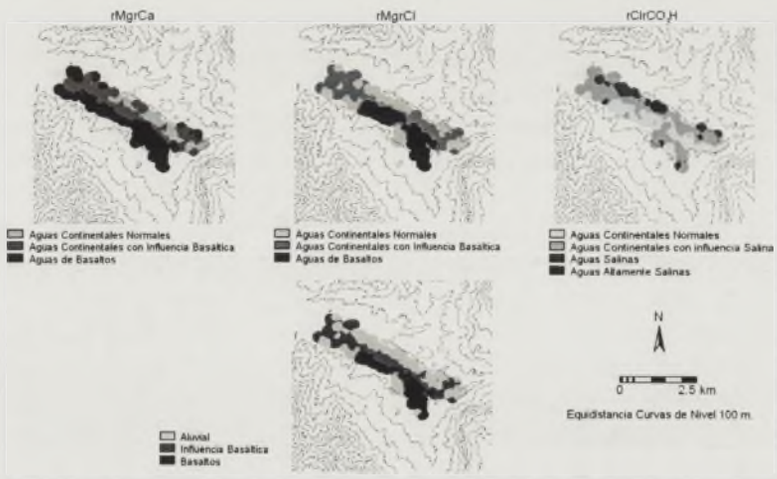


FIGURA 3. *Superposición de los mapas de varias relaciones químicas para obtener mapa final de la zona con influencia basáltica para el Barranco de la Aldea.*

FIGURA 4. *Representación de la media anual de los caudales diarios de los Barrancos de La Aldea y Tocodomán. Se ha usado una graduación de colores para rangos de valores elegidos estadísticamente (natural breaks) en Arcview (a) y se ha interpolado los valores de estos puntos con un radio de 200 metros en ILWIS (b).*

El alto contenido de Mg relativo en la zona sur del barranco de La Aldea parece responder a la existencia de un nivel de aluvial más delgado, por lo cual los pozos atraviesan más espesor de basaltos. Además, en esta zona se concentran algunos abanicos coluviales, cuya influencia en estos valores esta aún por determinar.

Otro análisis realizado, se refiere a la comparación entre la distribución de los caudales medios equivalentes ($l.s^{-1}$) del año 1999 (Fig. 4) con el mapa final de influencia basáltica (Fig. 3). De él se desprende que existe una ligera tendencia a un incremento del caudal a lo largo de una línea central del barranco, donde predomina el aluvial. No obstante, no puede decirse que exista una relación evidente entre la magnitud del caudal y la procedencia de aguas desde un material geológico u otro. En casi todos los pozos el caudal es muy bajo, observándose algunas excepciones que pudieran estar relacionadas a factores que difícilmente pueden ser controlados como son las necesidades de abasto del propietario u otros de carácter técnico como la capacidad de extracción de la bomba.

CONCLUSIONES

Mediante los Sistemas de Información Geográfica se ha georreferenciado sobre la base cartográfica (escala 1:5000) la localización de los más de 370 pozos del área y la correspondiente información contenida en la base de datos hidrogeológicos de La Aldea. Se han creado varios temas o documentos para datos de piezometría, constructivos, de químicos de laboratorio, etc. La organización y representación geográfica de los datos hidrogeológicos de este proyecto SIG permitirá un rápido acceso a información específica por parte de científicos y entidades interesadas, así como una mejor manipulación y análisis de la misma para analizar de forma cualitativa diversas características del acuífero.

El análisis de los datos químicos ha permitido diferenciar dos zonas en el acuífero: una zona al norte del eje del Barranco de La Aldea en la que el agua procede fundamentalmente de los materiales aluviales y otra zona situada al sur de dicho eje y en el Barranco de Tocodomán en la que una proporción mayor de agua procede de materiales basálticos. Sin embargo, una tentativa de comparación con los caudales medios diarios equivalentes no permite deducir cuál de las dos formaciones es más productiva en términos absolutos, ya que existen otros condicionantes circunstanciales que influyen en los caudales extraídos.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha llevado a cabo mediante una Beca de investigación del Programa INNOVA de la Fundación Universitaria de Las Palmas en su convocatoria del año 2002 y ha estado cofinanciado por el Proyecto CICYT con fondos FEDER 1FD97-0525. Agradecemos la colaboración del *International Institute for Geo-Information Science and Earth Observacion (ITC)* de Enschede (Holanda) por facilitar el SIG *ILWIS*.

REFERENCIAS

Cabrera, M.C., Antón, A. y Muñoz, J. (2002): Influencia de la instalación de desaladoras de agua de pozo en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria). En: *Acuíferos costeros y desaladoras* (A. Pulido, A. Vallejo y P. Pulido, Eds.): 195-202.

Cabrera, M.C., Delgado Mangas, F., Muñoz Sanz, J., Pérez Torrado, F.J. y La Moneda, E. (2000): Caracterización de las familias hidrogeoquímicas en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Geotemas*, 1(2): 47-50.

Custodio, E. (1978): *Geohidrología de terrenos e islas volcánicas*. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid, 303 p.

Custodio, E. y Llamas, M. R. (1983): *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega, Barcelona, 2350 p.

Muñoz, J., Cabrera, M.C. y Antón, A. (2002): Efectos del uso de aguas subterráneas para riego en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria). En: *XXXII IAH y VI ALHSUD Congress. Mar del Plata, Argentina:* 462-471.

Van Westen, C.J. (1997): *ILWIS Application Guide*. ILWIS Department, International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), Enschede, 511 p.

Contaminación de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva

C. Cánovas[1], M. Olías[2], J.C. Cerón[2] y J.M. Nieto[3]

1 Servicios Centrales de I+D, Universidad de Huelva, Edificio Marie Curie, Campus 'El Carmen', 21071 Huelva. carlos.ruiz@dgeo.uhu.es
2 Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus 'El Carmen', 21071 Huelva. manuel.olias@dgyp.uhu.es, ceron@uhu.es
3 Dpto. de Geología, Universidad de Huelva, Campus 'El Carmen', 21071 Huelva. jmnieto@uhu.es

ABSTRACT

The Ría of Huelva is an estuary deeply affected by industrial, and principally, mining pollution. There exist two main aquifers which water flows to the Ría of Huelva, the Ayamonte-Huelva and the Almonte-Marismas aquifers. We have studied the groundwater quality of these aquifers. Results show that the Almonte-Marisma aquifer is deeply contaminated by nitrates from strawberry irrigation farming, with the maximum contents (above 100 mg/l) in the zone next to the Ría of Huelva between Moguer and Palos de la Frontera. In the Almonte-Marismas aquifer exists another zone with low nitrate contents, between Moguer and Lucena del Puerto, probably due to the fact that the agricultural activities are more recents. The Ayamonte-Huelva aquifer presents much lower nitrate contents than the Almonte-Marismas aquifer, and only locally the contents are higher than 50 mg/l. The trace metal concentrations are similar in both aquifers and do not seem to be affected by the agricultural activities.

Key words: *groundwater, contamination, Ría of Huelva, Ayamonte-Huelva aquifer, Almonte-Marismas aquifer.*

INTRODUCCIÓN

Las cuencas de los ríos Tinto y Odiel drenan la denominada Faja Pirítica Ibérica, donde abundan yacimientos de sulfuros polimetálicos que han sido explotados intensamente a lo largo de la historia. La actividad minera ha dejado numerosas escombreras y residuos, en los cuales se produce la oxidación de la pirita, originando un lixiviado ácido con elevadísimas concentraciones de metales. Las aguas de escorrentía y subterráneas transportan estos productos hacia los ríos y arroyos, de forma que una gran parte de la red fluvial de los ríos Tinto y Odiel está profundamente afectada por los drenajes ácidos de mina (por ejemplo ver Braungardt *et al.*, 2003). Ambos ríos desembocan en un estuario común, la Ría de Huelva, transportando hacia ésta enormes cantidades de metales contaminantes.

Otro foco de contaminación de la Ría es la actividad industrial centrada en el Polo Químico de Huelva, si bien en los últimos años los vertidos industriales han descendido notablemente debido a una mayor concienciación ecológica de las empresas y a mayores controles de la administración.

En el marco del Plan de Calidad de Huelva y su Entorno, se firmó un convenido de investigación entre la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía y la Universidad de Huelva para evaluar el aporte de los distintos tipos de contaminantes a la Ría de Huelva. En este proyecto, además de la contaminación de origen minero e industrial, se consideran otros posibles aportes contaminantes como los ocasionados por la intensa actividad agrícola en su entorno, fundamentalmente cultivos de fresas, que pueden llegar a la Ría a través de las aguas subterráneas.

En este trabajo se exponen los primeros resultados relativos a la calidad de las aguas subterráneas que descargan en la Ría de Huelva. Las características hidroquímicas en cuanto a parámetros físico-químicos e iones mayoritarios se pueden consultar en Olías *et al.* (2004).

MARCO HIDROGEOLÓGICO

Los principales acuíferos que descargan hacia la Ría de Huelva son: el acuífero Ayamonte-Huelva, al oeste, y el acuífero Almonte-Marismas, al este (Fig. 1).

El acuífero Ayamonte-Huelva se extiende entre el río Odiel y el río Guadiana; tiene una longitud de unos 40 km, una anchura entre 5 y 27 km y una superficie de 676 km^2 (González, 1986). En este sistema acuífero se distinguen dos niveles permeables bien diferenciados: una unidad inferior confinada y una formación superior libre.

La unidad permeable inferior está constituida por conglomerados, calcarenitas y arenas del Mioceno superior, con una potencia media de una decena de metros. La unidad superior está formada por sedimentos muy heterogéneos, que incluyen depósitos de glacis, aluviales, terrazas, eólicos y de playas, con una potencia media de unos 20 m.

Las entradas al sistema son fundamentalmente la infiltración de la precipitación y de la escorrentía superficial generada en su borde norte y, en menor medida, del retorno de riegos. Las salidas se producen por bombeo y, de forma natural, a los ríos, marismas y al Océano Atlántico (ITGE-Junta de Andalucía, 1998). Este acuífero tiene problemas de salinización por intrusión marina en el sector Lepe-Aya-

monte (González, 1997), fuera de la zona de nuestro estudio, donde también se tienen las mayores afecciones por contaminación agrícola (Grande, 1995).

El acuífero Almonte-Marismas ocupa una superficie cercana a 2400 km^2 que en su mayor parte pertenecen a la cuenca del Guadalquivir. Este sistema acuífero es muy conocido porque en su parte suroriental se localiza el Parque Nacional de Doñana, de forma que existe una amplia bibliografía sobre este sistema acuífero. Sin embargo, el sector occidental del acuífero que nos ocupa, apenas ha sido objeto de investigación.

La base impermeable de este acuífero está constituida por margas azules del Tortoniense superior-Plioceno inferior, que afloran al norte del sistema. Según Salvany y Custodio (1995) el acuífero está constituido en su sector occidental por la llamada unidad deltaica (integrada por arenas, limos y gravas) y la unidad eólica (constituida por arenas finas muy homogéneas). La recarga del acuífero se produce fundamentalmente a partir de la infiltración de la precipitación; las salidas se producen por bombeo y por flujo subterráneo hacia el río Tinto, la Ría de Huelva y el Océano Atlántico.

METODOLOGÍA

Se ha seleccionado una red de control de agua subterránea, compuesta por 31 puntos acuíferos, sobre la franja de los acuíferos colindante con la Ría de Huelva (Fig. 1). Los puntos controlados corresponden en su mayor parte a pozos de gran diámetro y sondeos privados; se ha evitado muestrear pozos abandonados debido a que pueden contener una contaminación local. En el acuífero Ayamonte-Huelva también se han utilizado varios piezómetros perforados por la Confederación Hidrográfica del Guadiana (puntos con la sigla C).

En mayo de 2003 se realizó un muestreo, determinándose en campo los siguientes parámetros: temperatura, pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto y potencial redox (este último sólo en el acuífero Almonte-Marismas). En cada punto se tomaron dos muestras en botes de polietilieno que fueron filtradas (0,45 mm) y conservadas en frío; la muestra para el análisis de cationes fue acidificada con ácido nítrico suprapuro hasta pH menor de 2.

Los análisis químicos de las muestras se realizaron en los Servicios Centrales de I+D de la Universidad de Huelva. La determinación de cationes se realizó mediante espectrometría de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (OES-ICP), marca Jobin Yvon (JY ULTIMA 2). Los estándares multielementales de calibración fueron realizados a partir de patrones individuales certificados (SCP SCIENCE). Los elementos analizados fueron: Al, As, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sb, Se, Sn, Sr, Tl y Zn. La determinación de aniones se realizó mediante cromatografía líquida de alta resolución (HPLC), con un cromatógrafo iónico marca Dionex DX-120 con columna AS 9-HC de 4 x 250 mm y membrana supresora ASRS-ULTRA de 4 mm. La determinación de NH_4^+, se llevó a cabo por triplicado mediante electrodo selectivo, dentro de las 24 horas siguientes a la toma de la muestra.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 1 se expone un resumen de los resultados obtenidos para cada acuífero; no se muestran los valores obtenidos para As, Cd, Co, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Sn y Tl pues son inferiores al límite de detección en todas las muestras. Los valores correspondientes a los parámetros físico-químicos e iones mayoritarios se pueden consultar en Olías *et al.* (2004).

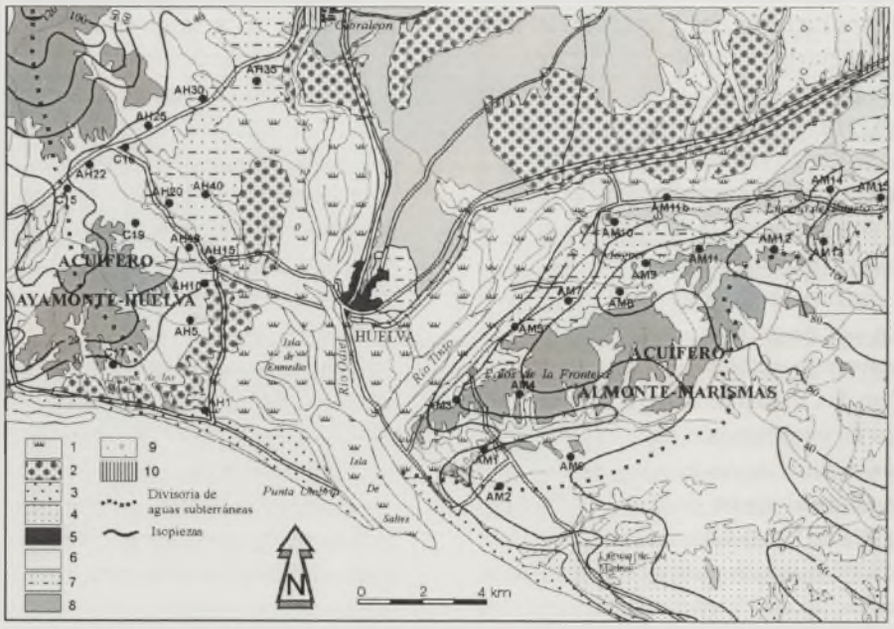


FIGURA 1. *Mapa hidrogeológico del entorno de la Ría de Huelva, piezometría de los acuíferos estudiados y situación de los puntos de muestreo (Leyenda: 1:Marisma, 2:Terrazas, 3:Playas y dunas actuales, 4: Arenas finas eólicas, 5:Glacis, 6:Arenas, 7:Limos arenosos calcáreos, 8:Margas, 9:Conglomerados y calcarenitas, 10: Rocas impermeables paleozoicas).*

TABLA 1. *Resumen de los resultados obtenidos en los acuíferos Ayamonte-Huelva y Almonte-Marismas.*

		ACUÍFERO AYAMONTE-HUELVA					ACUÍFERO ALMONTE-MARISMAS				
		Media	Mínimo	Máximo	Desviac. estándar	Coefic variac.	Media	Mínimo	Máximo	Desviac. estándar	Coefic. variac.
NH_4	(mg/l)	3,90	0,01	60,70	14,65	375%	0,07	0,00	0,29	0,09	127%
NO_3	(mg/l)	12,1	0,0	85,4	24,0	198%	62,1	0,0	267,5	74,2	119%
NO_2	(mg/l)	0,52	0,00	4,58	1,38	263%	0,05	0,00	0,24	0,07	146%
PO_4	(mg/l)	0,03	0,00	0,27	0,07	217%	0,04	0,00	0,31	0,10	246%
F	(mg/l)	0,06	0,00	0,32	0,10	180%	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Al	(µg/l)	73,0	16,5	582,3	137,7	189%	219,5	16,5	3117,0	772,8	352%
Ba	(µg/l)	281,8	10,7	3900,9	933,3	331%	258,7	29,3	869,9	253,5	98%
Be	(µg/l)	0,03	0,00	0,16	0,04	157%	0,13	0,00	0,66	0,18	135%
Cr	(µg/l)	0,3	0,0	1,0	0,4	130%	0,3	0,0	1,7	0,4	152%
Cu	(µg/l)	2,7	0,0	6,4	1,7	63%	4,5	1,7	7,2	1,5	33%
Fe	(µg/l)	482,0	386,2	1160,6	180,0	37%	426,3	382,6	960,8	142,6	33%
Li	(µg/l)	23,5	5,8	60,9	18,1	77%	16,4	4,4	43,7	12,4	75%
Mn	(µg/l)	138,7	0,0	811,3	235,9	170%	14,4	0,0	146,1	35,7	247%
Sr	(µg/l)	483,0	79,6	1288,5	401,4	83%	386,1	56,2	1006,6	305,3	79%
V	(µg/l)	1,2	0,5	3,5	0,8	68%	1,4	0,4	5,4	1,1	80%
Zn	(µg/l)	854,8	162,9	3904,8	834,9	98%	601,3	197,0	1272,6	265,1	44%

A la vista de esta tabla destacan en primer lugar los valores máximos de nitritos (4,58 mg/l) y amonio (60,7 mg/l) que existen en el acuífero Ayamonte-Huelva. Estas concentraciones se encuentran en el sondeo C19, que presenta unas condiciones fuertemente reductoras debido a la existencia de una capa con un elevado contenido en materia orgánica de origen natural. Situado junto a una vivienda aislada al sureste de Gibraleón, también existe un pozo abierto (AH30) con una alta concentración de amonio (1,02 mg/l), nitritos (3,74 mg/l) y fosfatos (0,27 mg/l), cuyo origen parece en relación al vertido de aguas residuales de la vivienda.

Las principales conclusiones en cuanto a la distribución de los nitratos y metales traza en el acuífero se comentan a continuación. Hay que tener en cuenta que siempre nos referimos a la parte de los acuíferos que hemos analizado donde el agua subterránea descarga hacia la Ría de Huelva.

Contenido en nitratos

La concentración de nitratos en el acuífero Almonte-Marismas es muy superior a la del acuífero Ayamonte-Huelva (con valores medios de 62,1 y 12,1 mg/l, respectivamente). En la figura 2 se muestra la distribución espacial de los contenidos en nitratos de ambos sistemas.

En el acuífero Ayamonte-Huelva el 83% de los puntos controlados tiene concentraciones inferiores a 10 mg/l, y sólo 2 pozos (AH5 y AH20) superan los 50 mg/l (límite establecido en la reglamentación vigente para las aguas de consumo humano). Es decir, la contaminación por nitratos no afecta a una amplia superficie del acuífero, sino que se produce sólo a escala local.

Por el contrario, en el acuífero Almonte-Marismas sólo el 31% de los puntos controlados tienen concentraciones inferiores a 10 mg/l, mientras que el 33% tiene concentraciones superiores a 50 mg/l. La contaminación por nitratos afecta en este caso a extensas superficies del acuífero.

La zona más intensamente afectada corresponde a la franja próxima al río Tinto entre Moguer y Palos de la Frontera, probablemente debido a que sobre esta zona se asientan los cultivos de regadío más antiguos. Además, en este sector el flujo del agua subterránea se dirige hacia el río Tinto, de modo que la franja próxima al río sufre la contaminación por los lixiviados de los cultivos situados sobre esta franja y de las aguas con altas concentraciones de nitratos de sectores adyacentes que fluyen hacia este zona, alcanzándose así los mayores niveles de contaminación.

Existe otra zona contaminada, aunque en un grado mucho menor, entre Moguer y Lucena del Puerto (puntos AM11, AM12, AM13 y AM14). En esta zona se han implantado más recientemente cultivos de fresa y actualmente se están desbrozando grandes superficies para transformarlas en regadío, por lo que es previsible que los niveles de contaminación se incrementen con el tiempo.

Contenidos en metales traza

Los fertilizantes y plaguicidas tienen en su composición cantidades menores de metales traza; además en el cultivo de fresa se emplean ciertos productos como, el sulfato de cobre, que supone un aporte de metales al suelo y que posteriormente puede llegar a las aguas subterráneas. Otra fuente de posibles metales en la zona la constituyen las emisiones atmosféricas de la industria, que en el caso que nos ocupa, pueden ser de especial importancia debido a la cercanía del Polo Químico de Huelva.

Sin embargo, en cuanto a los metales traza, las concentraciones de metales en ambos acuíferos no presentan valores elevados (Tabla 1). Tampoco se aprecian diferencias significativas entre ambos acuíferos. No parece que exista un incremento del contenido metálico del agua subterránea como consecuencia de las actividades agrícolas, pues en ese caso la concentración

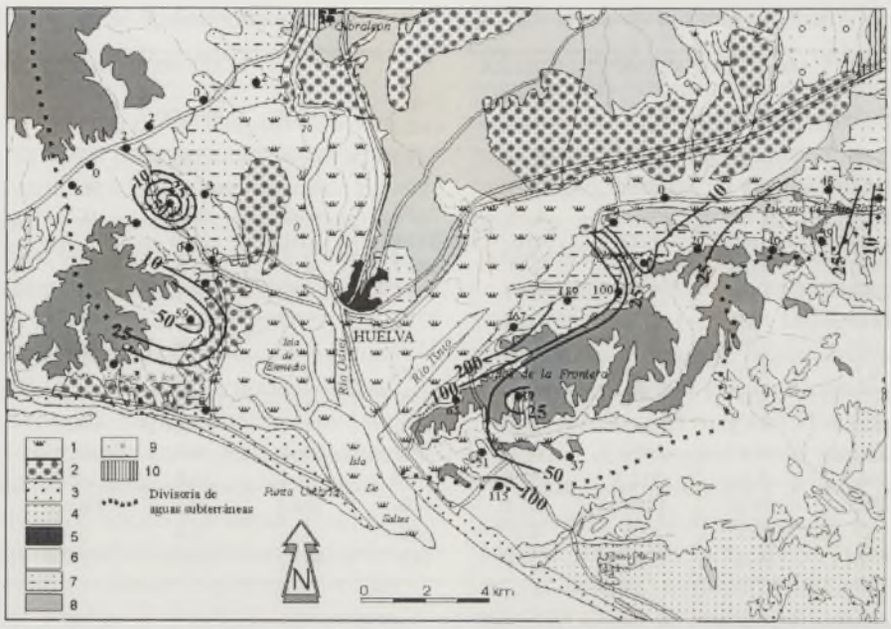


FIGURA 2. *Distribución del contenido en nitratos en las aguas subterráneas que descargan hacia la Ría de Huelva (Leyenda en figura 1).*

de metales sería mayor en el acuífero Almonte-Marismas, que presenta niveles de nitratos mucho más elevados.

Se ha analizado la distribución espacial de los metales en ambos acuíferos y tampoco se observa ningún ordenamiento claro; no se aprecian zonas de mayor concentración ligadas a las proximidades del Polo Químico de Huelva ni a en los sectores agrícolas que presentan elevados contenidos en nitratos.

CONCLUSIONES

Las aguas del acuífero Almonte-Marismas que descargan hacia la Ría de Huelva presentan altos niveles de contaminación por nitratos ligados a la agricultura intensiva, fundamentalmente el cultivo de fresas. Las concentraciones máximas de nitratos, sobrepasando ampliamente los 100 mg/l, se presentan en la franja más próxima a la Ría de Huelva entre Moguer y Palos de la Frontera, probablemente debido a los cultivos que existen en este sector y a que recibe el flujo de aguas contaminadas en sectores adyacentes. Existe otra zona con concentraciones de nitratos apreciables, aunque bastante menores que en la anterior, entre Moguer y Lucena del Puerto, donde se están implantado más recientemente los cultivos de fresas.

En cuanto a la zona del acuífero Ayamonte-Huelva que descarga hacia la Ría, las concentraciones de nitratos son muy inferiores al acuífero Almonte-Marismas (12,1 frente a 62,1 mg/l, respectivamente). Sólo en dos de los 15 puntos acuíferos controlados se superan los 50 mg/l debido a factores locales.

En cuanto a la distribución de metales traza no se aprecian diferencias importantes entre ambos sistemas acuíferos, lo que parece indicar que no existe un incremento del contenido en metales traza del agua subterránea debido a la actividad agrícola.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio de Investigación "Evaluación del aporte de contaminantes a la Ría de Huelva", financiado por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Braungardt, C.B., Achterberg, E.P., Elbaz-Poulichet, F. y Morley, N.H. (2003): Metal geochemistry in a mine-polluted estuarine system in Spain. *Applied Geochemistry,* 18: 1757-1771.

Gonzalez, A. (1986): *Hidrogeología de la región suroccidental de la provincia de Huelva.* Tesis Doctoral, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, 493 p.

González, A. (1997): *Problemas de salinización en el acuífero litoral del occidente de Huelva.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, Huelva, 452 p.

Grande, J.A. (1995): *Contaminación de aguas subterráneas en el sector costero occidental de Huelva.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 341 p.

ITGE-Junta de Andalucía (1998): *Atlas Hidrogeológico de Andalucía.* Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 215 p.

Olías, M., Cánovas, C., Cerón, J. C. y Nieto, J. M. (2004): Características hidroquímicas de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva. *Geotemas*, 6(4):173-176.

Salvany, J.M. y Custodio, E. (1995): Características litoestratigráficas de los depósitos plio-cuaternarios del bajo Guadalquivir en el área de Doñana: implicaciones hidrogeológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 8 (1-2): 21-31.

Análisis de la problemática de la contaminación de acuíferos por fluidos densos no miscibles con el agua

Á. García García y C. Martínez Navarrete

Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. al.garcia@igme.es, c.martinez@igme.es

ABSTRACT

Due to little attention paid in Spain to aquifer pollution from non aqueous fluids immiscible with water, specially dense ones, along with the existence of a wide variety of arising national and european laws to monitor, control and eliminate this pollution, probably makes this nowadays one of the greates problems in water bearing formations located in the vincinity of urban, industrial and military developement areas, as it is world wide. Problems derived from its existence, most important legal regulations and the possibility of characterizing this kind of pollution with a variety of conventional and innovative approaches and techniques in order to plan remediation strategies are presented in a summarized way in this paper.

Key words: *non aqueous phase liquid (NAPL), pollution, characterization, remediation.*

INTRODUCCIÓN

Los líquidos en fase no acuosa (Newell *et al.*, 1995) son líquidos de solubilidad limitada en el agua con comportamientos y propiedades diferentes a las de las plumas de otros contaminantes comunes de las aguas subterráneas. Estos fluidos y las plumas de compuestos orgánicos, en fase gaseosas o disuelta, que generan se han convertido en un problema de contaminación de gran importancia en terrenos con instalaciones industriales y militares, en uso o abandonadas, en todo el mundo.

Debido al grave problema que supone la existencia de este tipo de contaminación (por su persistencia y efectos nocivos sobre la salud), las investigaciones para su identificación y regeneración de los acuíferos afectados por ella han aumentado a partir de la década de 1980, aunque existen métodos analíticos para su determinación analítica desde los años 50. Sin embargo su desarrollo en España es escaso, especialmente en el caso de aquellos más densos que el agua (DNAPLs en la literatura anglosajona). El Libro Blanco del Agua en España (Ministerio de Medio Ambiente, 2000) recoge la existencia de contaminación de este tipo debida principalmente a clorobencenos, cloroetanos, cloroetilenos, tetracloruro de carbono y hexaclorociclohexano, en las aguas subterráneas de las cuencas del Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Júcar, Ebro y algunos otros casos específicos.

Con todo el mayor problema que se encuentra no es, según el mencionado Libro Blanco, su existencia sino que el coste de las investigaciones sobre este tipo de problemas es en ocasiones disuasorio, lo cual inhibe su aplicación e induce el abandono del recurso afectado y su sustitución por agua de otro origen.

El número de compuestos orgánicos de solubilidad limitada en el agua llamados "líquidos en fase no acuosa" (NAPL), es muy elevado y mediante su contacto con el agua el resultado es la aparición de una interfase entre ambos líquidos, que no impide que componentes del NAPL se puedan disolver en el agua (Huling y Weaver, 1991; Newell *et al.*, 1995).

El mayor problema para la recuperación y restauración de los acuíferos lo constituyen los "líquidos densos en fase no acuosa" (DNAPL), cuya gravedad específica o densidad es mayor que la del agua, debido a la dificultad para su localización, cuantificación en el subsuelo, y a que típicamente tienen solubilidades muy bajas en el agua, aunque mucho mayores que los límites de potabilidad generalmente admitidos (USEPA, 1994). Químicamente son compuestos semivolátiles, halogenados o no, y volátiles halogenados que se encuentran en disolventes, conservantes de maderas (creosol, pentaclorofenol...) y breas de carbón y pesticidas entre otros, siendo los más comunes los disolventes clorados (Tabla 1). Éstos penetran en la zona saturada, dejando "DNAPL residual" atrapado en el subsuelo y acumulaciones de contaminantes en fase libre en trampas estratigráficas. Además al tratarse de mezclas, cada sustancia tiene diferente grado de solubilidad por lo que las propiedades del conjunto son cambiantes con el tiempo y con las variaciones que se producen en el medio.

NORMAS LEGALES APLICABLES A LA CONTAMINACIÓN POR DNAPLS

La normativa legal concerniente a los líquidos en fase no acuosa que pueden actuar como contaminantes del agua subterránea es extensa por lo que a continuación se relacio-

TABLA 1. *Algunos DNAPLs comunes encontrados en acuíferos contaminados y sus propiedades.*

Compuesto	Densidad (g/cm3)	Viscosidad dinámica (cp)*	Viscosidad cinemática (cs)	Solubilidad en agua (mg/L)	Constante de Henry (atm·m3/mol)	Presión de vapor (mm Hg)
Clorobenceno	1,1060	0,7560	0,683	4,9 E+02	3,46 E-03	8,8 E+00
1,1 dicloroetileno	1,2140	0,3300	0,27	4,0 E+02	1,49 E-03	5 E+02
Tricloretileno	1,4620	0,5700	0,390	1,0 E+03	8,92 E-03	1,6 E+01
Cloroformo	1,4850	0,5630	0,379	8,22 E+03	3,75 E-03	9,13 E+02
Tetracloroetileno	1,6250	0,8900	0,54	1,5 E+03	2,27 E-02	1,1 E+01
Fenlo	1,0576		3,87	8,4 E+04	7,8 E-07	5,293 E-01
Naftaleno	1,1620			3-1 E+01	1,27 E-07	2,336 E-01
Antraceno	1,2500			7,5 E-02	3,38 E-05	1,08 E-05
Brea de carbón	1,0280	19,98				

* Viscosidad dinámica (del agua) = 1 centipoise a 20ºC. ** 7,22ºC (45 F). *** 15,5ºC varia con la mezcla de creosol. (Modificado de Huling y Weaver, 1991).

narán únicamente aquellas más importantes en el ámbito español y europeo.

En España las principales normas aplicables a la contaminación de acuíferos por DNAPLs son el el Real Decreto Legislativo 1/2001, de 20 de julio, por el que se aprueba el texto Refundido de la Ley de Aguas, que observa temas relacionados con la calidad química de las aguas (Art. 42) y los posibles vertidos en ellas (Arts. 42 y 55). Además se establece (Art. 92) que es objetivo de la protección del dominio público hidráulico impedir la acumulación de compuestos tóxicos o peligrosos en el subsuelo, capaces de contaminar las aguas subterráneas.

Cabe también señalar, entre otras, como apoyo al anterior, con el objeto de la prevención y control de la contaminación por NAPLs la Ley 16/2002, de 1 de julio, de prevención y control integrados de la contaminación y el Real Decreto 606/2003, de 23 de mayo, por el que se modifica el Real Decreto 849/1986, de 11 de abril, por el que se aprueba el Reglamento del Dominio Público Hidráulico.

A nivel europeo la Directiva 60/2000, del Parlamento y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, que establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas, fija la necesidad de desarrollo de técnicas de tratamiento de las zonas contaminadas *in situ* con costes asumibles y de la consecución de un buen estado de las aguas en el año 2010 mediante el desarrollo y aplicación de nuevas técnicas y demostraciones, ensayos de referencia y evaluaciones (Grima y López, 2001). Cabe, además, citar como importantes la Decisión Nº 2455/2001/CE, del Parlamento Europeo y del Consejo, de 20 de noviembre de 2001, por la que se aprueba la lista de sustancias prioritarias en el ámbito de la política de aguas, y que modifica la anterior, así como la Directiva 80/68/CEE del Consejo, de 17 de dicienmbre de 1979, relativa a la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación por determinadas sustancias peligrosas, entre otras.

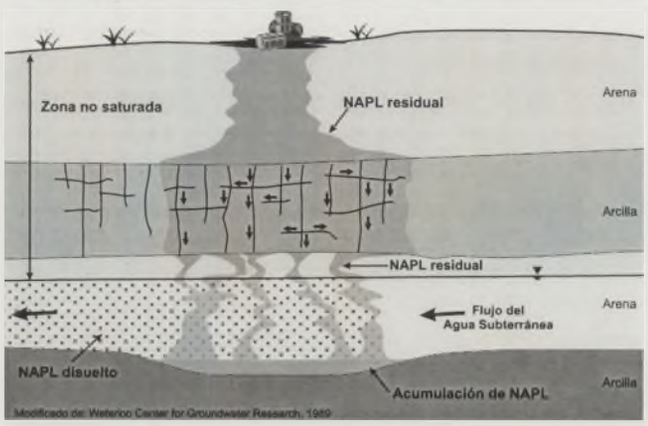


FIGURA 1. *La migración de un DNAPL puede seguir una distribución compleja a través de un medio en función de las propias características y de las del medio, presentándose en fase sólida, disuelta o gaseosa (Modificado de Waterloo Center for Graund Water Research, 1989).*

CARACTERIZACIÓN DE EMPLAZAMIENTOS CON PRESENCIA DE LÍQUIDOS DENSOS EN FASE NO ACUOSA (DNAPLS)

La caracterización de medios contaminados por DNAPLs es compleja y normalmente cara. Se suelen desconocer los detalles del volumen y su momento de vertido, además la heterogeneidad del medio provoca que la migración se realice por trayectorias complicadas e impredecibles. Hay que tener en cuenta que leves cambios en la permeabilidad vertical inducen componentes de migración horizontal importantes (Huling y Weaver, 1991) por lo que la porosidad secundaria, caso de los acuíferos fracturados, proporciona vías de transporte mucho más significativas para la migración de los NAPLs y su posterior difusión a través de la matriz. Así la caracterización se hace más compleja, costosa y en algunos casos conlleva el riesgo de aumentar su extensión y volumen de medio afectado. Junto a esto hay que considerar que algunos DNAPLs pueden ser incoloros, haber sido decolorados, o aparecer en cantidades mínimas no diferenciables de la matriz del acuífero en la que se encuentran (ITRC, 2003), lo cual hace la caracterización más compleja.

Los DNAPLs se ven afectados en el medio subterráneo por tres tipos de fuerzas: flotabilidad o presión hidrostática

debida a la gravedad, presión capilar y presión hidrodinámica, que caracterizarán la migración y destino de los contaminantes. Esta migración será diferente en las zonas no saturada y saturada (Fig. 1) por la existencia en ésta última de contaminantes en fase sólida (adsorbida), líquida inmiscible (DNAPL libre) y disuelta y la ausencia de la fase gaseosa, que sí aparecen en la zona no saturada, necesitando para la obtención de un buen conocimiento del sistema de una correcta caracterización de todas ellas.

Existe una gran variedad de parámetros, factores y propiedades que afectan al comportamiento de los DNAPLs en el medio subterráneo, siendo específicos para este tipo de contaminantes muchos de ellos, entre los que destacan:

Propiedades del NAPL: densidad, viscosidad, solubilidad, presión de vapor, volatilidad, tensión interfacial, humectabilidad.

Características del medio: fuerza/presión capilar, distribución del tamaño de poros/contenido inicial en humedad, estructura y buzamiento de los estratos, velocidad del agua subterránea.

El objetivo de la caracterización debe ser el establecimiento de un modelo conceptual consistente que indique el tipo de contaminación, su localización y, si es posible, establecer una cuantificación de la misma para proceder a una potencial regeneración. La caracterización tradicional, generalmente mediante análisis de aguas, suelos y testigos de perforación, se centra en las fases de delineación de la pluma de contaminación y establecimiento de la existencia de un foco de contaminación, no llegándose a la determinación de las propiedades geológicas ni de la distribución de los NAPLs, fases necesarias para llegar al establecimiento de una estrategia de remediación coherente.

En la actualidad se tiende a desarrollar sistemas de caracterización mediante la utilización de un plan de trabajo dinámico y flexible, métodos analíticos con datos en tiempo real, que ayuden en el desarrollo y el perfeccionamiento iterativo del modelo conceptual. Esta metodología es la síntesis de las metodologías desarrolladas, a partir de las experiencias de los últimos 20 ó 30 años, en EEUU que utiliza técnicas innovadoras de caracterización (ITRC, 2003).

En base a todo ello se están desarrollando técnicas específicas para la caracterización de la contaminación por DNAPLs que contribuyen al conocimiento de la existencia y extensión de la misma (Kram *et al.*, 2001; ITRC, 2003), entre ellas: toma de muestras de los gases del suelo; uso de trazadores (ensayos de partición de trazadores entre pozos y ^{222}Rn); técnicas geofísicas de superficie o en sondeos (georadar, radar entre pozos, tomografías de resistividad eléctrica...); técnicas aplicadas mediante CPT (LIF, sondas de membrana permeable, aspersión con agua, uso de cámaras de vídeo, toma de muestas discretas en profundidad...); muestreadores de cinta reactivos; y programas informáticos y modelos matemáticos específicos para contaminación por fluidos en fase no acuosa.

En general para la caracterización de los DNAPLs es recomendable, en función de las características propias de cada zona de estudio y de los trabajos previos realizados, complementar cada técnica de caracterización con otras accesorias para obtener una fiabilidad máxima.

CONCLUSIONES

La existencia de DNAPLs en el agua subterránea constituye un serio riesgo para la salud y el medio ambiente que ha de ser seriamente considerada, tal y como se recoge en las leyes vigentes, con el fin de determinar su origen, extensión y migración potencial. Con este objeto se están desarrollando en la actualidad diferentes metodologías y técnicas de caracterización que se complementan entre sí al mismo tiempo que lo hacen con aquellas llamadas clásicas o tradicionales. La aplicación de estas técnicas con el fin de planificar una posterior remediación de la contaminación debe ser un objetivo prioritario en España dado lo escaso de su implantación actual y la necesidad de cumplimiento de las leyes estatales así como de la transposición de las normas comunitarias.

REFERENCIAS

Grima, J. y López, J. (2001): RTD needs for improving groundwater remediation technologies. En: *CLARINET Sustainable Management of Contaminated Land, Final Conference Proceedings*: 38-41.

Kram, M.L., Keller, A.A., Rossabi, J. y Everett, L.N. (2001): DNAPL characterization methods and approaches, part 1: performance comparisons. *Groundwater Monitoring and Remediation*, 21 (4): 109-123.

Huling, S.G y Weaver, J.W. (1991): *Dense Nonaqueous Phase Liquids*. EPA Ground Water Issue. EPA/540/4-91-002, 21 p.

ITRC (Interstate Technology and Regulatory Cooperation Work Group) (2003): *An introduction to characterizing sites contamined with DNAPLs*. ITCR Dense Nonaqueous Phase Liquids Team, 73 p.

Ministerio de Medio Ambiente, (2000). *Libro Blanco del Agua en España*. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, Madrid, 637 p.

Newell, C.J., Acree, S.D., Ross, R.R. y Huling, S.G. (1995): *Light Nonaqueous Phase Liquids*. EPA Ground Water Issue. EPA/540/S-95-500: 21 p.

USEPA (1994): *DNAPL site characterization*. United States Environmental Protection Agency. Robert S. Kerr Environmental Laboratory, Office of Waste and Emergency Response. EPA/540/F-94/049, 12 p.

Waterloo Centre for Groundwater Research (1989): Dense immiscible phase liquid contaminants in porous and fractured media. University of Waterloo short Course. Kitchner, Ontario.

Metodología y técnicas de caracterización de aguas subterráneas contaminadas por líquidos en fase no acuosa

Á. García García y C. Martínez Navarrete

Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. al.garcia@igme.es, c.martinez@igme.es

ABSTRACT

Existence of groundwater contaminated with fluids from different sources immiscible with it, the so called non aqueous phase liquids (NAPLs), added to the physical and chemical complexity of these substances, which in many cases are a mixture of different compounds, and that of their migration processes in the subsurface makes it necessary to apply methodologies different than those commonly used in traditional characterization. The scope of characterization should be the establishment of a sound conceptual model that guides decisions to adopt the most suitable remediation technologies in each case, depending both on the contaminant substances (volume, components and residence time), and on the media (lithology, structure and hydrogeological setting). During the last years several specific characterization technologies have been developed, however they must be implemented following a dynamic and stable methodology, and should be coupled with traditional hydrogeological investigation methods. A first approach to these technologies and to the most accepted methodology in leading countries in this kind of investigations is presented in this paper.

Key words: *Non aqueous phase liquids (NAPLs), characterization, dynamic methodology, innovative technologies.*

INTRODUCCIÓN

La caracterización de medios contaminados por líquidos en fase no acuosa (NAPLs por sus siglas en inglés) es generalmente compleja, pues se suelen desconocer detalles específicos del volumen y momento del vertido, además la heterogeneidad del medio provoca que su migración se realice a través de trayectorias complicadas, en muchos casos impredecibles (Huling y Weaver, 1991). A mayor complejidad geológica mayor dificultad para caracterizar un vertido de NAPLs, aunque ésta puede existir también en materiales aparentemente homogéneos (ITRC, 2003). Por ello los métodos tradicionales de caracterización, basados en la existencia de sondeos de monitorización y excavaciones para la obtención de muestras para análisis e inspección visual, no son suficientes para la caracterización de las cuatro fases en las que pueden aparecer los líquidos en fase no acuosa o sus componentes, lo que en los últimos años ha inducido el desarrollo de metodologías así como de técnicas de caracterización innovadoras que intentan minimizar los costes y riesgos inducidos por las características físicas y químicas de los NAPLs (Kram *et al.*, 2001).

El objetivo central de la caracterización debe ser el establecimiento de un modelo conceptual coherente y estable, que indique el tipo de contaminación, su localización y, si es posible, establecer una cuantificación para proceder a la regeneración del emplazamiento, además de establecer un modelo conceptual del foco contaminante, que detalle las propiedades del NAPL y su entorno, dentro del modelo conceptual general.

METODOLOGÍA PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LOS NAPL

Actualmente se acepta como más adecuada la metodología, síntesis de las desarrolladas en los últimos 20 ó 30 años, aplicada en EEUU, que consiste en la utilización de un plan de trabajo dinámico, flexible y métodos analíticos que ofrezcan datos en tiempo real para el desarrollo y el perfeccionamiento iterativo del modelo conceptual mediante el uso de técnicas innovadoras de caracterización (ITRC, 2003).

Al planificar una investigación de caracterización de NAPLs hay que tener en cuenta: usos o almacenamientos de NAPLs, evaluando probabilidad de fugas; necesidad de técnicas específicas de caracterización; posible existencia de vías preferenciales discretas e inesperadas de migración; distribución, disolución y concentración de los NAPLs en muestras de agua subterránea así como de suelos; posibilidad de flujo del NAPL diferente al del agua subterránea; posibilidad de variaciones en la composición del NAPL en el tiempo y el espacio.

El alcance de la caracterización debe asegurar la definición adecuada de la concentraciones de contaminante que superan los límites legales, que se lavarán en el agua subte-

rránea, se volatilizarán hasta concentraciones inaceptables y suponen un peligro para la salud y el medio. El tamaño del área a remediar se establece considerando el tamaño real del foco y el coste.

La metodología que se recomienda incluye:

1. Planificación sistemática del proyecto.

Evaluación de los datos existentes, elaboración de un modelo conceptual preliminar, incluyendo vías potenciales de transporte y su impacto e incorporando las características físicas del NAPL, su dinámica de flujo y el destino del contaminante. Éste guiará la investigación, identificará los datos conocidos del sistema de transporte, ayudará a verificar que se llevan a cabo las investigaciones necesarias proporcionando la información necesaria para tomar las decisiones iniciales concernientes a la salud humana, riesgo ecológico y remediación. Para su dearrollo se han de considerar la historia del emplazamiento y sus condiciones ambientales.

2. Estrategia dinámica del plan de trabajo.

Debido a las características de migración de los NAPLs la caracterización "tradicional" suele ser inefectiva, insuficiente y cara. Los planes de trabajo flexibles pueden favorecer un descenso de costes y de fases de investigación *in situ*. Cuando la interpretación de datos comienza a explicar las condiciones reales se adaptan las investigaciones a la realidad conocida.

3. Técnicas analíticas de medida en tiempo real.

Al estimar el volumen y extensión del NAPL, para la evaluación de los riesgos potenciales, se pueden utilizar técnicas analíticas de campo generalmente innovadoras, con datos casi en tiempo real, que reducen la incertidumbre para la toma de decisiones *in situ*. Ello permite una rápida iteración en la localización y evaluación de la distribución del contaminante.

La obtención de mayor número de datos, con técnicas analíticas menos precisas, se justifica por la variabilidad de la distribución de los contaminantes, en fase pura y disuelta, en el medio subterráneo. Así al tener mayor número de datos el conocimiento de la distribución en el medio será más preciso. No obstante la obtención de datos representativos, adaptados a las necesidades del proyecto, es necesaria y el plan de trabajo dinámico se fundamenta en ellos.

TÉCNICAS INNOVADORAS DE CARACTERIZACIÓN DE LOS NAPL

Para evitar los problemas en la caracterización de NAPLs en el medio se deben considerar, generalmente, diferentes técnicas de manera individual, si bien es recomendable, en función de las características propias de cada zona de estudio y de los trabajos previos realizados, complementarlas con otras para obtener una fiabilidad máxima en la detección de los NAPLs. Una investigación llevada a cabo de manera incorrecta puede conducir a una evaluación inadecuada del riesgo, a un inadecuado diseño de las actuaciones para la remediación con técnicas costosas y poco efectivas, inducir la contaminación de acuíferos previamente no contaminados y extender la contaminación (ITRC, 2003).

Existe en la actualidad una amplia variedad de las llamadas técnicas innovadoras para la caracterización de líquidos en fase no acuosa presentes como contaminantes en el agua subterránea entre las que a continuación se destacan algunas haciendo hincapié en su utilidad y aplicabilidad.

Análisis de gases del suelo

Determina la contaminación potencial por compuestos orgánicos volátiles (VOCs), aunque es aplicable únicamente en la zona no saturada (ITRC, 2003). Se suele usar para tratar de identificar focos de NAPLs en fase libre. Es rápido y más barato que la perforación de sondeos, ofreciendo en ocasiones mejores resultados que éstos. Se utiliza para la detección de hidrocarburos clorados y las fracciones más ligeras de los productos del petróleo. Los datos obtenidos ayudan en el desarrollo de investigaciones intrusivas posteriores.

Trazadores

Se pueden utilizar para la caracterización de NAPLs en fase residual varios tipos de trazadores:

Ensayos de partición de trazadores entre pozos (PITT), que determinan la localización y el volumen del NAPL residual. Los trazadores, que sufren diferente partición, pueden ser gases o sustancias disueltas, por lo que es aplicable a las zonas no saturada y saturada. Como inconvenientes presenta la posibilidad de trayectorias de flujo inesperadas, la existencia de materia orgánica que adsorba los trazadores y las particiones inadecuadas de éstos.

Radón 222 (^{222}Rn), presente como gas disuelto en el fluido de los poros de un acuífero y en los gases del suelo, es soluble en un amplio rango de NAPLs por lo que su concentración disminuye en el entorno de la zona contaminada. Su mayor inconveniente es la profundidad de aplicación dependiente de la saturación de los poros, la permeabilidad al gas del suelo y el coeficiente de difusión del suelo.

Técnicas geofísicas

Las investigaciones geofísicas generalmente no son capaces de identificar de manera directa la existencia de NAPLs en el medio pero ofrecen una evidencia indirecta ayudando en el establecimiento de la estructura geológica, las vías preferentes de migración (Kram *et al.*, 2001) y trampas estratigráficas (ITRC, 2003). Generalmente emplean métodos no invasivos de superficie, o escasamente invasivos en sondeos previamente existentes, evitando así la inducción de la migración de los NAPLs que

puedan existir como acumulaciones en fase libre (ITRC, 2000). Las anomalías pueden no ser indicativas de contaminación y existe la posibilidad de existencia de interferencias de tipo "cultural".

Entre otras técnicas, son comúnmente empleados en la caracterización de NAPLs el geoadar, el radar entre pozos, la tomografía de resistividad eléctrica, los perfiles de inducción vertical, la reflexión sísmica de alta resolución en tres dimensiones y la resistividad electromagnética de alta resolución entre otras.

Técnicas aplicadas mediante un penetrómetro de cono

Consisten generalmente en un sistema de empuje hidráulico (Eddy-Dilek *et al.*, 2003) que al profundizar lleva a diferentes profundidades de muestreo los instrumentos de medida acoplados en él (Kram *et al.*, 2001). Se obtiene un registro continuo de la estratigrafía/permeabilidad, toma de muestras y medida *in situ* con resultados inmediatos y con costes relativamente bajos e invasividad reducida respecto a otras técnicas. Se utiliza en la detección de plumas de productos del petróleo y de hidrocarburos clorados. Su principal limitación es su dependencia de la litología y de la profundidad de penetración (ITRC, 2003).

Entre las técnicas de probada utilidad se encuentran la sonda de membrana permeable (para la detección de VOCs), el rociado o aspersión con agua (detecta NAPLs en disolución), la fluorescencia inducida por láser (para la detección de contaminantes con fluorescencia, como algunos hidrocarburos), los penetrómetros con cámaras de video (registro continuo y de alta resolución de estratigrafía, fracturas, discontinuidades y glóbulos de NAPL) (Eddy-Dilek *et al.*, 2003; Kram *et al.*, 2001; ITRC, 2000); el sensor electroquímico (para la detección de vapores de hidrocarburos clorados en suelos mediante sensores sensibles a la presencia de Cl); el muestrador discreto en profundidad (para muestrear el agua a diferentes profundidades con resoluciones centimétricas); y la inyección/extracción de cosolventes. Muchas de estas técnicas pueden ser combinadas entre sí en una sola instalación para aprovechar sus ventajas y así hacer una caracterización más precisa.

Muestreador de NAPLs de cinta

Se trata de un instrumento de medida continua y directa que puede proporcionar una discretización en profundidad de la distribución de los NAPLs (disolventes líquidos o productos del petróleo) en un sondeo existente o aplicado mediante un penetrómetro de cono, lo que aumenta su rendimiento y disminuye su coste. Se ha utilizado tanto en la zona no saturada como en la saturada (Eddy-Dilek *et al.*, 2003).

Programas informáticos de equilibrios de partición de de componentes polifásicos

Analizan equilibrios de partición de componentes polifásicos en muestras de terreno tomadas principalmente la zona no saturada mediante la distribución de las composiciones químicas medidas entre las fases (suelo, agua, aire y NAPL) hasta conseguir condiciones de equilibrio. Sirven para el cálculo de saturaciones de NAPL *in situ*, la concentración de cada compuesto químico en cada fase *in situ*, y la composición del NAPL *in situ*. Existen en la actualidad varios programas de este tipo, entre ellos: SOILCALC, NAPLANAL y GWProt.

CONCLUSIONES

El desarrollo de nuevas metodologías y técnicas de caracterización de la contaminación de acuíferos y aguas subterráneas por fluidos no miscibles con el agua, líquidos en fase no acuosa densos y ligeros, y la necesidad de comenzar a aplicar de manera sistemática las mismas en nuestro país con el objeto intentar eliminar esta contaminación en su mayor parte de origen industrial y urbano ha motivado la elaboración de esta revisión de técnicas innovadoras. No obstante la aplicación de las mismas debería ser en los próximos años una prioridad en la lucha contra la contaminación y una necesidad para la adopción de unos protocolos de caracterización ampliamente aceptados con el fin de establecer en cada caso las técnicas de remediación necesarias.

REFERENCIAS

Eddy-Dilek, C., Riha, B. y Rossabi, J. (2003): *DNAPL characterization toolbox*. Savannah River Technology Center. Environmental Restoration Technology Section, 6 p.

Huling, S.G y Weaver, J.W. (1991): *Dense Nonaqueous Phase Liquids*. EPA Ground Water Issue. EPA/540/4-91-002, 21 p.

ITCR (2000): *Dense Non-Aqueous Phase Liquids (DNAPLs): Review of Emerging Characterization Techniques and Remediation Technologies.* DNAPLs/Chemical Oxidation Work Team. Interstate Technology and Regulatory Cooperation Work Group (ITRC), 81 p.

ITCR (2003): *An Introduction to Characterizing Sites Contaminated with DNAPLs.* Dense Nonaqueous Phase Liquids Team. Interstate Technology and Regulatory Council (ITRC), 73 p.

Kram, M.L., Keller, A.A., Rossabi, J. y Everett, L.N. (2001). DNAPL characterization methods and approaches, part 1: performance comparisons. *Groundwater Monitoring and Remediation*, 21 (4): 109-123.

La contaminación por nitratos del Acuífero Aluvial del Ebro y su influencia en la eutrofización del Río Ebro (tramo El Bocal - Presa de Pina)

N. Jiménez Torrecilla, J.P. Galve Arnedo, L. Gómez Zaera y J. Fuentes Retamar

Grupo GINCA, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50010 Zaragoza. nestor@unizar.es

ABSTRACT

Nitrate from agricultural activities that loads the Ebro River in its central sector, were estimated using hydrogeological information on the Ebro Alluvial Aquifer, and compared to urban and industrial sources in the same area. Impacts of Nitrate loads on river eutrophication were deduced from historical available data as well as from a profile sampling in September 2002 (low water period of the Ebro River). Eutrophication showed a highly seasonal pattern, related to the seasonality of river discharges and, to a minor extent, the seasonality of Nitrate loads from aquifer. Nitrate concentrations in the river were a function not only of non point and point Nitrate sources, but also of point source Phosphate loads and self depuration biological reactions inside the river, which were found to be temperature dependant. Mitigation of eutrophication in the Ebro river requires the establishment of buffer strips to diminish Nitrate pollution from the aquifer, as well as the implementation of nutrient oriented tertiary treatment facilities in the urban and industrial sewages around Zaragoza.

Key words: *Nitrate pollution, alluvial aquifer, eutrophication, seasonality, Ebro River.*

INTRODUCCIÓN

La eutrofización de las aguas se ha convertido en una de las grandes preocupaciones de los gestores hídricos en Europa y los EE.UU., debido a que el uso generalizado de fertilizantes inorgánicos y detergentes ha provocado un aumento exponencial de las concentraciones de nutrientes en ríos y acuíferos durante los últimos 40 años (Baker, 1992).

En la U.E. se han aprobado directivas específicas respecto a la gestión de nitratos y fosfatos, reforzadas recientemente por la aprobación de la Directiva Marco del Agua. Esta última establece el "buen estado ecológico de los ecosistemas acuáticos" como un objetivo fundamental de la gestión hídrica en los países de la UE. Dado que la eutrofización constituye una generalizada y gravísima afección a esos ecosistemas, el control de los nutrientes ha pasado a ser prioritario (Marques *et al.*, 2003).

En el caso de los nitratos, sus mayores concentraciones se han detectado en las aguas subterráneas de las zonas agrícolas. La descarga de los acuíferos contaminados puede suponer unos aportes importantes de nitratos en los ríos que los drenan (Jacobs y William, 1983).

En esta comunicación se presenta el estado actual de la contaminación por nitratos del Acuífero Aluvial del Ebro, se estiman los aportes de este nutriente recibidos por el Río Ebro, y se evalúa la influencia de los mismos en la evolución de la eutrofización en el tramo comprendido entre El Bocal y la Presa de Pina.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en el tramo medio del Ebro (aproximadamente entre Tudela y Zaragoza), y abarca una parte significativa de la Unidad Hidrogeológica 44 "Aluvial del Ebro" (Fig. 1). Sobre la misma se sitúan 60.000 hectáreas de regadío, una actividad económica secundaria desde el comienzo de la industrialización del entorno de Zaragoza en los años 70.

Además de los nutrientes procedentes de la actividad agrícola y de los importantes vertidos urbanos e industriales, en el área de estudio el Ebro recibe los aportes de los ríos Arba y Gállego, por su margen izquierda, y los de Huecha, Jalón y Huerva por su margen derecha. Todos ellos transportan cantidades representativas de nitratos, fosfatos y materia orgánica.

El control de la calidad de las aguas se efectúa fundamentalmente a través de 3 estaciones de calidad superficial en el Río Ebro (ICA 216 en El Bocal, ICA 11 aguas arriba de Zaragoza, e ICA 211 en la Presa de Pina), 4 en sus afluentes (todos menos el Huecha) y 9 estaciones de calidad subterránea gestionadas por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE). La calidad general de las aguas del Río Ebro pasa de ser A2 en El Bocal a convertirse en A3 en la Presa de Pina, denotando los impactos recibidos a lo largo del tramo estudiado.

Si bien el módulo del caudal medio del Ebro en Zaragoza alcanza los 230 m^3/s, la fuerte estacionalidad de su

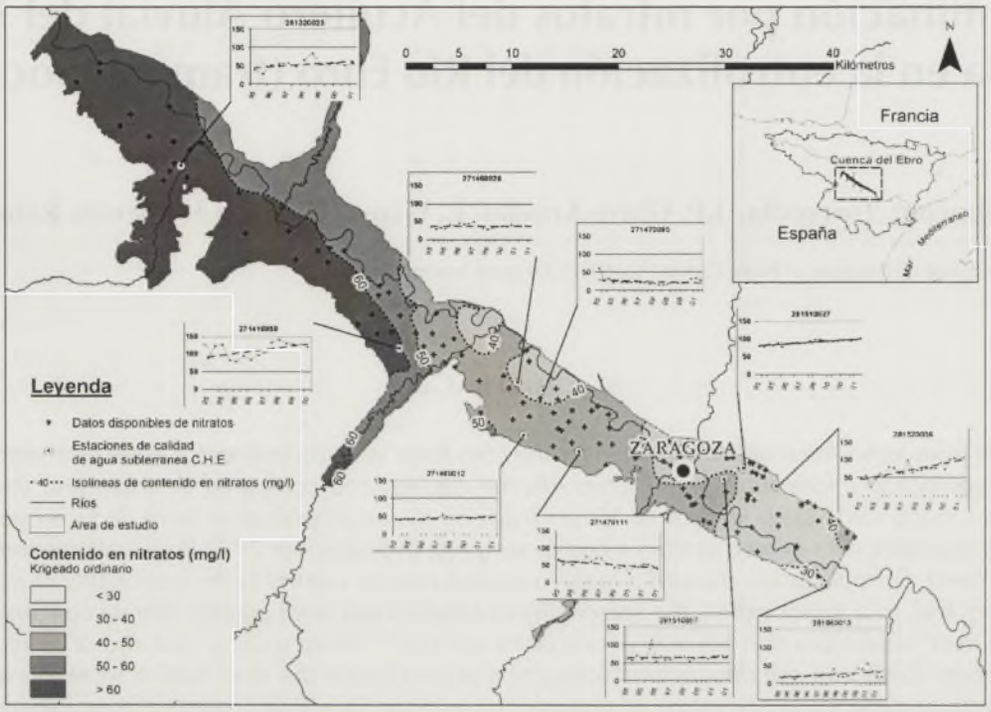


FIGURA 1. *Contaminación por nitratos del Acuífero Aluvial del Ebro.*

régimen mediterráneo, junto con las importantes detracciones agrícolas, condicionan unos caudales de estiaje en ocasiones inferiores a los 20 m^3/s en Zaragoza. Es frecuente durante los meses de verano que el río quede seco en El Bocal, recuperando rápidamente caudal por los aportes subterráneos desde el acuífero aluvial.

LA CONTAMINACIÓN POR NITRATOS DEL ACUÍFERO ALUVIAL DEL EBRO

Los datos sobre la contaminación por nitratos del Acuífero Aluvial proceden de nuestras dos campañas de muestreo (Septiembre 2002 y Marzo 2003) en el tramo El Bocal - Río Jalón, de un trabajo anterior de nuestro grupo en el tramo Jalón - Zaragoza (Bielza de Ory y Martínez-Gil, 1993), y de la base de datos del Inventario de Puntos de Agua de la CHE aguas abajo de Zaragoza (Fig. 2). La evolución del contenido en nitratos se ha obtenido de los datos históricos de sus estaciones de calidad subterránea en toda la unidad hidrogeológica. La aplicación de un método geoestadístico (*ordinary kriging*) mediante el sistema de información geográfica "ArcGis 8.1" de ESRI permite observar la distribución espacial general de la concentración de Nitrato en el acuífero, diferenciándose dos zonas con concentraciones en torno a los 60 y a los 40 mg/l respectivamente.

La primera de ellas, que abarca la mitad NO de la zona de estudio, presenta una carga ganadera muy superior a la de la mitad SE (1,50 frente a 0,69 UGM/Ha cultivada, José Manuel Tabuenca comunicación personal). Esta diferencia puede explicar la diferencia de contaminación entre ambas zonas, y está relacionada con la proliferación de granjas de cerdos en la ribera alta del Ebro. Esta comarca está menos

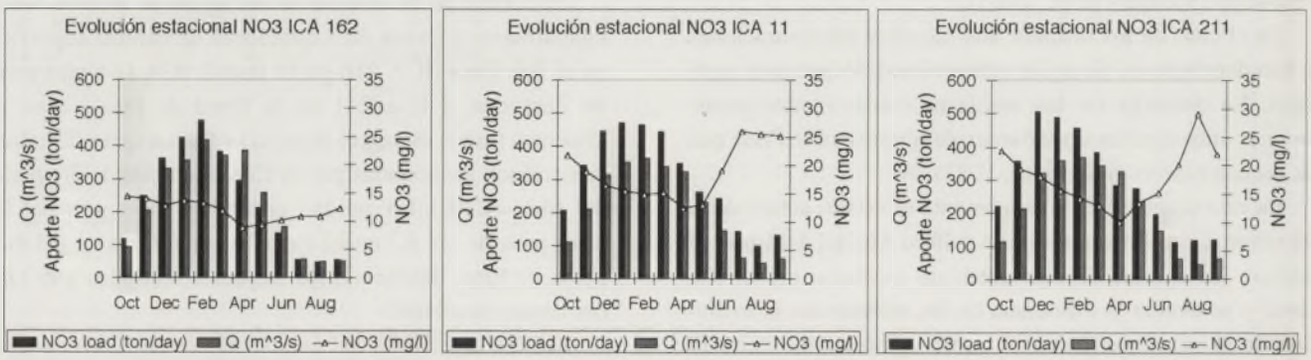


FIGURA 2. *Evolución estacional del contenido en nitratos del Río Ebro en la zona de estudio.*

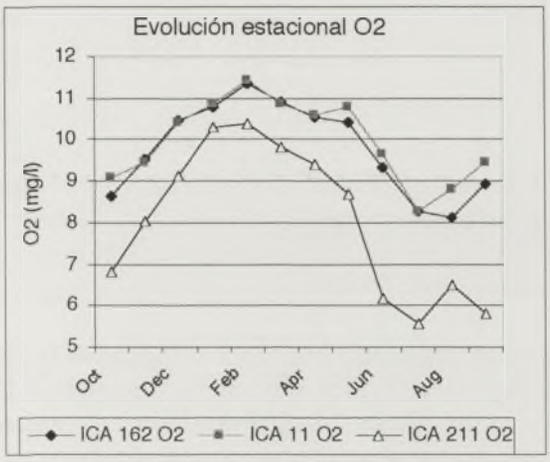


FIGURA 3. *Evolución estacional del contenido en oxígeno en el área de estudio.*

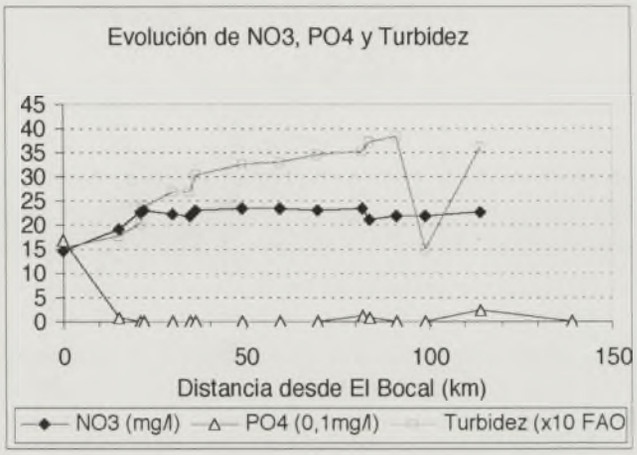


FIGURA 4. *Resultados del perfil de muestreo del Ebro en Septiembre 2002.*

industrializada y por tanto ofrece menos opciones laborales para sus habitantes, abocados a la ganadería por la difícil situación del regadío.

Los datos históricos de las estaciones de calidad subterránea de la CHE indican que en general la concentración de nitratos en el acuífero aluvial ha permanecido casi constante durante la última década, si bien se aprecia una ligera tendencia a la alza en varios de los pozos muestreados.

APORTES DE NITRATOS AL RÍO EBRO Y LA EVOLUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE SU EUTROFIZACIÓN

Para estimar los aportes de nitratos al Río Ebro en el tramo estudiado se realizó un balance hídrico simple para cada una de las dos partes diferenciadas en el acuífero. Calculando la recarga media anual sobre las áreas de regadío y de secano, y teniendo en cuenta las extracciones de granjas e industrias en las mismas, cuantificamos la descarga hídrica media anual desde el acuífero hacia el río, que actúa como drenaje del mismo. Multiplicando los caudales de descarga por la concentración representativa de cada tramo, se obtiene la carga media anual de nitratos aportados en la zona por el acuífero aluvial al Río Ebro (Tabla 1).

No debe olvidarse sin embargo que tanto la recarga como la descarga del acuífero están sujetas a una gran estacionalidad, siendo ambas mucho mayores durante la campaña de riegos y por tanto máximas en el verano. No ocurre así con los aportes de nitratos procedentes de los menos variables vertidos de poblaciones e industrias, estimados a partir de la base de datos de vertidos de la CHE y de la bibliografía especializada (Tabla 1).

Es destacable que los aportes de nitratos desde el acuífero constituyen la fuente más importante de este nutriente en toda el área de estudio, sólo igualada en la mitad SE por los aportes urbanos e industriales de Zaragoza y su zona de influencia. Su relevancia es aún mayor durante el verano, cuando los aportes desde el acuífero son máximos y el caudal del Ebro mínimo.

La eutrofización por nitratos del Ebro en la zona de estudio puede apreciarse en los datos de las estaciones de calidad superficial, resumidos en las figuras 2 y 3, que representan la evolución estacional de la concentración de nitratos en las tres estaciones ICA del Ebro y la evolución estacional del contenido de oxígeno en las mismas. Con el fin de identificar mejor las fuentes de nutrientes y los procesos actuando dentro del propio río, se procedió a muestrear casi simultáneamente en un perfil de 20 puntos a lo largo del río Ebro, tanto en estiaje (Septiembre 2002) como en aguas altas (Abril 2003), analizándose nitratos, fosfatos, DQO y turbidez y obteniéndose para el primer caso los resultados de la figura 4.

TABLA 1. *Aportes de nutrientes al Ebro por la contaminación difusa (actividades agrícolas contaminantes del acuífero aluvial) y por la contaminación puntual (vertidos urbanos e industriales) en el área de estudio.*

Contaminación no puntual (Acuífero Aluvial)

Estimación Hidrogeológica (media anual)	Carga NO3 kg/day	Carga PO4-P kg/day
Zona NO (El Bocal-Jalón)	24056,3	—
Zona SE (Jalón-Presa Pina)	23718,7	—
Total área de estudio	47775,0	—

Contaminación puntual

Estimación Hidrogeológica (media anual)	Carga NO3 kg/day	Carga PO4-P kg/day
Zona NO (El Bocal-Jalón)	1182,0	47,4
Zona SE (Jalón-Presa Pina)	26314,1	432,0
Total área de estudio	27496,1	479,4

DISCUSIÓN DE LA INFORMACIÓN DISPONIBLE

Los nitratos procedentes de la actividad agrícola y aportados al Río Ebro a través de las descargas de su acuífero aluvial suponen la fuente más importante de este contaminante en la zona de estudio (Tabla 1). La elevada estacionalidad de esta descarga y de los caudales del Ebro condiciona una concentración máxima de nitratos en el Ebro durante los meses de estiaje del mismo (Fig. 2).

Esta concentración es el producto de un equilibrio entre los aportes y las reacciones de autodepuración dentro del propio río, en las que intervienen los aportes de Fosfatos y las condiciones climáticas (especialmente la temperatura), como puede deducirse de las siguientes observaciones:

- En la figura 4 la concentración de nitrato se incrementa hasta alcanzar un equilibrio dinámico sensible a los aportes de fosfatos. Éste equilibrio es mantenido por las reacciones biológicas de autodepuración generadoras de turbidez, que se incrementa a lo largo de todo el perfil.

- El balance entre las distintas estaciones de la figura 2 muestra cómo la concentración de nitratos disminuye en varios meses de primavera y verano entre la estación ICA 11 y la ICA 211, pese a los importantes aportes urbanos de nitratos en ese tramo. Esto es debido a las intensas reacciones biológicas desencadenadas por los aportes de fosfatos y favorecidas por las elevadas temperaturas, invirtiéndose el balance durante los meses de invierno.

CONCLUSIONES

Las medidas para el control de la eutrofización en el Ebro deben incluir por tanto acciones dirigidas a reducir los aportes desde el acuífero aluvial, como pueden ser la restauración de los sotos ribereños en bandas de filtro en torno al río (Jiménez Torrecilla y Martínez Gil, 2002), la creación de humedales artificiales en los drenajes agrícolas ("escorrederos") más importantes, y la implementación de buenas prácticas agrícolas en el regadío.

Además, deben reducirse los aportes de nutrientes, especialmente de los Fosfatos, en los vertidos puntuales de Zaragoza, Alagón y los polígonos industriales de su área de influencia. Esto puede lograrse con el establecimiento de tratamientos terciarios en las depuradoras actualmente funcionando, que pueden consistir en humedales artificiales.

AGRADECIMIENTOS

Estudio financiado por el Área de Calidad de la Confederación Hidrográfica del Ebro y por la Consejería de Ciencia e Investigación de la Diputación General de Aragón.

REFERENCIAS

Baker, L.A. (1992): Introduction to nonpoint source pollution in the United States and prospects for wetland use. *Ecological Engeneering*, 1:1-26.

Bielza de Ory, V. y Martínez Gil, F.J. (1993): *Contaminación del manto freático del corredor del Ebro*. Fundación Nueva Empresa. Zaragoza, 347 p.

Jacobs, T.C. y Gilliam, J.W. (1983): *Nitrate loss from agricultural drainage waters: Implications for nonpoint source control*. Water Resources Research Institute of the University of North Carolina Report 209, 235 p.

Jiménez Torrecilla, N. y Martínez Gil, F.J. (2002): La restauración y preservación de los humedales naturales como estrategia de mitigación de la contaminación de origen agrícola en el acuífero aluvial del Ebro: El caso de la Reserva Natural del Galacho de la Alfranca (Zaragoza). *Jornadas de la Asociación Internacional de Hidrogeólogos GE sobre la Directiva Marco del Agua, Zaragoza*. Actas: 123-129.

Marques, J.C, Nielsen, S.N., Pardal, M.A. y Jørgensen, S.E. (2003): Impact of eutrophication and river management within a framework of ecosystem theories. *Ecological Modelling*, 166: 147-168.

Aplicación del análisis de mezcla de miembros extremos en el sistema hidrogeológico Gavarres - Baix Ter (Cuencas Internas de Cataluña)

J. Mas-Pla[1,2] y E. Vilanova[1]

1 Unitat de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia, Dpt. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona).
2 Institut de Ciència i Tecnologia Ambientals, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). josep.mas.pla@uab.es

ABSTRACT

The end-member mixing analysis (EMMA) has been applied to the Gavarres–Baix Ter aquifer system. Three end-members are selected according to the geological and hydrogeological features of the area. Seven components (Cl, Br, Si, I, Sr, δ18O and δD) are used according to mixing diagrams. In this example, EMMA has provided good results in the Baix Ter aluvial aquifer, indicating that a highest percentage of recharge (80%) starts off at the Gavarres range, while river recharge to the alluvial aquifer is just about the rest Furthermore, the extent of salt water intrusion in a main supply well has been estimated in 10%, in agreement with salinity data.

Key words: *end-member mixing analysis, Gavarres, Baix Ter, saltwater intrusion.*

INTRODUCCIÓN

Los procesos de mezcla entre aguas procedentes de distintos orígenes son habituales en los acuíferos en los que el sistema de flujo se halla distorsionado por una extracción intensa de los recursos subterráneos. Ello conlleva, frecuentemente, problemas de calidad en la captación de agua en función de la proporción de cada uno de los polos de la mezcla.

Asimismo, la determinación de las proporciones de mezcla no es una tarea simple a través de la observación de los datos hidrogeológicos. Los datos piezométricos permiten establecer las direcciones de flujo principal y determinar la participación de distintas masas de aguas, ya sea de distintos acuíferos o masas de agua libre: ríos y el mar; aunque son poco eficientes en la cuantificación de los porcentajes de mezcla. A través del uso de modelos numéricos es posible evaluar el balance de masa entre los distintos orígenes, con posterioridad a una correcta calibración de las parámetros hidrogeológicos y de la reproducción apropiada de las piezometrías.

Los datos hidroquímicos e isotópicos permiten una caracterización multivariable de las aguas subterráneas. El tratamiento de los datos por los métodos habituales sólo muestra las asociaciones de distintas aguas, indica la presencia de procesos de mezcla, pero tampoco permite establecer una cuantificación. El uso de modelos hidrogeoquímicos permite solventar este inconveniente, si bien para su desarrollo es necesario un correcto conocimiento de la hidroquímica, de la mineralogía del medio y de las reacciones químicas que ocurren.

No obstante, el tratamiento estadístico de los datos hidroquímicos ofrece la posibilidad de establecer relaciones de mezcla y cuantificar la participación de los distintos polos, o miembros extremos, que participan en ella. Como es habitual, una adecuada aproximación estadística no implica una correcta interpretación hidrogeológica; y requiere, por ello, una evaluación crítica del método y de los resultados obtenidos.

En este trabajo se aplica el análisis de mezcla de miembros extremos (EMMA: *end-member mixing analysis*) al sistema hidrogeológico Gavarres-Baix Ter (Girona, Cuencas Internas de Cataluña), con la finalidad de determinar la participación de los distintos orígenes de la recarga en el aluvial del Baix Ter (Fig. 1). Asimismo, se evalúa la bondad y las limitaciones del EMMA aplicado a aguas subterráneas.

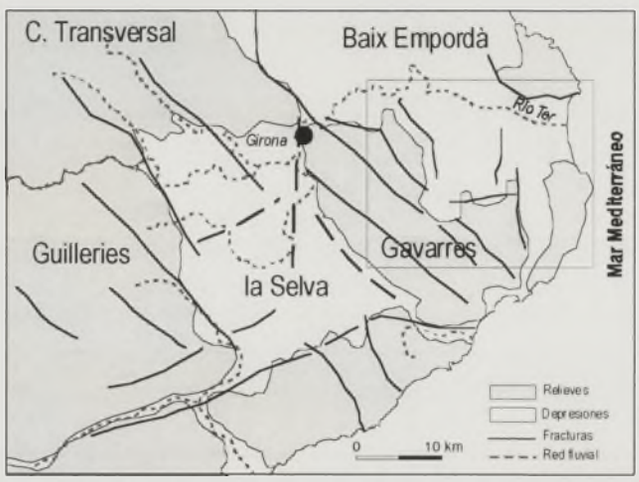


FIGURA 1. *Situación geográfica de la zona de estudio.*

BASES CONCEPTUALES DEL MÉTODO

El análisis de mezcla de miembros extremos consiste en establecer qué número de miembros, n (masa de agua, zonas de recarga, ...), y qué número de componentes, m (elementos hidroquímicos, isótopos, ...), de un sistema permiten describir correctamente la composición hidroquímica del resto de muestras del conjunto, suponiendo que éstas derivan de una mezcla lineal de los miembros extremos. Es decir, se plantea el siguiente sistema de ecuaciones;

$$\sum_j c_{ij}\, x_j = s_i; \quad i = 1,\text{K}\, m; \quad j = 1,\text{K}\, n$$

$$\sum_j x_j = 1; \qquad j = 1,\text{K}\, n; \quad xj \geq 0$$

en el que c_{ij} corresponde a la concentración del componente i en el miembro extremo j; x_j es la fracción o porcentaje del miembro extremo j, que contribuye a la concentración s_i del componente i y de la muestra resultante de la mezcla. Dado que el número de componentes es superior al número de miembros ($m>n$), se establece un sistema de ecuaciones lineales sobredeterminado. La resolución de los valores de x_j se realiza por medio de un procedimiento rutinario de mínimos cuadrados (p. ej. Strang, 1976, pp. 106-109), por el cual la solución del vector $\boldsymbol{x}$, que contiene las fracciones de la mezcla, viene dado por:

$$x = (C^T C^{-1})\, C^T s$$

donde $\boldsymbol{C}$ es la matriz que contiene las concentraciones de los componentes de los miembros extremos, y $\boldsymbol{s}$ es el vector de las concentraciones de los componentes en la muestra.

Esta metodología ha sido aplicada en aguas superficiales para establecer el origen del caudal, especialmente durante y después de episodios de precipitación extremos (Christophersen *et al.*, 1990; Hooper *et al.*, 1990; Hooper, 2001). La aplicación del EMMA en aguas subterráneas presenta inconvenientes que obligan a definir unas suposiciones iniciales. Concretamente,

- Los miembros extremos deben presentar unas concentraciones de los componentes estables.
- Estos componentes deben ser conservativos, de manera que la composición en las muestras sea producto de una mezcla lineal, y no de reacciones entre componentes.
- Cada uno de los componentes, o el conjunto de los mismos, debe ser representativo de cada miembro extremo.

ELECCIÓN DE LOS MIEMBROS EXTREMOS Y DE LOS COMPONENTES DEL ANÁLISIS

El área de aplicación comprende el macizo hercínico de las Gavarres (535 m s.n.m), constituido por rocas ígneas y metamórficas y las depresiones del Baix Empordà, situada en su vertiente septentrional. La depresión del Empordà, en la zona del Baix Ter, presenta un substrato formado por la serie paleógena (rocas detríticas y calcáreas), en contacto mecánico con los materiales metamórficos de la vertiente septentrional de las Gavarres (Mas-Pla y Vilanova, 2000). El relleno fluviodeltaico cuaternario del Baix Ter posee un espesor de unos 60 m y sobreyace a los materiales paleógenos (Montaner *et al.*, 1995).

Los datos piezométricos indican una recarga efectiva desde el macizo de las Gavarres hacia la depresión del Baix Empordà y el aluvial del Baix Ter (Fig. 2). Sin embargo, existen diversos aspectos a destacar:

- El substrato paleógeno muestra niveles hidráulicos superiores a los de los acuíferos aluviales, indicando un flujo de recarga ascendente. Esta relación queda reflejada en los contenidos en isótopos estables de ambos acuíferos (Mas-Pla y Vilanova, 2001).

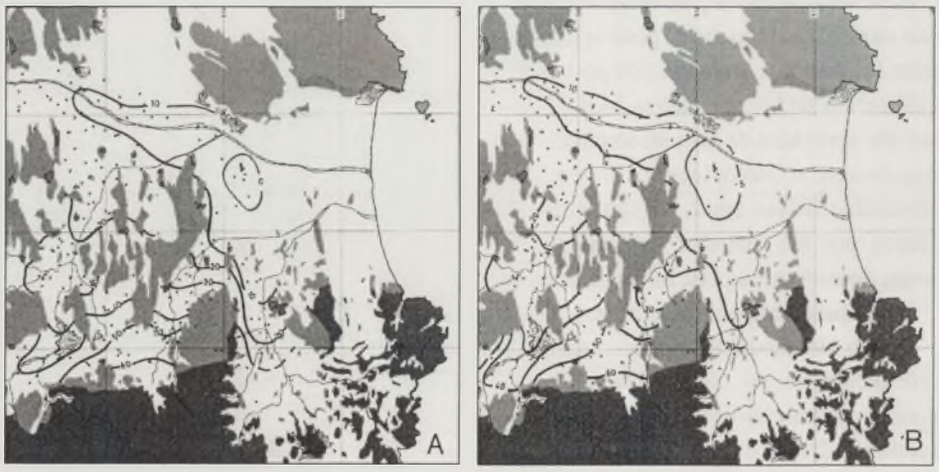


FIGURA 2. *Piezometría de los acuíferos aluviales del sistema Baix Ter-Gavarres en marzo de 1996 (izquierda) y septiembre de 1997 (derecha). La equidistancia entre isopiezas es de 10 m. La piezometría correspondiente al acuífero inferior del Baix Ter se ha señalado con un trazo gris y mediante una única isopieza (0 y -5 m s.n.m., respectivamente). Según Mas-Pla y Vilanova (2001).*

- Existen importantes conos de depresión, concretamente en los niveles aluviales inferiores (45-55 m), causados por las captaciones de abastecimiento municipal. Estos conos de depresión influencian la recarga procedente del río Ter (en ausencia de extracciones presenta una dinámica efluente) forzando la infiltración de aguas superficiales en el aluvial (Fig. 2 y Montaner *et al.*, 1996).
- Determinadas captaciones en los niveles aluviales profundos presentan una notable salinización por intrusión marina, causada por la intensidad de las extracciones, tanto de abastecimiento como agrícolas.

Estas consideraciones permiten identificar los posibles polos para la aplicación del EMMA. En este sentido, se definen como miembros extremos:

1. La composición del agua subterránea correspondiente a los materiales metamórficos de las Gavarres, cuya recarga en los materiales paleógenos alimenta, finalmente, los aluviales del Baix Ter. Ello conlleva eliminar como componentes aquellos elementos cuyo presencia se halle influenciada por el sistema calcocarbonatado dominante en las formaciones paleógenas (FR81)
2. La composición del río Ter, como polo influenciado por las captaciones (CL4).
3. La composición de una captación del acuífero aluvial inferior, actualmente en desuso e intensamente salinizada, cuyo quimismo es representativo del avance de la intrusión marina causada por otras extracciones (GU7).

Los componentes de cada uno de los miembros se han definido en función de los diagramas de mezcla más idóneos (Fig. 3). En estos diagramas, la posición de los miembros extremos como vértices del perímetro que incluye el resto de las muestras permite valorar la elección de ambos, miembros extremos y componentes. Finalmente, los componentes seleccionados en este análisis son Cl, Br, Si, I, Sr, $\delta^{18}O$ y δD.

TABLA 1. *Fracciones de mezcla de los distintos miembros extremos en cada una de las muestras analizadas.*

Muestra	Miembros	CL4	GU7	FR81	Suma
LB86	Fm Metamórficas	0,112	-0,020	0,890	0,983
FN3	Fm Paleógenas	0,281	0,012	0,579	0,872
FR83		0,181	-0,044	0,831	0,969
FR84		0,066	-0,052	0,963	0,976
GI104		0,213	-0,046	0,765	0,931
LB33		-0,003	-0,014	0,963	0,946
PS41		0,293	-0,035	0,690	0,948
SD5		-0,155	-0,058	1,210	0,997
GU4	Aluvial inferior Baix Ter	0,343	0,103	0,521	0,967
GU15		0,106	-0,038	0,892	0,960
FO10	Aluvial superior Baix Ter	0,197	-0,023	0,694	0,868
GU2		0,225	-0,017	0,787	0,995
SD1		0,125	-0,000	0,800	0,925
TA7		0,232	-0,043	0,773	0,963
VE3		0,788	0,021	0,198	1,007

RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DEL EMMA.

Los resultados de resolución del EMMA en el sistema de 3 miembros extremos y 7 componentes descrito se muestran en la Tabla 1 como fracciones de mezcla de cada uno de los miembros. En relación a la aplicación del método en el caso considerado, se observa:

- La suma de las tres fracciones es próxima a 1,0, por lo que se considera que los tres miembros seleccionados representan adecuadamente la variabilidad en el origen de la recarga.
- Los valores negativos con fracciones inferiores al 5% de representatividad del polo representante de la intrusión marina (GU7) en la mayoría de las muestras implica que, para éstas, se trata un miembro irrelevante; lo cual es coherente desde la perspectiva hidrogeológica. Ello implica, no obstante, una infravaloración de los dos polos restantes.

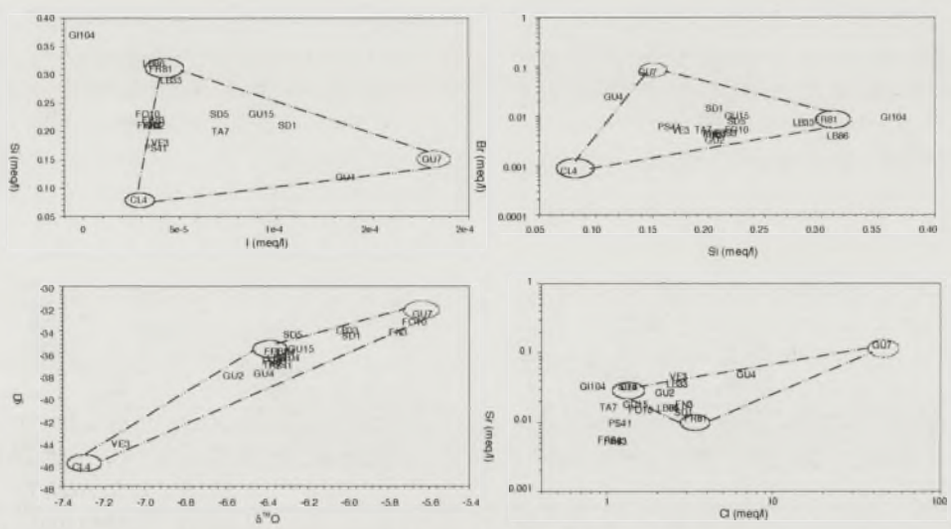


FIGURA 3. *Diagramas de mezcla entre distintos componentes.*

Respecto a la interpretación hidrogeológica, se concluye:

- La muestra LB86, correspondiente a la zona de las Gavarres en materiales metamórficos, deriva en un 89.0% de la muestra correspondiente a estos materiales (FR81). La participación en un 11,2% de agua del río Ter carece de sentido, y revela el hecho que parte de la composición difiere de la del miembro extremo escogido.
- En el caso de las muestras procedentes de los acuíferos en formaciones paleógenas, un elevado porcentaje se asocia al polo procedente de las Gavarres (FR81). Las fracciones atribuibles al río Ter son asimismo ilógicas y se atribuye al carácter dominante del sistema calcocarbonatado en las aguas de estas formaciones y su influencia en el quimismo. Dado que ningún componente de este sistema ha sido incluido en el EMMA, ello da lugar a importantes distorsiones de los resultados.
- Las muestras correspondientes al aluvial del Baix Ter son, por su ubicación hidrogeològica, el producto de la mezcla de los tres miembros extremos. En este caso, entendemos que los porcentajes obtenidos a través del EMMA son indicativos de las proporciones de mezcla. Concretamente, para GU4, correspondientes a los pozos de abastecimiento municipal responsables del cono de depresión representado en la figura 2, el porcentaje de agua marina del 10,3% es coherente con la concentración de cloruros (246 mg/l en GU4, respecto a 1610 mg/l en GU7, en Julio 1997). Asimismo, GU4 también muestra una participación significante de agua procedente del substrato paleógeno (52,1%) y del río Ter (34,3%). A su vez, GU15, con un caudal de extracción mucho menor y situado más al interior, carece de intrusión marina y presenta una menor fracción procedente de aguas superficiales (CL4). En el caso del acuífero aluvial superior, se confirma la procedencia mayoritaria del polo de las Gavarres (FR81), ya sea a través del flujo en los materiales aluviales/coluviales que definen la transición entre el macizo y la llanura aluvial, o desde un flujo ascendente desde los materiales paleógenos subyacentes. Cabe mencionar el caso de VE3, único pozo situado en el margen norte del río Ter, en el que la participación de agua superficial se atribuye principalmente al retorno de agua de riego procedente de los canales de distribución derivados del Ter.

CONCLUSIONES

Desde la perspectiva metodológica, la aplicabilidad del EMMA en aguas subterráneas depende, en gran parte, de la posibilidad de definir correctamente los miembros originarios en la mezcla y poder utilizar componentes representativos de cada uno de ellos. En el caso del sistema hidrogeológico Gavarres–Baix Ter, los datos hidrogeológicos y piezométricos han permitido identificar los miembros extremos, si bien la elección de los componentes ha sido más restrictiva a causa de la fuerte influencia de las reacciones del sistema carbonatado, como entorno hidroquímico predominante en las formaciones paleógenas, en la composición del agua subterránea. Es por ello que la aplicación del análisis a estas formaciones ha ofrecido resultados poco satisfactorios.

Contrariamente, las estimaciones de los porcentajes de cada miembro de la mezcla en el aluvial del Baix Ter son coherentes con el entorno hidrogeológico y los valores obtenidos se consideran representativos de las aportaciones. Ello se atribuye al uso de los componentes isotópicos, el cloro y el bromo, de carácter conservativo y como marcadores diferenciados de cada uno de los polos. De este modo, las aportaciones de agua del río Ter al acuífero, debidas predominantemente a las zonas de captura generadas por el conjunto de captaciones existente, se cifra en un 20%. Ello confirma la importancia de la recarga procedente de las Gavarres en este acuífero aluvial.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos del MCYT HID98-0366 y REN2002-04288-c02-01.

REFERENCIAS

Christopherson, N., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D. y Andersen, S.C.S. (1990): Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. A step towards second generation acidification models. *Journal of Hydrology,* 116: 307-320.

Hooper, R.P., Christopherson, N. y Peters, N.E. (1990): Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater endembers. An application to the Panola Mountain catchment, Georgia. U.S.A. *Journal of Hydrology,* 116: 321-343.

Hooper, R.P. (2001): Applying the scientific method to small catchment studies: a review of the Panola Mountain experience. *Hydrological Process,* 15: 2039–2050.

Mas-Pla, J. y Vilanova, E. (2000): Estructura del sistema hidrogeológico en los materiales paleógenos del borde NE de las Gavarres (Baix Empordà, Girona). *Geotemas*, 1(2): 145-150.

Mas-Pla, J. y Vilanova, E. (2001): Dinámica hidrogeológica del sistema Gavarres–Baix Ter (NE Cataluña) en base a isótopos estables. En: *Las Caras del Agua* (J. Carrera y A. Medina, Eds.). Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 1: 395-402.

Montaner, J., Solà, J. y Teixidor, N. (1995): La captación de las aguas subterráneas en el Baix Ter: efectos sobre el medio acuífero y la calidad agronómica de las aguas de riego. *Tecnología del Agua*, 135: 46-50.

Montaner, J., Solà, J., Mas-Pla, J., Teixidor, N. y Boixadera, J. (1996): Diagnóstico hidrogeológico sintético de los acuíferos aluviales del Baix Ter y Baix Fluvià. *Las aguas subterráneas en las cuencas del Ebro, Júcar e Internas de Cataluña y su papel en la planificación hidrológica. Jornadas de la AIH, Lérida:* 429-435.

Strang, G. (1976): *Linear algebra and its applications*. Academic Press. New York, 374 p.

Eficacia en la eliminación de macronutrientes de un sistema de depuración de aguas residuales urbanas mediante infiltración directa sobre el terreno (Geodepuración)

L. Moreno[1], M.A. Casermeiro[2], J.R. Quintana[2], M.A. Fernández-Jurado[1] y S. Castaño[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas, c/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. l.moreno@igme.es
2 Dpto. de Edafología, Universidad Complutense de Madrid, Plaza de Ramón y Cajal s/n, 28040 Madrid.

ABSTRACT

Direct infiltration through the soil is both an efficient and a cheap urban groundwater purification system. It is too a good alternative to the convencional methods in small towns without industrial spills. The typical efficiency of the IDT has been measured in wet climates, high residual water application rates (from 6 to 100 m/y) and filter bed with high hydraulic conductivity. The greater part of the Spanish zones in which IDT can be applied don't have the previously mentioned characteristics. In Dehesas de Guadix (Spain) it has been constructed an experimental model to check the IDT efficiency in semiarid regions (rainfall under 300 m/y) and filter bed permeability under 0.05 cm/min. After six years of experimentation, the efficiency obtained has shown to be very good for phosphorous, organic matter, DQO, sodium and potasium. However, it has been a very high addition of sulphates, calcium and nitrogen. Finally, all the nitrogen has been completely oxidized but the elimination has not surpassed the 18%.

Key words: *Geodepuration, direct infiltration, residual waste water.*

INTRODUCCIÓN

La infiltración directa sobre el terreno (IDT) es un sistema de depuración de aguas residuales urbanas que emplea como elemento activo de depuración, almacén y transmisor del agua el suelo y la zona no saturada; el acuífero subyacente, que se recarga con esta agua depurada, también participa en el proceso aunque principalmente como almacén y transmisor del fluido. Estrictamente no se produce vertido hasta que el agua alcanza el nivel freático, momento en el cual, el diseño del sistema debe garantizar la total eliminación, o degradación, de los contaminantes aportados, principalmente microbiológicos y orgánicos.

Con el fin de investigar la viabilidad de empleo y eficacia de esta metodología de depuración en lechos de capacidad de infiltración inferior a 15 cm/día y clima mediterráneo semiárido, así como su impacto sobre el medio ambiente, se diseño un modelo experimental de IDT a escala real (Moreno *et al.*, 2000) en Dehesas de Guadix (provincia de Granada) que ha estado funcionando, con una breve interrupción de 9 meses, y ha sido ampliamente monitorizado a lo largo de seis años (1996-2003). La instalación recibe todo el agua residual producida por la población de Dehesas (700 habitantes), sin industria que vierta al sistema de alcantarillado, a excepción de una chacinera cuyos residuos son en todo asimilables a un vertido urbano. Se presenta en este trabajo un resumen de los rendimientos obtenidos en la eliminación de los principales nutrientes inorgánicos (nitrógeno, fósforo, potasio, calcio y magnesio) pues suponen, en el sistema de flujo de Dehesas, un riesgo comprobado de afección, por eutrofización, de la Fuente de las Nieves, punto de surgencia del acuífero aluvial del Río Guadahortuna, que es el que se recarga con las aguas residuales depuradas.

MATERIALES Y MÉTODOS

El dispositivo experimental se encuentra descrito ampliamente en Moreno *et al.* (2002), los datos más relevante se resumen a continuación: las balsas de infiltración son dos, divididas a su vez en cuatro semibalsas, estas tienen unas dimensiones de 15 x 30 metros y una superficie útil de infiltración de 450 m^2, aunque la superficie activa es varia entre el 70 y el 80% de esa superficie pues a lo largo de la experiencia nunca ha llegado a mojarse completamente. El agua residual se aplica en ciclos de 7 días de vertido y 21 días de secado, igual en todas las épocas del año. Durante los meses de julio y agosto la mayor parte del agua residual se desvía para el riego por lo que se mantiene el vertido solo en la semibalsa que está instrumentada. La instrumentación consiste en seis cápsulas de succión de cerámica porosa colocadas entre los 15 y los 90 cm de profundidad, dos pozos con drenes horizontales de 0,5 a 3,0 metros de profundidad, cinco piezómetros uno de ellos equipado con un limnigrafo en continuo, una batería de tensiometros de succión, un captador de deposición atmósferica. Además se controla una red piezométrica, y la evolución química del agua del río y del agua residual.

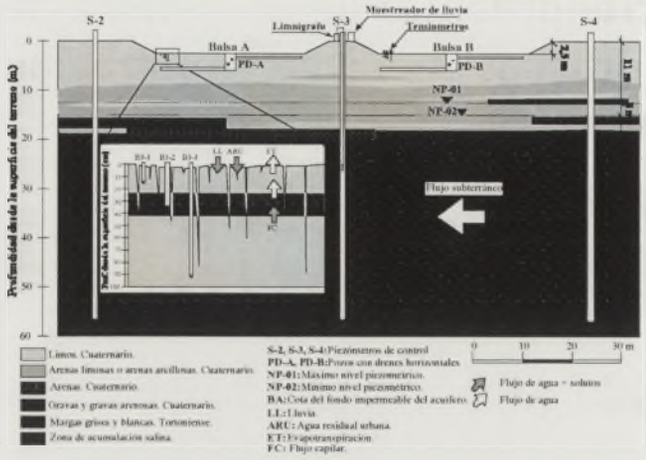


FIGURA 1. *Esquema en el que se muestra la estructura del sistema de depuración mediante IDT de Dehesas de guadix y los mecanismos de control del agua y del lecho filtrante.*

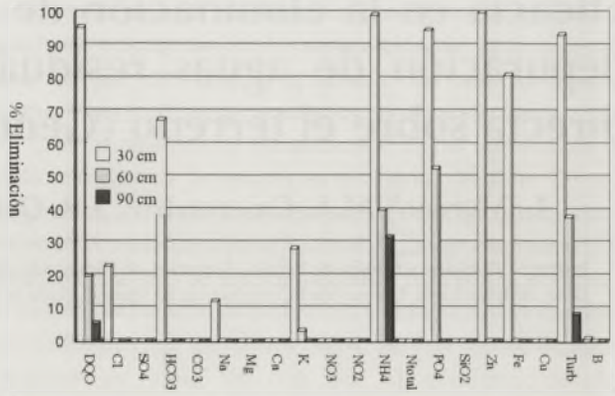


FIGURA 2. *Variación del porcentaje de eliminación de solutos con la profundidad.*

En la figura 1 se muestra un esquema representativo, en corte vertical, del sistema de balsas de Dehesas con la distribución de materiales del lecho filtrante y la disposición de los elementos de control.

Las balsas tienen una profundidad de 2 metros con el fin de ganar cota y evitar la necesidad de bombear el agua. La matriz filtrante presenta en sus nueve primeros metros, con alguna pasada decimétrica algo más arenosa, textura franco limosa con porcentajes medios de arena limo y arcilla del 5,17%, 50,75%, 44,08%, respectivamente; la fracción arcilla está constituida por calcita casi en un 50%, alrededor del 5% es dolomita, el 13% cuarzo y el resto filosilicatos, entre estos dominan las micas que se presentan en aproximadamente el 25% de la fracción fina, las esmectitas suponen alrededor del 14% y las caolinitas el 5%. Los contenidos en materia orgánica en el material original se encontraban en torno al 3% en todo el perfil hasta aproximadamente 60 cm de profundidad.

La distancia hasta el nivel freático, y por tanto el espesor de material activo desde el punto de vista de la depuración del agua, ha oscilado a lo largo de la experiencia entre los nueve y los once metros pues se ha observado una recuperación generalizada de los niveles del acuífero en el tiempo que se ha desarrollado la experiencia, sin embargo el impacto de la recarga inducida por las instalaciones de depuración ha sido tan pequeño que no se ha detectado en la evolución del piezómetro de control.

El agua antes de ser vertida es sometida a un pre-procesamiento, este ha consistido en un desarenado, desengrasado, desbaste y posterior decantación en dos balsas, durante aproximadamente 48 horas. El control del rendimiento del sistema se ha llevado a cabo a través de un balance de masas en el que se han considerado como entradas netas los solutos aportados por el agua residual, la lluvia y la deposición húmeda y seca las salidas, fundamentalmente las pérdidas a la atmósfera, se calculan por diferencia entre la materia aportada y la que atraviesa la cota de 60 centímetros, punto en el que se ha situado el nivel de cambio de fase en el que el agua del suelo pasa del estado líquido al gaseoso. Los pormenores del empleo de las técnicas de muestreo y analíticas se encuentran detallados en Moreno *et al.* (2002).

PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En la tabla 1 se muestra la composición media del agua residual generada en la población de Dehesas antes y después de haber pasado por las balsas de decantación. Sobre la superficie total del lecho filtrante se ha vertido desde el comienzo

TABLA 1. *Composición media del ARU bruta y tras haber pasado por el sistema de decantación.*

	DQO	DBO_5	S.S.	Turb.	COT	Cl	SO_4	HCO_3	CO_3	NO_3	Na	Mg	
ARU bruta	875,2	412	234	100,6	56	443	725	705	0,00	0k00	418	111	
Balsa Decantación	689,1	306	157	87	63	422	695	765	2,50	0,27	403	111	
Balsa Almacén	350,6	216	93	91,4	54	536	526	880	0,00	1,54	431	108	
	Ca	**K**	**pH**	**C.E**	NO_2	NH_4	PO_4	SiO_2	**Zn**	**Fe**	**Cu**	**B**	N_{total}
ARU bruta	209	41	7,2	3424	0,00	73,4	32,9	28,8	0,06				57,1
Balsa Decantación	211	40	7,2	3338	0,00	66,4	31,7	27,7	0,06				51,7
Balsa Almacén	211	36	7,4	3616	0,09	54,9	26,3	34,4	0,03	0,02	0,00	1,43	43,5

Todos los resultados están expresado en mg/L, salvo el pH en unidades de pH, y la conductividad eléctrica en µS/cm.
DQO = Demanda química de oxígeno. DBO = Demanda biológica de oxígeno. S.S. = Sólidos en suspensión. Turb = turbidez.
COT = Carbono orgánico total. C.E .= Conductividad eléctrica

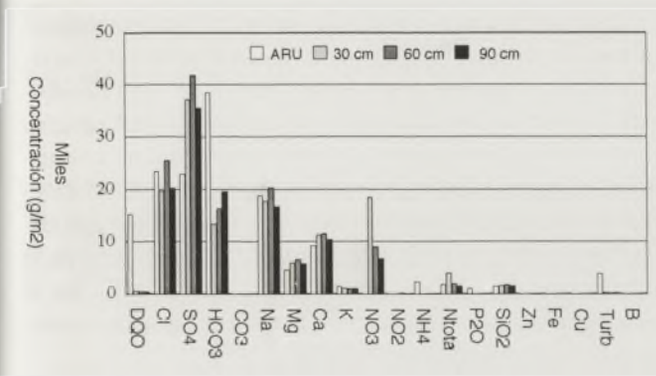


FIGURA 3. *Evolución con la profundidad de la masa de solutos vertida al lecho filtrante.*

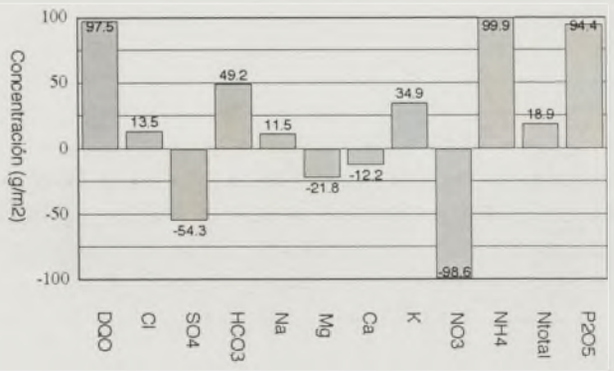


FIGURA 4. *Porcentaje de variación del contenido en solutos en el captador situado a 90 centímetros de profundidad.*

de la experiencia 74.620 m^3 de agua residual que han aportado, tabla 2, las cantidades totales de masa señaladas, en dicha tabla se han diferenciando los solutos provenientes del agua de abastecimiento a la población, que es la propia del acuífero y se capta en un pozo situado a aproximadamente 1 km aguas arriba de las instalaciones de depuración, de la aportada por los vertidos domésticos que es la que con propiedad puede ser considerada como masa añadida por el vertido.

Como se puede observar, el agua residual de Dehesas presenta una concentración de nutrientes elevada si la comparamos con valores típicos, Metcalf y Eddy (1998), a excepción del carbono orgánico total, el resto se encuentran en concentración alta o muy alta, como es el caso del amonio, el fósforo, el cloruro y los sulfatos, no obstante estos dos últimos ya presentan una concentraciones elevadas en el agua de abastecimiento en origen. Cuando el agua sufre el proceso de decantación su contenido en nutrientes desciende hasta niveles que pueden ser considerado como medios. El principal aporte de la población es la carga orgánica: DQO, DBO5, sólidos en suspensión, COT, turbidez, además de nitrito, amonio, fosfatos y boro, aunque también contribuye de forma importante con bicarbonatos y potasio. De estas especies la DQO, la DBO5, el amonio, los fosfatos, la mayor parte del boro y la turbidez son únicamente debidos al aporte de la población, por lo que su evolución a través de la zona no saturada y del acuífero son determinantes para conocer la capacidad depuradora de la zona no saturada y del acuífero.

Las balsas de decantación tienen impacto sobre el contenido en sólidos en suspensión (porcentaje medio de eliminación del 48,6%), el amonio (mayor del 20%), el carbono orgánico (6,4% de media aunque en ocasiones aumenta en cantidades que llegan al 30% debido al crecimiento de algas), la DBO y DQO muestran un comportamiento similar, con reducciones promedio que varían entre el 25 y 30%.

En conclusión, el sistema de decantación es especialmente efectivo en la eliminación de DBO5, DQO, sólidos en suspensión y amonio.

En la figura 2 se muestra, en relación con la profundidad de muestreo, el porcentaje de eliminación de solutos en el agua del suelo; la figura 3 representa la evolución en profundidad de la masa de solutos aplicada sobre el lecho filtrante, y la figura 4 el porcentaje de variación de del contenido en solutos, medido en la capsula situada a 90 cm de profundidad. En todos los casos estudiados, el mayor porcentaje de eliminación se produce en los primeros 30 cm, el sistema se muestra muy eficaz como depurador cuando los procesos implicados son la filtración mecánica, que depende fundamentalmente de la textura y estructura del lecho, y de la actividad microbiológica, que depende sobre todo del contenido en materia orgánica, nutrientes, humedad y temperatura y por tanto de las condiciones climáticas.

Los parámetros analizados, en general muestran tres comportamientos distintos. Las especies no conservativas tienden

TABLA 2. *Masa total vertida (MTV) y composición (comp), aportada por el pozo de abastecimiento, y por el agua residual para un volumen de agua palicada de 24.700 m^3.*

	(comp) agua residual (media) (g/m^3)	MTV sobre el lecho filtrante (g/m^2)	(comp) agua de abast. (g/m^3)	MTV abast (g/m^3)	MTV población (g/m^3)
DQO	331	20273	1,2	73,5	20195
DBO_5	216	13087	0,0	0	13087
S.S.	92	5620	23,3	1406	4213
COT	53	3261	2,8	166	3094
Cl	542	32785	238,2	14408	18377
SO_4	520	31469	600,4	36318	-4849
HCO_3	876	53041	284,4	17205	35836
CO_3	0,0	0,0	0,0	0	0,0
NO_3	1,9	117	41,1	2487	-2370
Na	431	26097	207,8	12571	13525
Mg	107	6521	86,0	5202	1319
Ca	210	12720	170,8	10331	2388
K	35	2117	9,1	549	1568
NO_2	0,1	5,2	0,0	0,3	4,8
NH_4	55	3353	0,0	0,1	3353
PO_4	26	1581	0,0	0,4	1580
SiO_2	34	2112	26,5	1605	506
Zn	0,0	1,8	0,0	0,5	1,2
Fe	0,0	1,3	0,0	0,6	0,8
Cu	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
B	1,4	86,6	0,4	22,5	64,1
N_{total}	41	2510	9,1	548	1961

a disminuir su concentración con la profundidad debido a procesos de eliminación activa (adsorción, precipitación, degradación bacteriana) este es el caso de la DQO (97,6%), la turbidez (97,0%), el pH, los nitratos, el nitrógeno total, los fosfatos (94,8%) y el potasio. La DQO disminuye como consecuencia de la rápida mineralización de la materia orgánica, dado que el pull bacteriano del suelo es muy activo, especialmente en los primeros centímetros. La turbidez disminuye principalmente como consecuencia del filtrado mecánico.

Por último el pH va siendo cada vez menos alcalino, esto se debe fundamentalmente a la formación de ácido carbónico procedente del CO_2 producido en la respiración bacteriana. El amonio se volatiliza en los primeros cm del suelo o se une al complejo de cambio lo que produce un descenso apreciable de esa especia y del nitrógeno total. El fósforo precipita como fosfatos de calcio en los primeros centímetros del suelo y el potasio porque es retenido por el complejo de cambio.

El segundo comportamiento observado es la concentración en torno a 60 cm de profundidad. Este es el caso del cloruro, sulfato, boro, sodio y magnesio. En esta zona se encuentra el límite de la parte del suelo afectada por la evapotranspiración (franja de flujo nulo) quedando concentradas las sales.

El tercer tipo de comportamiento es el que experimentan los bicarbonatos pues aumentan en profundidad, debido no solo a la disolución de calcita, sino también a la actividad de la materia orgánica que produce CO_2, baja el pH y el medio se va acidificando.

Por último, el calcio y el nitrito presentan un comportamiento diferente a los descritos. El calcio va disminuyendo pero mas sutilmente que otros iones, además muestra una gran dispersión en sus valores, especialmente a 60 cm, esto es debido a tres procesos simultáneos: disolución de sulfato, equilibrio de los carbonatos y producción de CO_2. El nitrito aparece sólo en algunas ocasiones en la solución del suelo y presenta muchas valores anómalos pues encuentra ligado a los cambios de las condiciones oxidantes y reductoras del suelo que varían rápidamente.

Respecto del nitrógeno, se consigue una oxidación total del amonio a nitrato, que es la forma de nitrógeno más inocua en el agua subterránea. De esta forma el amonio se elimina prácticamente en su totalidad (99,9%) al oxidarse a nitrato.

Comparando con los rendimientos descritos en otras experiencias (Leach y Enfield, 1983; Nema *et al.*, 2001), la eliminación de fósforo es sensiblemente superior a lo considerado como normal, en el caso de la turbidez también se obtienen rendimientos superiores, es tan solo en el caso del nitrógeno donde se obtienen rendimientos menores

CONCLUSIONES

Tras más de seis años de explotación y control exhaustivo, de las instalaciones de Dehesas, se puede afirmar que la depuración de efluentes primarios en ambientes semiáridos mediante IDT no solo es posible técnicamente sino que muestra un rendimiento satisfactorio y un mínimo impacto ambiental, aunque, debido a las bajas tasas de aplicación de agua residual, inferior a 80 m^3/día, la recarga del acuífero no puede considerarse significativa.

Los cálculos se han realizado en base a los datos obtenidos en un captador de solución de suelo situado a 90 cm de profundidad, quedando al menos 8 metros de zona no saturada activa por debajo de este. El rendimiento del proceso de depuración es variable según la especie química considerada: la eliminación de la materia en suspensión (96,85%) o en general de elementos formes es óptimo debido a la eficacia del suelo como filtro mecánico. El rendimiento en la eliminación de fósforo llega al 94,5% lo que dificulta la aparición de fenómenos de eutrofización de las aguas superficiales relacionadas con el acuífero.

La eliminación del carbono orgánico disuelto, de la DBO_5 y de la DQO (97,5%) también puede ser considerados óptimos. El rendimiento en la eliminación de nitrógeno ha sido del 18,9% por debajo de los típicos de esta técnica que suele llegar a rondar el 50%, aunque la oxidación del amonio ha sido total.

La zona de máxima afección se reduce a los primeros 60 cm de suelo, hasta donde llegan las grietas de retracción de las arcillas.

Aún cuando los niveles de depuración alcanzados y previsibles den lugar a agua de alta calidad es conveniente evitar el empleo como receptoras de los vertidos, de aquellas formaciones que son o puedan ser empleadas para el abastecimiento humano.

AGRADECIMIENTOS

La presente publicación se ha realizado en el marco del proyecto REM 2001039HID, financiado por IGME, y la CICYT. Agradecemos especialmente al departamento de Edafología de la Facultad de Farmacia de la Universidad Complutense de Madrid las facilidades para el uso del laboratorio de edafología y la técnica de cromatografía iónica.

REFERENCIAS

Leach L.E. y Enfield C.G. (1983): Nitrogen control in domestic wastewater rapid infiltration systems. *Journal of Water Pollution Control Federation*, 55(9): 1150-1157.

Metcalf & Eddy, Inc. (1998): *Ingeniería sanitaria: tratamiento, evacuación y reutilización de aguas residuales.* Labor, S.A., Barcelona, 969 p.

Moreno, L., López, J.A., Rubio, J.C. y Murillo, J.M. (2000): El terreno como depurador natural y almacén estratégico en la reutilización de aguas residuales urbanas. *Tecnoambiente*, 98-99: 61-66.

Moreno, L., Fernández, M.A., Rubio, J.C., Calaforra, J.M., López, J.A., Beas, J. y Alcaín, G. (2002): *La depuración de aguas residuales urbanas de pequeñas poblaciones mediante infiltración directa en el terreno. Fundamentos y casos prácticos.* Serie Hidrogeología y aguas Subterráneas. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 167 p.

Nema, P., Ojha, C.S.P., Kumar, A. y Khanna, P. (2001): Techno-economic evaluation of soil-aquifer treatment using primary effluent al Ahmedabad, India. *Water Science and Technology*, 35(9): 2179-2190.

Características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas vertientes a la Ría de Huelva

M. Olías[1], C. Cánovas[2], J.C. Cerón[1] y J.M. Nieto[3]

1 Dpto. de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus 'El Carmen', 21071 Huelva. manuel.olias@dgyp.uhu.es, ceron@uhu.es
2 Servicios Centrales de I+D, Universidad de Huelva, Edificio Marie Curie, Campus 'El Carmen', 21071 Huelva. carlos.ruiz@dgeo.uhu.es
3 Dpto. de Geología, Universidad de Huelva, Campus 'El Carmen', 21071 Huelva. jmnieto@uhu.es

ABSTRACT

There exist two main aquifers which waters flow to the Ría of Huelva, the Ayamonte-Huelva and the Almonte-Marismas aquifers. In this work the distribution of physical-chemical parameters and majority ions in thesem two aquifers are studied. In the Ayamonte-Huelva aquifer pH and electrical conductivity of water are slightly higher than in the Almonte-Marismas aquifer, probably due to the greater abundance in the former of fine-grained minerals and a longer water-rock contact, although exist several points at the North with low salinity. In the Almonte-Marismas aquifer there are two groups of wells. The first group situated on sands, has sodium-chloride waters and low pH (approximately 5.5) and electrical conductivity (below 1 mS/cm). The second group of wells, located on sandy silts, presents higher pH and electrical conductivy and calcium-bicarbonate or mixed type of water.

Key words: *hydrochemistry, groundwater, Ría of Huelva, Almonte-Marismas aquifer, Ayamonte-Huelva aquifer.*

INTRODUCCIÓN

Debido a la intensa minería de sulfuros desarrollada históricamente en sus cuencas, los ríos Tinto y Odiel transportan enormes cantidades de metales hasta la Ría de Huelva. Además existe otro importante foco de contaminación de la Ría, las industrias del Polo Químico de Huelva. No obstante, el estado de la Ría de Huelva está mejorando en los últimos años debido, sobretodo, a un mayor control en los efluentes industriales.

En este contexto se ha realizado una investigación de la calidad de los principales acuíferos cuyas aguas fluyen hacia la Ría de Huelva. En este trabajo se caracteriza la distribución de los parámetros físico-químicos y componentes mayoritarios del agua.

MARCO HIDROGEOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra en la parte baja de la Depresión del Guadalquivir, limitada al norte por los afloramientos de los materiales paleozoicos de la meseta que siguen una dirección aproximada ENE-OSO. El relleno sedimentario de la cuenca lo constituyen fundamentalmente materiales de origen marino, a excepción de los depósitos finales que son fluvio-marinos, fluviales o eólicos debido a la continentalización de la Depresión desde finales del Plioceno.

Los principales acuíferos cuyas aguas fluyen hacia la Ría de Huelva son (Fig. 1): al oeste, el acuífero Ayamonte-Huelva y, al este, el acuífero Almonte-Marismas. No se ha tenido en cuenta en este estudio otro pequeño acuífero, el de Niebla-Posadas que aflora al norte de la Ría y que está confinado bajo los depósitos arcillosos de la marisma.

El acuífero Ayamonte-Huelva corresponde a la unidad hidrogeológica 04.12 de la cuenca del Guadiana. Se extiende entre el río Odiel y el río Guadiana; tiene una longitud de unos 40 km, una anchura entre 5 y 27 km y una superficie de 676 km^2 (González, 1986). En este sistema se distinguen dos niveles permeables bien diferenciados: 1) Unidad inferior confinada constituida por conglomerados, calcarenitas y arenas del Mioceno superior, con una potencia media de una decena de metros, y 2) Formación hidrogeológica superior, constituida por sedimentos muy heterogéneos, que incluyen depósitos de glacis, aluviales, terrazas, eólicos y de playas, con una potencia media de unos 20 m. Las entradas al sistema son fundamentalmente la infiltración de las precipitaciones y de la escorrentía superficial generada en su borde norte y, en menor medida, el retorno de riego. Las salidas se producen por bombeos y, de forma natural, a ríos, marismas y al Océano Atlántico (ITGE-Junta de Andalucía, 1998). Este acuífero presenta problemas de salinización por intrusión marina en el sector Lepe-Ayamonte (fuera de la zona de nuestro estudio), donde también se tienen los mayores problemas por contaminación agrícola (Grande, 1995).

El acuífero Almonte-Marismas ocupa una superficie cercana a 2400 km^2 que, en su mayor parte pertenecen a la cuenca del Guadalquivir. La zona de este acuífero cuyas aguas fluyen

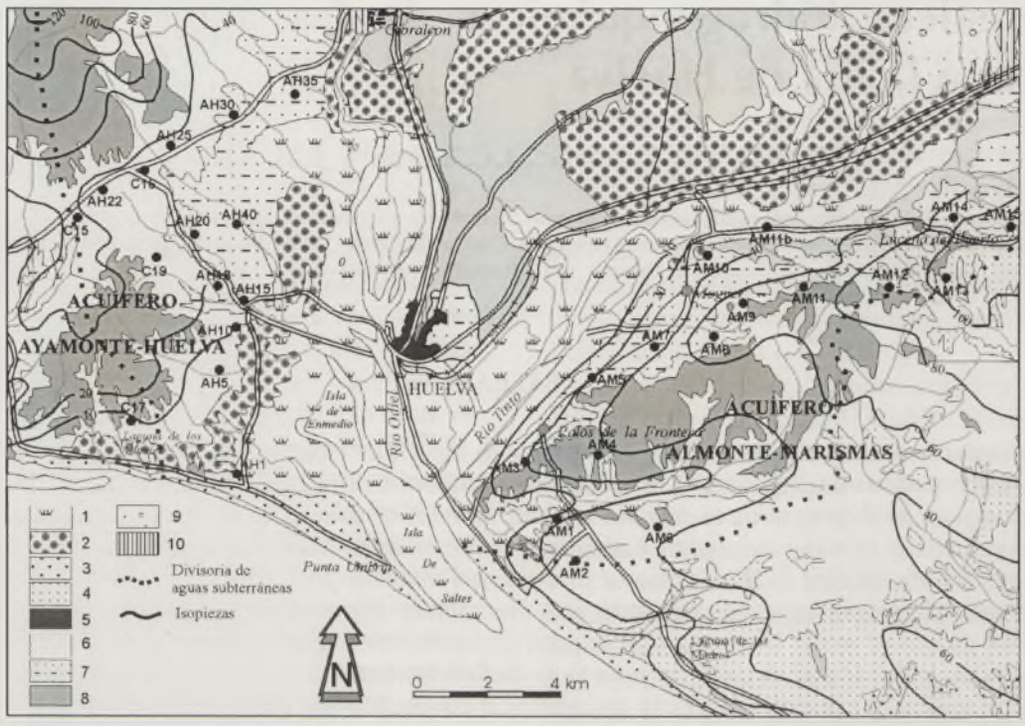


FIGURA 1. *Mapa hidrogeológico del entorno de la Ría de Huelva, piezometría de los acuíferos estudiados y situación de los puntos de muestreo (Leyenda: 1:Marisma, 2:Terrazas, 3:Playas y dunas actuales, 4: Arenas finas eólicas, 5:Glacis, 6:Arenas, 7:Limos arenosos calcáreos, 8:Margas, 9:Conglomerados y calcarenitas, 10: Rocas impermeables paleozoicas).*

hacia la Ría de Huelva constituye la unidad hidrogeológica 04.14 de la cuenca del Guadiana. Este sistema acuífero es muy conocido porque en su parte suroriental se localiza el Parque Nacional de Doñana y por ello existe una amplia bibliografía de este sistema. Sin embargo, el sector occidental del acuífero que nos ocupa apenas ha sido objeto de investigación. La base impermeable del acuífero está constituida por margas azules del Tortoniense superior-Plioceno inferior, que afloran al norte del sistema y se van hundiendo progresivamente hacia el SE, por lo que la potencia del acuífero aumenta en esta dirección. En el sector occidental el acuífero está constituido por la llamada unidad deltaica, integrada por arenas, limos y gravas, y la unidad eólica, constituida por arenas finas muy homogéneas (Salvany y Custodio, 1995). La recarga del acuífero se produce fundamentalmente a partir de la infiltración de las precipitaciones; las salidas se producen por bombeos, flujo subterráneo hacia el río Tinto y la Ría de Huelva y hacia el Océano Atlántico.

METODOLOGÍA

En mayo de 2003 se realizó un muestreo de agua subterránea en la zona de los acuíferos que descargan hacia la Ría de Huelva (Fig. 1). Los puntos controlados, representativos de cada acuífero, corresponden en su mayor parte a pozos de gran diámetro y sondeos privados que son explotados habitualmente. En el acuífero Ayamonte-Huelva, además, se han utilizado varios piezómetros perforados por la Confederación Hidrográfica del Guadiana.

En campo se determinaron los siguientes parámetros: temperatura, pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto y potencial redox (este último sólo en el acuífero Almonte-Marismas). En cada punto se tomaron dos muestras en botes de polietilieno que fueron filtradas (0,45 mm) y conservadas en frío; la muestra para el análisis de cationes fue acidificada hasta pH menor de 2 con ácido nítrico suprapuro.

Los análisis químicos de las muestras se realizaron en los Servicios Centrales de I+D de la Universidad de Huelva. La de cationes se realizó mediante un espectrómetro de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (OES-ICP), marca Jobin Yvon (JY ULTIMA 2). Los estándares multielementales de calibración fueron realizados a partir de patrones individuales certificados (SCP SCIENCE). La determinación de aniones (excepto bicarbonatos) se realizó mediante cromatografía líquida de alta resolución (HPLC), con un cromatógrafo iónico marca Dionex DX-120 con columna AS 9-HC de 4 x 250 mm y membrana supresora ASRS-ULTRA de 4 mm. La determinación de bicarbonatos, dentro de las 24 horas siguientes a la toma de muestra, fue realizada por triplicado mediante valoración volumétrica con HCl 0,01 N, utilizando verde de bromocresol como indicador.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 1 se expone un resumen de los resultados obtenidos para cada acuífero. En la figuras 2 y 3 se muestran los diagramas de Piper para las muestras de los acuíferos Ayamonte-Huelva y Almonte-Marismas, respectivamente.

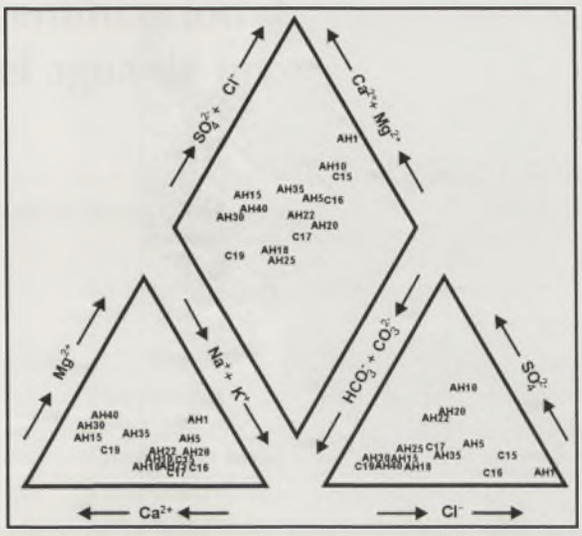


FIGURA 2. *Diagrama de Piper de las muestras del acuífero Ayamonte-Huelva.*

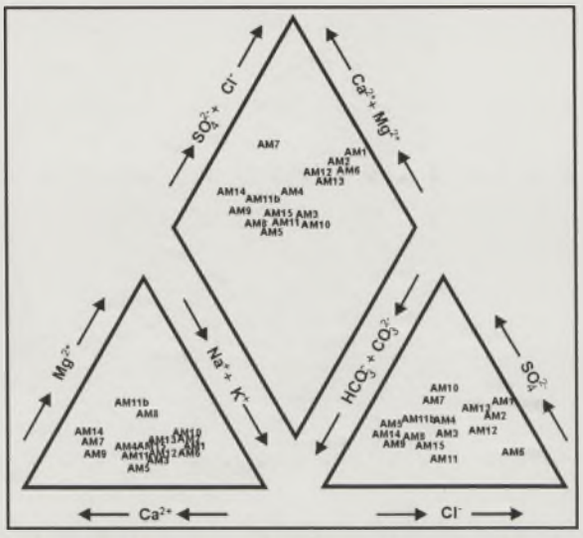


FIGURA 3. *Diagrama de Piper de las muestras del acuífero Almonte-Marismas.*

En el acuífero Ayamonte-Huelva se han muestreado dos sondeos con características peculiares. El sondeo AH1, situado al sur y colindante con la marisma, presenta una facies clorurada sódica (Fig. 2) con una salinidad próxima a la del agua de mar (conductividad eléctrica de 29,6 mS/cm), lo que indica que debe captar una capa de agua congénitas situada bajo la Ría. Este punto no se ha incluido en la tabla 1 porque debido a su elevada salinidad tiene un gran peso y desvirtúa los resultados medios. Por otra parte el sondeo C19 tiene una elevada concentración de bicarbonatos (Fig. 2) y presenta características reductoras con fuerte olor a sulfhídrico, color oscuro y una elevadísima concentración de amonio (60,7 mg/l) y nitritos (4,58 mg/l). Este sondeo está ranurado entre los 58 y 63 m de profundidad y debe captar una capa con un elevado contenido en materia orgánica.

Existen algunas diferencias significativas entre ambos acuíferos, así el acuífero Almonte-Marismas presenta valores ligeramente más bajos de pH y conductividad eléctrica y mayores concentraciones de oxígeno disuelto en el agua (Tabla 1). Esto puede deberse a que el acuífero Ayamonte-Huelva es un sistema multicapa y algunos de los puntos de control captan el acuífero confinado, en el que el tiempo de residencia del agua debe ser mayor, consumiéndose el oxígeno disuelto y aumentando la salinidad y el pH debido a la hidrólisis de minerales. Además en el acuífero Almonte-Marismas abundan más las arenas silíceas, menos reactivas.

En el acuífero Ayamonte-Huelva los valores más frecuentes de la conductividad eléctrica se sitúan por encima de 1 mS/cm (Fig. 4), aunque existe un sector al norte de menor conductividad. Por otro lado en algunos puntos se superan los 2 mS/cm (AH1, AH5 y C15).

En el acuífero Almonte-Marismas, la conductividad eléctrica es mayor de 1 mS/cm en la franja cercana al río Tinto (Fig. 4). En esta zona afloran limos arenosos calcáreos que aportan de una forma natural una mayor salinidad al agua. A medida que nos alejamos del río Tinto y llegamos a la zona de arenas la conductividad eléctrica desciende, llegando en ocasiones a ser menor de 0,2 mS/cm (punto AM15). Existe un

TABLA 1. *Resumen de los resultados obtenidos en ambos acuíferos.*

		ACUÍFERO AYAMONTE-HUELVA					ACUÍFERO ALMONTE-MARISMAS				
		Media	Mínimo	Máximo	Desviac. estándar	Coefic. variac.	Media	Mínimo	Máximo	Desviac. estándar	Coefic. variac.
Temp	ºC	20,9	18,7	23,1	1,4	7%	19,3	17,2	22,0	1,4	7%
C.E.	mS/cm	0,98	0,19	2,86	0,84	86%	0,82	0,17	1,41	0,43	52%
pH		6,96	5,96	7,79	0,45	6%	6,58	5,40	7,92	0,80	12%
Eh	mV						232	173	342	46	20%
Ox. disuelto	%	45%	13%	90%	21%	46%	66%	34%	107%	23%	35%
Ox. disuelto	mg/l	4,0	1,2	7,9	1,8	45%	6,1	3,2	10,1	2,2	36%
Ca	mg/l	72,1	10,6	244,6	65,5	91%	66,2	7,0	193,6	56,0	85%
Mg	mg/l	25,9	3,8	85,8	25,2	97%	25,2	3,5	59,4	17,3	69%
Na	mg/l	124,8	19,3	520,9	163,2	131%	72,5	12,3	183,2	53,7	74%
K	mg/l	4,4	1,4	14,2	3,6	82%	12,4	0,8	100,5	25,2	204%
HCO_3	mg/l	243,8	46,6	681,6	178,0	73%	183,8	13,6	415,5	152,8	83%
SO_4	mg/l	92,5	0,0	339,4	108,3	117%	120,7	17,0	308,4	92,9	77%
Cl	mg/l	155,0	22,1	694,6	216,7	140%	83,8	19,5	226,9	52,6	63%

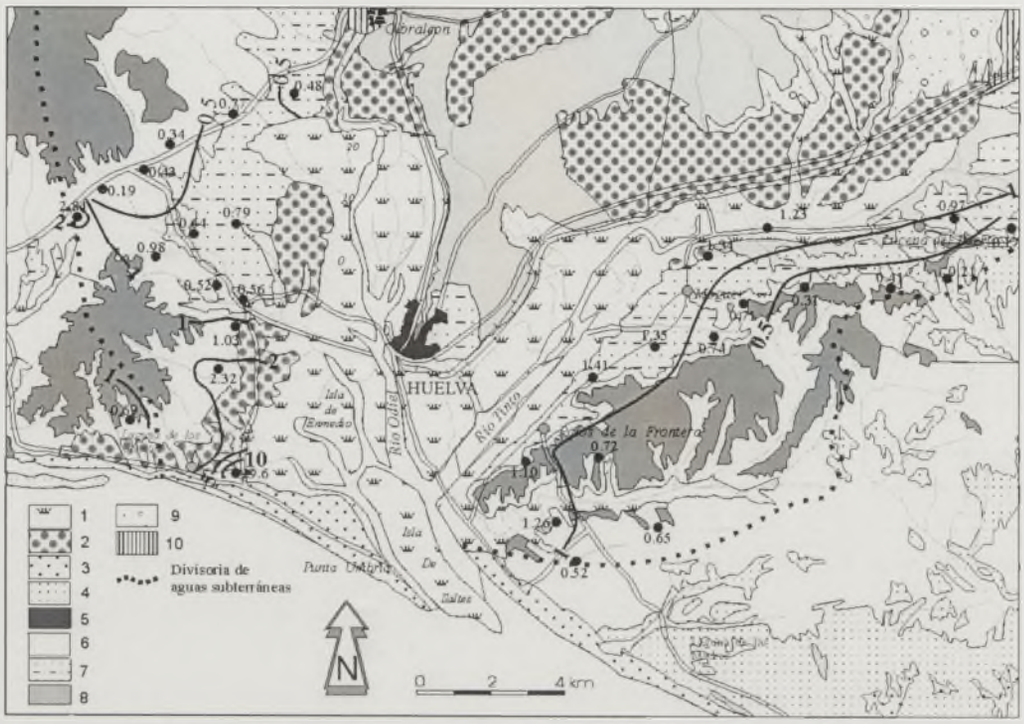


FIGURA 4. *Distribución espacial de la conductividad eléctrica (en mS/cm) en los acuíferos del entorno de la Ría de Huelva (Leyenda en figura 1).*

sondeo (el AM1) situado en las proximidades del Arroyo Estero Domingo Rubio en una zona de arenas y con una conductividad eléctrica mayor (1,26 mS/cm), que probablemente es debido a la influencia de aguas de mayor salinidad de la Ría. El pH muestra una distribución parecida a la conductividad eléctrica debido a que en la franja más próxima al río Tinto afloran los limos arenosos calcáreos, y la disolución de los minerales carbonatados que contienen aporta salinidad al agua al mismo tiempo que eleva el pH. Hacia el interior, en la zona más arenosa, las aguas son cloruradas sódicas (Fig. 3) con pH menores, llegando incluso frecuentemente a valores en torno a 5,5 (próximos al pH del agua de lluvia).

CONCLUSIONES

Las características hidroquímicas de las aguas subterráneas del entorno de la Ría de Huelva están condicionadas por la litología de los materiales atravesados por los pozos o sondeos junto a las condiciones hidrodinámicas del acuífero. Así en el acuífero Almonte-Marismas se diferencias dos zonas dependiendo si los materiales que afloran son limos o arenas. En el primer caso los valores de conductividad eléctrica y pH son mayores y las aguas tienden a ser más bicarbonatadas cálcicas. Si los puntos acuíferos se encuentran sobre arenas eólicas, muy poco reactivas, las muestras son más cloruradas sódicas, con menores valores de salinidad y pH.

En el acuífero Ayamonte-Huelva la situación es más complicada debido a que se trata de un sistema multicapa; los valores medios de pH y conductividad eléctrica son mayores que en el acuífero Almonte-Marismas debido a la mayor abundancia de sedimentos finos y al mayor tiempo de residencia en el acuífero confinado. También se reconoce un sector de menor conductividad situado al norte, condiciones reductoras en algunos puntos por la presencia de materia orgánica y capas de elevada salinidad bajo la marisma de la Ría de Huelva.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio de Investigación "Evaluación del aporte de contaminantes a la Ría de Huelva", financiado por la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Gonzalez, A. (1986): *Hidrogeología de la región suroccidental de la provincia de Huelva.* Tesis doctoral, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, 493 p.

Grande, J.A. (1995): *Contaminación de aguas subterráneas en el sector costero occidental de Huelva.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Huelva, 341 p.

ITGE-Junta de Andalucía (1998): *Atlas Hidrogeológico de Andalucía.* Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, 215 p.

Salvany, J.M. y Custodio, E. (1995): Características litoestratigráficas de los depósitos plio-cuaternarios del bajo Guadalquivir en el área de Doñana: implicaciones hidrogeológicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 8 (1-2): 21-31.

Identificación de los procesos implicados en la composición química del agua de una pequeña fluencia mediante análisis factorial

M.L. Rodríguez Blanco, M.M. Taboada Castro y M.T. Taboada Castro

Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, Campus de A Zapateira, 15071 A Coruña. mariluzr@udc.es, teresat@udc.es

ABSTRACT

This project is aimed at evaluating the effect of natural and pollution processes on the contents of ions Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, Cl^-, NO_3^- and SO_4^{2-} in a spring water in the granitic massif of A Coruña. To make this possible it has been carried out the study of the relationship of the aforementioned inorganic ions out of 36 water samples taken from the spring in question.
The factorial analysis applied to the previous ions reveals that the Na+ and SO_4^{2-} concentrations have higher factorial charges in the 1 and 3 factors respectively. Factors 1 and 2 on the one hand, and 3 on the other, show more effect due to natural processes and antropic activities respectively. The factorial analysis results indicate that the Na^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^- and K^{+} levels are caused mainly by natural sources, whereas Cl^- and NO_3^- are due to both natural and pollution reasons. Finally, SO_4^{2-} is related to pollution phenomena.

Key words: *major ions, spring, granitic massif, factorial charges.*

INTRODUCCIÓN

En la composición de las aguas subterráneas intervienen múltiples factores constituyendo las aportaciones de sales solubles por parte de los distintos tipos de rocas uno de los más importantes. Pueden apuntarse también las condiciones climáticas, la composición del agua de recarga, el tiempo de contacto, longitud de recorrido, la permeabilidad, el grado de aireación, etc. Por último, las actividades antrópicas, especialmente en los últimos tiempos, contribuyen de una manera importante a modificar la composición natural de las aguas, al introducir sustancias contaminantes en el medio hidrogeológico. Así, Farinan *et al.* (1994) indican que la mayor proporción de las aguas degradadas en el mundo se debe a la acción humana.

En España los problemas de contaminación de aguas subterráneas son importantes. Según indicaciones del Ministerio de Medio Ambiente (2000), 275 unidades hidrogeológicas (63%) presentan grados importantes de contaminación, existiendo 115 unidades (26%) con concentraciones muy altas de contaminantes. Entre las actividades que contaminan el mayor número de unidades hidrológicas destacan los vertidos urbanos, la agricultura y ganadería.

Los estudios llevados a cabo en el seno de la Comunidad gallega acerca de los recursos subterráneos, ponen de manifiesto la existencia de elevadas concentraciones de compuestos nitrogenados en las aguas, constituyendo los efluentes domésticos junto con el abonado orgánico dos causas fundamentales de contaminación de las aguas en Galicia (Díaz-Fierros, 2000; Soriano y Samper, 2000).También se han encontrado indicios de contaminación nitrogenada en el manantial objeto de estudio, (Rodríguez Blanco *et al.*, 2003 a y b).

En este trabajo con objeto de poder determinar los factores que condicionan la composición química del agua de este pequeño manantial se ha empleado el análisis factorial, el cual ha sido verificado útil en la interpretación de datos hidrogeológicos (Dawdy y Feth, 1967; Ashley y Lloyd, 1978).

ÁREA DE ESTUDIO

El enclave en que se encuentra la fluencia pertenece a los Montes de A Zapateira, localizados en la zona más elevada del macizo granítico de A Coruña. Las características del área de estudio se describieron con detalle en los trabajos citados anteriormente de modo que en el presente se realiza una breve síntesis. El sustrato geológico corresponde a una granodiorita tardía, caracterizada por un elevado contenido de SiO_2 y Al_2O_3 con predominio de K_2O sobre Na_2O y escasez de Ca^{2+} (Galán Arias *et al.*, 1981). Desde el punto de vista hidrogeológico son rocas de baja permeabilidad, de modo que las posibilidades de acumulación de agua se reducen a las zonas de fractura (Galán Arias *et al.*, 1981)

Los puntos de muestreo se localizan en una ladera dedicada a monte de eucaliptos y matorral principalmente, aunque últimamente la zona está experimentando un impacto a consecuencia de la expansión del área urbanística y escolar.

MÉTODOS DE ESTUDIO

El estudio se efectúa en base a los resultados extraídos del análisis completo de 36 muestras de agua, reco-

TABLA 1. *Matriz de correlación de los constituyentes químicos de las muestras de agua.*

	CE	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
CE	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
pH	-0,12	1	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3^-	0,377*	-0,414*	1	—	—	—	—	—	—	—
SO_4^{2-}	0,009	0,19	-0,488**	1	—	—	—	—	—	—
Cl^-	0,139	0,267	0,142	-0,007	1	—	—	—	—	—
NO_3^-	0,808**	-0,297	0,458**	-0,018	0,189	1	—	—	—	—
Na^+	0,402*	-0,05	0,502**	-0,465**	0,331*	0,216	1	—	—	—
K^+	0,043	-0,480*	0,382*	-0,082	-0,066	0,420*	-0,213	1	—	—
Ca^{2+}	0,378*	-0,214	0,487**	-0,429**	0,144	0,318	0,516**	0,429**	1	
Mg^{2+}	0,033	0,265	-0,005	0,166	-0,158	-0,123	-0,146	-0,184	0,086	1

* La correlación es significativa al nivel 0,05% (bilateral).
** La correlación es significativa al nivel 0,01% (bilateral).

gidas entre el 6 de mayo y el 15 de julio del 2002, en una fluencia de reducido caudal ubicada en las inmediaciones de la ciudad de A Coruña (Rodríguez Blanco *et al.*, 2003a)

Las muestras se han tomado manualmente en dos puntos próximos (P1 y P2). P2 corresponde al manantial propiamente dicho. A partir de este punto el agua fluye superficialmente ladera abajo durante unos 50 m, lugar en el que se sitúa el punto P1.

La recolección de las muestras se ha efectuado en frascos PET (*polyethylene terephtalate*). Los iones objeto de estudio han sido Ca^{2+}, Na^+, HCO_3^-, K^+, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} y Mg^{2+}. A excepción de los dos últimos, los elementos han sido determinados mediante la utilización de la Sonda Multiparamétrica Hydrion-10, un instrumento analítico basado en el empleo de electrodos selectivos, que permite realizar análisis simultáneos en aguas de una serie de parámetros fisicoquímicos de una forma más rápida y económica que los métodos convencionales, según se ha comprobado en Taboada *et al.* (2000). Tras la filtración de las aguas (0,45 micras), la determinación de SO_4^{2-} y Mg^{2+} se ha efectuado mediante Electroforesis Capilar y Espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inducido respectivamente. Además de los iones, se determinaron pH y CE con la Sonda Multiparamétrica.

Se ha aplicado el análisis factorial a los resultados de los iones analizados para conocer la posible contribución de la meteorización química y de los efectos antrópicos sobre la composición química del agua. En primer lugar, se realizó la matriz de correlación, que permite obtener las relaciones entre los iones analizados en las muestras de agua. A continuación, se ha efectuado el análisis factorial siguiendo el método de extracción denominado "componentes principales", el cual asume que es posible explicar el 100% de la varianza observada. El primero de los componentes será el que explique la mayor varianza y así sucesivamente con los restantes componentes. Los análisis estadísticos se han realizado con el programa SPSS (v.11.0).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La composición química del agua subterránea, caracterizada por los componentes inorgánicos Ca^{2+}, Na^+, HCO_3^-, K^+, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} y Mg^{2+}, es el resultado de la meteorización química natural y de la influencia atmosférica y antrópica. La concentración de cada elemento procede de 2 contribuciones parciales, una relacionada con los fenómenos de meteorización y otra relacionada con la contaminación. El análisis factorial se ha aplicado con objeto de distinguir las contribuciones parciales.

En la tabla 1 se muestra la matriz de correlación, para las 10 variables estudiadas. Se observa una marcada correlación positiva entre los nitratos y la conductividad eléctrica (r = 0,808). Por otra parte, es de destacar la notable correlación entre los bicarbonatos con el sodio y calcio (r = 0,502 y 0,487 respectivamente) y con los nitratos (r = 0,458). Por último, se observa cierta relación negativa de los sulfatos con el sodio y calcio (r = -0,465 y –0,429 respectivamente) y con los bicarbonatos (r = -0,448).

Las variables para los factores analizados fueron Ca^{2+}, Na^+, HCO_3^-, K^+, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} y Mg^{2+}. Se extrajeron 3 factores para representar estadísticamente la influencia sobre la composición química del agua.

Los resultados del análisis factorial (Tabla 2), basado en los tres factores más significantes, indican que estos factores explican aproximadamente el 72% de la varianza total. La varianza explicada es de 38,188% para el primer factor, 20,005% para el segundo y 14,191% para el tercero. Las comunalidades de las variables, que pueden explicar el grado de varianza de las variables por los tres factores, son más elevadas que 0,60, salvo para HCO_3^- y Cl^- en cuyos casos, el modelo solo es capaz de reproducir el 59 y 58,2% de sus varianzas originales respectivamente.

La tabla 2 muestra que las variables Na^+, HCO_3^-, Ca^{2+}, Cl^-, NO_3^- y K^+ tienen una carga factorial positiva en el factor 1 y que el Mg^{2+} tiene una importante carga en el factor 2. El factor de carga de los SO_4^{2-} muestra un valor positivo

TABLA 2. *Resultados de los principales factores analizados. Todas las variables en mg/l..*

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Comunalidades
Na^+	0,783	0,459	$4,68*10^{-2}$	0,826
HCO_3^-	0,764	$5,91*10^{-2}$	$-5,5*10^{-2}$	0,590
Ca^{2+}	0,753	0,343	0,104	0,696
Cl^-	0,539	0,109	0,528	0,582
NO_3^-	0,521	-0,502	0,479	0,752
K^+	0,412	-0,797	$-7,49*10^{-2}$	0,811
Mg^{2+}	-0,469	0,564	0,394	0,693
SO_4^{2-}	-0,581	-0,228	0,672	0,841
% Var. explicada	38,188	20,005	14,191	—
% Var. acumulada	38,188	58,193	72,384	—

en el factor 3. Los tres factores con distintas cargas indican que intervienen tres contribuciones distintas en la composición química del agua de la fluencia. El Na^+ y SO_4^{2-} presentan las cargas más elevadas en el factor 1 y en el factor 2 respectivamente.

Por lo general, el nitrato no procede de una fuente litológica y es introducido en las aguas subterráneas por fuentes atmosféricas y contaminación. Se asume que el factor 1 y 2 son indicativos de procesos naturales, mientras el factor 3 se relaciona con fenómenos de contaminación. Los iones NO_3^- y Cl^- tienen carga tanto en el factor 1 como 3, con una razón variable, indicando que tanto los procesos naturales como las fuentes contaminantes contribuyen a incorporarlos al agua. En la figura 1, se representa la posición de las variables con respecto a los distintos factores.

Estos resultados indican, por una parte, que el grado de mineralización de las aguas está marcado fundamentalmente por procesos de meteorización, y por otra, sugieren la existencia de fenómenos de contaminación con aporte de nitratos y sulfatos, como pone de manifiesto el hecho de presentar concentraciones de ambos iones muy por encima de los valores encontrados comúnmente en las aguas subterráneas de Galicia.

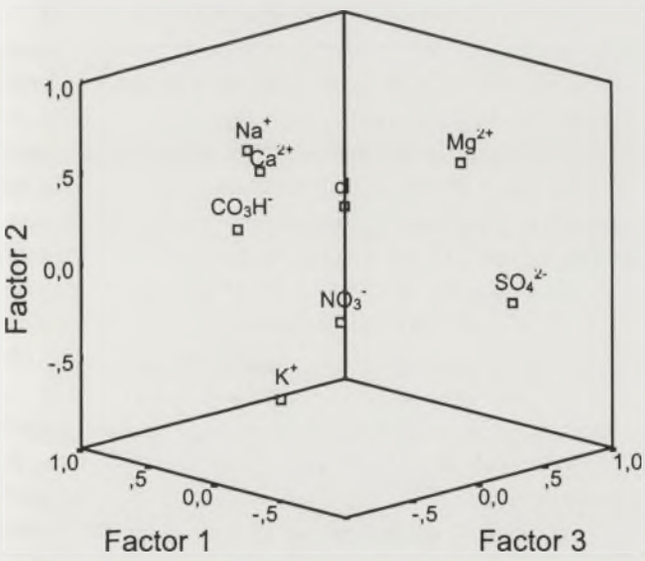


FIGURA 1. *Distribución de las variables entre los factores extraídos por el análisis factorial.*

CONCLUSIONES

La composición química del agua objeto de estudio está determinada principalmente por la meteorización química aunque se ve influenciada por los fenómenos de contaminación, especialmente los contenidos de sulfatos.

Los resultados del análisis factorial indican que los niveles de Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^- y K^+ derivan principalmente de fuentes naturales mientras que las concentraciones de Cl^- y NO_3^- provienen tanto de procesos naturales como de contaminación.

REFERENCIAS

Ashley, R.P. y Lloyd, J.W. (1978): An example of the use of factor analysis and cluster analysis in groundwater chemistry interpretation. *Journal of Hydrology,* 39: 355-364.

Dawdy, D.R. y Feth, J.H. (1967): Application of factor analysis in study of chemistry of groundwater quality, Mojaveriver Valley. California. *Water Resources Research*, 3 (2): 505-510.

Díaz-Fierros, F. (2000): Contaminación de las aguas subterráneas por actividades agropecuarias en el noroeste de España. En: *Las aguas subterráneas en el Noroeste de la Península Ibérica.* (J. Samper, T. Leitão, L. Fernández y L. Ribeiro, Eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 281-293.

Farinan, J.A., Adeleke, B.B. y Oderinde, R.A. (1994): *Forcados Terminal Integrated Projects: Baseline Ecological Studies*. Commissioned by Shell Petroleum Development Company of Nigeria (SPDC), 110 p.

Galán Arias, I., Aldaya Valverde, F. y Ruiz Arias, F. (1981): Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000. Hoja 45 (Betanzos). Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 34 p.

Ministerio de Medio Ambiente (2000): *Libro Blanco del Agua en España*. Secretaría General Técnica, Centro de Publicaciones Madrid, 637 p.

Rodríguez Blanco, M.L., Taboada Castro, M.M. y Taboada Castro, M.T. (2003 a): Caracterización hidroquímica de un pequeño manantial del macizo granítico de A Coruña (NW España). *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 28: 285-300.

Rodríguez Blanco, M.L., Taboada Castro, M.M. y Taboada Castro, M.T. (2003 b): Evaluación de la calidad química del agua de un pequeño manantial del macizo granítico de A Coruña (NW España). *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 28: 301-310.

Soriano Hoyuelos, G. y Samper Calvete, J. (2000): Calidad de las aguas subterráneas y su contaminación por aguas residuales y residuos ganaderos: Resultados en la Cuenca del Valiñas (A Coruña, España). En: *Las aguas subterráneas en el noroeste de la Península Ibérica*. (J. Samper, T. Leitão, L. Fernández y L. Ribeiro, Eds.). Instituto Geológico y Minero de España: 309-316.

Taboada Castro, T., Diéguez, A., López, B. y Paz-González, A. (2000): Comparison of Conventional Water Testing Methods with Ion-Selective Electrodes Technique for NO_3^-, Cl^-, Ca^{2+}, K^+ and Na^+. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 31 (11-14): 1993-2005.

Estudio de la calidad sanitaria del agua de un manantial del área periurbana de A Coruña

M.L. Rodríguez Blanco, M.M. Taboada Castro y M.T. Taboada Castro

Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, Campus de A Zapateira, 15071 A Coruña, España. mariluzr@udc.es, teresat@udc.es

ABSTRACT

In this paper it is presented the global evolution of the chemical quality of a spring located in the Campus of A Zapateira, on the outskirts of A Coruña. In order to do so it was carried out the follow-up of a series of physical chemical parameters analyzed in the water samples taken from that spring from February to December 2002. The results were compared with the parameter figures of Spanish and European current legislature regarding drinking water. In general terms and taking into account the available data, the water analysed shows good quality, nevertheless, the amonium contents in some samples have a higher concentration than the reference levels. Likewise, it could be observed that the contents of nitrate ion are quite high, although they do not exceed those levels and they may be caused by specific leaks from the septic tanks of the households next to the spring.

Key words: *chemical quality, spring, outskirts A Coruña.*

INTRODUCCIÓN

La composición química del agua viene determinada por la calidad y naturaleza de las sustancias que contiene. La calidad natural puede ser modificada básicamente por la acción del hombre. La calidad no depende solo de su composición, sino también del uso al cual se destine. Mientras la composición química en un instante y lugar determinado es única, la calidad puede ser múltiple y no queda perfectamente definida hasta que el uso concreto a que se destine el agua no queda especificado (IGME, 1985). Así, podemos hablar de calidad para riego, para uso recreativo, para consumo humano, para empleo industrial, etc.

La pérdida de calidad de las aguas tiene lugar como consecuencia de procesos contaminantes, especialmente los derivados de la acción antrópica, que ocasionan la mayor proporción de las aguas degradas (Farinan *et al*., 1994). En Galicia, es bien conocido que las aguas subterráneas en términos generales son de buena calidad, en comparación con el resto de las aguas de la Península, sin embargo ya han comenzado los problemas derivados de altas concentraciones de productos nitrogenados en las aguas subterráneas, a consecuencia de deficiencias en las redes de saneamiento y de manera especial del uso intensivo de fertilizantes orgánicos en la agricultura.

El objetivo primordial con el que se inició este trabajo radica en la evaluación comparativa de la calidad del agua de un manantial de la zona periurbana de A Coruña con los valores paramétricos de la vigente legislación estatal y europea para aguas de consumo humano, atendiendo a la "Directiva del Consejo 98/89/CE de 3 de noviembre de 1998". El análisis comparativo de los datos obtenidos permitirá comprobar si los parámetros analizados cumplen los criterios de calidad del agua de consumo humano en caso de ser usada para este fin.

El manantial se localiza en la zona de A Zapateira, es decir, en las inmediaciones de la ciudad de A Coruña, en el noroeste de la comunidad gallega. Esta zona, ha recibido una transformación importante en los últimos años, a consecuencia de la ubicación en el área de diversos complejos escolares y numerosas urbanizaciones ajardinadas. Los estudios precedentes (Rodríguez Blanco, 2003; Rodríguez Blanco *et al*., 2003) llevados a cabo en el seno del manantial, lo caracterizan por una mineralización débil, pH ácido y dominado por las facies cloruro-sulfatada sódico-cálcica y ponen de manifiesto la existencia de un paulatino empeoramiento en la calidad química de las aguas a consecuencia de la rápida urbanización de la zona.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para la realización de este estudio se estableció un plan de recogida de muestras durante el período comprendido entre febrero y diciembre de 2002. Se tomaron de forma manual un total de 81 muestras. En cada una de las muestras se llevaron a cabo los siguientes análisis: temperatura, pH, nitrato, amonio, cloruro, sulfato, sodio, calcio, potasio, magnesio, aluminio, hierro, zinc y manganeso. En la determinación del pH así como de los iones cloruro, nitrato, amonio, sodio, potasio y calcio se empleó la Sonda Multiparamétrica Hydrion-10, la determinación de los sulfatos se realizó mediante electroforesis capilar mientras que los metales y el magnesio se determina por ICP-MS. Es preciso anotar que solo se dispone de datos de amonio en el período comprendido entre el 6 de mayo y el 15 de julio.

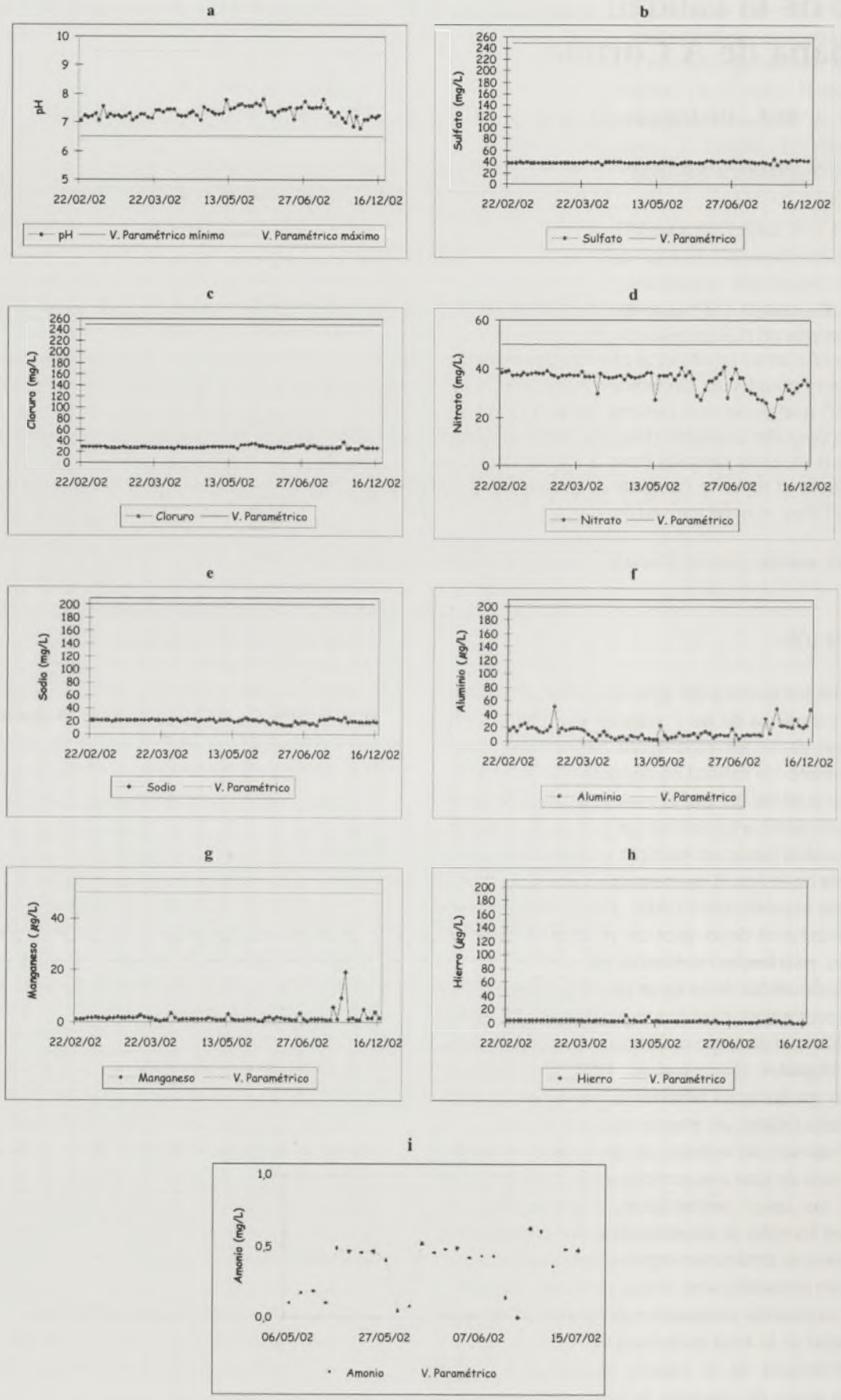


FIGURA 1. *Evolución temporal de la concentración y valor paramétrico de pH (a), sulfato (b), cloruro (c), nitrato (d), sodio (e), aluminio (f), manganeso (g), hierro (h) y amonio (i) para el período de estudio.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la figura 1 puede observarse la variación temporal de algunos iones en el transcurso del período muestreado, indicando en cada caso el valor paramétrico definido por el vigente Real Decreto 140/2003 de 7 de febrero, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano (BOE 45, 21 febrero). La evolución de los elementos analizados que no presentan valores paramétricos en la mencionada legislación se puede contemplar en Rodríguez Blanco (2003).

La evolución temporal de los datos de pH registrados, muestran un incremento paulatino hasta la estación estival y una tendencia al descenso con la llegada de las lluvias otoñales. Una tendencia semejante la presentaron los iones nitrato y sulfato, salvo que en otoño se acrecientan las concentraciones de ambos elementos en el agua objeto de estudio. Una posible explicación para un mayor contenido de ambos elementos en la estación lluviosa podría buscarse en los fenómenos de lixiviación desde la superficie. De hecho, las deposiciones superficiales constituyen la fuente principal de sulfatos a las aguas naturales. Los contenidos en nitrato del agua estudiada, se aproximan a los referidos en los distintos estudios de aguas subterráneas llevados a cabo en la comunidad, que estiman la existencia de una contaminación incipiente por nitrato.

Respecto a los metales estudiados, lo primero que se advierte es una gran diferencia entre los contenidos de aluminio y el resto de metales estudiados. Por otra parte este presenta diversas fluctuaciones a lo largo de la campaña, con aparición de picos que no siempre están relacionados con el incremento de las precipitaciones. Por contra, el hierro y el manganeso (este último aparece en la gráfica a diferente escala) se mantienen mucho más uniformes, especialmente el primero. El movimiento de los metales está determinado en gran medida por el pH, pues controla las reacciones de sorción- desorción; las reacciones de precipitación y solubilización, la disminución de pH incrementa la movilidad de los metales; así se ha observado que el aluminio y manganeso que se relacionan positivamente entre ambos mantienen relaciones inversas con el pH.

La presencia de ión amonio en las aguas, es considerado un índice de contaminación reciente y peligrosa, de modo que los escasos datos de amonio de los que se dispone, advierten de un fenómeno de contaminación en el agua. Al mismo tiempo la variabilidad presentada de este elemento nos podría llevar a conclusiones erróneas si el muestreo fuera mucho más estacionado y se enmascararan los valores elevados de dicho parámetro.

Se observa que la mayor parte de las muestras de agua analizadas son potables desde el punto de vista inorgánico para la práctica totalidad de los parámetros estudiados, sin embargo en un 64% de las muestras en las que se determinó amonio, este se encuentra en concentraciones próximas a las designadas como valor paramétrico por la legislación y un 12% de las mismas superan la citada concentración. Estas concentraciones de amonio junto con los contenidos en nitrato, sin exceder estos los límites reglamentarios, ponen de manifiesto la existencia de algún foco de contaminación, que debido a las características de la zona de estudio podría atribuirse principalmente a escapes de los pozos sépticos de las viviendas unifamiliares presentes en la zona puesto que un origen agrícola es bastante improbable en la zona, debido a la escasez de terrenos agrícolas en las inmediaciones del lugar objeto de estudio.

Si se hubieran tenido en cuenta los criterios de Mueller y Helsel (1996), que admiten que las aguas con contenidos en nitrato superiores a 2 mg/l se pueden considerar ya contaminadas por acción antropogénicas, o los de Madison y Brunet (1985) que consideran contenidos superiores a 3 mg/l como indicativos de acciones humanas, se podría decir que el manantial se encuentra contaminado por acción antrópica.

En resumen, los resultados denotan que los caracteres fisicoquímicos fueron uniformes, con pH ligeramente alcalinos. Las sustancias indicadoras analizadas, a excepción del amonio en algunas muestras, se mantuvieron por debajo de los límites establecidos en la legislación vigente. En consecuencia, las aguas examinadas se ajustan globalmente a la composición fisicoquímica fijada por la legislación vigente en materia de aguas de consumo público, a excepción, como se ha dicho anteriormente, de las muestras que presentan concentraciones de amonio por encima del valor fijado.

CONCLUSIONES

Los resultados del muestreo efectuado en el transcurso de febrero a diciembre de 2002 ponen de manifiesto que la calidad del agua del manantial es buena desde un punto de vista inorgánico para el consumo humano, salvo en algunas muestras en que se detecta una concentración por encima del valor paramétrico de amonio. Las concentraciones de amonio y nitrato, muy próximas a los respectivos valores paramétricos, advierten de una posible contaminación ligada a fugas de pozos sépticos. Esta contaminación podía reducirse e incluso eliminarse con un adecuado diseño y mantenimiento de los pozos sépticos y de la red de saneamiento

REFERENCIAS

Farinan, J.A., Adeleke, B.B. y Oderinde, R.A. (1994): *Forcados Terminal Integrated Projects: Baseline Ecological Studies*. Commissioned by Shell Petroleum Development Company of Nigeria (SPDC), 110 p.

IGME (1985): *Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España.* Informe de Síntesis. Ministerio de Industria y Tecnología, Tomo I: 281 p.

Madison, R.J. y Brunett, J.O. (1985): Overview of the ocurrence of nitrate in groundwater of the United States. En: *National Water Summary 1984-Hydrologic events, selected water quality trends, and groundwater resources*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper: 93-105.

Mueller, D.K. y Helsel, D.R. (1996): *Nutrients in the Nation's-too much of a good thing?* U.S. Geological Survey, Circular 1136, 24 p.

Rodríguez Blanco, M.L. (2003): *Evaluación del contenido iónico de un manantial de una zona periurbana*. Tesis de licenciatura, Univ. de A Coruña, 152 p.

Rodríguez Blanco, M.L., Taboada Castro, M.M. y Taboada Castro, M.T. (2003): Caracterización hidroquímica de un pequeño manantial del macizo granítico de A Coruña (NW España). *Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 28: 285-300.

Consideraciones sobre la evolución hidrogeoquímica de las aguas superficiales en el río Andarax (Almería)

F. Sánchez-Martos, A. Pulido-Bosch, A. Vallejos Izquierdo, J. Gisbert Gallego y A. Fernández Cortés

Dpto. de Hidrogeología y Química Analítica, Universidad de Almería, Campus Universitario, 04120 Almería. fmartos@ual.es

ABSTRACT

The Andarax river is located in the Southeast of Spain and is characterized by the variability of its flow, which is dependent upon the rainfall regime of the area. Its catchement area display a very diverse lithology and is characterized by a highly complex tectonics. This paper presents a study of the chemical composition of the surface waters of the Andarax river over an annual cycle. The relationship between ground water and surface waters using a hydrogeochemical methodology is analysed. The ground water-surface water interactions were found to be more intense in two areas: to the North of Almócita and at North of Santa Fe. North of Almócita local discharges of good quality water arise, which leads to the chemical stabilization of the surface water. In this stretch, electrical conductivity, temperature and ion concentrations are constant, and lower than at adjacent sampling points. At North of Santa Fe a contrasting effect is observed with an increase in salinity and seasonal variability. Concentrations of chloride and sulphate become elevated, and there is a marked increase in salinity, especially during low flow periods when the majority of the surface flow derives from groundwater drainage.

Key words: *Ground water/surface water interactions, hydrochemistry, Andarax.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Andarax se extiende entre las sierras de Gádor y Nevada con una tectónica muy compleja y amplia diversidad litológica (Fig. 1). En las estribaciones de Sierra Nevada afloran mayoritariamente materiales metapelíticos: micasquistos y cuarcitas fundamentalmente. En la vertiente de Sierra de Gádor los materiales son mayoritariamente calizodolomíticos y localmente aparecen algunos niveles filíticos. A lo largo del área central del valle afloran depósitos postorogénicos, con una amplia diversidad: calizas arrecifales y calcarenitas que afloran mayoritariamente en el borde de Sierra de Gádor. Junto a estos niveles yace una formación miocena de naturaleza margosa con intercalaciones arenosas y algunos niveles de yeso; discordante sobre estos materiales se dispone una formación regresiva de edad pliocena y carácter más detrítico compuesta por niveles conglomeráticos, arenas y limos arenosos que se extiende mayoritariamente entre el río Nacimiento y la rambla de Tabernas. Sobre estos materiales se desarrolla una serie de formaciones detríticas cuaternarias de reducido espesor y gran extensión superficial, especialmente en áreas cercanas al cauce del río (Voermans *et al.*, 1983 a y b).

La morfología de la cuenca está condicionada por la distribución de materiales. Las elevaciones más significativas corresponden a las unidades preorogénicas mientras que los materiales postorogénicos se extienden a lo largo del área central del valle. El cauce del río se encaja ligeramente sobre el glacis cuaternario en la zona de Laujar-Fondón y partir de este punto se encaja fuertemente. Aguas abajo los afluentes de más entidad se sitúan en el margen izquierdo: río Nacimiento, rambla de Gérgal y rambla de Tabernas.

Su caudal posee una gran variabilidad interanual, las aportaciones medias se han estimado entre 15-19 hm^3/año (Carrasco *et al.*, 1988), aunque pero durante el periodo 1982-1992 oscilan entre valores de 2.6 y 43,3 hm^3/año (Sánchez Martos, 1997). El río únicamente presenta circu-

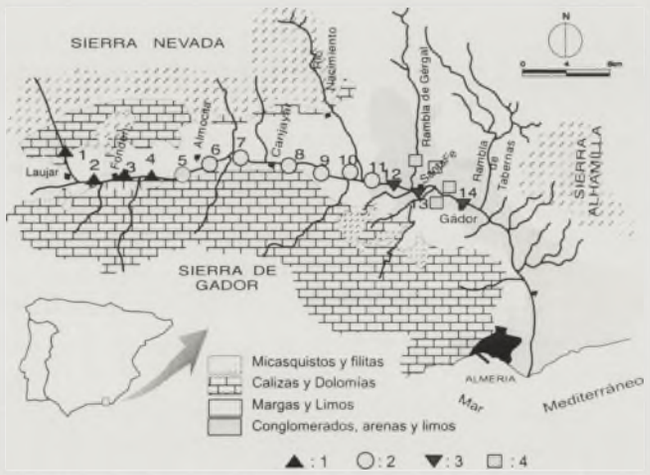


FIGURA 1. *Esquema geológico de la cuenca del río Andarax donde se sitúan los puntos de muestreo de aguas superficiales (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área final) y de aguas subterráneas (4).*

TABLA 1. *Parámetros estadísticos básicos de los resultados analíticos correspondientes a las aguas superficiales en el río Andarax (Temp.: temperatura ºC, Cond. Conductividad eléctrica µS·cm^{-1}; contenidos iónicos en mg·l^{-1}).*

Parámetros	Temp.	Cond.	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO4	NO3	HCO3
Máximo	18.9	1594	75	19	135	208	90	634	21.8	427
Mínimo	2.5	113	2.2	0	9	30	1.8	14	0	132
Media	11.4	781.2	22.2	6.9	50.2	105.7	27.5	244.7	10.4	268.4
Des. Estd.	3.2	388.1	20.1	5.6	33.6	46.9	25.9	184.2	5.8	74.8

lación superficial en Canjáyar durante el periodo Octubre-Junio, y los caudales mensuales máximos se producen en Febrero, Abril y Mayo lo que refleja un cierto régimen nival, como consecuencia de las precipitaciones sólidas que se producen en las cumbres de Sierra Nevada y Sierra de Gádor (Martín-Vivaldi, 1991).

En este trabajo se caracterizan desde el punto de vista químico las aguas superficiales del río Andarax, analizando la evolución de su salinidad; además, se hacen consideraciones sobre la evolución hidrogeoquímica, resaltando la influencia de las aguas subterráneas sobre la dinámica hidrológica y el quimismo de las aguas superficiales, especialmente en su tramo final en el área de Santa Fe.

DATOS

El muestreo de aguas superficiales se ha realizado en 14 puntos distribuidos a lo largo del cauce, en un tramo de 35 km de longitud comprendido entre Laujar y Gádor, donde el río mantiene un caudal superficial. Sobre estos puntos se han realizado cuatro muestreos durante un ciclo anual. Un resumen estadístico de los 52 datos se muestra en la tabla 1.

Las aguas superficiales experimentan un incremento continuado en su mineralización a lo largo de su recorrido y los valores de conductividad eléctrica oscilan desde 100-200 µS·cm^{-1} en la cabecera hasta valores ligeramente superiores a 1.700 µS·cm^{-1} en los últimos puntos con circulación superficial (área de Santa Fe–Gádor). La evolución espacial de este parámetro (Fig. 2) permite distinguir tres sectores: el primero (puntos 1-4) corresponde a la depresión de Laujar–Fondón donde el agua muestra un rápido incremento de conductividad, hasta alcanzar casi 700 µS·cm^{-1}; el segundo tramo (puntos 5-11) presenta un descenso en el punto numero 5 (500 µS·cm^{-1}) con los valores más bajos de su entorno, iniciando un aumento gradual hasta alcanzar algo más de 1.000 µS·cm^{-1}. En este punto se mantienen muy constantes los valores a lo largo de los diferentes muestreos. En el último tramo (punto 12-14) se produce un notable aumento en la conductividad, incluso se duplican los valores en el muestreo efectuado en verano.

La distribución longitudinal de los contenidos iónicos muestra una evolución similar a la identificada mediante la conductividad eléctrica. Los contenidos en SO_4^{2-} y Cl^- poseen una gran similitud y presentan un notable incremento a partir del punto número 11, alcanzando los máximos valores en el punto número 12. En cuanto a los cationes, el Ca^{2+} alcanza los valores más altos (200 mg·l^{-1}) ya que presenta un incremento muy constante a lo largo del río. Los iones Mg^{2+} y Na^+ muestran una disposición semejante a la comentada anteriormente para los iones Cl^- y SO_4^{2-}, aumentando su contenido especialmente a partir del punto número 11.

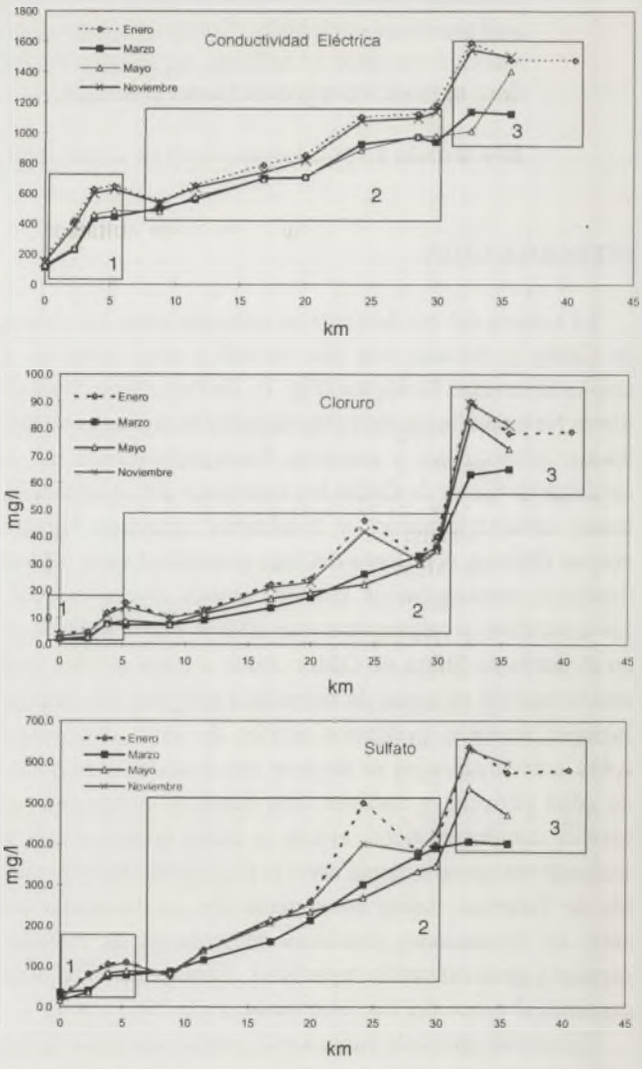


FIGURA 2. *Evolución longitudinal de la conductividad eléctrica, Cl^- y SO_4^{2-} de la aguas superficiales, donde se han señalado los tres sectores definidos a lo largo del texto (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área final).*

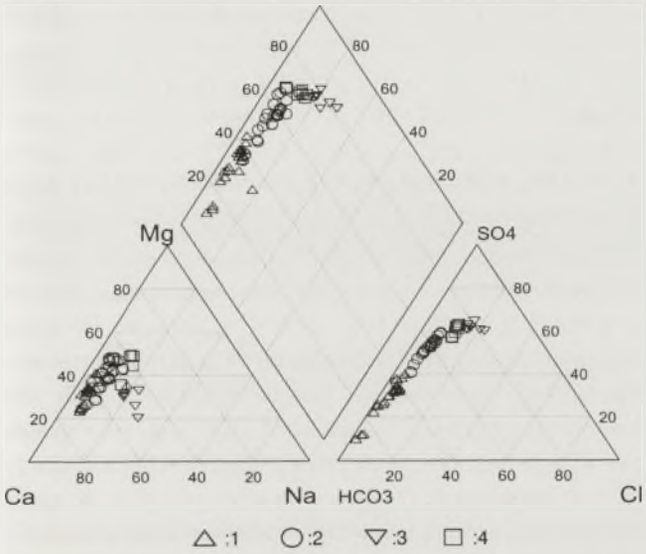


FIGURA 3. *Diagrama de Piper de las aguas superficiales donde se han separado los grupos señalados en el texto (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área final).*

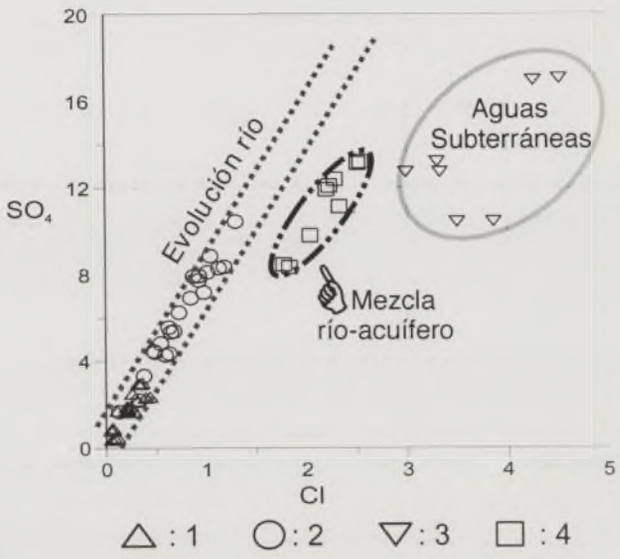


FIGURA 4. *Distribución de los contenidos en Cl^- con respecto a los contenidos en SO_4^{2-} donde se han separado los grupos señalados en el texto, correspondientes a las aguas superficiales (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área final) y a las aguas subterráneas (4).*

El aumento de la salinidad de las aguas superficiales a largo de la río se ajusta a una evolución sulfatada (Fig. 3). En el área de cabecera las aguas tienen facies bicarbonatada-cálcica, en el área central, aguas arriba de la confluencia río Andarax- río Nacimiento, evolucionan hasta sulfatadas o sulfatadas-bicarbonatadas cálcicas o magnésicas y en el tramo final la facies predominante es sulfatada mixta.

DISCUSIÓN

El modelo de enriquecimiento salino de las aguas superficiales corresponde a una evolución sulfatada, puesta de manifiesto por la distribución de facies identificada mediante el diagrama de Piper y el incremento del contenido en SO_4^{2-} que alcanza los mayores valores en los puntos situados en el tramo final. Esta evolución no se produce de un modo gradual, sino que existen algunas variaciones significativas de diferente signo.

En el sector de cabecera entre los puntos 1 y 4, las aguas tienen baja salinidad pero experimentan un rápido incremento en la conductividad de las aguas hasta casi 700 $\mu S \cdot cm^{-1}$ como consecuencia del aumento del contenido en SO_4^{2-} y Cl^-. Este aumento se ve alterado puesto que en el punto de muestreo siguiente (nº 5) la conductividad del agua y los contenidos iónicos son muy estables y disminuyen con respecto a los puntos situados aguas arriba, especialmente en el muestreo efectuado en septiembre, cuando el caudal es más bajo (Fig. 2). En el tramo comprendido entre Fondón y Almócita el río discurre en contacto directo con los materiales carbonatados de Sierra de Gádor, los cuales descargan subterráneamente de forma más o menos difusa hacia el río. Las aguas del acuífero carbonatado tienen baja salinidad y su temperatura es más estable que la de las aguas superficiales, por lo tanto esta alimentación subterránea puede favorecer la disminución de la salinidad que experimentan las aguas superficiales en el punto nº 5. En este sentido ha de considerarse que la temperatura de las aguas en este punto es siempre más elevada que en los puntos más cercanos.

En el tramo final del río, entre los puntos 12 y 14, la situación es contraria a la anterior: la conductividad se eleva notablemente, presenta un amplio rango de variación y se alcanzan altos contenidos en SO_4^{2-} y en Cl^- (Fig. 2). Para analizar más detalladamente esta anomalía sobre el modelo general se ha representado la relación entre los iones Cl^- y SO_4^{2-} (Fig. 4). En los puntos situados aguas arriba de la confluencia río Andarax-río Nacimiento estos dos iones muestran una relación directa, que puede considerarse representativa del modelo de enriquecimiento salino de las aguas superficiales del río Andarax En el área final, al sur de la confluencia río Andarax – río Nacimiento, la relación entre las dos variables es diferente, ya que la relación SO_4^{2-}/Cl^- disminuye con respecto a los puntos situados aguas arriba en las áreas de cabecera y central. Por lo tanto, en el área final debe existir algún proceso que favorece el aumento del Cl^- con respecto a los SO_4^{2-} lo que provoca una evolución diferente el resto de los puntos. Esta tendencia clorurada en los puntos del tramo final se hace patente al considerar tres aniones en el diagrama triangular de la figura 5, donde la evolución de las aguas superficiales en el área de cabecera y el área central se observa con claridad y supone una disminución del porcentaje en HCO_3^- con incremento semejante del porcentaje en Cl^- y SO_4^{2-}. En el área final la evolución química es diferente y supone un descenso del porcentaje en HCO_3^- y paulatino aumento del porcentaje en Cl^-, manteniendo constante la proporción en SO_4^{2-}.

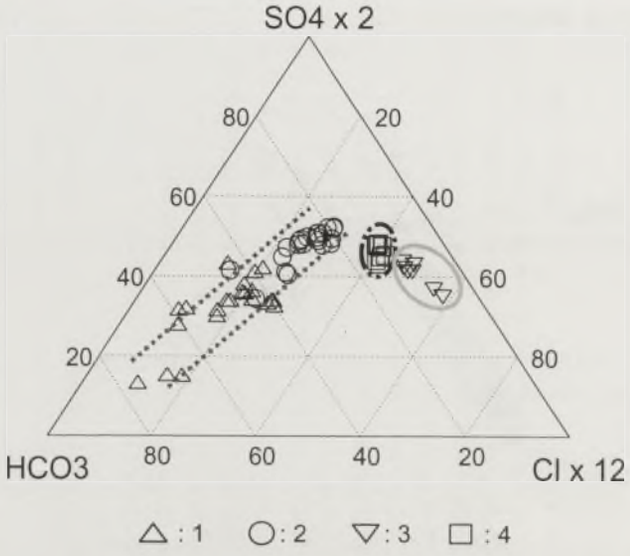


FIGURA 5. *Diagrama triangular HCO_3^- - SO_4^{2-} x 2- Cl^- x 12 donde se han separado los grupos señalados en el texto correspondientes a las aguas superficiales (1: área de cabecera, 2: área central, 3: área final y a las aguas subterráneas (4).*

Las aguas superficiales del área final se disponen ligeramente separadas de la tendencia general característica de todo el río, tal y como se observa en las figuras 4 y 5. En estas figuras se han representado los datos de 6 puntos acuíferos del acuífero detrítico (ver situación en la figura 1) y puede observase que las aguas superficiales correspondientes al área final se ajustan a la mezcla entre las aguas subterráneas y aguas superficiales. De manera que la influencia de esta descarga subterránea en el área final del río, al norte de Santa Fe, condiciona notablemente el incremento de la salinidad de las aguas superficiales, que presenta una ligera influencia clorurada que se superpone sobre en la evolución general que presentan las aguas del río Andarax al considerar todos los puntos.

CONSIDERACIONES FINALES

El estudio del quimismo de las aguas superficiales a lo largo del cauce del río Andarax ha permitido caracterizar químicamente sus aguas y efectuar una serie de consideraciones sobre la relación aguas superficiales-aguas subterráneas. Esta interrelación favorece la diversidad hidroquímica de las aguas superficiales que poseen un amplio rango de salinidad (100 $mg \cdot l^{-1}$ en el área de cabecera y 2200 $mg \cdot l^{-1}$ en el tramo final) y diferentes tipos facies hdroquímicas: desde bicarbonatada cálcica hasta facies sulfatada mixta.

El efecto de las aguas subterráneas sobre la dinámica superficial del río Andarax es más intenso en dos puntos, área de Almócita y al norte de Santa Fe. Entre Fondón y Almócita el cauce discurre en contacto directo con los materiales carbonatados de Sierra de Gádor, lo que hace posible la descarga subterránea, con aguas de buena calidad, hacía el río. Esta descarga supone una homogeneización del quimismo del agua, reflejado por la constancia en los valores de conductividad eléctrica y las concentraciones iónicas en el punto 5. En el tramo final, al norte de Santa Fe, las aguas alcanzan los mayores contenidos en Cl^- y SO_4^{2-} e incrementos más significativos en el periodo de estiaje, cuando una gran parte del caudal de circulación superficial corresponde con el drenaje subterráneo. En esta zona existe una descarga difusa que mantiene durante todo el año un flujo de aguas superficiales, y se produce aumento en los contenidos en Cl^- relacionado con la naturaleza de los materiales (margas de edad Mioceno) que se extienden en el tramo final del valle y sobre los que se asientan los depósitos aluviales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos 280602/PI/08 (Fundación Instituto Euromediterráneo de Hidrotecnia) y del proyecto REN2002-04517-C02-01 del MCYT. Agradecemos las correcciones del Dr. Fermín Villaroya y del Comité Editorial que han servido para mejorar la calidad final del trabajo.

REFERENCIAS

Carrasco, A. y Martín, G. (1988): Hidrogeología de los acuíferos del valle del Andarax (Almería). En *Tecnología sobre la Intrusión en Acuíferos Costeros. TIAC'88* (R. Fernández Rubio, J.A. López Gaeta y G. Ramos González, Eds.), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, II: 37-67.

Martín-Vivaldi y Caballero, M.E. (1991): *Estudio Hidrográfico de la "Cuenca Sur" de España*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 271 p.

Sánchez Martos, F. (1997): *Estudio hidrogeoquímico del Bajo Andarax (Almería)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 290 p.

Voermans, F.M. y Baena, J. (1983a): *Mapa Geológico de España Escala 1:50.000, Hoja nº 1045 (Almería)*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 52 p.

Voermans, F.M. y Baena, J. (1983b): *Mapa Geológico de España Escala 1:50.000, Hoja nº 1043 (Alhama de Almería)*, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 40 p.

Estudio hidrogeoquímico del sistema kárstico de la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias)

S. Sanchez-Moral[1], J.C. Cañaveras[2], J. Lario[3], S. Cuezva[1] y V. Soler[4]

1 Dpto. de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. ssmilk@mncn.csic.es
2 Dpto. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, 03080 Alicante.
3 Dpto. Ingeniería Geológica Minera, Facultad Ciencias Medio Ambiente, Universidad Castilla La Mancha, 45071 Toledo.
4 Instituto de Productos Naturales y Agrobiología, CSIC, Avda. Astrofísico Fco. Sánchez s/n, 38205 La Laguna (Tenerife).

ABSTRACT

Geochemical characteristics of karstic water in Tito Bustillo Cave are the result of two main types of recharge: authigenic recharge via percolating and infiltrating water through conduits and fractures, and allogenic-authigenic recharge via San Miguel river that sinks (Gorgocera ponor) into the karst system. The chemical composition of San Miguel river reflects that its drainage basin is located both on siliceous (shale and sandstones) and calcareous lithologies; likewise, the influence of tides is also present. By means of geochemistry modelling it has been proven that water chemical composition in the area of Tito Bustillo cave reflect a double influence: (1) 60% of discharge of groundwater by mean of springs and (2) 40% of water coming from the headstream.

Key words: *karst, hydrochemistry, cultural and natural heritage, water quality.*

INTRODUCCIÓN

La Cueva de Tito Bustillo se encuentra en la margen izquierda de la ría de Ribadesella, y constituye uno de los yacimientos paleolíticos con arte rupestre más importante de la Península Ibérica, declarada Monumento Nacional en 1969. Existe un complejo sistema kárstico (Macizo de Ardines), relacionado con el Río San Miguel, el cual entra en la cavidad por el sumidero de La Gorgocera (Fig. 1), y transcurre por el interior de la cueva de Tito Bustillo hacia su desembocadura en la ría del Sella. Actualmente, la cuenca de recepción del río San Miguel se ve afectada por fuerte actividad antrópica que ha afectado la zona y que se refleja en afecciones a la calidad de las aguas naturales (Sánchez-Moral *et al.*, 1997; Jiménez *et al.*, 2002) y a los riesgos de inundaciones en la cavidad (Martínez San Miguel, 1990).

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL KARST DE ARDINES

La cueva de Tito Bustillo, como todo el sistema kárstico de Ardines, se desarrolla en materiales calcáreos de edad carbonífera (Fig. 1). Un análisis semicuantitativo por difracción de rayos-X del encajante rocoso de la Cueva de Tito Bustillo indica que se trata de calizas bastante puras con pequeños porcentajes de cuarzo y filosilicatos, variando desde un 100% de calcita para las calizas más puras, hasta composiciones de un 93% de pureza en calcita y un 7% de terrígenos (principalmente cuarzo). Estas calizas se encuentran limitadas por formaciones detríticas que se comportan hidrogeológicamente como impermeables, lo que tiene sus implicaciones en la circulación subterránea en el macizo calcáreo de Ardines. El karst de Ardines corresponde a un karst activo poligénico y policíclico, cuyo desarrollo se inició en el Neógeno superior llegando a la actualidad, estando relacionado en sus fases evolutivas con las del karst que se extiende hacia el Este, por la franja litoral hasta la playa de San Antolín (Hoyos y Herrero, 1989).

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS E HIDROQUÍMICAS DE LAS AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS

Las fuentes de alimentación hídrica del karst de Ardines son fundamentalmente las aguas de infiltración procedentes de la lluvia y los aportes del río San Miguel, mientras que debido a la acción de las mareas, penetran aguas salobres de la ría de Ribadesella al interior de la cueva.

El agua que circula por la superficie del macizo de Ardines procede de la lluvia y se reduce a aguas de escorrentía no canalizada, recogidas por el gran número de dolinas existente que actúan de colectores (Fig. 1). La red de drenaje fluvial del rio San Miguel presenta muy baja densidad, con una cuenca de recepción hidrográfica (9,7 km^2) compuesta por las subcuencas de Sardedo, Arduela San Juan, Tezangos, Pando y Gorgocera. Presenta morfología alargada y

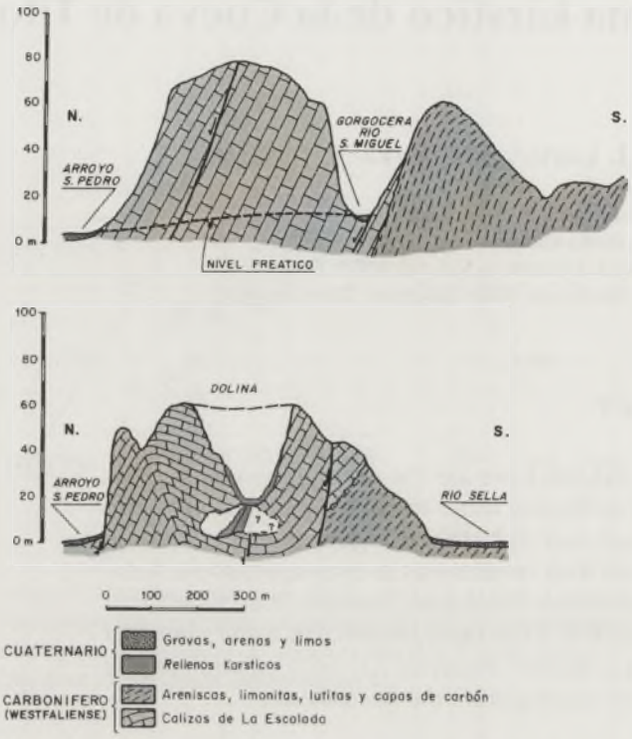


FIGURA 1. *Cortes geológicos del macizo de Ardines (modificado de Hoyos et al., 1996).*

pendientes pronunciadas, fundamentalmente en la zona de cabecera y en el valle ciego de la Gorgocera. Estas características condicionan un tiempo muy bajo de respuesta y de concentración en el colector principal (Martínez San Miguel, 1990). El alto grado de karstificación provoca que las aguas se canalicen rápidamente en estas zonas mediante cauces subterráneos, que luego pasan a los cauces superficiales a través de manantiales surgentes. Este fenómeno influye directamente en la composición química de las aguas en la zona de desagüe principal (cueva Tito Bustillo).

Circulación superficial

A partir de 18 análisis químicos de muestras de agua de escorrentía superficial y manantiales surgentes de agua subterránea (15 de ellos procedentes de Martínez San Miguel, 1990), se observa que la composición de las aguas muestreadas refleja muy bien las características litológicas de las zonas por la que discurren: manantiales surgentes en las calizas (Ríocales y San Miguel) de carácter bicarbonatado cálcico y muestras correspondientes a zonas mas alejadas de la cueva (Río San Miguel en la Cuenca de Sardedo, Río San Juan y arroyo San Juan) que discurren en superficie por pizarras y areniscas también bicarbonatadas cálcicas, aunque con menor grado de mineralización y mayor proporción de SO_4 y Cl. Mediante modelización geoquímica se ha comprobado que la composición química de las aguas en la zona de desagüe final (Río San Miguel en la cueva Tito Bustillo) refleja una doble influencia: 1) 60% de descarga de aguas subterráneas por medio de manantiales al Río San Miguel y 2) 40% de agua procedente de la Cuenca de Sardedo (zona de cabecera).

En general, las aguas presentan altos índices de contaminación (no aptas para consumo humano), relacionadas con infiltración de aguas residuales urbanas (coliformes fecales), así como con el lixiviado de abonos orgánicos (compuestos nitrogenados). La contaminación aumenta considerablemente a partir de la zona de San Miguel de Ucio.

Circulación subterránea

La circulación de agua canalizada en el interior de la cueva está representada por el tramo inferior del río San Miguel, desde el sumidero de la Gorgocera hasta su desembocadura en la ría de Ribadesella. El río presenta una cota de 30 m en La Gorgocera, y después de un recorrido subterráneo de unos 600 m, desemboca en la ría.

Hidroquímica de las aguas kársticas

Se dispone de un total de 29 muestras de agua tomadas en el interior de la cueva en 17 puntos diferentes (Fig. 2). Las muestras correspondientes al Río San Miguel en el interior de la cueva presenten una clara influencia marina (carácter clorurado-sódico) y alta concentración total en sólidos disueltos que aumenta hacia la zona de desemboca-

FIGURA 2. *Plano de la Cueva de Tito Bustillo con indicación de los puntos de muestreo.*

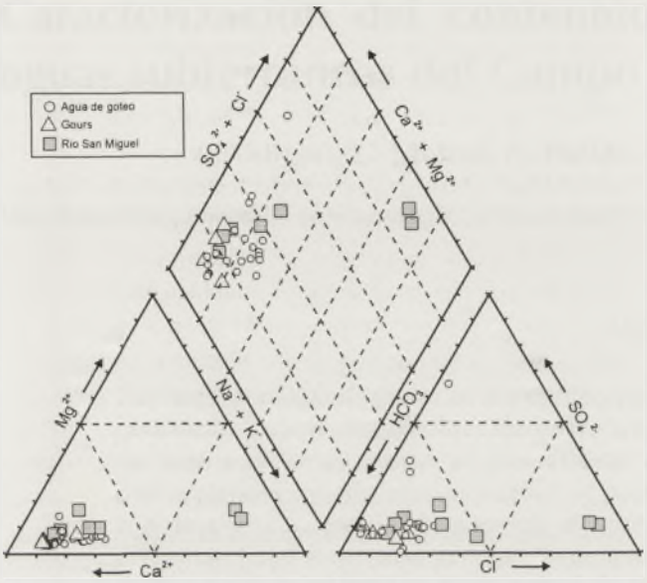


FIGURA 3. *Diagrama de Piper modificado con caracterización de los distintos tipos de aguas analizadas.*

dura. Las muestras procedentes de gours corresponden a aguas de tipo bicarbonatado-cálcico con baja mineralización, como corresponde a las características composicionales de la roca encajante del sistema kárstico (calizas con mineralogía principalmente calcítica). Las muestras de aguas de infiltración recogidas en 11 puntos diferentes de goteo a lo largo de toda la cueva, presentan un carácter bicarbonatado-cálcico (a excepción de 3 muestras) coherente con la litología de las calizas encajantes (Fig. 3). En cuanto al estado de saturación mineral (calculado mediante PHRQPITZ, Plummer *et al.*, 1988), en las zonas donde es más evidente la formación y crecimiento actual de espeleotemas calcíticos y fibras de aragonito, sala del cruce (G-B3), sala del panel bajo el termómetro (G-B4) y comienzo de la galería larga (G-B1), las muestras manifiestan altos valores de sólidos disueltos y sobresaturación en calcita y aragonito, que en general disminuye durante la primavera debido a la mayor concentración de CO_2 en las aguas de infiltración. Las muestras G-B2, G-B5 y G-B8 presentan baja mineralización y subsaturación en todas las fases minerales carbonáticas, hecho probablemente relacionado con una menor tasa de interacción agua-roca que en las muestras anteriores, debido a elevadas velocidades de infiltración.

Las muestras G-B9, G-B10 y G-B11 muy próximas entres sí y localizadas frente al Panel presentan altos contenidos en SO_4 (13% al 31%) que podrían deberse a procesos de oxidación de sulfuros o disolución de minerales sulfatados en las calizas de la formación encajante de la cueva, si bien este aspecto no ha sido indicado en los estudios geológicos previos de la zona. Este carácter sulfatado-cálcico coincide con la presencia de cristalizaciones de yeso asociadas a arcillas retraídas en la parte derecha del panel de las pinturas.

CONCLUSIONES

La composición química de las aguas del rio San Miguel antes de sumirse en la cueva de Tito Bustillo muestra el efecto de mezcla de aguas procedentes de la recarga por agua de lluvias y de descarga de aguas subterráneas. En el interior de la cavidad la composición química de las aguas esta afectada por la infiltración de aguas superficiales y por las aguas marinas que se introducen en la cavidad por efectos de las mareas. Las aguas de infiltración muestran una relación directa con las precipitaciones y los materiales superficiales del sistema kárstico de Ardines. Aunque la mayoría de las aguas son del tipo bicarbonatado-calcico, se han observado aguas de goteo sulfatadas-calcicas. Estas aguas, junto con los problemas de contaminación detectados, pueden afectar a la conservación de la cavidad y concretamente a las pinturas rupestres que alberga.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiando por el proyecto MCYT: BTE2002-04492-CO2-02 y Convenio de Colaboración CSIC-Principado de Asturias. Es una aportación al Grupo Español del *Proyecto IGCP 448* y a la *Red Temática del Patrimonio Histórico y Cultural* (CSIC). S. Cuezva disfruta de una beca I3P de Postgrado del CSIC.

REFERENCIAS

Hoyos, M. y Herreros, N. (1989): El Karst de la Cornisa Cantabrica. En: *El Karst en España* (J.J. Duran y J. López, Eds.). Monografías SEG, 4: 109-120.

Hoyos, M., Soler, V., Cañaveras, J.C., Sánchez-Moral, S. y Sanz-Rubio, E. (1996): *Memoría final sobre las características geológico-kársticas y microambientales de la Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella.* Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Informe Inédito, 88 p.

Jiménez, M., Anadón, S., Canto, N., Meléndez, M. y González, N. (2002): Caracterización hidroquimico-ambiental de la cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias). En: *Karst and Environmen* (F. Carrasco, J.J. Durán y B. Andreo, Eds.). Fundación Cueva de Nerja: 529-538.

Martínez San Miguel, E. (1990): *Prevención de inundaciones en la Cueva de Tito Bustillo.* Proyecto Fin de carrera, Universidad de Oviedo, 118 p.

Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C, Sanz-Rubio, E, Hoyos, M y Soler V. (1997): Hydrogeochemical characterization of Tito Bustillo Cave (northern Spain). *12th International Congress of Speleology.* Neuchâtel (Suisse), Proceedings, 2: 103-108.

Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W., y Dunkle, S.A. (1988): *A computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines,* U.S. Geological Survey. Water-Resources Investigations Report 88-4153, 310 p.

Caracterización del contenido en nitratos y pesticidas en las aguas subterráneas del Campo de Dalías (Almería)

A. Vallejos, L. Molina, A. Pulido Bosch, F. Sánchez Martos y J. Gisbert

Dpto. Hidrogeología, Universidad de Almería, 04120 Almería. avallejo@ual.es

ABSTRACT

The hydrogeological system of the Campo de Dalías has a complicated geology, due to its complex tectonics and stratigraphy. The entire area is exploited for agriculture due to the great economic value of crops grown in greenhouses in a semiarid climate. The relatively high nitrate concentrations usually arise as a result of organic pollution. This type of agriculture under plastic is generally accompanied by a variety of pesticides, including organochlorides, organophosphates, carbamates and it can also generate large quantities of nitrates. During 1999, the consumption of phytosanitary products in Almería province was 7038 Tm, half of which was applied in the Campo de Dalías. The various aquifer units are affected in different ways. Some areas are characterized by the presence of permeable terrains such as gravel, sand, conglomerates and silts, where the water-table is shallow so that the agricultural activity alters the natural composition of the groundwater. This paper indicates the situation of the Campo de Dalías aquifers with respect to nitrate and pesticide pollution arising from agricultural practices.

Key words: *groundwater, pesticides, nitrates, agricultural activities.*

INTRODUCCIÓN

La gran actividad agrícola que se desarrolla en amplias zonas de nuestra geografía puede constituir un riesgo para la calidad de las aguas subterráneas debido al uso intensivo de abonos tradicionales y a la aplicación de dosis elevadas de plaguicidas (insecticidas, herbicidas, fungicidas, etc.). El nitrato es un anión muy poco conservativo ya que es susceptible de reducción, fijación y mineralización bajo diversas formas químicas (Canter, 1997). Por otro lado, este ión puede presentar zonación vertical, con una reducción más o menos continua con la profundidad (Joung, 1983). En el caso de acuíferos confinados, en las áreas alejadas de la zona de recarga, los contenidos en NO_3 de las aguas suelen ser muy bajos. Si tenemos en cuenta lo expuesto, cuando existen acuíferos superpuestos, los valores más elevados en NO_3 se medirán en el freático con concentraciones mas elevadas cuanto menor sea el espesor de la zona no saturada. Ahora bien, en todo el mundo existen acuíferos complejos captados por numerosos sondeos construidos con métodos no siempre correctos por lo que se puede llegar a probar la conexión entre niveles de profundidad diferente a través del propio espacio anular del sondeo. La interconexión puede también tener lugar a través de tramos semipermeables, especialmente en los sectores de menor espesor, o incluso en áreas en las que el semipermeable está ausente (Pulido Bosch *et al.*, 2000).

La persistencia de los residuos contaminantes en el suelo y su movimiento en el sistema agua-suelo son aspectos clave en su comportamiento medioambiental. El movimiento de los pesticidas hacia el agua subterránea depende de las características del suelo, del clima y de las propiedades tanto químicas como ambientales de los pesticidas individuales. Entre las propiedades del suelo destaca la proporción de materia orgánica, la granulometría de los diferentes horizontes, la profundidad del nivel freático, la presencia de arcillas y la presencia de iones metálicos o variaciones de pH que catalizen reacciones de degradación (Battista *et al.*, 1988). Por otra parte, propiedades como la solubilidad del agua, hidrólisis, movilidad (expresada por Koc) o lixiviación (expresada por el índice de GUS (Groundwater Ubiquity Score) son de gran influencia en la incorporación de pesticidas a los acuíferos (Gustafson, 1989). El índice de GUS es un indicador de contaminación potencial basado en un aproximación empírica que permite clasificar los plaguicidas en lixiviables (GUS > 2,8), no lixiviables (GUS < 1,8) y de transición (1,8 < GUS > 2,8).

En áreas agrícolas, como la provincia de Almería, se utilizan grandes cantidades de estos compuestos para luchar contra las plagas que dañan frutas y vegetales. Almería es una zona agrícola con un claro predominio de invernaderos donde se aplica usualmente una gran variedad de pesticidas entre los que se incluyen organoclorados, y organofosforados. Durante el año 1999 el consumo de productos fitosanitarios fue de 7038 Tm, de los que la mitad correspondían a la principal zona agrícola de esta provincia, el Campo de Dalías. El Campo de Dalías está situado en el extremo suroriental de Andalucía y al oeste de la bahía de Almería; ocupa alrededor

de 330 km^2. Presenta un relieve relativamente suave entre el pie de la Sierra de Gádor y el mar Mediterráneo. Las innovaciones tecnológicas han permitido el desarrollo de una agricultura intensiva bajo plástico en el área. La superficie cultivada es de 20000 ha, siendo el volumen de las extracciones en el año hidrológico 1994/95 de unos 140 hm^3.

Dado que en el Campo de Dalías se han detectado valores del contenido en nitratos superiores a 200 mg/l (Pulido Bosch *et al.*, 2000), se pensó en conocer los rangos de contaminación por pesticidas en los acuíferos del Campo de Dalías. Los pesticidas han sido seleccionados de entre los más utilizados en los tratamientos agrícolas en los últimos 20 años en el Campo de Dalías y que además presenten propiedades favorables para ser considerados potencialmente contaminantes en las aguas subterráneas.

MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en la Zona Interna de las Cordilleras Béticas. Los materiales más antiguos corresponden al Complejo Alpujárride; el área está caracterizada por la superposición de dos mantos de corrimiento, el manto de Gádor y el de Felix. El manto de Gádor está compuesto por filitas y cuarcitas permowerfenienses, sobre las que yace una potente serie calizo-dolomítica triásica, la cual puede exceder los 1000 m de potencia. En el manto de Felix, al igual que en el de Gádor, existe un nivel basal de filitas y cuarcitas y otro superior carbonatado, de potencia muy inferior al de Gádor, normalmente de 100 m y de edad Trías medio-superior.

Sobre los materiales alpujárrides reposan materiales del Mioceno superior, que afloran de manera discontínua a lo largo del borde de la Sierra de Gádor. Se trata de dolomicritas o biomicritas, margas, yesos, rocas volcánicas y conglomerados con espesores que pueden superar los 100 m. Los materiales pliocenos están ampliamente desarrollados en todo el Campo de Dalías. Están constituidos por un conglomerado basal sobre el que se deposita una potente formación margosa de hasta 1000 m, culminando la serie con calcarenitas que alcanzan potencias de 100 m. Al pie de Sierra de Gádor adquieren gran desarrollo los abanicos aluviales; además, existen depósitos limosos y fangosos en relación con salinas y playas antiguas.

PRINCIPALES RASGOS HIDROGEOLÓGICOS

En el Campo de Dalías se diferencian, desde el punto de vista hidrogeológico, tres unidades (Pulido Bosch *et al.*, 1991). Estas unidades son: Balerma-Las Marinas, Balanegra y Aguadulce (Fig. 1).

La unidad de Balanegra ocupa el extremo occidental. Está constituida esencialmente por los materiales carbonatados de Gádor y en la parte central del Campo está confinada bajo margas pliocenas. Hacia el sur las margas pliocenas aumentan de manera notable su espesor, individualizando las calcarenitas pliocenas de las materiales de Gádor, por lo que se tendrían dos acuíferos, uno superior y otro inferior, mientras que hacia el norte las margas se acuñan, permitiendo la comunicación entre las dos unidades acuíferas.

La unidad de Aguadulce está ubicada en el extremo oriental del Campo. Está esencialmente integrada por las calizas y dolomías alpujárrides de los mantos de Gádor y de Felix, calcarenitas y rocas volcánicas miocenas, margas pliocenas, calcarenitas con episodios de margas arenosas del plioceno, y materiales cuaternarios; por lo que se tendría un acuífero libre y uno inferior, aunque en el borde septentrional donde las margas se acuñan, ambos podrían estar en contacto.

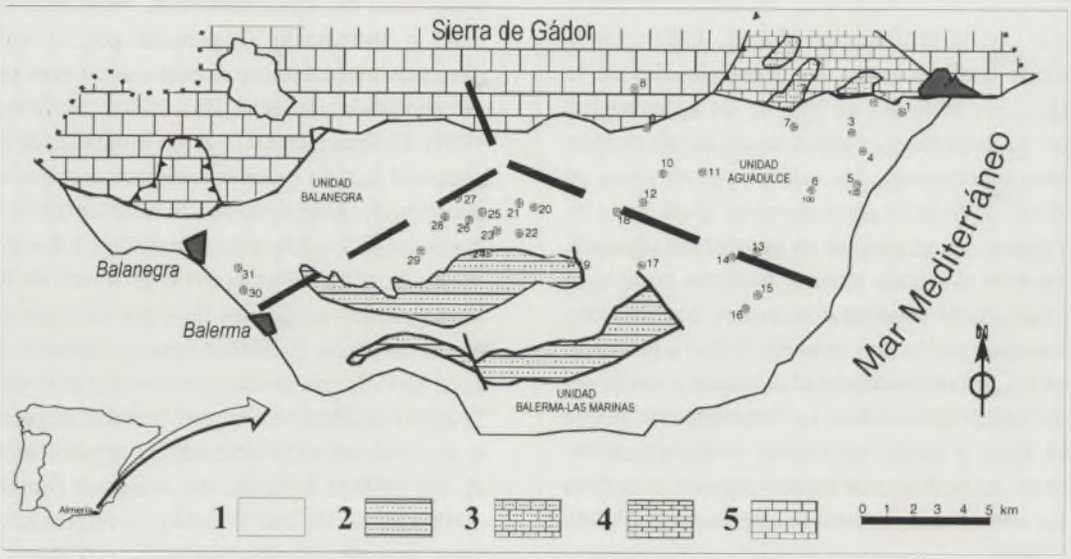


FIGURA 1. *Esquema hidrogeológico del área de estudio y situación de los puntos de muestreo para la detección de pesticidas. 1) materiales cuaternarios. 2) calcarenitas pliocenas. 3) calcarenitas miocenas. 4) carbonatos de Felix. 5) carbonatos de Gádor.*

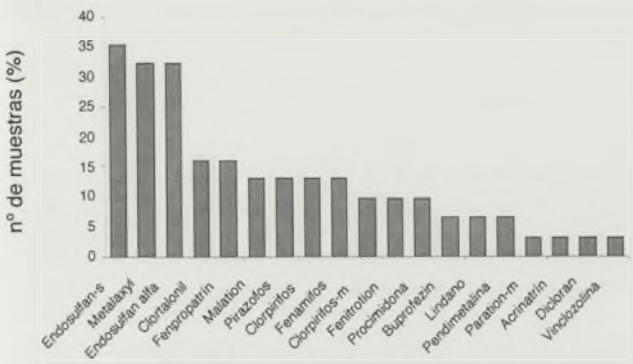


FIGURA 2. *Frecuencia ponderada de los compuestos detectados.*

La unidad de Balerma-Las Marinas ocupa el área centro-sur y es la más extensa del Campo. Está esencialmente constituida por calcarenitas pliocenas cuyo espesor puede superar 100 m y, localmente, depósitos cuaternarios. Estas calcarenitas evolucionan en profundidad, de forma gradual, hacia margas grises que localmente alcanzan 700 m de potencia. En la parte meridional de esta unidad, las calcarenitas pliocenas están recubiertas por un conglomerado marino de cantos bien redondeados de matriz arenosa que puede tener de 10-30 m de potencia. El espesor de la franja no saturada esta comprendida entre los 10 y 40 m, aunque la permeabilidad media es inferior a la de los materiales carbonatados.

RESULTADOS

En el Campo de Dalías se tomaron 31 muestras para la determinación de pesticidas (Fig. 1), pertenecientes 2 a la unidad de Balanegra, 16 a la de Balerma- Las Marinas y 13 a la de Aguadulce. Todos las muestras se han tomado de los acuíferos superficiales, exceptuando una (nº 8) que se ha tomado de los materiales carbonatados de la unidad de Aguadulce, y que se utilizó como blanco de campo. Se midieron in situ conductividad eléctrica, pH, y nivel piezométrico. Los datos correspondientes a las concentraciones en nitrato utilizados en el presente estudio fueron obtenidos del análisis de 116 sondeos y pozos distribuidos en las tres unidades acuíferas. El análisis de los plaguicidas se realizó mediante espectrometría de masas en tándem (GC-MS/MS).

Los plaguicidas han sido seleccionados de entre los más utilizados en tratamientos agrícolas en los últimos 20 años en Almería y que además presenten propiedades favorables (solubilidad en agua > 30 mg/l, adsorción Koc < 300-500 mg/l, tiempo de hidrólisis media > 25 semanas, vida media en el suelo > 2-3 semanas, tiempo de fotolisis media > 1 semana) para que alcancen los acuíferos (Cohen *et al.*, 1984). Se detectaron plaguicidas en veinticinco de las treinta y una muestras analizadas, generalmente con concentraciones menores a sus límites de cuantificación.

En las muestras procedentes de la unidad acuífera de Balanegra se detectaron contenidos significativos en pesticidas, debido a que los materiales aflorantes son conglomerados en los que el nivel freático se encuentra a tan solo 10 o 15 m de la superficie. Destacan los contenidos en endosulfán-s y fenpropatrín. Prácticamente en todos las muestras tomadas en la unidad acuífera de Balerma-Las Marinas se detectan pesticidas. Los contenidos más elevados aparecen en el sector central de la unidad, donde los materiales son más permeables y el espesor no saturado es menor. Son pocas las muestras procedentes de la unidad de Aguadulce donde se detectan contenidos significativos en pesticidas; aproximadamente la mitad no presenta contaminación alguna. Se trata de una zona donde los pozos están en continua explotación. En esta unidad destaca la muestra nº 7, con 1294 ng/l de fenamifos, procedente de un sondeo localizado sobre un abanico aluvial en contacto directo con materiales calizos. Con el objeto de determinar los compuestos más habituales, se ha representado en la figura 2 la frecuencia ponderada de cada uno de los compuestos detectados respecto al total de las muestras analizadas.

Los "organofosforados" se han detectado en el 30% de las muestras. Se trata de insecticidas y acaricidas muy utilizados en la zona. De entre ellos hay que destacar el malation que se ha encontrado en el 13% de las muestras, aunque sólo en dos casos se supera el limite de cuantificación, con valores comprendidos entre 40 y 63 ng/l. También se ha detectado, igualmente que el anterior en el 13% de las muestras, fenamifos; en dos muestras se midieron concentraciones mayores del nivel máximo permitido (1560 y 1294 ng/l); estos resultados están de acuerdo con el hecho de que estos pesticidas tengan valores del índice de GUS clasificados como componentes de lixiviación probable.

Entre los "organoclorados" la mayor parte son fungicidas y se han encontrado en el 25% de las muestras. El endosulfán-s ha sido el compuesto detectado más frecuentemente, en un 35%, con concentraciones comprendidas entre 20 y 58 ng/l. El α-endosulfán se ha detectado en el 30% de las muestras. Los pesticidas organoclorados se han detectado en áreas donde el nivel freático está situado entre 10 y 15 m sobre el nivel del mar.

Los "organitrogenados" se han detectado en el 25% de las muestras. La mayoría son fungicidas e insecticidas y un herbicida (Pendimetalina). Sólo una muestra de metalaxyl supera el nivel máximo permitido (180 $ng.l^{-1}$). De acuerdo con el índice GUS (4.24), el metalaxil tiene una lixiviación probable.

Los "piretroides" se han encontrado en el 10% de las muestras y concretamente fenpropatrín se ha detectado en el 16% de las muestras. Cuatro muestras superan el límite de cuantificación con valores comprendidos entre 26 y 72 $ng.l^{-1}$. También se han detectado dicarboximidas en el 10% de las muestras.

En la figura 3 se representa el contenido en nitratos frente al total de sólidos disueltos. Pueden distinguir tres grupos de sondeos. El primer grupo incluye los perforados en la franja más superficial (calcarenitas pliocenas) o en sedimentos cuaternarios que se encuentran en zonas altamente afectadas por la contaminación agrícola. Por eso tienen las mayores concentraciones en nitratos y en sólidos disueltos. En este primer grupo de sondeos el valor mínimo del TDS es 1375

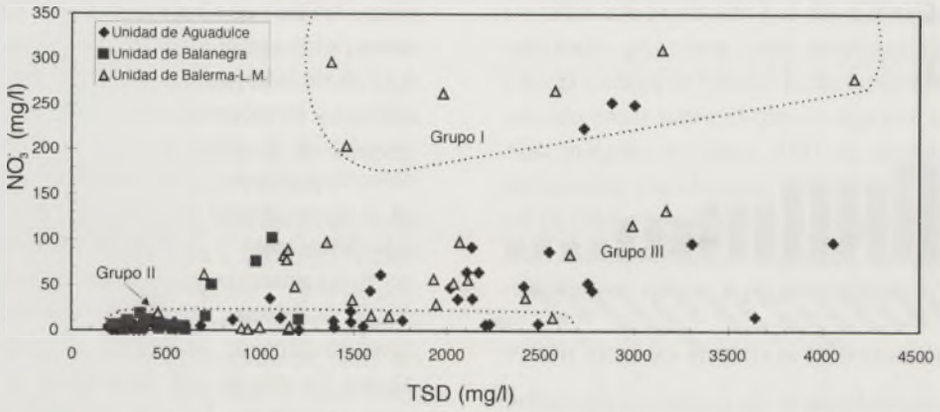


FIGURA 3. *Relación entre el Total de Sólidos Disueltos (TSD, en mg.l^{-1}) y el contenido en nitratos (mg.l^{-1}).*

mg.l^{-1}, el máximo 4164 mg.l^{-1}, y las concentraciones de nitratos varían entre 203 y 310 mg.l^{-1}. Estos pozos están concentrados principalmente en tres áreas: en la parte suroccidental de la unidad Balerma-Las Marinas (cerca de la costa), en la parte central de la misma unidad, y en una zona al norte de Roquetas de Mar, en la unidad de Aguadulce.

El grupo de sondeos que en el gráfico está más cercano al eje de abscisas comprende los sondeos más profundos y los que se encuentran en el área de recarga, no afectados por el impacto antrópico. La concentración en ión nitrato está comprendida entre 0,1 y 21 mg.l^{-1}, y el TDS entre 194 y 2565 mg.l^{-1}.

Entre estos dos grupos extremos claramente identificados hay un grupo intermedio que engloba sondeos perforados en formaciones superficiales, intermedias o profundas, medianamente afectadas por la contaminación antrópica. Son sondeos que tienen profundidades variables y que están también en zonas de transición entre formaciones acuíferas. A través de un análisis mas detallado de estos últimos se puede verificar si el valor intermedio es puramente un factor antrópico o tiene alguna relación con la situación de los acuíferos captados o con el estado de conservación o construcción del sondeo. Los valores de los nitratos del grupo intermedio están comprendidos entre de 29 y 133 mg.l^{-1}, y el TDS entre 700 y 4055 mg.l^{-1} de TDS.

CONSIDERACIONES FINALES

Los resultados obtenidos muestran que las aguas subterráneas procedentes de los sondeos que captan las formaciones acuíferas más superficiales presentan una calidad deteriorada por las prácticas agrícolas. Los sondeos poco profundos, en zonas intensamente cultivadas donde la franja no saturada tiene poco espesor, presentan aguas de elevado contenido en NO_3^- y pesticidas; cuando los sondeos son más profundos y tienen formaciones poco permeables en los tramos más superficiales, las aguas se ven poco o nada afectadas por contaminación agrícola; algo similar sucede con las áreas de alimentación en donde no existen actividades agrícolas. Resulta evidente la necesidad de realizar un control sistemático de los compuestos pesticidas que han sido detectados en las muestras, para conocer su evolución.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se ha hecho en el marco del proyecto REN2002-04517-CO2-01/HID. Agradecemos a los Drs. Garrido Frenich y Martínez Vidal su colaboración en las determinaciones analíticas.

REFERENCIAS

Canter, L.W. (1997): *Nitrates in groundwater*. Lewis Publishers. Boca Raton, 260 p.

Battista, M., Di Corcia A. y Marchetti, M. (1988). High Performance Liquid Chromatogragphy methods for determining triazine herbicide residues in soil. *Journal of Chromatography*, 454: 232-242.

Cohen, S.Z., Carsel, R.F., Creeger, S.M. y Enfield, C.G. (1984): Potential for pesticide contamination of groundwater resulting from agricultural uses. En: *Treatment and Disposal of Pesticide Wastes*. (R.F. Krueger y J.N. Sieber, Eds.). American Chemical Society, Washington DC: 297-325.

Gustafson, D.I. (1989): Ground ubiquity score: A simple method for assessing pesticide leachability. *Environmental Toxicology and Chemistry*, 8: 339-357.

Joung, C.P. (1983): Data acquisition and evaluation of groundwater pollution by nitrate, pesticides and disease-producing bacteria. *Environmental Geology*, 5: 11-18.

Pulido Bosch, A., Navarrete, F., Molina, L. y Martínez Vidal, J.L. (1991): Quantity and quality of groundwater in the Campo de Dalías (Almería, SE Spain). *Water Science and Techology*, 24 (11): 87-96.

Pulido Bosch, A.; Bensi, S.; Molina, L.; Vallejos, A.; Calaforra, J.M. y Pulido Leboeuf, P. (2000): Nitrates as indicators of aquifer interconnection. Application to the Campo de Dalías. *Environmental Geology*, 39 (7): 791-799.

Identificación de sistemas de flujo en base a datos isotópicos en el área Gavarres-Baix Empordà-Selva (Cuencas Internas de Cataluña)

E.Vilanova[1] y J. Mas-Pla[1,2]

1 Unitat de Geodinàmica Externa i Hidrogeologia, Dpt. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona).
2 Institut de Ciència i Tecnologia Ambientals, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). josep.mas.pla@uab.es

ABSTRACT

The hydrogeological dynamics of a range-and-basin area, constituted by the Gavarres range and the basins of Selva and Baix Empordà, is studied using stable isotopes ($\delta^{18}O$ and δD) and tritium. Two distinct flow systems are distinguished from potentiometric and isotopic data. A local system, with origin at the Gavarres range, that recharges both basins with stable isotopic values related to the winter local meteoric line; and a regional system, identified at the Selva basin in the deeper sampling points and in those related to fractures, which starts off in the Transversal and Guilleries ranges, and deviates from the other isotopic data, approaching the annual local meteoric line. Furthermore, mixing processes are also identified. The existence of two flow systems with distinct spatial scales indicates an effective flux through fractures in the area.

Key words: *Regional and local flow systems, stable isotopes, tritium, Selva basin.*

INTRODUCCIÓN

La dinámica hidrogeológica a nivel regional se caracteriza habitualmente por presentar distintas zonas de recarga y procesos de mezcla a lo largo de las trayectorias de flujo. Los elementos estructurales, principalmente fracturas, pueden actuar como zonas de circulación preferencial comparado con el flujo en el interior de las formaciones geológicas. Además, los distintos sistemas de flujo muestran diferentes magnitudes, tiempos de residencia y escalas espaciales; lo cual, puede limitar la explotación de los acuíferos a largo plazo.

Este estudio comprende el sistema hidrogeológico formado por el macizo de las Gavarres y las depresiones tectónicas adyacentes de la Selva y el Baix Empordà, situadas en el extremo septentrional de la Cordillera Litoral Catalana (Fig. 1). Concretamente, se estudia el sector oriental de la depresión de la Selva y, en este trabajo, la zona del Baix Empordà se limita al sistema acuífero del Baix Ter y su transición hacia el macizo de las Gavarres. Su objetivo consiste en estudiar la recarga que, a priori, tiene lugar desde las Gavarres hacia las depresiones circundantes, identificando los distintos componentes de flujo en el marco geológico regional. En este sentido, se presentan los datos de isótopos estables (oxígeno 18 y deuterio) y de tritio con la finalidad de determinar la dinámica hidrogeológica y distinguir entre los distintos sistemas de flujo, a escalas local y regional, según el significado de Tóth (1963). Los antecedentes hidrogeológicos básicos en la zona del Baix Ter se hallan descritos por Martínez Gil (1972), Montaner *et al.* (1995) y Mas-Pla y Vilanova (2001), entre otros. Las zonas de las Gavarres y la Selva poseen una escasa literatura hidrogeológica (Vilanova, 2004).

CONTEXTO GEOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

El área de estudio comprende el macizo hercínico de las Gavarres (535 m s.n.m), constituido por rocas ígneas y metamórficas (Roqué, 1993) y las depresiones tectónicas de la Selva y el Empordà. Otros relieves asociados a esta zona son la Cordillera Transversal (998 m) y el macizo de las Guilleries (1202 m). Ambas depresiones se generaron durante los estadios distensivos de la orogénesis Alpina, siendo la orientación de la principal dirección estructural NO-SE. La depresión de la Selva está constituida por sedimentos detríticos neógenos, escasamente consolidados. En la zona central y meridional, éstos reposan sobre las rocas ígneas del fondo de la depresión; las cuales afloran extensamente en las Gavarres y las Guilleres. En la zona norte, los sedimentos neógenos sobreyacen la serie sedimentaria paleógena (rocas detríticas y calcáreas) de la Cordillera Transversal.

La depresión del Empordà, en la zona del Baix Ter, presenta un substrato formado por la serie paleógena mencionada, en contacto mecánico con los materiales metamórficos de la vertiente septentrional de las Gavarres (Mas-Pla y Vilanova, 2000). El relleno fluviodeltaico cuaternario del Baix Ter posee un espesor de unos 60 m y sobreyace a los materiales paleógenos. Los sedimentos neogenos se hallan escasamente representados en esta área.

Los datos piezométricos indican una recarga efectiva desde el macizo de las Gavarres hacia las depresiones de la

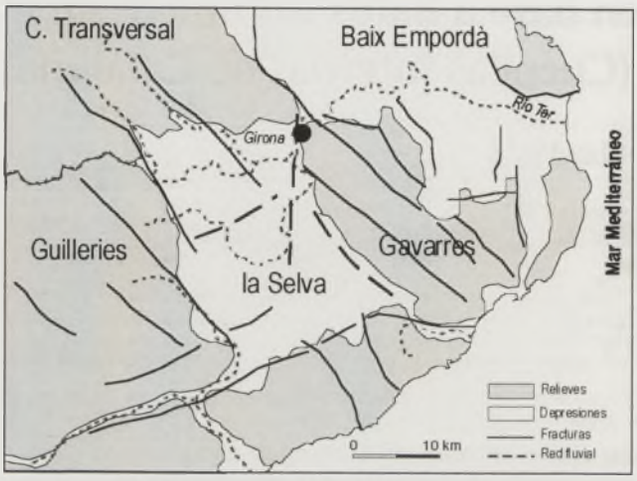


FIGURA 1. *Esquema geográfico de la zona de estudio.*

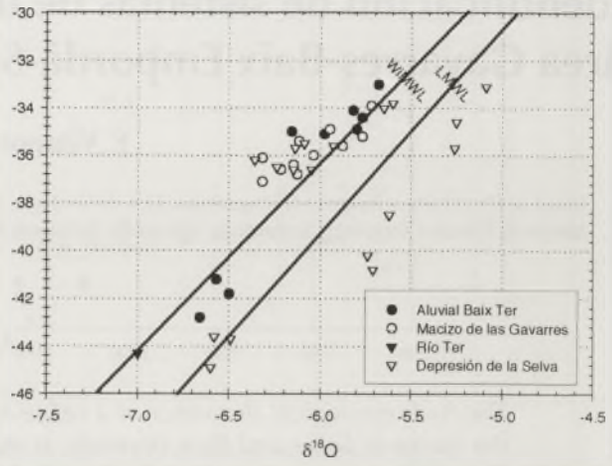


FIGURA 2. *Relación $\delta^{18}O$ y δD en las aguas subterráneas y el río Ter.*

Selva y el Baix Empordà (Vilanova, 2001). A nivel local, la existencia de fracturas condiciona la distribución de la recarga. En ambas depresiones y para cada formación hidrogeológica, las captaciones muestran distinto rendimiento y recuperación en función de la proximidad o la intersección de una fractura. En la zona de la Selva se han observado variaciones en la distribución del nivel hidráulico, siendo los niveles en las formaciones neógenas y graníticas inferiores a los niveles en los acuíferos superficiales (aluviales y niveles superiores del relleno neógeno). Ello sugiere una recarga limitada de los niveles inferiores ante el intenso bombeo, básicamente para uso agrícola. Cabe mencionar que los datos piezométricos corresponden al período 1998-2000, caracterizado por una escasa precipitación.

En la zona del Baix Ter, el substrato paleógeno muestra niveles hidráulicos superiores a los de los acuíferos aluviales, indicando un flujo de recarga ascendente.

SISTEMAS DE FLUJO SEGÚN LOS DATOS ISOTÓPICOS

El contenido isotópico de las aguas subterráneas del sistema Gavarres – Baix Empordà – Selva se halla representado en la figura 2. La recta meteórica local se ha estimado en base a muestras de precipitación del observatorio de Mas Badia (área del Baix Ter, 15 m s.n.m.). De acuerdo con las condiciones semiáridas de la zona (precipitación media anual de 530 mm, y evapotranspiración potencial anual de 768 mm), se ha distinguido entre la línea meteórica anual (LMWL) y la línea meteórica de invierno (WiMWL), cuando la recarga es efectiva.

Las muestras de las Gavarres y del Baix Empordà se distribuyen según la línea meteórica de invierno; indicando la estacionalidad de la recarga, así como la conexión hidrológica efectiva entre el macizo y esta depresión. Algunas muestras del acuífero aluvial del Baix Ter muestran una mezcla con el agua del río Ter, ocasionada por los conos de depresión de las captaciones agrícolas y de abastecimiento municipal.

La distribución isotópica de las aguas subterráneas de la Selva revela dos asociaciones distintas: una parte de las muestras coincide con el "grupo de las Gavarres", mientras que otras se hallan netamente desviadas y se sitúan próximas a la línea meteórica anual. Concretamente, las muestras asociadas a la línea meteórica de invierno corresponden a captaciones situadas en el macizo de las Gavarres y a captaciones poco profundas en los sedimentos neógenos (< 30 m). Éstas últimas poseen valores de $\delta^{18}O$ y δD cercanos a los de la precipitación local. Contrariamente, las muestras cercanas a la recta meteórica anual se ubican en captaciones asociadas a las fracturas principales, a los niveles profundos del Neógeno de la Selva (80-110 m), y a su substrato granítico.

Estos resultados sugieren que este último conjunto de muestras debe poseer una componente de recarga distinta a la originada en las Gavarres, situada a elevaciones similares o superiores y con un régimen de infiltración distribuido a lo largo del año. Tales zonas se localizarían en la Cordillera Transversal y en el macizo de las Guilleries. Además, la estructura tectónica indica la posibilidad de un flujo subterráneo profundo a través de las fracturas desde estas zonas hacia el sudeste.

La dotación en tritio en este sistema sugiere distintos tiempos de residencia, a la vez que procesos de mezcla (Fig. 3). En particular, el contenido en tritio de las muestras procedentes de las formaciones paleógenas, neógenas y aluviales cuaternarios se sitúa mayoritariamente entre 5 y 9 UT. Las muestras procedentes de los materiales de las Gavarres (rocas metamórficas e ígneas) y del fondo de la depresión de la Selva (rocas graníticas) poseen una rango de variación mayor, entre 0 y 11 UT. Cabe diferenciar, sin embargo, que el contenido en tritio de las cuatro captaciones en materiales metamórficos, ubicados en la vertiente norte de las Gavarres, presenta mayoritariamente valores inferiores a 6 UT. Ello se interpreta como aguas de un elevado tiempo de residencia debido a la baja permeabilidad del macizo. No obstante, la recarga desde éste hacia los materiales paleógenos y aluviales del Baix Empordà presenta valores más ele-

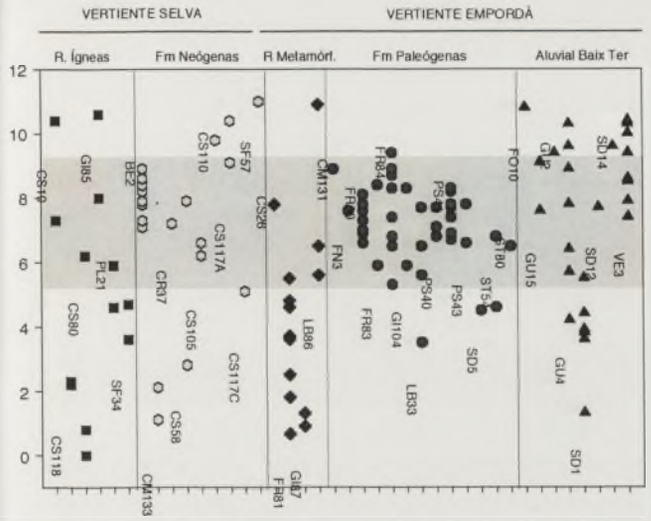


FIGURA 3. *Dotación en tritio de las aguas subterráneas en función de la vertiente del macizo de las Gavarres.*

vados de tritio, indicando la existencia de zonas de flujo preferencial a través de las fracturas.

A su vez, las muestras procedentes de granitos en la depresión de la Selva muestra una variación más uniforme dentro del rango de valores citado. De acuerdo con los datos de isótopos estables, entendemos que las muestras con menor contenido en tritio y próximas a la línea meteórica anual (CS118 y CS80, figura 3), corresponden al sistema de flujo regional anteriormente definido, mientras que las muestras GI85 y CS103, situadas en la línea meteórica de invierno, corresponderían a una recarga cercana, propia de un sistema de flujo local asociado al macizo de las Gavarres. Entre ambos extremos, la variabilidad observada responde a procesos de mezcla entre ambos sistemas de flujo.

Asimismo, se ha considerado la posibilidad de que las muestras desviadas de la línea meteórica de invierno pertenezcan a condiciones climáticas de períodos geológicos anteriores. Sin disponer de datos de radiocarbono, que permitirían datar un periodo de tiempo de recarga notablemente superior, entendemos que los datos de tritio, así como la distancia entre las zonas de recarga y descarga (inferior a 50 km), sugieren un periodo de recarga suficientemente próximo que permite descartar la influencia de condiciones paleoclimáticas.

CONCLUSIONES

El macizo de las Gavarres actúa como una eficiente zona de recarga para las depresiones del Baix Empordà y la Selva. En ambas, el flujo preferencial mediante fracturas constituye el principal componente de la recarga; habiéndose identificado, mediante datos piezométricos, flujos ascendentes significantes; especialmente en la zona del Baix Ter.

Los datos de isótopos estables ($\delta^{18}O$ y δD) y de tritio corroboran este origen de la recarga, a la vez que indican la existencia de dos sistemas de flujo diferenciados. De este modo, se define un sistema local, con origen en las Gavarres y asociado a la línea meteórica de invierno, el cual es responsable de la recarga en ambas vertientes del macizo. Además, se ha identificado un sistema de flujo regional, desviado de la línea meteórica de invierno y incluyendo valores isotópicos más ligeros que el grupo anterior, cuyo origen se situaría en la Cordillera Transversal y en el macizo de las Guilleries, y se manifiesta en la depresión de la Selva. Ello implica que la recarga en esta cuenca, incluyendo la zona oriental lindante con el macizo de las Gavarres, deba estudiarse en una escala espacial mayor que incluya los otros relieves citados. Finalmente, ello confirma el papel de las fracturas NO-SE como vías de flujo preferencial a nivel regional.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se halla financiado por el proyecto del MCYT REN2002-04288-c02-01.

REFERENCIAS

Martínez Gil, F.J. (1972): *Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona).* Memorias. Instituto Geológico y Minero de España, 84: 293 p.

Mas-Pla, J. y Vilanova, E. (2000): Estructura del sistema hidrogeológico en los materiales paleógenos del borde NE de las Gavarres (Baix Empordà, Girona). *Geotemas*, 1(2): 145-150.

Mas-Pla, J. y Vilanova, E. (2001): Dinámica hidrogeológica del sistema Gavarres – Baix Ter (NE Cataluña) en base a isótopos estables. En: *Las Caras del Agua* (J. Carrera y A. Medina, Eds.). Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 1: 395-402.

Montaner, J., Solà, J y Teixidor, N. (1995): La captación de las aguas subterráneas en el Baix Ter: efectos sobre el medio acuífero y la calidad agronómica de las aguas de riego. *Tecnología del Agua,* 135: 46-50.

Roqué, C. (1993): *Litomorfologia dels massissos de Les Gavarres y de Begur.* Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona, 516 p.

Tóth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of. Geophysical Research*, 68: 4795-4812.

Vilanova, E. (2001): *Dinàmica del sistema hidrogeològic del massís de les Gavarres y àrees adjacents.* Proyecto de Master. Universitat Autònoma de Barcelona, 194 p.

Vilanova, E. (2004): *Avaluació dels processos de flux al sistema Gavarres-BaixEmpordà-Selva.* Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona, 337 p.

GEOMORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO

Hidrología de paleocrecidas aplicada al cálculo de la Avenida de Diseño y Avenida Máxima de presas

G. Benito[1], M. Rico[1], A. Díez Herrero[2], Y. Sánchez-Moya[3], A. Sopeña[3] y V. R. Thorndycraft[1]

1 CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Serrano 115 bis, 28006 Madrid. benito@ccma.csic.es, mayte@ccma.csic.es, varyl@ccma.csic.es
2 Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, Universidad de Castilla la Mancha, 45071 Toledo. andres.diez@uclm.es
3 Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. yol@geo.ucm.es, sopena@geo.ucm.es

ABSTRACT

Spanish regulations on dam safety recommend the estimation of a return period of 1000 years for the Design Flood and of 10,000 for the Safety Check Flood. The criteria used for the calculations are based on Flood Frequency Analysis (FFA) from gauge record data or on the Probable Maximum Flood (PMF) which is the hypothetical maximum of rainfall turned into runoff. The short gauge records affords little support for the FFA and for the hypothetical PMF, which in addition to the absence of a associated probability, limits the utility of these indices for risk-based dam safety decisions. Palaeoflood techniques are a means of directly assessing the probability of extreme floods and testing the validity of the PMF-based models. In this paper, palaeoflood record was applied to a case study in the Guadalentín river, upstream of the Valdeinfierno reservoir (372 km2) with a spillway capacity of 550 m3s-1. (design flood). In addition, available historical flood data was collected. Palaeoflood data and gauge record, were combined for the FFA, using existing methods for the fitting of distribution functions, such as the maximum likelihood. Palaeoflood analysis provides a discharge of 2350 m3s-1 for the design flood (1000-yr return period), and 3450 m3s-1 for the safety check flood (10,000 yr-return period). The discharge estimated by the PMF is 5786 m3s-1, showing an overestimation of this empirical method. Some recommendations for the calculation of the safety check flood and design flood are provided which can improve existing legislation on dam safety.

Key words: *palaeofloods, design flood, dam safety, flood frequency analysis, Guadalentín river.*

INTRODUCCIÓN

Según el Reglamento Técnico sobre Seguridad de Presas y Embalses (MOPTMA, 1996), la categoría de una presa desde el punto de vista de la seguridad está condicionada por el riesgo previsible que genera a elementos situados aguas abajo. Así, la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el riesgo de inundaciones (MJI, 1995) cataloga las presas en tres tipos: Categoría A, afecciones graves a núcleos urbanos; Categoría B, daños materiales o medioambientales importantes; y Categoría C, daños materiales moderados. Aunque la Directriz insiste en el empleo de métodos de cálculo de tipo probabilístico (análisis estadístico y cálculo hidrometeorológico) en el cálculo de la avenida de diseño, recomienda nuevamente la consideración de datos "históricos". Igualmente, se diferencia entre avenida de proyecto o diseño (máxima para un correcto funcionamiento de órganos de desagüe) y avenida extrema (avenida mayor que la presa debe soportar sin que se produzca su rotura). Para determinar dichas avenidas la Guía Técnica de Seguridad de Presas (Comité Español de Grandes Presas, 1997) recomienda los siguientes periodos de retorno:

CATEGORÍA DE LA PRESA	AVENIDA DE PROYECTO	AVENIDA EXTREMA
A	1.000	5.000-10.000
B	500	1.000-5.000
C	100	100-500

La estimación de estos periodos de retorno a partir de las exiguas series de datos foronómicos o meteorológicos del registro sistemático (ordinario) carece del rigor científico que requiere la envergadura de estos proyectos. En las últimas décadas, se ha utilizado el concepto de la avenida máxima probable o PMF para su aplicación a la seguridad de presas y embalses (Berga, 1998). Esta metodología se basa en maximizar las situaciones que producen precipitaciones extremas hasta obtener una máxima precipitación probable (PMP), que es transformada en caudales mediante modelos de precipitación-escorrentía. Esta metodología, además de compleja, aparece limitada por la falta de probabilidad asociada a la PMF, lo que obstaculiza su uso para la toma de decisiones basadas en el riesgo hidrológico. Las técnicas paleohidrológicas constituyen una herramienta perfecta para alargar el periodo de registro de los eventos

extremos a varios miles de años, y su utilización en la determinación de la función de distribución de frecuencias de avenidas. En este trabajo, se presentan los resultados obtenidos en la reconstrucción del registro de paleocrecidas de gran magnitud en un caso de estudio localizado en el río Guadalentín. En esta zona se contemplarán distintas metodologías según se trate de depósitos de avenidas depositados en zonas de baja energía (slackwater flood sediments) (Baker *et al.*, 1983; Benito *et al.*, 2003) o se utilizan niveles geomorfológicos como umbrales de caudal excedidos o no sobrepasados por las paleocrecidas (Levish *et al.*, 1996). Igualmente, se utilizan las referencias documentales (avenidas históricas) para completar o contrastar los datos de paleocrecidas (Benito *et al.*, 2003).

Para la estimación de los caudales asociados a las alturas de los depósitos (calado o nivel mínimo alcanzado por la avenida) o de las referencias históricas, se ha utilizado el modelos hidráulico unidimensional HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center, 1995). La ley de frecuencias se ha calculado mediante métodos existentes de ajuste de funciones de distribución con datos no sistemáticos, basados en algoritmos de máxima verosimilitud (Stedinger y Cohn, 1986; Francés, 2004). Los caudales asociados a crecidas con periodos de retorno elevado se han comparado con los resultantes del cálculo de la avenida máxima probable (PMF).

CUENCA ALTA DEL GUADALENTÍN

En el río Guadalentín (tramo alto conocido como río Luchena), se han realizado 9 perfiles estratigráficos en los depósitos de crecida en un tramo de 2,5 km situado en el entorno de la confluencia de la Rambla Mayor y río Caramel (Fig. 1), aguas arriba del embalse de Valdeinfierno. El río Guadalentín presenta un régimen mediterráneo, marcadamente torrencial. Las estaciones de aforo se localizan en los embalses de Valdeinfierno y Puentes. El embalse de Valdeinfierno se construyó entre 1806-1892, con una altura de la cerrada de 49,21 m, longitud de coronación de 165 m, volumen de embalse de 14,19 hm^3, y una capacidad de aliviadero de 550 m^3s^{-1} (avenida de diseño). Se trataría de una presa de tipo A por sus dimensiones y por el riesgo que supondría su rotura sobre la presa de Puentes, localizada aguas abajo.

Los depósitos de crecidas se localizan en los laterales más alejados o protegidos de los cursos de los ríos Caramel y Rambla Mayor, aguas arriba de un cañón rocoso de unos 25-30 m de anchura donde confluyen ambos ríos. Igualmente, se han encontrado depósitos en pequeñas cavidades desarrolladas en las paredes del cañón rocoso, y en el interior de algunos barrancos afluentes. Los depósitos de inundación están constituidos por arenas, limos y, ocasionalmente arcillas, presentando espesores que oscilan entre unos pocos centímetros y 0,4 m. Desde el punto de vista sedimentológico, las secuencias verticales más comunes son granodecrecientes, con estructuras masiva, laminación horizontal y laminación cruzada. Con mucha frecuencia, las unidades arenosas terminan con estructuras producidas por la migración de *climbing ripples*, sobre los que se deposita una fina lámina de limos que representa el final de la crecida.

Se han realizado 13 dataciones mediante C-14, obteniéndose en los depósitos más antiguos una edad de 1985±50 BP, aunque la mayor parte de los niveles presentan

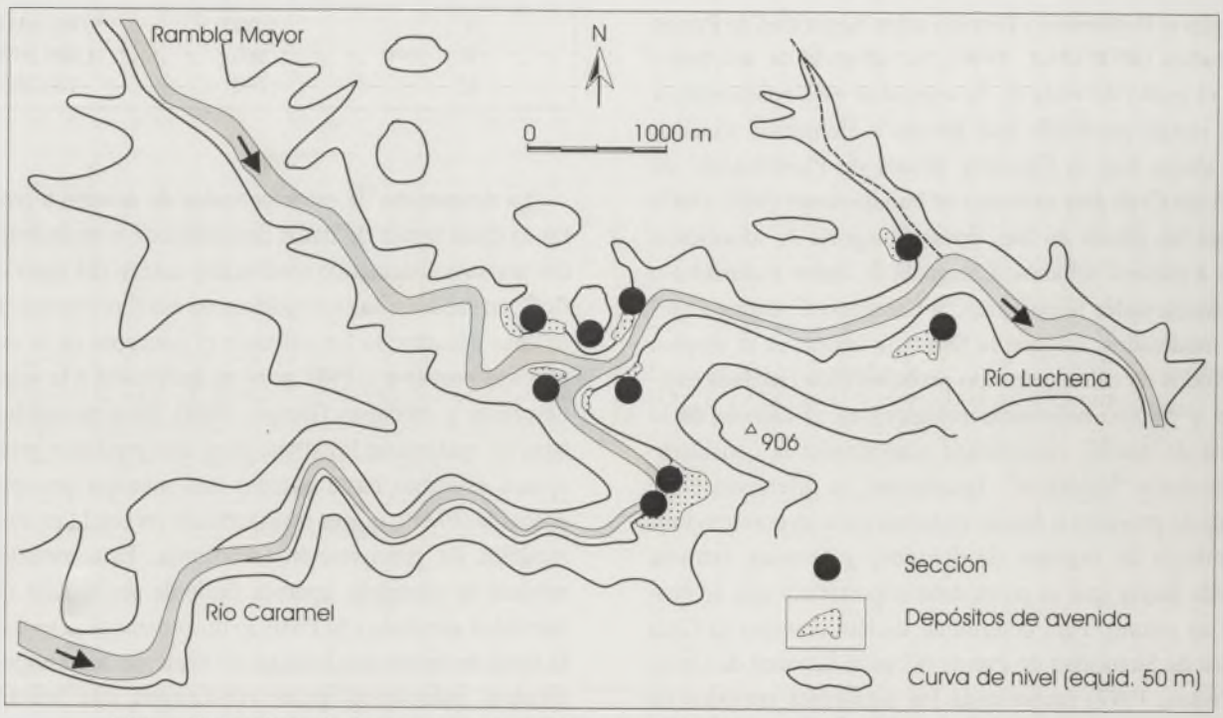


FIGURA 1. *Localización de secciones estratigráficas estudiadas en la Rambla Mayor y el Río Caramel.*

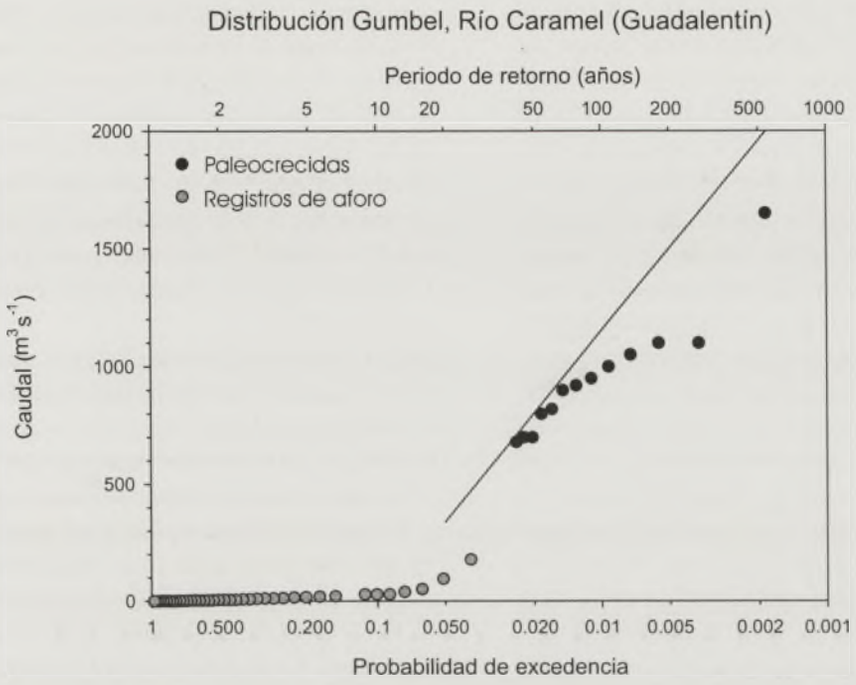


FIGURA 2. *Distribución Gumbel utilizando datos sistemáticos (registros de aforos) y no sistemáticos (registros de paleocrecidas) para el río Guadalentín aguas arriba del embalse de Valdeinfierno.*

edades correspondientes a los últimos 1000 años. Los caudales punta estimados para estas paleocrecidas oscilan entre los 15 m^3s^{-1} y 1616 m^3s^{-1}, este último corresponde a la avenida de 1973, de la cual no existe registro foronómico en esta parte alta de la cuenca. Estos caudales punta asociados a las paleocrecidas son hasta tres veces superiores a la capacidad de aliviadero de la presa de Valdeinfierno, que debería ser capaz de evacuar la avenida de periodo de retorno de 1000 años. En el análisis estadístico se ha realizado la asignación de probabilidades mediante la fórmula de Weibull, a la que se ha aplicado una distribución Gumbel mediante el método de máxima verosimilitud (Fig. 2).

El principal problema encontrado en este ajuste estadístico proviene de los datos de aforo, debido a que la mayor parte de los caudales del embalse de Valdeinfierno corresponden a valores medios diarios. Por ello, se ha optado por eliminar del análisis los caudales medios y utilizar los registros de caudal instantáneo en aquellos años que se dispone en la serie. De acuerdo con este análisis, las crecidas con periodo de retorno (T) de 100, 500, 1000, 5000 y 10000 años corresponden a caudales de 1150, 1950, 2300, 3100 y 3450 m^3s^{-1} respectivamente. Estos datos resultan del mismo orden que los obtenidos por el CEDEX a partir del cálculo hidrometeorológico de avenidas mediante un modelo distribuido, y que corresponden a caudales de 935, 1722, 2121, 3204 y 3727 m^3s^{-1} para estos mismos periodos de retorno. De estos datos se deduce que la avenida de diseño utilizada para dimensionar la capacidad del aliviadero de la presa de Valdeinfierno (550 m^3s^{-1}) se encuentra infraestimada para la magnitud de las crecidas del Guadalentín en esta parte alta de la cuenca. La dimensión de este aliviadero de acuerdo al Reglamento Técnico sobre Seguridad de Presas y Embalses (MOPTMA, 1996) debería de realizarse para una avenida de diseño de 2300 $m^3\ s^{-1}$ y una avenida extrema de 3450 m^3s^{-1}. El caudal de la avenida máxima probable (PMF) ha sido calculado mediante una fórmula empírica donde se establece una relación de las precipitaciones máximas registradas a nivel mundial (envolvente), en donde se han introducido modificaciones para España. De acuerdo a esta fórmula empírica la PMF para la cuenca aguas arriba de Valdeinfierno es de 5786 m^3s^{-1} (A. Jiménez, comunicación personal). Este método sobreestima los valores de caudal y su aplicación en el diseño de presas puede suponer el sobredimensionado de los órganos de desagüe y los parámetros de seguridad, con el consiguiente encarecimiento de la obra.

CONCLUSIONES

En este trabajo se pone en evidencia el potencial que presenta el estudio de paleocrecidas para la determinación de caudales punta y sus correspondientes periodos de retorno aplicado al cálculo de las avenidas de proyecto y máxima de presas. Los trabajos se han centrado en la cuenca alta del río Guadalentín, aguas arriba del embalse de Valdeinfierno. Los depósitos de crecidas más antiguos datan de hace unos 2000 años, aunque el registro más completo comprende los últimos 1000 años, con un total de 25 eventos registrados. Los caudales punta estimados para estas paleocrecidas oscilan entre los 15 m^3s^{-1} y 1616 m^3s^{-1}. De acuerdo al análisis estadístico realizado utilizando los caudales de

las paleocrecidas, junto con algunos datos de caudales punta disponibles en la estación de aforos de Valdeinfierno, la avenida de diseño de la presa de Valdeinfierno es de 2300 m^3s^{-1}, mientras que la extrema es de 3450 m^3s^{-1}. De este trabajo se puede concluir que los estudios de paleocrecidas proporcionan nuevas herramientas metodológicas para la determinación de los cuantiles de crecida elevados como son las avenidas de 500, 1000, 5000 y 10.000 de periodo de retorno. Estos datos de paleocrecidas corresponden a evidencias físicas de calados o niveles de agua alcanzados por las crecidas en periodos de tiempo de varios miles de años, y presentan ventajas sobre la incertidumbre de los datos estadísticos o determinísticos obtenidos a partir de datos de aforo o de precipitación de series temporales de unas pocas décadas. Por otro lado, los caudales obtenidos mediante la estimación empírica de la PMF (5786 m^3s^{-1}) sobreestiman los valores de caudal resultantes, y por tanto no permiten realizar una estimación realista sobre los órganos de desagüe de las presas. En resumen, este trabajo aporta una nueva propuesta metodológica dirigida a la administración y a consultoras para la incorporación de las técnicas de paleocrecidas al proceso de estimación de la avenida de diseño y extrema.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con la financiación del Proyecto CICYT REN2001-1633/RIES "Incorporación de datos de paleocrecidas e inundaciones históricas al cálculo de la avenida de diseño de presas" (PALEOCAP).

REFERENCIAS

Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. y Pickup, G. (1983): Paleohydrologic analysis of Holocene flood slack-water sediments, *En: International Conference on Fluvial Sedimentology,* 2d, Glasgow, Scotland, 1981, Proceedings: Keele, England, Blackwell: 229-239.

Benito, G., Sopeña, A., Sánchez, Y., Machado, M.J. y Pérez González, A. (2003): Palaeoflood Record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews,* 22: 1737-1756.

Berga, L. (1998): New trends in hydrological safety. En: *Dam Safety* (L. Berga, Ed.). Balkema, Rótterdam: 1099-1106.

Comité Español de Grandes Presas (1997): *Guías Técnicas de seguridad de Presas y Embalses*. Guía No. 4. Avenida de Proyecto. 107 p.

Francés, F. (2004): Flood frequency analysis using systematic and non-systematic information. En *Systematic, paleoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation: Methodological guidelines* (G. Benito y V.R. Thorndycraft, Eds.). CSIC-Centro de Ciencias Medioambientales, Madrid: 55-70.

Hydrologic Engineering Center (1995): *HEC-RAS, River Analysis System*, Hydraulics Reference Manual, (CPD-69).

Levish, D.R., Ostenaa, D.A. y O'Connell, R.H. (1996): Paleohydrologic bounds and the frequency of extreme floods on the Santa Ynez river, California. En: *A Prehistoric look at California Rainfall and Floods*. Weather Symposium, California: 1-19.

MJI (1995): *Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de inundaciones*. Resol. 1 enero. BOE, 38.

MOPTMA (1996): *Reglamento Técnico sobre Seguridad de Presas y Embalses*. Orden de 12 de marzo. B.O.E., 78.

Stedinger, J. y Cohn, T.A. (1986): Flood frequency analysis with historical and paleoflood information. *Water Resources Research*, 22: 785-793.

La transgresión holocena en la Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia): registro sedimentario en la zona costera

F. Clemente, M. Pérez-Arlucea, I. Alejo, G. Fráces, D. González, M. Nombela y G. Méndez

Dpto. Geociencias Mariñas e O.T., Facultade de Ciencias do Mar, Universidade de Vigo, 36310 Vigo. fcs@uvigo.es, marlucea@uvigo.es

ABSTRACT

Four sedimentary areas were selected to study vertical sediment distribution. 6 cores were obtained. Sediment thicknesses range between 4.0m and 26.0 m. Vertical sediment distributions show 6 different lithologic units from basal fluvial (A), estuarine (B), tidal flat and peat fens (C), muddy subtidal bay (D), estuarine-shallow embayment (E) and beach barrier (F). 5 ^{14}C age determinations were obtained from the longest core (Ladeira N), 5 in the suction corers, 1 in Patos Beach and 1 in Moaña. The oldest sample located at 22 m yields an age of 8,177 y. BP in unit (B) allowing to constrain most of sediment evolution in the holocene transgressive context. The lower unit (A) composed mainly of fluvial gravels, and deposited in a palaeovalley, is attributed to the Younger Dryas although the LST could be also represented in these deposits. Units B, C and D configure the TST showing an initial rapid increase in water depth at 8,177 y. BP and subsequent shallowing conditions due to progressive aggradation until 4809 y BP. Units E and F mark the HST eustatic stage being characterised by progradational shallow marine conditions and beach barrier progressive enclosing of the complex. Sedimentation rates were calculated at 7 intervals. An upward decrease is observed from 8,177 y BP to 2,001 y. BP, followed by a strong sudden increase, mostly in the last 500 years.

Key words: *Holocene, sea level change, Marine deposits, Ría de Vigo, Coastal evolution.*

INTRODUCCIÓN

En este trabajo se propone un modelo de evolución de los sedimentos cuaternarios recientes de la Ría de Vigo, en la costa Gallega Atlántica (Fig. 1). Así mismo se evalúan y cuantifican las tasas de sedimentación y se propone una curva de cambios en el nivel del mar para el Holoceno. Las referencias sobre depósitos anteriores al Holoceno son muy escasas. Pazos *et al.* (1994) señalan la presencia de terrazas marinas con depósitos de playas colgadas y dunas evolucionando hacia depósitos continentales de tipo coluvial en la playa de Patos, Cabo Estai (Ría de Vigo) y Playa Penisqueira (Ría de Arosa). Estos autores presentan varias dataciones por ^{14}C correspondientes al Holoceno y atribuyen una edad de 6.000 años para el periodo máximo transgresivo en Galicia, seguido de una estabilización del nivel del mar hasta la actualidad. Otros datos importantes son los obtenidos en la plataforma y costa portuguesa, donde se propone una curva eustática desde el último máximo glacial hasta la actualidad (p.ej. Días *et al.*, 2000). García-García (2001) establece un modelo de estratigrafía secuencial de la ría de Vigo. Por último, en el sector sur de las costas atlántica y mediterránea de la Península Ibérica existe un numeroso listado de publicaciones sobre la evolución de la costa durante el Pleistoceno y el Holoceno, considerando procesos eustáticos, tectónicos y paleoclimáticos (p.ej. Zazo *et al.*, 1994; Dabrio *et al.*, 1999).

METODOLOGÍA

Para el estudio de la distribución vertical de los sedimentos se obtuvieron 6 sondeos de rotación hasta el basa-

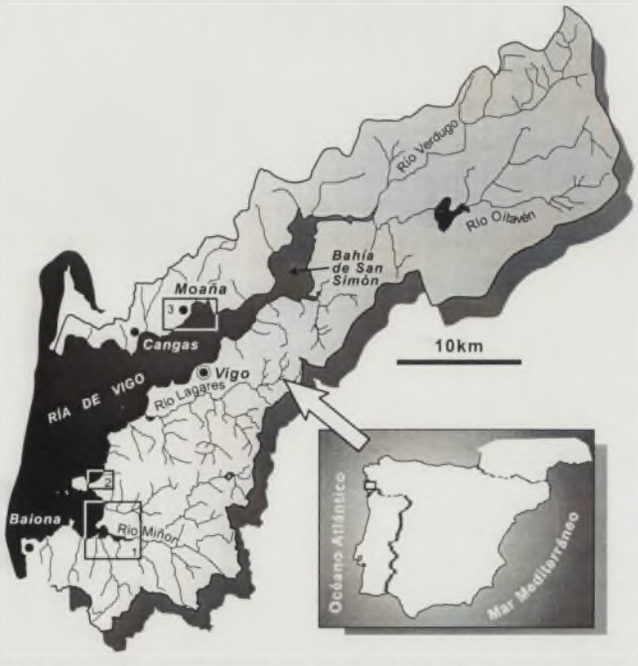


FIGURA 1. *Localización geográfica. 1) Bahía de Baiona (Complejo de A Ramallosa y Playa América), 2) Playa de Patos y 3) Moaña.*

mento (Fig. 2). Los sedimentos más superficiales se estudiaron mediante sondeos someros (2-4 m) obtenidos con un *corer* de succión TESS-1 (Méndez *et al.*, 2003.). En total se han realizado 12 dataciones por ^{14}C (Tabla 1), 10 en el Complejo de A Ramallosa, 1 en Moaña y 1 en la Playa de Patos. En el sondeo LN (Ladeira Norte) se recogieron 5 muestras a 9,11 m, 12,10 m, 14,78 m, 17,76 m y 21,97 m. Otras 5 muestras se recogieron en los sondeos someros. Todas las muestras fueron analizadas en los laboratorios Geochron mediante AMS y las edades obtenidas fueron corregidas usando el programa Quaternary Isotope Lab Radiocarbon Calib 4.3 (Stuiver y Reymer, 1993).

EL REGISTRO HOLOCENO: UNIDADES LITOLÓGICAS Y EDAD

En total se pueden diferenciar 6 unidades litológicas informales que hemos denominado A, B, C, D, E y F de base a techo (Fig. 2).

Unidad A: Está formada por 3,5 m de gravas polimígticas de cuarzo, granito y esquistos con matriz arenosa muy gruesa, que presenta intercalaciones de arenas gruesas y algún pequeño nivel de fangos. Se observa una tendencia granodecreciente muy clara. Esta unidad es azoica aunque en la parte superior aparecen algunos gasterópodos terrestres. Esta unidad no se ha podido datar. El límite con la unidad B es bastante neto. Representa depósitos fluviales.

Unidad B: Arenas siliciclásticas de tamaño medio a grueso y gránulos de color marrón oscuro con algunos cantos blandos y cuarzo. Presenta un espesor de 4,5 m. Presenta abundantes restos vegetales de origen continental tales como pequeños trozos de madera y raíces de reducido tamaño probablemente de origen herbáceo. A su vez se ven abundantes fragmentos de conchas e incluso conchas enteras y articuladas. Muy cerca de la base se estableció una edad de 8.177 años. El límite con la unidad C es muy neto. Se puede interpretar como facies de desembocadura fluvial con influencia marina, probablemente estuáricas, en condiciones intermareales.

Unidad C: Fangos negros intercalados con capas ricas en turba, arenas de grano fino a medio y calcirruditas (gasterópodos y bivalvos). Aparecen también foraminíferos bentónicos de aguas someras. Su espesor es de unos 2,0 m, y a 0,5 m de la base la edad obtenida es de 7.876 años. El tránsito a la unidad D se establece por la desaparición de las capas de turba y presencia de niveles potentes de carbonatos bioclásticos. Representa facies de lagoon y marisma costera.

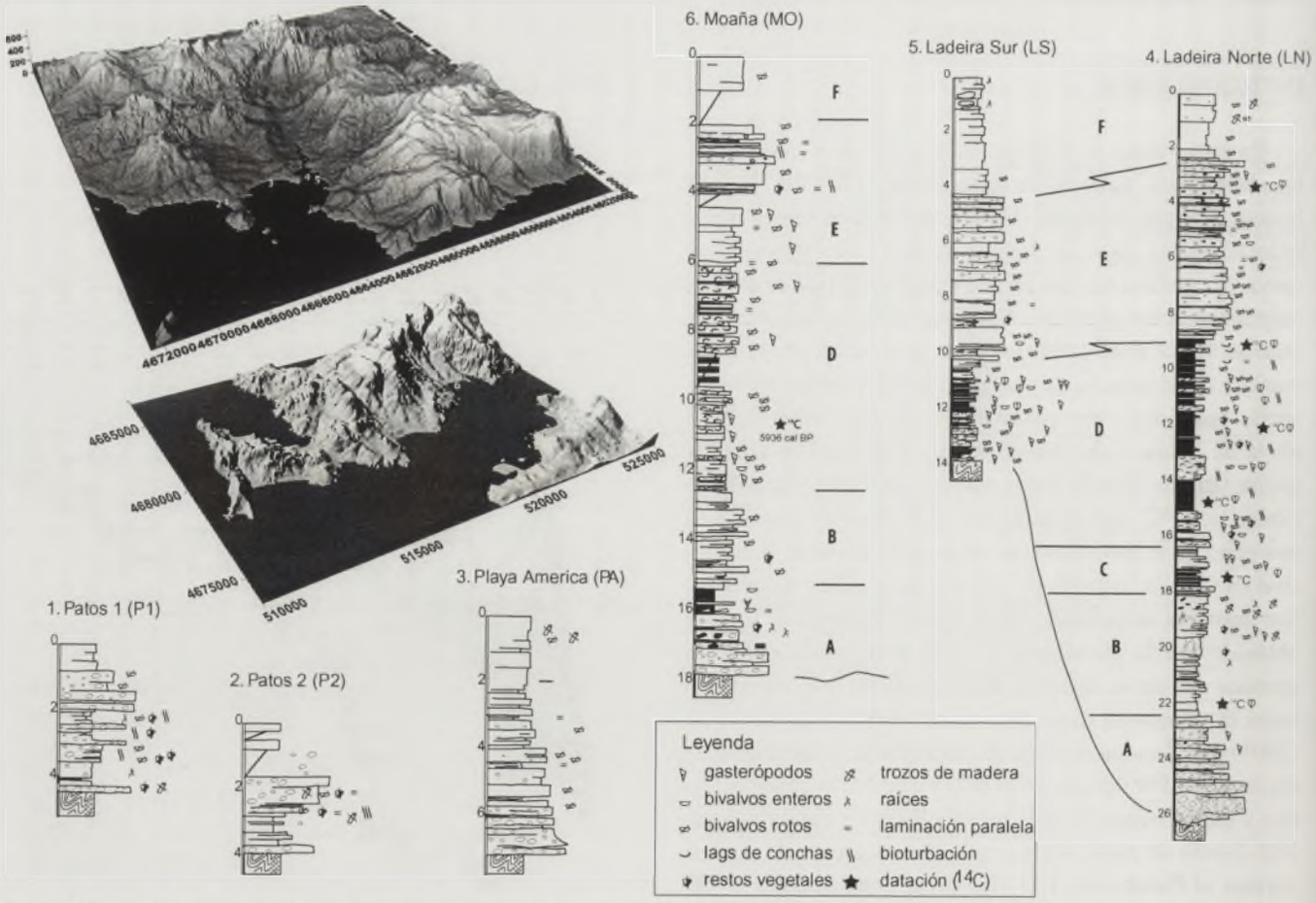


FIGURA 2. *Distribución vertical de sedimentos en los sondeos de rotación, mostrando las unidades definidas. El tramo basal de todos los sondeos corresponde al basamento estructural (esquistos plegados). Los modelos digitales del terreno muestran la posición de los sondeos.*

TABLA 1. *Posición y edad de las muestras datadas por ^{14}C (Prof = profundidad compactación; SR = tasas de sedimentación). TI, TII y TIII corresponden a los transectos de sondeos someros. La datación de la muestra 1 se obtuvo sobre restos vegetales, el resto de las dataciones se realizaron en conchas de bivalvos.*

Muestra	Posicion	Prof (m)	Edad				SR
			Edad 14C (a. BP)	Cal. (a. BP)	Max. P. (a. BP)	Edad calendario	(mm/a)
1	T.I, Log6	0,6	210 +/-110	230-132	-	1720-1818DC	2,60-4,50
2	T.II, Log8	1,71	730+/-40	459-286	388	1562DC	2,32
3	T.III, Log11	1,86	2790+/-40	2691-2353	2496	547AC	0,75
4	T.III, Log12	1,74	850+/-40	526-427	484	1466 DC	3,60
5	T.III, Log12	3,44	2390+/-40	2115-1914	2001	52 DC	1,12
6	LN	9,11	4580+/-40	4853-4694	4809	2859 AC	2,02
7	LN	12,10	6420+/-40	6994-6781	6886	4936 AC	1,44
8	LN	14,78	6780+/-40	7398-7232	7298	5348 AC	6,50
9	LN	17,46	7000+/-50	7716-7876	-	5766-5926 AC	6,41
10	LN	21,97	7740+/-40	8310-8106	8177	6227 AC	9,78
11	P1	4,00	4115+/-80	4830-4436	-	2881-2487 AC	0,83-0,90
12	MO	10,65	5620+/-40	6052-5936	5986	4036 AC	1,78

Unidad D: Fangos de color negro intenso, donde dominan los limos arcillosos y a veces arenosos (micáceos) intercalados con niveles de calcirruditas de gasterópodos y bivalvos de pocos milímetros. Los fangos contienen restos de fauna y flora. Es común la presencia de bioturbación en forma de tubos cilíndricos rellenos de arena fina y marcas más o menos circulares. La potencia de esta unidad es de unos 7,0 m. Es frecuente encontrar conchas enteras con las valvas articuladas en posición de vida, lo que ha permitido la datación de tres niveles dentro de esta unidad: 1) cerca de la base 7.298 años, 2) a unos 4 m de la base 6.886 años y 3) en el techo 4.809 años. El tránsito a la unidad E es gradual pero muy rápido observándose una tendencia granocreciente. Cabe destacar en el sondeo LS esta unidad se apoya directamente sobre el basamento estructural metamórfico. Representa un medio de estuario-bahía protegida en condiciones submareales (lámina de agua entre 8 y 14 m).

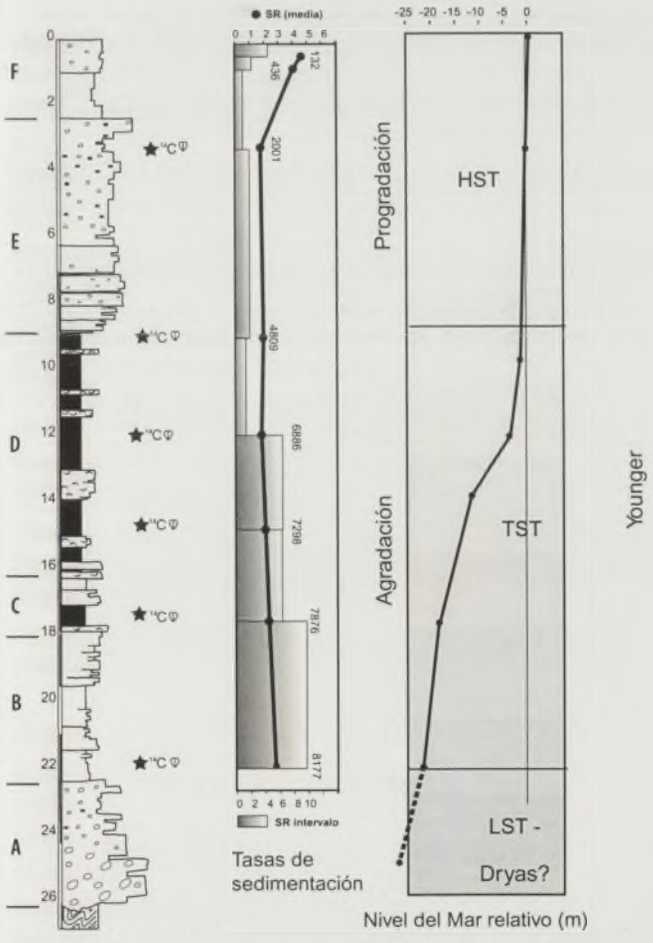


FIGURA 3. *Izquierda: columna sintética del registro sedimentario. Centro: variaciones de las tasas de sedimentación (SR) acumulada y por intervalos datados. Derecha: modelo de evolución de la curva de variación del nivel del mar relativo.*

Unidad E: Arenas gruesas, gránulos y gravas siliciclásticas ocres oscuro. En la base la tendencia es granocreciente, observándose estructuras de tipo lenticular, flaser y laminación paralela. El espesor es de unos 7,0 m. Abundan los restos vegetales y fragmentos de conchas de bivalvos. Existen 4 dataciones en esta unidad: 1) a 3,44m 2.001 años; 2) a 1,74 m 484 años; 3) a 1,71 m 388 años y a 0,6 m 230-132 años. Esta unidad se extiende hasta la actualidad. El tránsito a la unidad F es neto. Se observa un cambio lateral de facies entre las unidades E y F en la parte inferior. Refleja facies estuáricas y de llanura de marea en condiciones intermareales como las actuales.

Unidad F: Arenas medias, de color ocre claro, con intercalaciones más gruesas en la parte media. En el techo de la unidad las arenas son más finas y están bioturbadas por raíces. Los fragmentos de conchas son abundantes y a veces se observan trozos de madera flotados. Esta unidad no ha sido datada, pero su edad se puede establecer entre 484 años máximo y la actualidad. Constituye las facies de la playa actual.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La edad más antigua obtenida (8.177 cal. BP) permite enmarcar gran parte de los sedimentos registrados en el

Holoceno, menos la unidad basal cuya edad no fue determinada. La unidad A aparece representada en los sondeos LN y MO. En A Ramallosa constituye el relleno de un paleovalle y las primeras fases de agradación. Esta unidad podría atribuirse al Younger Dryas, aunque el TST desde el último máximo glacial también podría estar representado. Las unidades B, C y D configuran el TST, mostrando un aumento muy rápido en la lámina de agua desde los 8.000 años. Estos datos concuerdan con el límite superior de la curva de Dias *et al.* (2000). Las tasas de sedimentación son muy bajas (Fig. 3). Se observa un paso a condiciones más someras debido a una agradación progresiva hasta los 4.800 años y una ralentización de la tasa de transgresión hasta la actualidad, dando lugar al HST representado por las unidades E y F. Parte de la acomodación se debe a la compactación (2-3 m) lo que explicaría, por una parte, las bajas tasas de sedimentación y, por otra, la discrepancia entre la lámina de agua (condiciones intermareales) y la posición del nivel del mar en el contexto eustático, que debería estar en la situación actual. Las unidades E y F representan condiciones de progradación. El cambio lateral de facies de la unidad E a la F se interpreta como el crecimiento de la playa-barrera (E) hacia el Norte, que progresivamente cierra el complejo intermareal de La Ramallosa. La formación de la barrera permitió el desarrollo de las marismas en las zonas internas más protegidas del complejo, aunque la interacción con los ríos limita la agradación en algunas zonas. Las tasas de sedimentación son más altas en los últimos 500 años con relación a un incremento en las tasas de erosión, que se pueden atribuir a deforestación y degradación progresiva del suelo debido a causas de origen antropogénico (incendios, que se reflejan en la presencia de numerosos restos vegetales carbonizados en la unidad E y cambios en los usos del suelo).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la OMA de la Universidade de Vigo y los proyectos: CO-085-03 (Xunta de Galicia) y REN2003-09394/MAR (MCYT). Agradecemos a Caridad Zazo la revisión de este artículo y sus útiles comentarios.

REFERENCIAS

Dabrio C.J., Zazo C., Lario J., Goy J.L., Sierro F.J., Borja F., González J.A. y Flores, J.A. (1999): Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cádiz (southern Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 77: 263-281.

Dias, J.M.A., Boski, T., Rodrigues, A. y Malgalhaes, F. (2000): Coast line evolution in Portugal since the last Glacial Maximum until present- a synthesis. *Marine Geology*, 170: 177-186.

García-García, A. (2001): Estratigrafía símica de alta resolución de la Ría de Vigo. Evolución e implicaciones ambientales. Tesis Doctoral, Univ. de Vigo, 398 p.

Méndez, G., Pérez-Arlucea, M., Stouthamer, E. y Berendsen, H. (2003): The TESS-1 suction corer: a new device to extract wet, uncompacted sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 1078-1081.

Pazos, O., Vilas, F., García-Gil, E, García-Gil, S., Nombela, M.A., Alejo, I., Rubio, B. y Rey, D. (1994): Holocene tectonic movements in the west coast of Galicia, Spain. *Littoral*, 94: 26-29.

Stuiver, M y Reimer, P.J. (1993): Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomoni, G., Impronta, S., Lario, J., Bardaji, T., y Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research*, 10 (4): 933-945.

Estudio de la estructura interna de una barrera de arena mediante geo-radar. Islas Cíes, NO España

S. Costas[1], F. Rial[2], I. Alejo[1], H. Lorenzo[2] y M. Nombela[1]

1 Dpto. Xeociencias Mariñas e O.T., Facultad de Ciencias, Universidade de Vigo, Lagoas-Marcosende s/n, 36200 Vigo. sucostas@uvigo.es, ialejo@uvigo.es, mnombela@uvigo.es

2 Dpto. Enxeñería dos Recursos Naturais e Medio Ambiente, E.U. de Enxeñería Técnica Forestal, Universidade de Vigo, Campus A Xunqueira s/n, 36005 Pontevedra. firv@uvigo.es, hlorenzo@uvigo.es

ABSTRACT

Ground-penetrating radar (GPR) is used to investigate the stratigraphy and internal sedimentary structure of a sand barrier at Cíes Islands. Application of radar stratigraphy allows the delineation of both bounding surfaces and intervening beds. The succession of different sedimentary events during the geological evolution is introduced with regard to the surfaces morphology. The succession shows three different units that correspond with a specific environment conditions. In this sense, we have identified from rocky substract upwards: basin infilling, transgressive deposits and sand barrier aggradation. The sedimentary infilling sequence was correlated with a particular sea level state.

Key words: *ground-penetrating radar, sand barrier, sea level, aggradation, overwash.*

INTRODUCCIÓN

Las barreras de arena o *sand barriers* son acumulaciones de sedimento paralelas a la línea de costa cuyo crecimiento se caracteriza por procesos de acreción vertical debidos a la acción conjunta del oleaje y el viento, tras las cuales con frecuencia se desarrolla un lagoon. Dentro de las barreras de arena pueden identificarse diferentes ambientes de sedimentación en función de los procesos que dominen: (i) La playa constituye la zona de mayor actividad debido al continuo efecto del viento, oleaje, y las mareas, (ii) la zona interna de la barrera esta dominada por el efecto del viento, dando como resultado el desarrollo de un cordón dunar. Por último, (iii) la zona de la barrera en dirección a tierra suele registrar un descenso gradual en la topografía hacia el *lagoon*. En el caso de costas en las que se registra una migración hacia tierra del sistema, esta tercera zona está caracterizada por depósitos de derrame u *overwash* correspondientes a eventos de tormenta.

El origen de las barreras de arena se encuentra todavía en discusión. Existen modelos actuales que explican su origen como resultado de la acción conjunta del oleaje y las mareas para un nivel del mar dado (Davis y Hayes, 1984, Otvos, 1985). Por otra parte, Penland *et al.* (1985) y Roy *et al.* (1994) incluyen también el nivel del mar relativo, e incluso el aporte de sedimento (Boyd *et al.*, 1992), como factores determinantes. En este sentido son varios los autores que asignan a la última transgresión marina la formación de las actuales barreras de arena transgresivas a partir de la erosión y truncación de anteriores barreras de arena formadas con un nivel del mar bajo (Vilas *et al.*, 1987, Roy *et al.*, 1994). Este trabajo se presenta como una contribución al estudio de la evolución y origen de las barreras de arena a través de un ejemplo concreto. En este caso se incluye una primera aproximación en la reconstrucción de la evolución y origen de la barrera de arena desarrollada en las Islas Cíes mediante el uso de técnicas de penetración electromagnética (*Ground-penetrating radar*, GPR) con el fin de obtener un modelo de evolución de escala geológica.

ZONA DE ESTUDIO

El archipiélago de las Islas Cíes consta de tres islas orientadas de norte a sur y localizadas en la boca de la Ría de Vigo, en el margen suratlántico de Galicia (Fig. 1). La vertiente este de las islas se encuentra resguardada de la acción del oleaje proveniente de océano abierto, permitiendo el desarrollo de abundantes complejos sedimentarios entre los que se incluye la barrera de arena de Rodas, objeto del presente estudio. Dicha barrera de arena une la isla norte o isla de Monteagudo a la central o isla de Faro, a modo de barrera natural. Tras ella se ha desarrollado un *lagoon*, comunicado de forma permanente con océano abierto a través del margen oeste, y de forma esporádica con las aguas de la Ría de Vigo a través de un canal de marea coincidiendo con eventos de tormenta y mareas vivas. En el extremo norte de la barrera se encuentra el cabo de Punta Muxieiro, sobre el que se ha desarrollado un importante complejo dunar. El extremo sur está formado por un tómbolo que une el islote de Vellas con la isla de Faro. En

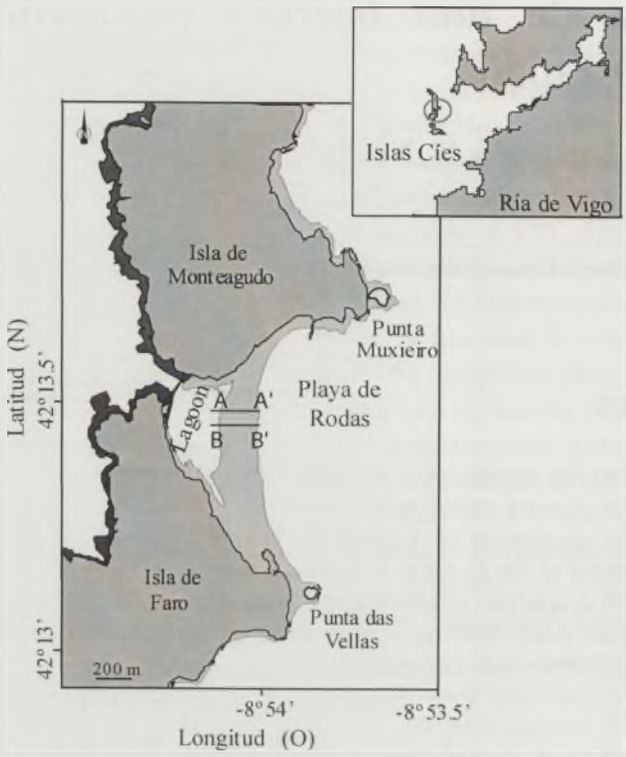


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio y situación de los perfiles de GPR..*

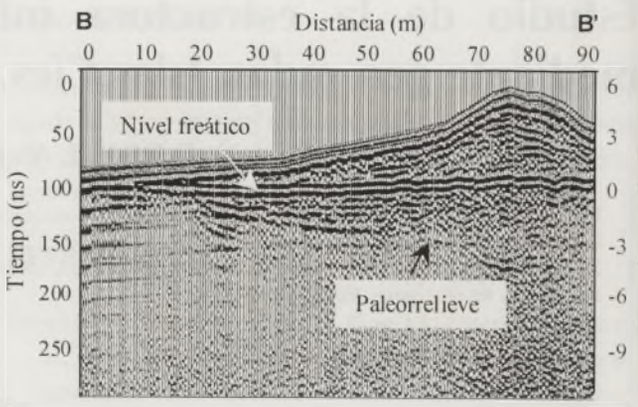


FIGURA 2. *Perfil B-B' realizado con una antena de 200 MHz transversal a la barrera de arena donde se observa la posición del nivel freático y el paleorrelieve.*

ambos extremos se han registrado procesos de erosión como resultado de estudios a escala estacional e histórica o de décadas (Costas *et al.*, 2002). Dicha erosión ha sido relacionada con la extracción de áridos de forma intensiva durante las décadas de los 50, 60 y 70, que provocó un desequilibrio en la evolución natural del medio sedimentario y un reajuste a las nuevas condiciones impuestas. Durante la década de los 60 se registra una fuerte erosión en el cordón dunar de Rodas y como consecuencia el desarrollo de procesos de derrame hacia el *lagoon*. Dichos procesos favorecieron la colmatación del *lagoon* provocando el cierre permanente del canal de marea que se desarrollaba durante los años 50 en el extremo sur de dicho sistema sedimentario. Así mismo, se favoreció la erosión del cordón dunar de Rodas en su extremo norte, el cual se convirtió en la zona topográficamente más baja, por lo que el canal de marea pasó a desarrollarse en este extremo. La evolución de la playa de Rodas está dominada por el *swash*, y por lo tanto por procesos transversales (Costas *et al.*, 2002).

METODOLOGÍA

El geo-radar o *ground-penetrating radar* es una técnica de teledetección de corto alcance con radar diseñada para trabajar con antenas de poco peso, consiguiendo un equipo ligero que pueda ser manejado y portado por una o dos personas. El fundamento del método es idéntico al de la teledetección radar convencional desde satélite o avión. El proceso de detección se produce por un cambio en las propiedades electromagnéticas de los medios atravesados, lo que provoca que parte de la energía sea reflejada de vuelta, mientras el resto continúa su camino. Disponiendo de una antena receptora en la superficie es posible detectar estas reflexiones, y con ellas generar una serie de registros espacio-tiempo de características similares a los registros clásicos de sísmica de reflexión.

El estudio de la barrera de arena de Rodas se ha llevado a cabo utilizando un equipo RAMAC/GPR de Mala Geoscience y tres antenas de frecuencias diferentes a lo largo de dos perfiles transversales de aproximadamente 100 m de longitud y separados 55,46 m (Fig. 1). Para las antenas de más baja frecuencia, 100 y 200 MHz (no apantalladas), se realizó una toma de datos puntual con un intervalo de separación entre trazas de 50 cm a lo largo del perfil B-B' (Fig. 2). En el caso de los perfiles obtenidos con la antena de 500 MHz se realizó una toma de datos continua a lo largo de los perfiles A-A' y B-B' (1 traza/cm) mediante el uso de un odómetro implementado en una rueda taquimétrica. Los registros fueron posteriormente filtrados con el fin de aportar una mayor claridad visual a las reflexiones de interés, buscando para ello eliminar la componente de ruido presente en las trazas y compensando la atenuación sufrida por la onda en su propagación por el medio. A cada registro o radargrama se le aplicó posteriormente una corrección topográfica respecto al cero hidrográfico local (CHL).

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Los registros subsuperficiales obtenidos mediante el uso de diferentes antenas han sido utilizados para reconstruir la historia deposicional de la barrera de arena de Rodas. La estructura interna de la etapa de evolución más reciente de la barrera de arena se describe a través de los resultados obtenidos en los perfiles transversales utilizando la antena de 500 Mhz. En las líneas resultantes aparece un reflector horizontal muy claro a 80 ns (1,73 m por encima del cero

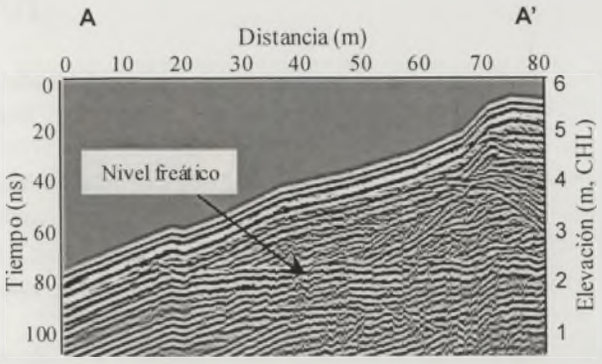


FIGURA 3. *Perfil A-A' realizado con la antena de 500 MHz transversal a la barrera de arena mostrando la posición del nivel freático y la estructura interna de la parte superior de la barrera de arena.*

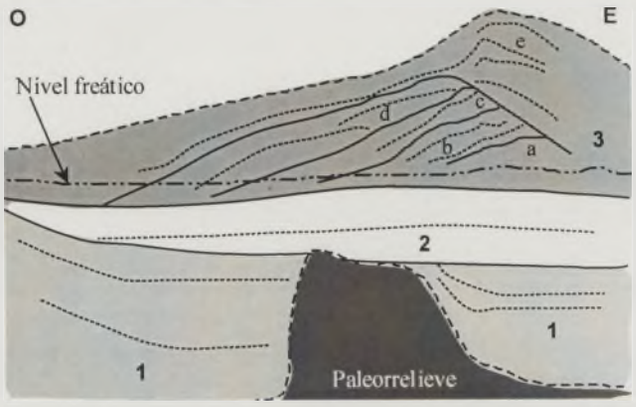


FIGURA 4. *Interpretación morfológica de las distintas unidades que componen el relleno sedimentario en la zona de estudio.*

hidrográfico, figura 3) interpretado como el nivel freático que comunica la playa con el *lagoon* desarrollado tras la barrera. Este nivel corta reflectores ligeramente inclinados hacia tierra que en algunos casos pueden continuarse por debajo del mismo. Estos reflectores presentan la estructura interna de una barrera de arena cuya zona hacia tierra está dominada por depósitos de derrame con suave inclinación. Dentro de esta unidad, limitada en principio por el nivel freático, han podido identificarse tres discontinuidades que separan distintas subunidades, y una superficie de erosión que corta a las anteriores (Fig. 4). Sobre cada discontinuidad continúa el crecimiento del sistema sedimentario mediante acreción vertical y migración hacia tierra del complejo. La superficie de erosión afecta a los cuatro cuerpos desarrollados durante las diferentes etapas de crecimiento de la barrera de arena. A partir de esta última superficie de erosión se registra una importante acreción vertical y el consiguiente crecimiento del sistema.

Ampliando la penetración y disminuyendo la resolución, utilizando las antenas de 100 y 200 MHz, obtenemos la morfología de la superficie de discontinuidad sedimentaria sobre la que se desarrollan y acuñan las superficies anteriores o superficie de downlap. Esta nueva unidad presenta una morfología de horizontal a convexa, acuñándose hacia tierra en *onlap* sobre una nueva discontinuidad representada por líneas ligeramente cóncavas inclinadas hacia mar que se corresponderían con el relleno sedimentario de las depresiones encontradas en el sustrato (Fig. 4). El reflector interpretado como sustrato o paleorrelieve muestra la presencia de bloques hundidos y levantados a 3,97 m por debajo de cero hidrográfico aproximadamente.

El análisis de las unidades identificadas ha permitido interpretar la evolución de la barrera de arena desde el sustrato hacia el techo del registro tal y como se describe a continuación (Fig. 4). El paleorrelieve aparece cubierto por sedimentos que rellenan las cuencas en una primera etapa de evolución (1). Este relleno no se asocia a un ambiente concreto ya que se carece de suficiente información, pudiendo corresponder a relleno de origen edáfico, eólico o debido al avance de un cuerpo sedimentario hacia costa con la subida del nivel del mar. El techo de esta unidad es una superficie de discontinuidad sobre la que se desarrolla una nueva unidad sedimentaria que avanza hacia tierra, a modo de depósito transgresivo (2). Una segunda discontinuidad separa esta unidad de la superior (3), en la que cesa el avance de dichos depósitos y se registra el crecimiento vertical de la barrera de arena actual, correspondiente a una nueva subida del nivel del mar caracterizada por la agradación de barreras de arena. Dentro de esta unidad se han identificado distintas etapas de evolución. Los reflectores internos de la subunidad (d), correspondientes a la zona hacia tierra de la barrera, muestran una morfología convexa, contraria a las subunidades inferiores (a, b y c) cuyos reflectores son cóncavos. Este cambio en la morfología de los reflectores se ha interpretado como un cambio en las condiciones del ambiente de sedimentación, proponiéndose dos fases en la evolución con relación a la influencia del *lagoon*. La fase *prelagoon* se correspondería con un nivel del mar bajo dentro del *lagoon* sin contacto directo entre el *lagoon* y los depósitos de derrame o zona trasera de la barrera. Por otra parte, en la fase *lagoon* el nivel del agua dentro del mismo alcanzaría la zona trasera de la barrera interceptando los depósitos de derrame. Durante esta fase los depósitos de derrame transportados hacia el *lagoon* son frenados de forma brusca por la masa de agua, dando como resultado una morfología convexa a dicho depósito. La superficie erosiva que delimita la subunidad (d) y corta a las anteriores (a, b y c), indica un cambio evolutivo en la barrera de arena que pasa de presentar morfología agradante a retrogradante. Este cambio se relaciona con el aporte actual de sedimentos, el cual resulta insuficiente para mantener el equilibrio entre el ascenso relativo del nivel del mar y/o las pérdidas de material, y el aporte de sedimentos al sistema. La ausencia de una fuente de sedimento activa actualmente ha sido puesta de manifiesto y destacada en los trabajos realizados hasta el momento en la zona. Estos trabajos resaltan el

carácter extremadamente maduro de la componente principal de complejo sedimentario (Costas *et al.*, 2002), la cual está formada por cuarzos con un alto grado de madurez y esfericidad localizados también en los registros fósiles identificados en las Islas Cíes. Por último, la subunidad (e) representaría una nueva estabilización del sistema describiendo la morfología actual de la barrera.

CONCLUSIONES

La utilización de la técnica de geo-radar ha resultado extremadamente útil en la determinación de las diferentes etapas acontecidas en la zona de estudio. El análisis de la sucesión de unidades estratigráficas identificadas ha permitido realizar una primera aproximación a la evolución de la barrera de arena de Rodas en relación a variaciones del nivel del mar.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Universidad de Vigo por la financiación de este trabajo a través de una beca predoctoral, así como la ayuda prestada por los compañeros de equipo Diego, Manu, Jorge y Termi, en la obtención y el análisis de los datos. El trabajo es una contribución a los proyectos EVK2-CT-2000-00060 y REN2003-09394.

REFERENCIAS

Boyd, R., Dalrymple, R. y Zaitlin, B.A. (1992): Classification of clastic coastal deposition environments. *Sedimentary Geology*, 80: 139-150.

Costas, S., Alejo, I. y Alcántara-Rubio, J. (2002): Human influence on the evolution of Islas Cies sand barrier (NW Spain). En: *Litoral'02: the changing coast* (F. Veloso-Gomes, F. Taveira-Pinto y L. Neves, Eds), Vol. 2: 283-288.

Davis, R.A. y Hayes, M.O. (1984): What is a wave-dominated coast? *Marine Geology*, 60: 313-329.

Otvos, E.G. (1985): Barrier platforms; northern Gulf of Mexico. *Marine Geology*, 63: 285-305.

Penland, S., Suter, J.R. y Boyd, R. (1985): Barrier island arcs along abandoned Mississippi River delta. *Marine Geology*, 63: 197-233.

Roy, P.S., Cowell, P.J., Ferland, M.A. y Thom, B.G. (1994): Wave dominated coasts. En: *Coastal Evolution, Late Quaternary shoreline morphodynamics* (R.W.G. Carter y C.D. Woodroffe, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 121-186.

Vilas, F., Isla, F., Nombela, M.A. y De La Cruz, J. (1987): Glacioeustasia, tectónica y sedimentación en la costa gallega. En: *Actas IX Reunión de Xeología e Minería do NO peninular:* 16-17.

Analisis de la erosión en *gullies* en las Bardenas Reales (Navarra)

G. Desir y C. Marín

Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. gdesir@unizar.es, cimarin@unizar.es

ABSTRACT

Gullies are erosive forms that show steep walls and depths higher than 0.5 m and are only occupied by water under storm conditions. At the Bardenas Reales site, gullies are developed over Holocene silts and show a great extend. It is possible to recognise two filled up stages. The first one is characterised by a thicker silt sequence in which alternated levels of ripples with decantation levels. The second one is also composed by silt deposits with cross-stratified gravel deposits at the top of the sequence. The gullies evolution responds to different processes like headcut retreat, scouring, undermining and piping. The extend and evolution of the gullies at the Bardenas Reales shows clearly that they are main way of sediment loss and exportation.

Key Words: *gully, fill deposits, gully evolution, Bardenas Reales.*

INTRODUCCIÓN

La mayoría de las investigaciones llevadas a cabo sobre procesos de erosión en áreas de badlands se han centrado en zonas de rill e interrill, generalmente a escala de parcela. Sin embargo, muy pocos estudios se han encaminado al análisis de la erosión en gullies, en primer lugar, debido a su mayor complejidad y en segundo, a la mayor escala de trabajo.

La diferencia entre unos y otros viene establecida por un límite arbitrario de una profundidad de 0,5 m, valor por encima del cual consideraremos gully. Morgan (1979) y Hudson (1985) definen los gullies como cursos de agua de paredes escarpadas que están sometidos a la acción de flujos espasmódicos durante las tormentas. Previamente, Patton y Schumm (1975) señalan que el desarrollo de los gullies se produce cuando se sobrepasa un umbral geomórfico, el cual está asociado tanto a una disminución de la resistencia de los materiales, como a un aumento de la capacidad erosiva de los materiales, o a ambos. Estos umbrales pueden ser extrínsecos (climáticos, antrópicos) o intrínsecos (relacionados con el propio gully) (Schumm, 1979).

El objetivo principal de este trabajo es analizar cuales son las formas y procesos de evolución de los gullies en un medio semiárido, como es el caso de Las Bardenas Reales (Navarra).

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se engloba dentro de las Bardenas Reales, una gran depresión erosiva que ocupa 415 km^2 en la zona centroccidental de la Depresión del Ebro. En las Bardenas Reales afloran materiales terciarios, formados por

FIGURA 1. *Vista general de los gullies desarrollados en el área de las Bardenas Reales.*

FIGURA 2. *Depósito de la primera etapa de relleno se observa el contacto erosivo con las arcillas terciarias.*

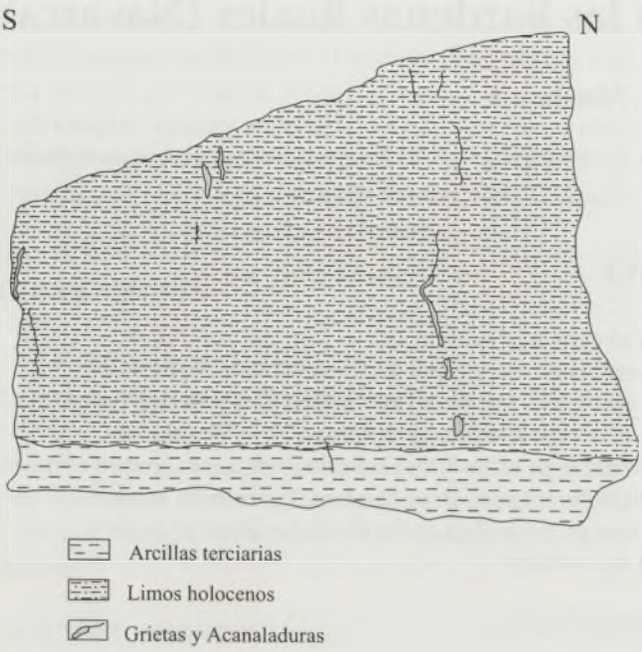


FIGURA 3. *Esquema del depósito de limos correspondiente a la primera etapa de relleno.*

arcillas miocenas de la Formación Tudela (Castiella *et al.*, 1978) y los rellenos holocenos, constituidos por limos y arcillas procedentes del lavado y erosión de los terciarios circundantes. Sobre los rellenos cuaternarios se han excavado profundos y extensos gullies activos en la actualidad (Fig. 1).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el análisis de los rellenos de los gullies desarrollados en el área de estudio se reconocen dos etapas de relleno. Gracia (1985) reconoce la existencia de 2 etapas de relleno en el Barranco de Tudela, aunque la presencia de un nivel de glacis (G_3) colgado sobre este barranco, sugiere que al menos existirían 3 etapas acumulativas en este valle. En primer lugar, se habría producido la incisión de los materiales terciarios, y sobre estos de manera discordante y coetáneamente con el relleno general de la cuenca el depósito de los gullies. Esta primera etapa se dispone discordante mediante un contacto erosivo sobre las arcillas terciarias y está constituida por un depósito potente de limos en el cual se puede reconocer la alternancia de niveles de ripples y niveles de decantación (Figs. 2 y 3). Localmente, en la base de estos limos, en contacto con el terciario aparece un nivel de gravas ligeramente cementadas de unos 40 cm de potencia. Este nivel, aparece en las zonas próximas al depocentro de la cuenca y se continua lateralmente en los rellenos de la misma. Tras esta primera etapa de relleno, se observa una segunda en la cual se alternan los depósitos de finos con gravas con estratificación cruzada que aparecen a techo del relleno (Fig. 4). Actualmente, la dinámica dominante en el área es erosiva y se manifiesta por profundas incisiones que afecta tanto a los materiales terciarios como a los rellenos. Los gullies desarrollados en el área de estudio alcanzan longitudes que superan los 5 km, con profundidades que en ocasiones alcanzan los 10 m. Se trata de una red bastante jerarquizada que recorre la depresión de las Bardenas Reales de Navarra en toda su extensión, partiendo de los relieves prominentes hacia el nivel de base, en este caso el río Ebro en las proximidades de Tudela (Navarra).

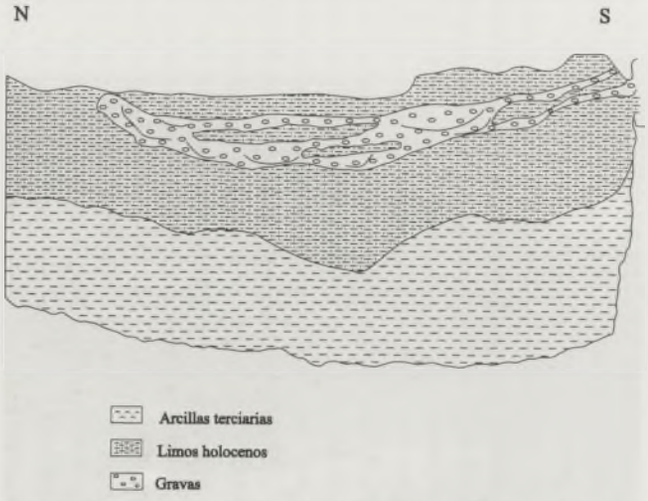


FIGURA 4. *Esquema de los depósitos correspondientes a una segunda etapa de relleno. Este nivel está constituido por un nivel basal de limos a cuyo techo aparecen niveles de gravas con estratificación cruzada.*

Dentro de esta dinámica erosiva se han reconocido varios procesos que dan lugar al ensanchamiento, profundización y crecimiento del gully. FAO (1978) señala que la evolución de los gullies se produce mediante varios procesos, los cuales pueden tener lugar al mismo tiempo o por separado. Estos son incisión del fondo y las paredes, y la erosión por el efecto cascada en la cabecera, lo que da lugar a un importante retroceso de la cabecera y el cual está sujeto al volumen y velocidad de la escorrentía. Schnabel (1997) apunta que los procesos de evaluación de los gullies son el colapso y retroceso de la cabecera (*headcut retreat*), profundización del canal (*channel deepening*), socavación basal e incisión en la base del escarpe de las paredes (*undermining y scouring*), y finalmente el lavado de las paredes de los gullies por erosión superficial. Todos estos procesos han sido reconocidos en el área de estudio, variando la magnitud e intensidad en función del orden del gully. Así, en los tributarios de menor orden la dinámica de retroceso de las cabeceras y la ampliación del cauce por vuelcos, piping y socavación basal (Fig. 5) es mucho más activa que en los tributarios de mayor orden donde domina la profundización del canal (Fig. 6).

FIGURA 5. *En la fotografía se pueden observar los procesos de retroceso de la cabecera, la ampliación del cauce por vuelcos, piping y socavación basal que tienen lugar en los gullies de orden menor.*

FIGURA 6. *Gully de gran desarrollo en el que se observa como la dinámica evolutiva se circunscribe a pequeños vuelcos y a la profundización del canal.*

CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos del análisis de los procesos de erosión y acumulación, tanto pasados como presentes, se desprende que los gullies han representado y representan en el área la principal vía de evacuación de material fuera de la Depresión de Bardenas. La evolución de los gullies se produce mediante vuelcos, piping, e incisión del fondo.

REFERENCIAS

Castiella, J., Solé, J. y Del Valle, J. (1978): *Mapa Geológico de Navarra. E: 1:200.000. Cartografía geológica a partir de la investigación geológica de Navarra a escala 1: 25.000*. Diputación Foral de Navarra, Servicio Geológico, Dirección de Obras Públicas.

FAO (1978): *Soil Erosion by water: some measures for its control on cultivated land*. FAO Land and Water Development Series, 7, 284 p.

Gracia, F.J. (1985): *Geomorfología de las Bardenas Orientales*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 172 p.

Hudson, N.W. (1985): *Soil Conservation*. Brastford, London, 324 p.

Morgan, R.P.C. (1979): *Soil Erosion*. Longman, New York, 312 p.

Patton, P.C. y Schumm, S.A. (1975): Gully erosion, NW Colorado: a threshold phenomenon. *Geology*, 3: 88-90.

Schnabel, S. (1997): *Soil erosion and runoff production in a small watershed under silvo-pastoral landuse (Dehesas) in Extremadura, Spain*. Serie Monografías Científicas. Geoforma, Logroño, 167 p.

Schumm, S.A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. *Transactions Institute of the British Geographers*, NS4: 485-515.

Estudio morfoestructural de la red de drenaje en la cuenca de Almazán

P. Fernández García[1], C. Rey Moral[2], R. Babín Vich[1] y R. Tejero López[1]

1 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. pafernan@geo.ucm.es
2 Sección de Geología, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

ABSTRACT

Almazan Basin, localised in the northeastern part of the Iberian Plate, shows a characteristic drainage network formed by the Duero river, E-W trend in the main part of it trajectory, shifting suddenly into a N-S trend by the Almazan town. The morphological study based on a map subenvelopes and some asymmetry index suggest a relation with the N20º-30ºE Spanish Central System tectonic trend. Moreover, the study of the morphologic surfaces, longitudinal profiles and the main faults, reveal a major river incision in the south slope, while the north slope tributaries fit into a more tectonically stable area. These two remarkable areas would be divided by a major uneveness, E-W trend, located underneath the Duero river. Present fluvial network is controlled by NW-SE and E-W to WNW-ESE fault systems.

Key words: *Almazan Basin, morphostructure, drainage analysis, Alpine structure.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Almazán es una cuenca intramontañosa, limitada por los relieves de la Rama Aragonesa (N y NE) y Castellana (S) de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Está constituida por sedimentos continentales de edad terciaria que alcanzan su máximo espesor según una cubeta orientada E-O que se extiende al este de la población de Almazán (Bond, 1996; Maestro, 1999; Rey Moral, 2001). El relleno es paleógeno en su mayor parte con más de 3000 m de espesor y se dispone sobre sedimentos cretácicos que forman el fondo de la cuenca. Su zona NO está caracterizada por un umbral en el que solo se encuentran sedimentos neógenos, que sobrepasaron los limites actuales de la cuenca, cubriendo las estructuras mesozoicas adyacentes. La cuenca de Almazán ha sido descrita como una cuenca *piggy-back*, asociada a un cabalgamiento cortical dirigido hacia el norte (Guimerá *et al.*, 1995; Casa-Sainz *et al.*, 2000) y su formación se relaciona con los eventos de deformación alpinos que crearon la Cordillera Ibérica.

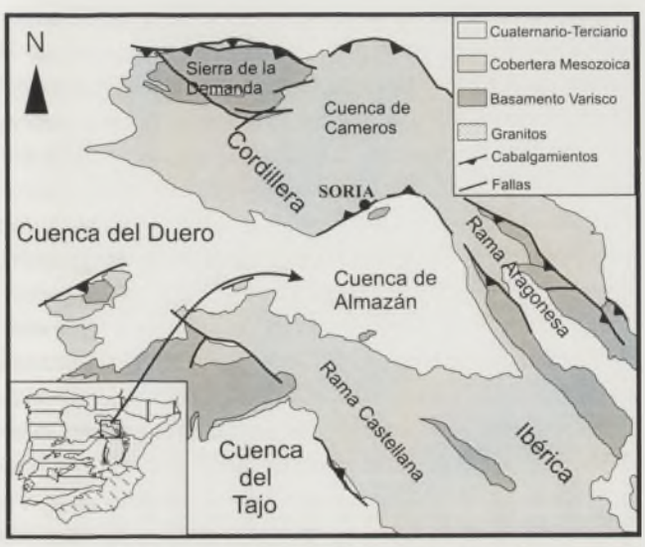


FIGURA 1. *Situación de la zona de estudio.*

En esta cuenca se encuentra la divisoria de aguas entre tres de las cuencas más importantes de la Península Ibérica: Duero, Ebro y Tajo. La divisoria entre las cuencas del Duero y del Ebro discurre con una orientación NE-SO por la parte central de la misma (Fig. 2). La divisoria de estas dos cuencas con la cuenca del Tajo se sitúa paralela al límite de la rama Castellana con la cuenca de Almazán. Esta peculiar situación da al estudio de la red de drenaje de la cuenca de Almazán un gran interés. El análisis de las redes de drenaje y los parámetros morfométricos son considerados en la actualidad plenamente vinculados a la morfoestructura de una región. Por ello, en este trabajo se va a realizar un análisis de la red de drenaje mediante mapas de envolventes, índices de asimetría y perfiles longitudinales de los ríos y se va a investigar su relación con la estructura de la zona.

MAPAS DE ENVOLVENTES

Los mapas de envolventes (Map Subenvelope de McKeown *et al.*,1988) proporcionan una buena información sobre la distribución del flujo del agua sobre la superficie terrestre a partir de la cartografía de las "*envolventes*" (líneas que unen puntos de la misma altura topográfica en diferentes ríos). El estudio de su espaciado, regularidad e incurvacio-

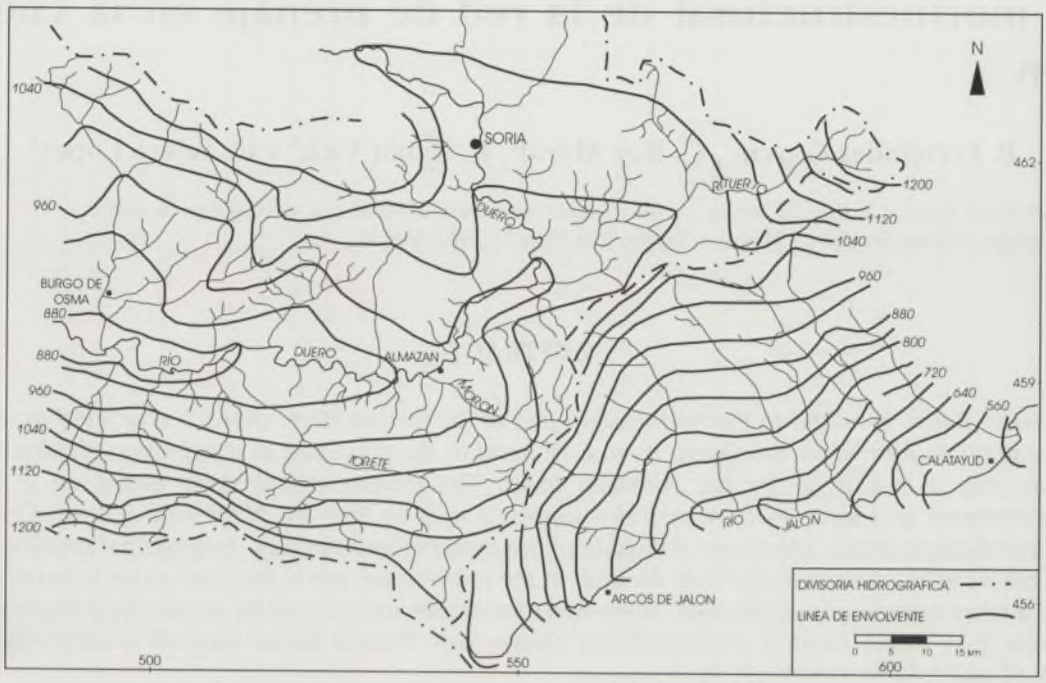


FIGURA 2. *Mapa de envolventes de la cuenca de Almazán.*

nes, proporciona una metodología muy eficaz sobre la relativa incisión de las redes. Areas donde las envolventes presenten espaciados homogéneos o con "*convexidades*", denotarían zonas "*estables*", donde la capacidad de incisión y evolución de los ríos es mínima. Análogamente, líneas de envolventes apretadas, o con incurvaciones "*cóncavas*", evidenciarían erosión y fuerte encajamiento de los cauces respecto a su entorno. (Garrote *et al*., 2002)

En el mapa de envolventes realizado para la Cuenca de Almazan (Fig.2), es notoria la importante inflexión que toman las curvas en todo el corredor del río Duero, ampliándose exageradamente aguas arriba, al girar al norte, en su confluencia con el río Rituerto y donde las envolventes toman una marcada rectilinidad y se separan notablemente. En segundo lugar, se aprecia una desigualdad dentro de la propia cuenca del Duero. Así, en la vertiente norte, predomina la regularidad y los amplios espaciados de las envolventes, aunque destacan dos importantes concavidades situadas en el extremo occidental de la zona. La vertiente sur, ofrece un aspecto totalmente diferente, mayor rectitud y apretamiento en las isolíneas de la cuenca y la concavidad asociada a los ríos Morón y Torete. Dicha concavidad se situaría en una dirección acorde con el trazado E-O del río Duero.

Para la vertiente norte del río Jalón, predomina la regularidad y el apretamiento de las envolventes, lo que indicaría una fuerte y homogénea incisión hídrica en todos los ríos, que remontan aguas arriba, invadiendo claramente la actual divisoria topográfica. Es precisamente en esta zona donde se evidencia un fuerte contraste en el estilo de las envolventes, de dirección N30ºE que coincidiría con la actual divisoria.

INDICES DE ASIMETRIA

Un aspecto singular de la cuenca de Almazán, es la marcada asimetría que se observa en algunas cuencas de drenaje de sus ríos afluentes, y para las que se ha calculado el factor T (factor de simetría topográfica transversal), de Keller y Pinter (1996). Este índice de basculamiento (T) viene dado por la expresión T=Da/Dd, donde Da y Dd representan respectivamente, las distancias desde el río a un eje imaginario centrado en la cuenca y desde dicho eje al borde de la cuenca adyacente. Las medidas se han realizado sobre una base topográfica escala 1/100.000, agrupando el factor T según su intensidad: entre 0 – 0,30 (baja), de 0,30 – 0,50 (media) y entre 0,50 – 1 (alta). (Fig. 3)

La primera observación de este mapa muestra una clara concentración de la asimetría en la vertiente meridional de la cuenca de Almazan, tanto en lo que respecta a la cuenca del Duero como del Jalón. Aunque la localización de estas cuencas no es totalmente continua, es evidente que se puede delimitar una franja de dirección E-O, con ligeras desviaciones norte, para los valores máximos y medios de este índice. Este hecho permite considerar un mismo comportamiento de deformación, hacia el este, para ríos de las cuencas del Duero y Jalón, y cuyo control estaría en principio situado al sureste de la zona de estudio. La vertiente norte presenta también una cierta intensidad en este índice de basculamiento, sobre todo al oeste del eje Soria - Almazan. Estas cuencas se alinean con las de la vertiente meridional opuesta, según una dirección aproximada N20ºE, que manifiestan dos lineaciones prácticamente paralelas entre sí y de entidad regional. Estas direcciones serían coincidentes con las dos incurvaciones descritas en el mapa de envolventes.

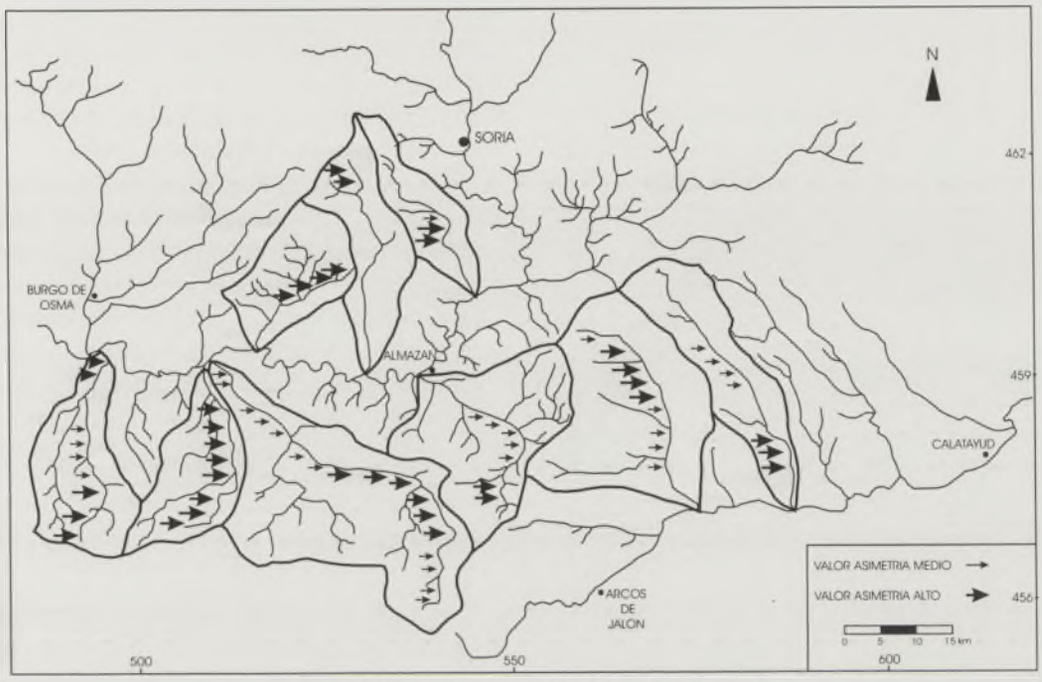


FIGURA 3. *Mapa de valores del Índice de Asimetría.*

LAS SUPERFICIES MORFOLOGICAS Y LOS PERFILES LONGITUDINALES

En la cuenca de Almazán se pueden distinguir básicamente dos niveles de arrasamiento: la Superficie Culminante (poligénica) desde 1200 y 1100m y la Superficie Inferior (tipo glacis) entre 1100 y 1000m. La cartografía de ambas y los principales perfiles longitudinales, queda recogida en la figura 4.

La primera superficie (en ocasiones se desdobla en dos niveles), se identifica con el nivel más alto de la cuenca. Su característica es: su total independencia de la red de drenaje no presentando apenas inclinación. Forma la actual divisoria y se encuentra degradada en la divisoria de las cuencas del Duero y Jalón. La Superficie Inferior, con una morfología tipo glacis claramente dirigida hacia los cauces principales, ofrece el mayor desarrollo en la zona norte de la cuenca, mientras que en la vertiente del Jalón apenas se identifica, lo que indicaría una historia evolutiva mucho más activa para este río.

Los perfiles longitudinales de los ríos (Fig. 4), proporcionan una valiosa información sobre su propia evolución en relación con la geología y dinámica regional. Los ríos de la vertiente meridional del Duero presentan dos tendencias diferentes: los más occidentales (Caracena y Talegones) ofrecen los mayores gradientes de pendiente, su perfil es ligeramente convexo y presentan frecuentes inflexiones en su trazado. Estos rasgos apuntarían a considerarlos como inmaduros, si bien los afloramientos mesozoicos, más resistentes, contribuirían a justificar esta morfología. Los que ocupan el sector oriental (Torete y Morón) presentan un perfil muy distinto, caracterizado por un gradiente de pendiente mucho menor, tendencia a la concavidad y ausencia de inflexiones bruscas. Esto podría indicar ríos aparentemente mas maduros y evolucionados, o bien una localización en áreas de relativa estabilidad durante el cuaternario. Estas mismas pautas pueden reconocerse para los ríos de la vertiente septentrional (Ucero, Fuentepinilla, Izana y Mazo), si bien en alguno de ellos pueden identificarse rupturas de pendiente en su trazado, asociadas al encajamiento en los materiales paleógenos. Un hecho singular observado en el perfil del río Mazo, lo constituye la marcada convexidad de su último tramo, lo que indicaría que dicho río todavía no se ha ajustado a su nivel de base (Duero).

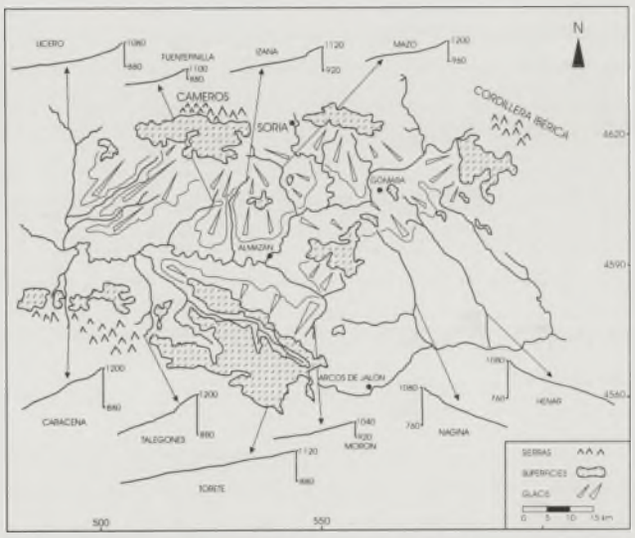


FIGURA 4. *Superficies morfológicas y perfiles longitudinales de algunos ríos.*

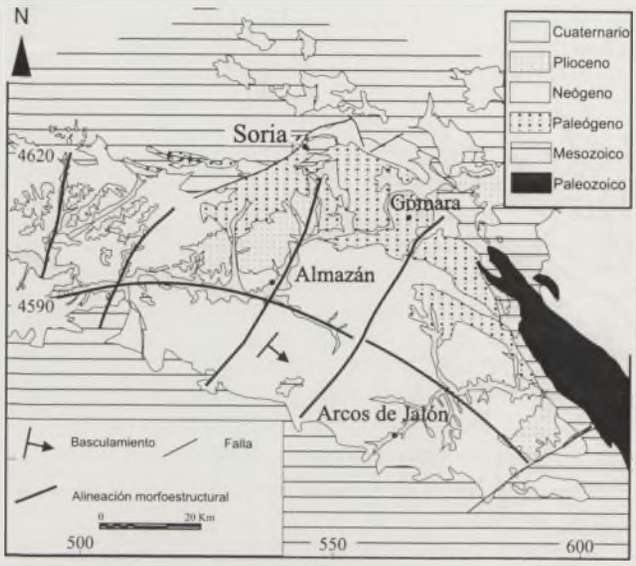


FIGURA 5. *Mapa geológico de síntesis con las principales lineaciones morfoestructurales deducidas.*

Finalmente, para los perfiles de la cuenca del Jalón (rios Nágima y Henar), puede reconocerse fuertes gradientes de pendiente y una acusada rectilinidad en su trazado. Estos hechos, junto al importante descenso en los valores de altura que tiene su nivel de base, hace que se justifique una importante acción remontante actual de sus cabeceras.

DISCUSIÓN

El estudio precedente ha permitido establecer que existen dos direcciones predominantes que controlan la actividad fluvial: dirección NE-SO y dirección ONO-ESE. Estas direcciones están claramente relacionadas con sistemas de fallas que caracterizan la estructura de la Cuenca de Almazán. En la figura 5 se han trazado sobre un esquema geológico de la zona, las principales falla NE-SO, observadas en perfiles sísmicos de reflexión, en modelos gravimétricos y en estudios estructurales (Bond, 1996; Maestro, 1999; Rey Moral, 2001). Los índices de asimetría indican que el movimiento a favor de estas fallas determina un hundimiento hacia el este-sureste. Estas fallas limitan el umbral entre las cuencas del Duero y de Almazán, dando lugar a la no existencia de sedimentos paleógenos en la zona NO de la cuenca (NO de Almazán). De todos estos accidentes el que más llama la atención es el ligado a la divisoria de aguas Duero-Ebro y es quizá el más elusivo en los estudios geofísicos y estructurales ya que no aparece claramente definido como un accidente neto. En él se produce una interrupción de las envolventes y un ligero desplazamiento en los valores de los índices de asimetría en la cuenca del Jalón (Figs. 2 y 3).

La alineación morfoestructural ONO-ESE a E-O coincide también con las orientaciones de fallas y pliegues que caracterizan la estructura de la cuenca. Los datos geofísicos indican que la zona situada al sur tiene un menor espesor de sedimentos, hecho que facilitaría una mejor adaptación de las redes de drenaje a la actividad tectónica. Además, esta alineación marca el límite del depocentro de la cuenca, definido según algunos autores por una estructura monoclinal (Maestro, 1999; Casas Sainz *et al.*, 2000) o por un cabalgamiento según otros (Rey Moral, 2001).

La cuenca de Almazán se formó durante eventos deformacionales alpinos, fundamentalmente durante el Oligoceno y el Mioceno Inferior, bajo un campo de esfuerzos NNE-SSO (Casas Sainz *et al.*, 2000). La actividad morfoestructural de estas fallas podría haberse desarrollado desde la época del relleno de las cuencas hasta tiempos recientes, dentro de una etapa cuaternaria donde los ríos habrían redefinido su trazado hasta llegar a la configuración actual. El desarrollo de esta investigación proporcionará nuevos datos que permitan contrastar estas hipótesis.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Agustín Blanco la ayuda prestada en los trabajos de digitalización. Este trabajo ha sido financiado con el proyecto BTE 2003-03902 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazan Basin, NE Spain. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds). Cambridge University Press: 203-213.

Casas Sainz, A., Cortés Gracia, A. y Maestro González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics*, 19 (2): 258-289.

Garrote Revilla, J., Fernández García, P. y Garzón Heydt, G. (2002): Parámetros morfométricos de la red de drenaje y sus implicaciones estructurales en la cuanca del tajo. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. I.G.M.E. Serie Geológica, 1: 45-52.

Guimerá, J., Alonso, A y Mas, J.R. (1995): Inversión of a extensional-ramp basin by a neoformed thrust: The Cameros Basin (N Spain). En: *Basin Inversión* (J. G Buchanan y P. G. Buchanan, Eds). Geological Society Spececial Pubublication, 88: 433-453.

Keller, E. A. y Pinter, N. (1996): *Active Tectonics*. Prentice Hall, New York, 338 p.

Maestro, A. (1999): *Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 334 p.

McKeown, F.A., Jones-Cecil, M., Askew, B.L. y McGrath, B. (1988): Análisis of stream profile data in inferred Tectonic Activity, Eastern Ozaik Mountains Region. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1807, 39 p.

Rey Moral, C. (2001): *Estudio geofísico de una cuenca sedimentaria. La Cuenca de Almazán (Provincia de Soria). Implicaciones tectónicas*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 247 p.

Cartografía morfosedimentaria de alta resolución de las Rías Bajas y plataforma adyacente de Galicia (NO de España)

A. Ferrín, R. Durán, R. Diez, K. Mohamed, S. García-Gil y F. Vilas

Departamento de Geociencias y Ordenación del territorio, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo, 36200 Vigo. aferrin@uvigo.es

ABSTRACT

A high resolution map of the sedimentary distribution of the sea floor of the Rías Baixas of Galicia and adjacent continental shelf has been performed. The use of high resolution acoustic techniques combined with the sedimentological analysis of sediment samples appears to be a very useful procedure to improve the quality of the results. Changes in sea bottom reflectivity have been used to establish the limits of the grain size sediment fields. Rocky outcrops location as well as bottom sedimentary structures distribution has also been mapped. A detailed slope distribution map has been utilized to differentiate four sectors in the study area.

Key words: *side scan sonar, surface sediments, rocky outcrops, Rías Baixas, continental shelf.*

INTRODUCCIÓN

Diversos autores han centrado su interés en la elaboración de cartografías texturales en las Rías Baixas y plataforma adyacente (Fig. 1). Rey (1993) realiza una primera aproximación parcial a la distribución espacial de los sedimentos superficiales de estos fondos marinos. Vilas *et al.* (1995, 1996, 1999) elaboraron mapas de detalle de la distribución de tamaño de grano en las rías de Vigo, Pontevedra, y Arousa. Días *et al.* (2001) presentan los mapas de distribución de las distintas fracciones granulométricas, así como una aproximación a la situación de los afloramientos rocosos en la plataforma continental galaico-portuguesa. En este trabajo, mediante la aplicación de métodos acústicos de alta resolución (sonar de barrido lateral y ecosonda) se pretende realizar una cartografía morfosedimentaria de alta resolución que complementa con mayor definición la información existente hasta la fecha.

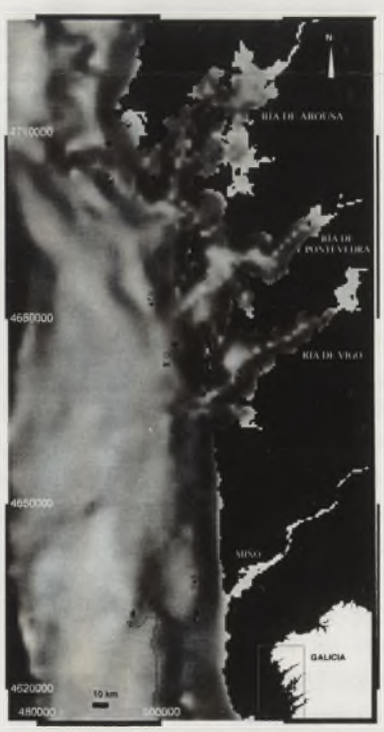


FIGURA 1. *Localización del área de estudio y mapa de pendientes de la zona sumergida.*

El sonar de barrido lateral ofrece la posibilidad de obtener una imagen progresiva del fondo (sonograma), lo que permite cartografiar en detalle los tipos texturales de sedimentos en función de los cambios en la reflectividad de los mismos. También hace posible el reconocimiento y caracterización de los afloramientos rocosos de la zona, así como incluso cuantificar parámetros de formas sedimentarias (longitudes de onda, alturas, orientaciones de cresta, etc.).

Los datos de ecosonda nos han permitido la elaboración de una batimetría de alta resolución del área. Estos datos se han tratado igualmente para la elaboración de un mapa de pendientes, el cual ha complementado la cartografía textural original, especialmente útil en las zonas donde muestras y registros de sonar no estaban disponibles.

ADQUISICIÓN DE DATOS

El objetivo central del trabajo es la elaboración de una cartografía de detalle a partir de datos sedimentológicos y su integración con datos acústicos de alta resolución (sonar de barrido lateral y ecosonda). Esto implica la inclusión de información procedente de diferentes campañas geofísicas y sedimentológicas (Tabla 1, Fig. 2), así como el efectuar una revisión de mapas y artículos ya publicados, que complementan el estudio.

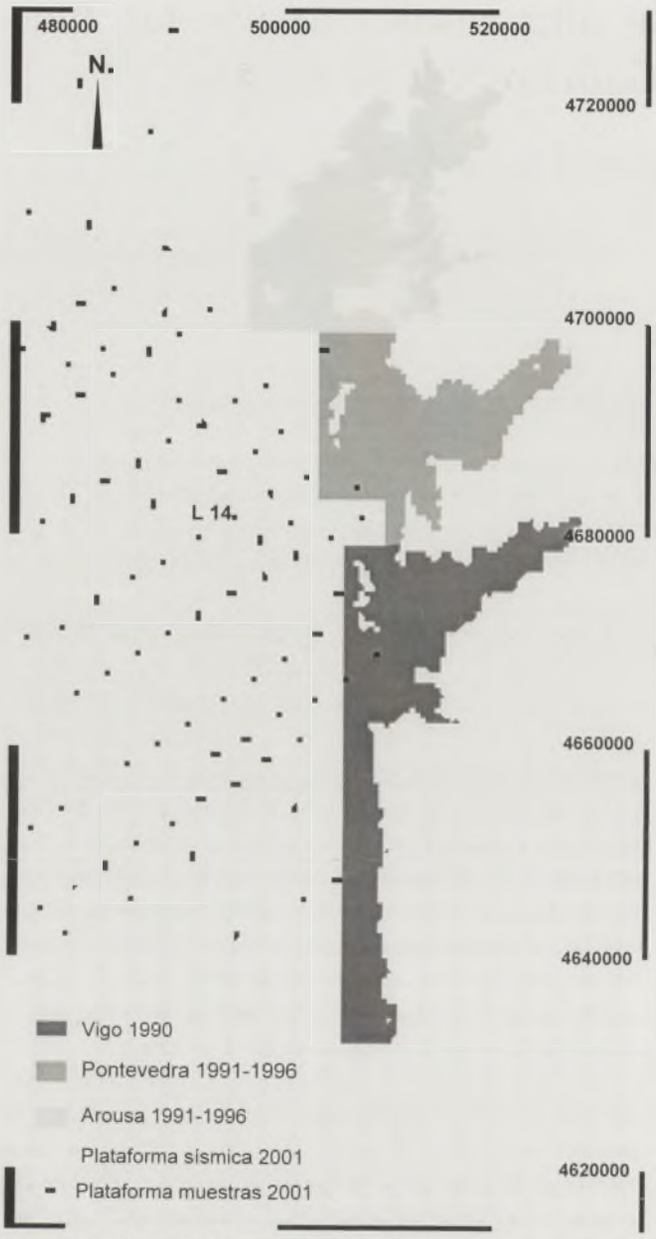


FIGURA 2. *Mapa de la zona cubierta por las diversas campañas geofísicas y localización de los registros sísmicos y muestras de sedimentos en la plataforma (ver Tabla 1).*

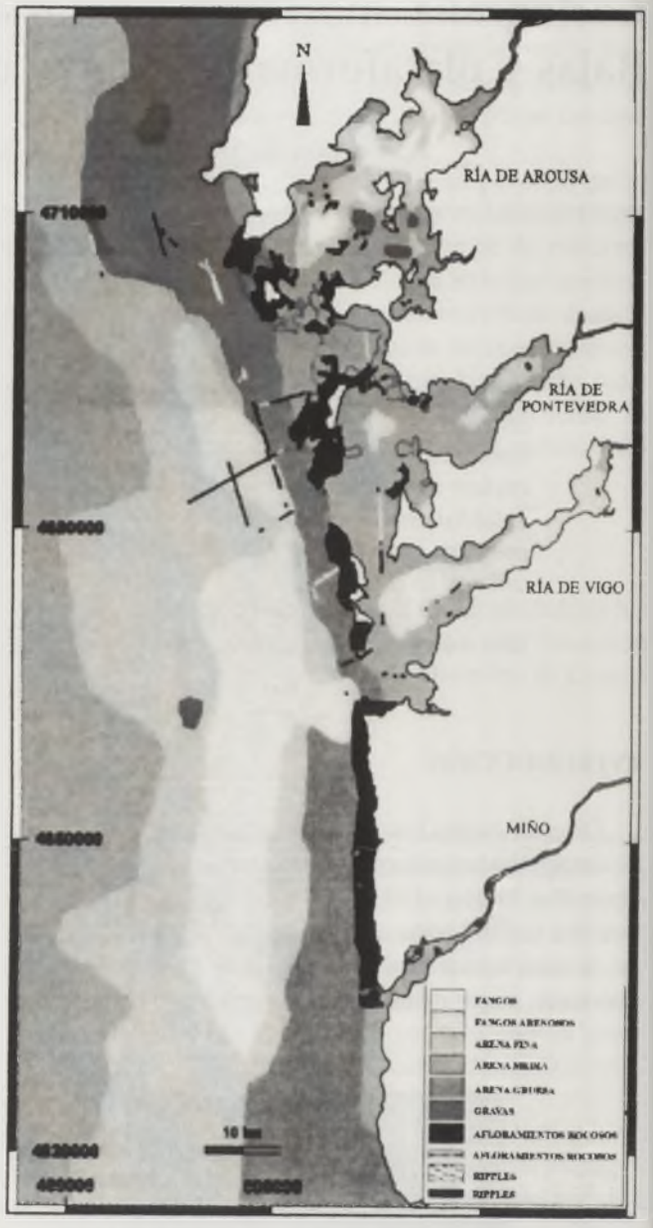


FIGURA 3. *Mapa de distribución superficial de sedimentos, afloramientos rocosos y situación de las formas de fondo sedimentarias.*

TABLA 1. *Campañas geofísicas y de muestreo de sedimentos llevadas a cabo en la zona de estudio.*

Institución	Año	Área de estudio	Registros geofísicos	Muestras superficiales
MOPT	1990	Ría de Vigo Plataforma hasta Miño	855 km	1067
	1991	Ría de Pontevedra y Arousa	952 km	1480
U. Vigo	1990	Ría de Vigo		87
	1991	Ría de Pontevedra		105
	1996	Ría de Arousa		302
	2001	Rías Baixas y Plataforma	750 km	105
U. Vigo - IEO	1996	Ría de Pontevedra	320 km	

Los equipos utilizados en las campañas geofísicas fueron un Sonar de Barrido Lateral Klein 595 (operando a una frecuencia de 100 kHz), y una ecosonda Atlas Deso 20.

Para la recogida de muestras en las campañas sedimentológicas se utilizaron dragas tipo shipeck., siguiendo una densidad de muestreo variable dependiendo de la zona. En todas las campañas tanto geofísicas como sedimentológicas, se utilizó un GPS diferencial, Trimble 4000 RL combinado con una unidad de Trisponder para la navegación y posicionamiento.

METODOLOGÍA

A la hora de elaborar el mapa morfosedimentario se ha utilizado la metodología siguiente:

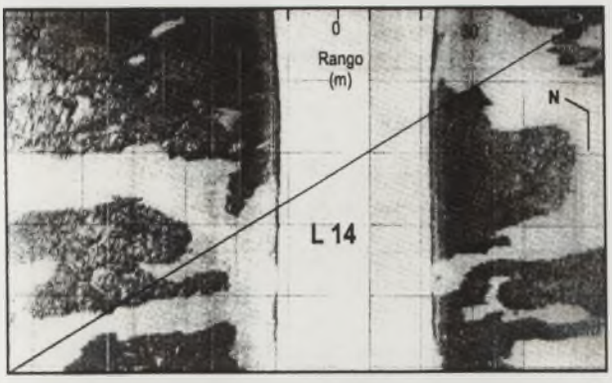


FIGURA 4: *Sonograma de parches de fango y afloramiento rocoso en la plataforma (ver localización en Fig 2).*

1. Recopilación de los resultados del análisis granulométrico de todas las muestras.
2. Cartografía preliminar utilizando el paquete informático *Golden Software Surfer 8* aplicando diversos algoritmos de interpolación a estos resultados.
3. Elaboración de una base batimétrica de detalle confeccionada a partir de datos de ecosonda y digitalización de cartas náuticas.
4. Integración de los datos batimétricos y de distribución de pendientes.
5. Interpretación y localización de los patrones sonográficos.
6. Inclusión de datos bibliográficos en zonas colindantes.
7. Elaboración del mapa morfosedimentario.

RESULTADOS

El mapa morfosedimentario (Fig. 3) se ha realizado a partir de la cartografía de datos granulométricos, teniendo en cuenta la batimetría de detalle de la zona, el mapa de pendientes de alta resolución, y los patrones sonográficos (sonar de barrido lateral) disponibles para el área de estudio.

La distribución de pendientes nos ha permitido diferenciar 4 zonas:

Las rías. Presentan una profundidad variable, alcanzando los 45 metros en la boca de Vigo y Pontevedra y 65 metros en Arousa. Están caracterizadas por presentar valores muy variables de pendiente, fruto de su fisiografía irregular (especialmente la Ría de Arousa). La distribución de sedimentos se caracteriza por la presencia de una zona axial de sedimentos cohesivos, aumentando el tamaño de grano tanto hacia la zona externa de las rías como hacia la costa. En el caso de la Ría de Pontevedra, el área de sedimentos finos más importante se localiza en la parte interna, donde las corrientes son menos energéticas (García-Gil *et al.*, 2000).

La zona de transición, que coincide con el paso de las rías a la plataforma interna, y tiene profundidades entre 10 y 60 metros. Esta zona viene caracterizada por la presencia, en la Plataforma interna, de una banda de afloramientos rocosos que sigue la alineación de las islas Cíes, Ons y Sálvora, situadas en la boca de las rías. La extensión de estos afloramientos se ha cartografiado de forma precisa tras el análisis de los registros de sonar de barrido lateral. En contacto con los afloramientos, y también mostrando variaciones importantes en la pendiente, aparecen acumulaciones de arenas gruesas que marcan el límite oriental de un cinturón de fango arenoso que se extiende en dirección N-S a lo largo de toda la zona de estudio. Este cinturón está controlado hidrodinámicamente por una corriente de fondo dirección norte (Días *et al.*, 2001).

La aplicación de métodos acústicos al estudio de este cinturón de materiales finos, ha permitido comprobar la existencia de un control estructural sobre el mismo. Esto viene demostrado por el aumento que se da en la pendiente en su límite oriental así como por la aparición en los registros de sonar de barrido lateral de una serie afloramientos rocosos discontinuos (Fig. 4) sobre un área de baja reflectividad (típica de sedimentos fangosos). Estos afloramientos rocosos podrían provocar una canalización de la corriente evitando la dispersión lateral de los sedimentos finos.

La Plataforma media, situada entre 60-130 metros de profundidad, está caracterizada por presentar una pendiente media de 0,25°, homogénea en toda el área aumentando al norte posiblemente por la presencia de afloramientos rocosos. El tipo de sedimento predominante aquí son las arenas finas.

La Plataforma externa, entre 130 metros de profundidad y hasta la ruptura de la plataforma con el talud. Las pendientes en este sector vuelven a aumentar bruscamente (0,25°-14°), y el sedimento predominante es de tamaño arena media.

Con la ayuda de los sonogramas se han cartografiado las zonas en las que aparecen formas de fondo sedimentarias. Estas formas, ripples en su mayoría, suelen encontrarse entre los afloramientos rocosos tanto en las rías como en la zona de transición.

CONCLUSIONES

La aplicación conjunta de métodos acústicos y sedimentológicos al estudio de los fondos actuales de las Rías Baixas gallegas y plataforma continental adyacente ha posibilitado realizar una cartografía morfosedimentaria de detalle. Esta nueva cartografía aumenta la resolución de las ya existentes, tanto en el sentido de la distribución de los sedimentos superficiales como también de los afloramientos rocosos presentes en la zona. El estudio de la distribución de pendientes ha permitido diferenciar cuatro zonas fisiográficas, cada una de ellas con una distribución de sedimentos característica. Esta nueva cartografía también delimita las zonas de aparición de formas de fondo sedimentarias.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los Proyectos de Investigación REN2003-03233 MAR, VEM2003-20093-C03-03 y REN2003-02822 MAR del MCYT y al PGDIT03RMA30101PR de la Xunta de Galicia (XUGA). Contribución Nº 314 del Grupo de Investigación XM2.

REFERENCIAS

Días , J.M.A. , González , R. , García, C. y Díaz-del-Rio, V. (2001): Sediment distribution patterns on the Galicia-Minho continental shelf. *Progress in Oceanography*, 52: 215–231.

García-Gil, S.; Durán, R. y Vilas, F. (2000): Side Scan Sonar image and geological interpretation of the Ría de Pontevedra seafloor (Galicia, NW Spain). *Scientia Marina* , 64(4): 393-402.

Rey, J. (1993): *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Tesis doctoral. Univ. de Granada, 232 p.

Vilas, F., García-Gil, S., Diez, R., Durán, R., Ferrín, A., Magariños, J.y Iglesias, J. (2002): Southern galician continental shelf of Northwest Spain since the last glacial maximum. En: *Segunda conferencia del proyecto IGCP 464: Continental shelves during the last glacial cycle*. Libro de Abstracts.

Vilas, F., Nombela, M. A., García-Gil, E., García-Gil, S., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, O. (1999): *Mapa de distribución de los sedimentos del fondo de la Ría de Arousa*. Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura, Xunta de Galicia, 30 p.

Vilas, F., Nombela, M. A., García-Gil, E., García-Gil, S., Alejo, I., Rubio, B., Pazos, O. (1995): *Mapa de distribución de los sedimentos del fondo de la Ría de Vigo*. Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura, Xunta de Galicia, 41 p.

Vilas, F., Nombela, M. A., García-Gil, E., García-Gil, S., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, O. (1996): *Mapa de distribución de los sedimentos del fondo de la Ría de Pontevedra*. Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura, Xunta de Galicia, 41 p.

Síntesis de la evolución geodinámica durante el Cuaternario de la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa (Almería, Cordilleras Béticas)

E. García-Meléndez[1], J.L. Goy[2] y C. Zazo[3]

1 Dpto. de Ingeniería Minera, Área de Geodinámica Externa, Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071 León. dimegm@unileon.es
2 Dpto. de Geología, Área de Geodinámica Externa, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca.
3 Dpto. de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), C/ José Gutiérrez Abascal 3, 28003 Madrid.

ABSTRACT

The landscape of the eastern Huércal-Overa Basin reflects the influence of a tectonic context that affected its younger landforms, and involved Quaternary neotectonic activity and the dominant alluvial sedimentary environment. From sedimentary descriptions, aerial photo-interpretation, geomorphological mapping and the use of GIS techniques, the geodynamic evolution of this part of the Huércal-Overa basin during the late Pliocene and Quaternary has been reconstructed, emerging a complicated pattern. The main tectonic activity is associated with the entrance of the left-lateral strike-slip Lorca-Alhama fault (oriented NE-SW) in the Huércal-Overa basin. The interaction of this fault with earlier ENE-WSW to E-W faults inherited from the opening stage of the basin during the Miocene formed a subsiding area (the Cubeta del Saltador) with pull-apart characteristics superimposed on the previous Miocene basin, and tectonic highs in both the northern and eastern margins.

Key words: *alluvial fans, Geomorphology, Neotectonics, subsidence, Quaternary.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca neógeno-cuaternaria de Huércal-Overa se encuentra localizada en la Zona Interna de las Cordilleras Béticas, en la provincia de Almería (Fig. 1). Esta cuenca sedimentaria se encuentra enmarcada en una zona de contacto o de transición entre dos grandes dominios morfoestructurales (García-Meléndez, 2000) considerados sobre la base de su constitución como zonas con una configuración morfológica específica, dentro de un contexto tectónico particular, condicionado a su vez por unas determinadas condiciones corticales y de régimen de esfuerzos regional. El primero de ellos es el llamado "*Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales*" (De Larouzière *et al.*, 1988) que se extiende con dirección SO-NE desde aproximadamente Almería hasta Alicante. El otro gran dominio morfoestructural es el correspondiente a las Béticas Centrales, caracterizado por una orientación E-O de relieves montañosos aproximadamente paralelos entre sí, separados por una serie de cuencas sedimentarias. La zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa, también denominada Cubeta del Saltador, se encuentra localizada en el primer dominio. Dentro de estos dominios se pueden diferenciar en la totalidad de la cuenca de Huércal-Overa tres grandes unidades morfoestructurales sobre la base de las relaciones entre el relieve, arquitectura geológica y composición litológica: la unidad de las sierras circundantes, la unidad de la cuenca neógena, caracterizada por una serie de bloques o antiguos depocentros limitados por fallas (Mora-Gluckstadt, 1993), y por último la unidad plio-cuaternaria, caracterizada por superficies de baja pendiente originadas por sedimentación rela-

FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio.*

cionada principalmente con sistemas aluviales y situadas a distintas alturas reflejando, por un lado, una combinación de distintas fases de agradación y disección, y por otro, la adaptación a los distintos bloques heredados de la configuración de la cuenca neógena. Sin embargo, en la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa, las fases de agradación-disección están prácticamente ausentes, debido a que esta zona ha actuado durante la mayor parte del Cuaternario como un sector subsidente.

El objetivo de este trabajo es presentar una síntesis evolutiva a lo largo del Cuaternario, mostrando la actividad de distintos procesos (sedimentarios, geomorfológicos y tectónicos) que han determinado la actual configuración de esta zona de estudio. Todo ello se hace sobre la base del estudio cartográfico, trabajo de campo y empleo de métodos geofísicos e informáticos que han ayudado en gran medida a esclarecer la citada evolución cuaternaria.

CARACTERÍSTICAS MORFOESTRUCTURALES Y SEDIMENTARIAS

A continuación se describen los tres sectores en los que se ha dividido la zona de estudio. La cronología relativa establecida se basa en la correlación con las distintas fases de agradación-disección de la zona central de la cuenca de Huércal-Overa (García-Meléndez, 2000), así como en trabajos realizados por otros autores en áreas próximas (Wenzens, 1992; Silva, 1994, entre otros).

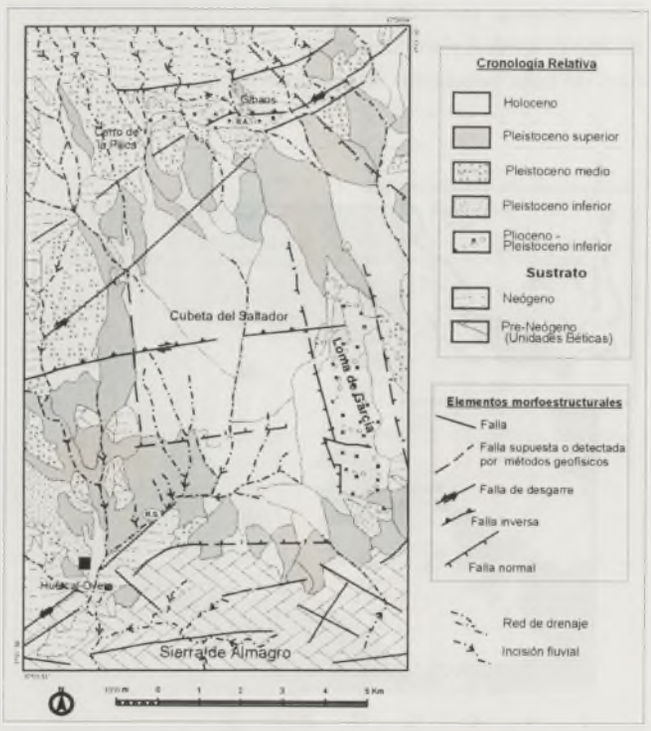


FIGURA 2. *Esquema geológico de la zona de estudio. R.A.: rambla de la Abejuela; R.S.: rambla del Saltador.*

Sector Norte

Dentro de este sector se distinguen dos áreas. La primera en el extremo norte, en el área del poblado de la Abejuela, donde una serie de fallas normales de orientación entre N70E y E-O han actuado como ejes del levantamiento local de la sierra de Las Estancias; las unidades morfosedimentarias pliocuaternarias corresponden en este área a depósitos travertínicos localizados en el labio hundido de una de estas fallas, marcando el inicio de la configuración morfológica actual. Encajados en los travertinos aparecen tres niveles de depósitos aluviales encajados también entre sí. La segunda, al sur de la anterior, entre el Cerro de La Pilica y Gibaos (Fig. 2) está caracterizada por una serie de relieves de origen tectónico (orientados E-O) formados por dos sucesiones sedimentarias generadas por procesos fluviales de tipo *braided* que han sido fuertemente deformadas por la interacción de la falla de desgarre sinestral de Lorca-Alhama (NE-SO) con fallas orientadas E-O generadas en la etapa inicial de apertura de la cuenca (García-Meléndez, 2000; García-Meléndez *et al.*, 2003); estas fallas orientadas prácticamente E-O son interpretadas por otros autores como una terminación en "*cola de caballo*" (*horse-tail splay*) de la falla de Lorca-Alhama (Briend, 1981, entre otros). Esta interacción también generó un basculamiento hacia el sur condicionando la subsidencia en la Cubeta del Saltador y la discordancia progresiva existente entre las dos sucesiones sedimentarias, cuya edad relativa se considera de tránsito entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, reconociéndose un amortiguamiento tectónico por la disposición geométrica de agradación distal en *offlap* de los abanicos aluviales recientes. Hacia el este, el área de la cubeta está limitada por una falla normal de orientación NO-SE, que también representa el límite suroccidental de la sierra de Enmedio. Además se reconoce un evento tectónico en el límite del Pleistoceno medio y superior que se manifiesta por unos depósitos aluviales afectados por una falla inversa de orientación E-O del Pleistoceno medio.

Sector Central

Dentro de este sector se distinguen dos áreas: la Cubeta del Saltador y la Loma de García.

Cubeta del Saltador

Este área comprende la mayor parte de la superficie de la zona de estudio (Fig. 2), y presenta una configuración caracterizada por una extensa superficie de depósitos aluviales con morfología de abanico con pendientes hacia el sur entre 2 y 7% y dimensiones medias de los abanicos entre 0,5 y 2 km de anchura y entre 1 y 2 km de largo, cuya área fuente se encuentra localizada en la Sierra de Las Estancias. Estos abanicos se agrupan en tres fases deposicionales con facies sedimentarias características de tipo *braided* que

representan la colmatación de la Cubeta del Saltador como área subsidente. En este sector se ha puesto de manifiesto mediante operaciones de análisis de SIG con un modelo de elevación digital, la existencia de la traza de la falla de Albox de carácter inverso con una ligera componente dextral y orientada N70E (García-Meléndez, 2000), la actividad reciente de esta falla se pone de manifiesto por un ligero cambio de pendiente que afecta a la superficie de los abanicos de esta zona. Por otra parte, utilizando modelos de elevación digital sobre la base de sondeos eléctricos verticales (García-Meléndez *et al.*, 2002, 2003) se ha detectado en profundidad la traza de la falla de Lorca-Alhama con una orientación NE-SO.

Loma de García

La Loma de García (Fig. 2) constituye un relieve de origen tectónico alargado de unos 5 Km de longitud y 1 Km de anchura, orientado NNO-SSE destacando con alturas entre los 30 y 40m sobre la cubeta de El Saltador. Este relieve está limitado por fallas de carácter normal al oeste y al este, es perpendicular a los grandes relieves E-O de la Sierra de Las Estancias al norte y de la Sierra de Almagro al sur. Su origen está ligado a la actividad tectónica distensiva relacionada con la modificación de la cuenca existente como *pull-apart*. Los sedimentos que afloran en este relieve presentan dos sucesiones de facies separadas por una discordancia erosiva, cuyo medio sedimentario corresponde a depósitos de origen aluvial de tipo *braided*. Las dos sucesiones de facies se encuentran con buzamientos opuestos, indicando una alternacia en los movimientos de las fallas NNO-SSE que limitan este relieve en sus bordes oriental y occidental.

Sector Sur

En el margen sur de la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa se desarrollan una serie de abanicos aluviales (hasta cinco fases) cuya área fuente se encuentra en la Sierra de Almagro y con unas pendientes mayores que los del sector central (4-10%). Algunos abanicos de este sector presentan una disección en su parte distal como consecuencia de la erosión remontante inducida por la rambla del Saltador (Fig. 2). Todos ellos presentan áreas menores que los abanicos procedentes de la Sierra de las Estancias (alrededor de 0,5 km de anchura y 1 km de largo) y un ambiente sedimentario de abanico aluvial con predominio de los procesos de tipo *debris-flow*. La actividad tectónica de este sector está controlada por una falla de dirección aproximada E-O que limita el borde norte de la Sierra de Almagro, facilitando la sedimentación en el labio hundido de la misma. La geometría de los abanicos aluviales mostrando una agradación distal en *offlap*, estaría relacionada con un amortiguamiento de la actividad tectónica ligada al levantamiento de la Sierra de Almagro.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DURANTE EL CUATERNARIO

Las observaciones geomorfológicas, sedimentológicas y neotectónicas realizadas permiten reconstruir la evolución de la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa durante el Plioceno superior y el Cuaternario (Fig. 3). En esta cuenca las fallas de salto en dirección comenzaron su actuación durante el Mesiniense, reactivándose como tales las zonas de acomodación orientadas E-O y que actuaban de límite de los bloques que constituyeron los *semigrabens* en dominó que han configurado la geometría de la cuenca sedimentaria (Mora-Gluckstadt, 1993).

Al inicio del Plioceno se supone que esta zona estaba constituida por una serie de bloques formando *semigrabens* heredados de la etapa distensiva de apertura de la cuenca durante principalmente, el Tortoniense, rellenos y colmatados por sedimentos principalmente margosos marinos correspondientes al Mioceno. Tras la retirada del mar, y la continentalización de la cuenca, se supone una etapa erosiva tras la cual se desarrolló un sistema fluvial de tipo braided que correspondería al Plioceno superior y que continuaría rellenando la Cubeta. En esta etapa se produciría una tectónica distensiva en la Loma de García responsable del basculamiento hacia el oeste de los sedimentos del sistema fluvial, lo que implicaría un hundimiento de la Cubeta. Esta distensión que provoca la formación de fallas normales de alto ángulo orientadas NNO-SSE estaría ligada al régimen de esfuerzos compresivo dominante que provocaría acortamientos alrededor de las direcciones próximas a E-O y extensiones en direcciones próximas a N-S. El nuevo hundimiento generado en la cubeta de El Saltador

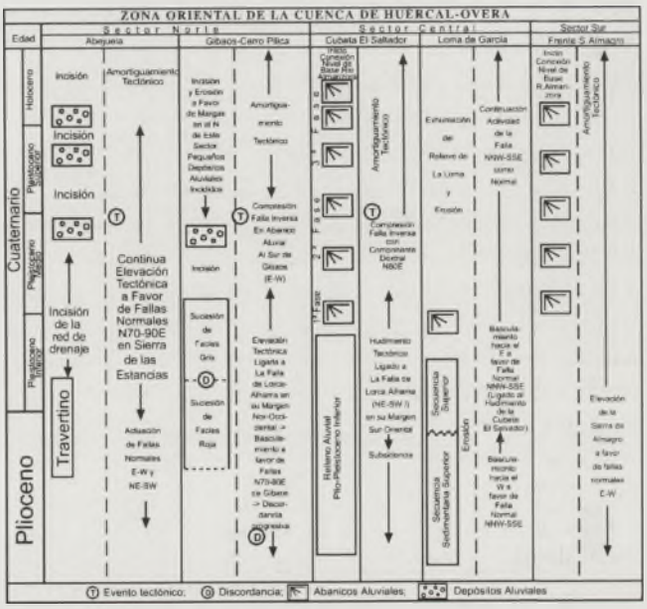


FIGURA 3. *Síntesis evolutiva de la zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa, cronología de las principales fases deposicionales y de la actividad tectónica durante el Cuaternario.*

permitió la acumulación de nuevos aportes de sedimentos de carácter fluvial que se dispondrían discordantes sobre los anteriores. Estos nuevos aportes corresponderían a una edad Plioceno superior – Pleistoceno inferior. Para esta última edad y también para el Pleistoceno Inferior se reconoce una etapa de fuerte actividad tectónica que generaría un gran número de deformaciones, cuyas consecuencias se pueden observar en el relieve actual. Estas deformaciones aparecen ligadas a la actuación de la falla de Lorca-Alhama, siendo los movimientos comprensivos predominantes debido a la disposición de la estructura heredada de la etapa de apertura de la cuenca. Así, es necesario tener en cuenta que cuando comenzaron los movimientos de la falla de Lorca-Alhama como cizalla sinestral, la cubeta de El Saltador o zona oriental de la cuenca de Huércal-Overa ya existía como cuenca sedimentaria, aunque parcialmente colmatada, por lo cual cabe descartar el origen de dicha cubeta como una cuenca de *pull-apart*. No obstante el efecto de la actuación de la falla de Lorca-Alhama en la cubeta de El Saltador pudo provocar su ensachamiento, aprovechando la reactivación de las antiguas fallas generando un *pseudo pull apart*. Los relieves comprendidos entre el Cerro de La Pilica y Gibaos, así como la discordancia progresiva en los sedimentos que forman los citados relieves se interpretan como producto de una rotación producida en los antiguos bloques heredados de la etapa de apertura de la cuenca inducida por el movimiento de la falla de Lorca-Alhama, provocando la compresión y levantamiento de dichos bloques de basamento, con la consiguiente deformación de la cobertura sedimentaria. Con posterioridad, y afectando a depósitos del Pleistoceno medio, se reconoce la presencia de una actividad tectónica predominantemente compresiva, con una ligera componente dextral e inversa en las fracturas orientadas N70-90E en su parte más próxima a la zona de desplazamiento principal de la falla de Lorca-Alhama, así como en la falla que atraviesa la zona de estudio en su sector central (falla de Albox), cuyas deformaciones en los sedimentos cuaternarios son observables en el área limítrofe del Alto de Ruchete (García-Meléndez, 2000; Soler *et al.*, 2003); no obstante, las fallas NNO-SSE que limitan la Loma de García en su parte Occidental funcionan como fallas normales, y su actividad continuaría hasta la actualidad, aunque con un marcado amortiguamiento observado en la menor entidad de las deformaciones de sedimentos más recientes. El citado amortiguamiento también se deduce en la elevación tectónica tanto de la Sierra de las Estancias como de la de Almagro, a favor de fallas normales de dirección aproximada E-O. Los procesos de conexión incipiente de los canales distribuidores de algunos abanicos aluviales con el nivel de base de la arteria fluvial axial en la cubeta de El Saltador, marca el futuro desmantelamiento de las fases sedimentarias de esta cubeta, que quedarán formando relieves residuales localizados entre ramblas incididas, tal y como ocurre en el resto de la cuenca de Huércal-Overa.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por los proyectos BTE 2002-01691 y BTE 2002-01065 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Briend, M. (1981): Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huércal-Overa (Cordillères Bétiques orientales - Espagne). *Documents et Travaux de l'Institut Géologique Albert de Lapparent*, 4, 208 p.

De Larouzière, F., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1988): The Betic segment of the lithospheric Trans-Alborán shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-42.

García-Meléndez, E. (2000): *Geomorfología y Neotectónica del Cuaternario de la Cuenca de Huércal-Overa y Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas). Análisis y Cartografía mediante técnicas de Teledetección y SIG.* Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 528 p.

García-Meléndez, E., Ferrer-Julià, M., Goy, J.L. y Zazo, C. (2002): Reconstrucción morfoestructural mediante modelos de elevación digital en un SIG del fondo de la cuenca sedimentaria de la Cubeta del Saltador (Cordilleras Béticas Orientales). *Geogaceta*, 32: 203-206.

García-Meléndez, E., Goy, J.L. y Zazo, C. (2003): Neotectonics and Plio-Quaternary landscape development within the eastern Huércal-Overa Basin (Betic Cordilleras, southeast Spain). *Geomorphology*, 50: 111-133.

Mora Gluckstadt, M. (1993): *Tectonic and sedimentary analysis of the Huércal-Overa region, South East Spain, Betic Cordillera*. PhD. Thesis, Univ. of Oxford, 232 p.

Silva, P.G. (1994): *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 642 p.

Soler, R., Masana, E. y Santanach, P. (2003): Evidencias geomorfológicas y estructurales del levantamiento tectónico reciente debido al movimiento inverso de la terminación sudoccidental de la falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética Oriental). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16 (3-4): 123-134.

Wenzens, G. (1992): The influence of tectonics and climate on the villafranchian morphogenesis in semiarid southeastern Spain. *Zeitscrift für Geomorphologie*, 84: 173-184.

El papel de la subsidencia por disolución de evaporitas y la subsidencia tectónica en la génesis de los salt valleys en la Plataforma del Colorado

F. Gutiérrez

Área de Geodinámica Externa, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. fgutier@unizar.es

ABSTRACT

The salt valleys developed along the axis of the salt-cored anticlines in the Paradox fold and fault belt (Canyonlands, Utah and Colorado) have been caused by the subsidence of the anticline crests. Traditionally, the collapse of the crest of the anticlines was attributed to dissolution of the salt walls (diapirs) forming the anticline cores. Recent studies, based on scaled physical models and field observations, attempt to explain the origin of the salt valleys by regional extension and propose that salt dissolution had only a minor influence in the development of the axial depressions. This paper presents several lines of evidence that refute the tectonic model and support the salt-dissolution subsidence interpretation.

Key words: *karst, subsidence, salt diapirs, Paradox Basin.*

INTRODUCCIÓN

En el sector noreste de la Cuenca Paradox (Utah y Colorado, EEUU), la estructura dominantemente subhorizontal de la Plataforma del Colorado está interrumpida por un conjunto de anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE (*Paradox fold and fault belt*) (Fig. 1). En su estadio inicial, el origen de estos pliegues está relacionado con el flujo y ascenso diapírico de las sales carboníferas (Formación Paradox) que ocupan el núcleo de los anticlinales (*salt anticlines*) (Doelling, 2000). El hundimiento de la cresta de los anticlinales ha dado lugar a profundas depresiones morfoestructurales (*salt valleys*) con orientación NO-SE que llegan a alcanzar más de 50 km de longitud y varios cientos de metros de profundidad. En este sector de Canyonlands, tal y como refleja el nombre de alguna de estas depresiones, los principales cursos fluviales presentan, paradójicamente, una trayectoria perpendicular a la dirección de los valles de colapso. El Río Colorado en el Valle Spanish-Moab y el Río Dolores en los valles Paradox y Gypsum son los ejemplos más claros de drenaje transverso y sobreimpuesto (Fig. 1).

El hundimiento de la cresta de los anticlinales y la formación de los *salt valleys* ha tenido lugar durante el Terciario y el Cuaternario con posterioridad a la sedimentación de formaciones del Cretácico superior y el rejuvenecimiento de los pliegues durante la orogenia Larámide (Baars y Stevenson, 1981; Doelling, 2000). Tradicionalmente el origen de las depresiones desarrolladas a lo largo de la charnela de los anticlinales se ha atribuido a fenómenos de subsidencia provocados por la karstificación de las sales del núcleo de estas estructuras (Cater, 1970; Doelling, 2000). Según Cater (1970) y Doelling (2000), los fenómenos de subsidencia por disolución se vieron acentuados a partir del Mioceno con el levantamiento de la Plataforma del Colorado, lo que favoreció el rejuvenecimiento del relieve y la circulación de flujos subterráneos. Una interpretación reciente, basada en modelos analógicos de laboratorio y observaciones de campo, explica la génesis de los *salt valleys* como resultado de una actividad neotectónica extensional (Ge *et al.*, 1996; Ge y Jackson, 1998). Estos autores, apoyándose en sus modelos analógicos, proponen que en caso de que los *salt valleys* fuesen debidos a fenómenos de subsidencia por disolución, éstos debieran presentar una zona interna con estructuras compresivas (fallas inversas y pliegues) y una zona externa con fallas normales. La falta de estructuras compresivas en el interior de los valles de colapso conduce a los defensores del modelo tectónico a rechazar la interpretación basada en la subsidencia por disolución. En este trabajo se describen sucintamente los principales rasgos estructurales y morfológicos de los *salt valleys* y se presentan diversos argumentos y evidencias que apoyan el modelo genético basado en la subsidencia por disolución y cuestionan la validez de modelo tectónico extensional.

ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DE LOS *SALT ANTICLINES*

Las evaporitas que ocupan el núcleo de los anticlinales corresponden a la Formación Paradox, de edad Carbonífero inferior. Datos de sondeo indican que esta formación está constituida fundamentalmente por cloruros sódicos, potásicos y magnésicos con intercalaciones de anhidrita, yeso, arcillas.

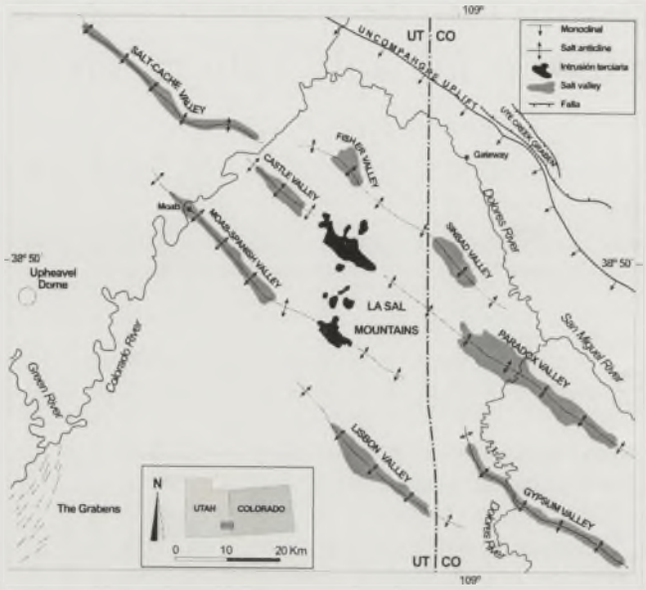


FIGURA 1. *Distribución geográfica de los salt anticlines y salt valleys en el sector de Canyonlands de la Plataforma del Colorado (Utah y Colorado, EEUU).*

El espesor de las evaporitas en el núcleo de los anticlinales alcanza los 4000 m (Baars y Stevenson, 1981) y la proporción de cloruros supera el 70% (Shoemaker *et al.*, 1958). Por otra parte, la zona superior de las masas intrusivas de sal situadas bajo los *salt valleys* y las formaciones supra-evaporíticas está formada por un potente residuo kárstico producto de la karstificación de la sal preexistente. Las formaciones supra-evaporíticas, de edades comprendidas entre el Carbonífero y el Cretácico superior localmente alcanzan 3000 m de espesor y contienen una elevada proporción de sedimentos detríticos continentales. Las características estratigráficas y estructurales de estas formaciones permiten diferenciar una secuencia sindiapírica inferior (Carbonífero-Triásico superior) y otra postdiapírica superior (Triásico superior-Cretácico superior) (Doelling, 2000) (Fig. 2A).

CARACTERÍSTICAS MORFO-ESTRUCTURALES DE LOS *SALT VALLEYS*

Las depresiones morfoestructurales que constituyen los *salt valleys* son consecuencia del hundimiento de la cresta de los anticlinales mediante el desarrollo de deformaciones frágiles y/o dúctiles. La flexión dúctil de la cresta de los anticlinales genera sinformas a lo largo del eje de los pliegues flanqueadas por anticlinales laterales (sector SE del *Valle Paradox*) (Fig. 2B). Esta flexión localmente da lugar a cuencas estructurales con un patente reflejo morfológico, como la depresión de *Coke Ovens* (extremo SE del Valle *Paradox*) en la que la charnela del anticlinal ha experimentado un desplazamiento vertical de unos 800 m (Cater, 1970). En determinados sectores esta subsidencia dúctil ha evolucionado a un mecanismo de deformación frágil con la generación de fallas normales subparalelas a la dirección de los anticlinales (Valle de *Little Gypsum*) (Cater, 1970) (Fig. 2C). En la mayor parte de los casos la subsidencia de la cresta de los anticlinales está controlada por sistemas de fallas normales subverticales y paralelas al eje de los pliegues (Fig. 2D). Estas fallas provocan el hundimiento de bloques alargados dando lugar a una fosa a lo largo del eje de los anticlinales (Valles de *Paradox* y *Gypsum*). Generalmente los flancos de los anticlinales en los sectores próximos al margen de los valles están afectados por una densa red de fallas normales. La mayor parte de estas fallas buzan hacia el eje de los anticlinales (fallas antitéticas) y forman secuencias de bloques escalonados hacia las depresiones. Localmente también se reconocen fallas sintéticas que propician el desarrollo de pequeñas fosas laterales con un marcado reflejo morfológico, lo que evidencia su génesis reciente (margen NE y SO del Valle *Paradox*). Por otra parte, algunas de las fallas normales que afectan a los flancos de los anticlinales presentan claros escarpes topográficos que escalonan el perfil longitudinal de barrancos transversales a la estructura. En los *salt valleys* del sector occidental de la Cuenca *Paradox* (Utah) el hundimiento de la cresta de los anticlinales tiene lugar mediante la generación de una semifosa (Fig. 2E). Estas semifosas están generalmente controladas por una falla normal principal con geometría lístrica y buzamiento hacia el NE. El desplazamiento a favor de esta falla provoca la flexión y rotación de las capas del bloque superior generando un anticlinal secundario (anticlinal de *roll-over*) a lo largo del margen del valle (Doelling, 2000). Estos valles como *Spanish-Moab* o *Salt-Cache* presentan una geometría asimétrica con un margen escarpado asociado a la falla principal. Los saltos estructurales estimados para las fallas principales en los valles de Spanish-Moab y Cache son de 720 y 840 m respectivamente (Doelling, 2000).

DISCUSIÓN. SUBSIDENCIA POR DISOLUCIÓN O TECTÓNICA EXTENSIONAL

Diversos argumentos y evidencias cuestionan el modelo tectónico y apoyan la subsidencia por disolución como la principal causa de la generación de los *salt valleys*:

- La hipótesis tectónica se basa fundamentalmente en modelos analógicos que reproducen los anticlinales con "diapiros de silicona" de escala centimétrica y capas de arena de baja cohesión (Ge *et al.*, 1996; Ge y Jackson, 1998). Estos modelos no reproducen la karstificación de la sal de forma realista, ya que ésta es simulada mediante el drenaje de la silicona desde la base del diapiro. Sin embargo, la presencia de un potente residuo kárstico (*caprock*) en el techo de los diapiros demuestra que la evacuación de la sal afecta preferentemente a la parte superior de los cuerpos evaporíticos.

- Apoyándose en dichos modelos analógicos de disolución de sal, los partidarios del modelo tectónico plantean

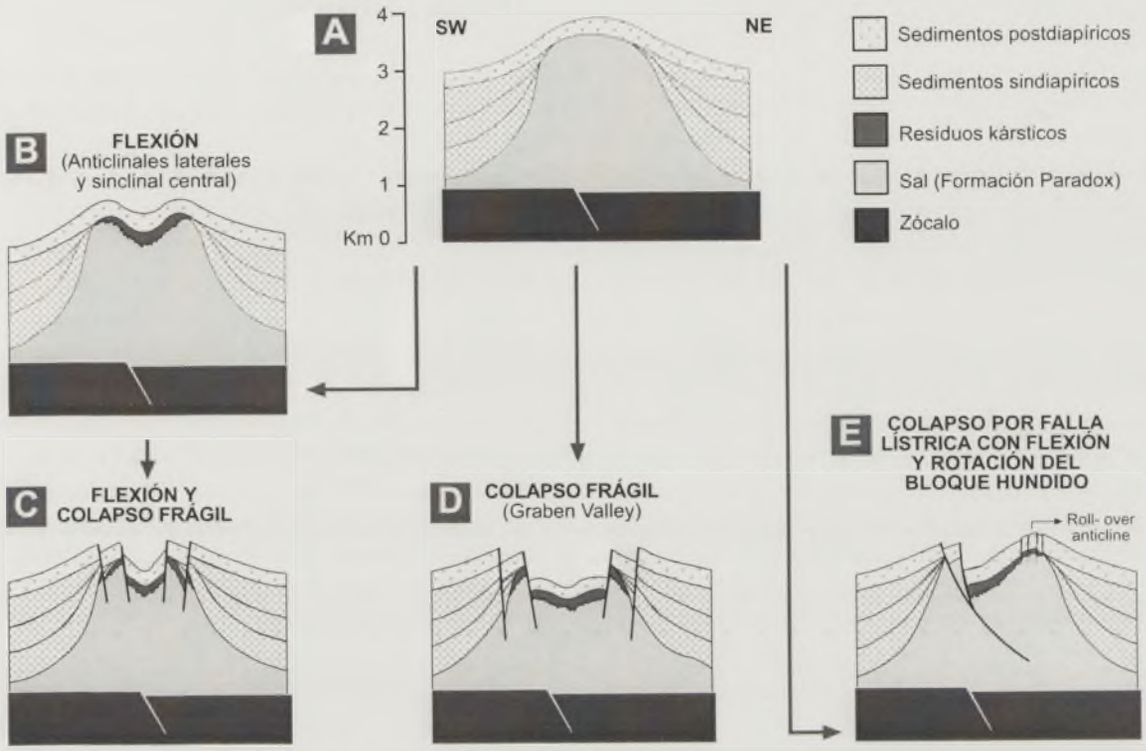


FIGURA 2. *Tipos de subsidencia en la cresta de los* salt anticlines.

que la karstificación subyacente de sal en el núcleo de los anticlinales debiera necesariamente generar estructuras compresivas. La abundante bibliografía sobre subsidencia por disolución de evaporitas demuestra que, aunque ésta puede dar lugar a estructuras compresivas, las fallas normales son las estructuras más frecuentes en sedimentos litificados afectados por subsidencia kárstica. Por otra parte, diversos modelos analógicos realizados por otros autores muestran como los colapsos controlados por fallas normales son el mecanismo de subsidencia por disolución más frecuente (Chen y Beck, 1989).

- La presencia de un potente residuo kárstico en el techo de los diapiros de sal (> 150 m) indica que un volumen importante de material soluble (principalmente sal) ha sido evacuado por flujos de agua subterránea. Dado que la proporción de sal en la Formación Paradox allí donde se encuentra "inalterada" es del orden del 70% (Shoemaker *et al.*, 1958), un residuo kárstico de 200 m de espesor bajo los sedimentos supra-evaporíticos indica que se ha producido la evacuación de unos 460 m de sal por disolución. Lógicamente la karstificación interestratal de una columna de 460 m de sal implica una subsidencia equivalente de los sedimentos estratigráficamente por encima de la Formación Paradox, lo que demuestra la importancia de la subsidencia por disolución en la generación de los *salt valleys*.

- En este sector de la Plataforma del Colorado la mayor parte de las fallas normales se concentran en las zonas de charnela de los anticlinales, mientras que en las zonas sinclinales adyacentes, en las que la sal ha desaparecido o ha quedado reducida por flujo lateral, estas estructuras frágiles son muy escasas. El hecho de que la gran mayoría de las estructuras de deformación queden restringidas a zonas bajo las que existen diapiros de sal de varios kilómetros de espesor sugiere que la generación de los valles de colapso está relacionada con la disolución subyacente de la sal que ocupa el núcleo de los anticlinales.

- Algunas de las estructuras cartografiadas como las sinformas y las cuencas estructurales desarrolladas en la cresta de los anticlinales son difíciles de justificar mediante una tectónica extensional (Cater, 1970; Doelling, 1988). Estas deformaciones en cambio pueden explicarse de forma satisfactoria mediante la flexión de la cresta de los anticlinales como consecuencia de la falta de soporte basal provocada por la karstificación de la sal infrayacente. Por otra parte, el flanco NE del anticlinal correspondiente al Valle Sinbad está afectado por una fosa transversa de dirección NE-SW y con un salto estructural de unos 200 m no compatible con la extensión regional NNE-SSW que plantean Ge *et al.* (1996). El barranco que drena la depresión de Sinbad, Salt Creek Canyon, se adapta a esta estructura la cual muestra un patente reflejo morfológico. La generación de esta fosa puede explicarse por la disolución preferente de las evaporitas situadas bajo la zona de descarga que constituye el cañón de Salt Creek y el hundimiento de las formaciones suprayacentes.

- A pesar de la aparente actividad reciente de alguna de las fallas que controlan el colapso de los anticlinales, estas estructuras son consideradas como asísmicas. Wong *et al.* (1996),

basándose en esta evidencia, atribuye el origen de estas fallas a la disolución subsuperficial de la Formación Paradox.

- Algunas estructuras de colapso definidas por superficies de rotura subverticales y con traza cartográfica circular u ovalada son resultado necesariamente de fenómenos de subsidencia por disolución de evaporitas (Cater, 1970). Un claro ejemplo es la estructura de colapso cartografiada por Cater (1970) al sur de la confluencia de los ríos Dolores y San Miguel. Esta estructura cilíndrica de 1 km de diámetro y controlada por planos de rotura subverticales con traza circular y distribución concéntrica, ha experimentado un desplazamiento vertical de más de 300 m como consecuencia de la karstificación de la sal subyacente situada a más de 600 m de profundidad.

- En el fondo de los *salt valleys* se reconocen grandes bloques aislados de formaciones supra-evaporíticas procedentes de la cresta de los anticlinales que han colapsado, quedando albergados en el interior de las evaporitas de la Formación Paradox. En el Valle Gypsum existe un bloque de unos 4 km de largo por 2 km de ancho que ha quedado empotrado unos 900 m en el interior del núcleo salino del anticlinal (Cater, 1970).

- La karstificación subyacente de la Formación Paradox es un proceso actualmente funcional. Las depresiones palustres existentes en la llanura de inundación del Río Colorado en el Valle Spanish-Moab son dolinas de subsidencia generadas por la disolución subaluvial del sustrato evaporítico (Biggar *et al.*, 1981). Por otra parte, los depósitos aluviales bajo la llanura de inundación del Río Colorado localmente rellenan cubetas de más de 100 m de profundidad que registran una subsidencia sinsedimentaria provocada por la karstificación aluvial del sustrato (Doelling, 2000). También se han reconocido depósitos pleistocenos deformados y engrosados por subsidencia kárstica en los valles Salt y Paradox.

Los argumentos y evidencias planteados indican que la karstificación interestratal de las evaporitas de los anticlinales diapíricos es la principal causa responsable del hundimiento de la cresta de los anticlinales y la generación de los *salt valleys*. Por otra parte, las evidencias geológicas demuestran que los modelos analógicos en los que se basan los defensores del modelo tectónico extensional no reproducen de forma realista los procesos de karstificación que afectan a las evaporitas del núcleo de los anticlinales, por lo que las interpretaciones derivadas de los mismos no pueden ser aplicadas a los *salt valleys*. No obstante, cabe la posibilidad de que los procesos de subsidencia se hayan visto amplificados por una actividad neotectónica extensional. Esta hipótesis está apoyada por la existencia de pequeñas fosas de dirección NO-SE situadas en sectores donde no existen formaciones evaporíticas en el sustrato, como *Ute Creek Graben*, situada en el flanco SO del *Uncompahgre Uplift* (Cater, 1970) (Fig. 1). Este régimen de esfuerzos extensional ha podido generar fracturas o ampliar las discontinuidades preexistentes favoreciendo la circulación de flujos subterráneos y la karstificación de la sal.

AGRADECIMIENTOS

El autor desearía expresar su agradecimiento a Vince Matthews (CGS), Kenneth Johnson (OGS) y Bob Kirkham (CGS) por el apoyo científico y logístico suministrado durante una estancia de investigación en el Servicio Geológico de Colorado.

REFERENCIAS

Baars, D.L. y Stevenson, G.M. (1981): Tectonic evolution of the Paradox Basin, Utah & Colorado. En: *Geology of the Paradox Basin* (D.L. Wiegand, Ed.). Rocky Mountain Association of Geologists: 23-31.

Biggar, N.E., Harden, D.R. y Gillan, M.L. (1981): Quaternary deposits in the Paradox Basin. En: *Geology of the Paradox Basin* (D.L. Wiegand, Ed.). Rocky Mountain Association of Geologists: 129-143.

Cater, F. (1970): Geology of the Salt Anticline Region in Southwestern Colorado. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 637, 80 p.

Chen, J. y Beck, B.F. (1989): Qualitative modelling of the cover-collapse process. En: *Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst* (B.F. Beck, Ed.). Balkema, Rotterdam: 89-95.

Doelling, H.H. (1988): Geology of Salt Valley anticline and Arches National Park, Grand County, Utah. *Utah Geological and Mineral Survey Bulletin* 122: 7-58.

Doelling, H.H. (2000): Geology of Arches National Park, Grand County, Utah. En: *Geology of Utah's Parks and Monuments* (D.A. Sprinkkel, T.C. Chidsey y P.B. Anderson, Ed.). Utah Geological Association Publication 28: 11-36.

Ge, H. y Jackson, M.P.A. (1998): Physical modeling of structures formed by salt withdrawal: Implications for deformation caused by salt dissolution. *AAPG Bulletin*, 82: 228-250.

Ge, H., Jackson, M.P.A. y Vendevilee, B.C. (1996): Extensional origin of breached Paradox Diapirs, Utah and Colorado: Field observations and scaled physical models. En: *Geology and Resources of the Paradox Basin* (A.C. Huffman, W.R. Lund y L.H. Godwin, Eds.). Utah Geological Association Guidebook 25: 285-293.

Shoemaker, E.M., Case, J.E. y Elston, D.P. (1958): Salt anticlines of the Paradox Basin (Colorado-Utah). *Guidebook 9th Annual Field Conference. Intermountain Association of Petroleum Geologists*. Salt Lake City: 39-59.

Wong, I.G., Olig, S.S. y Bott, J.D.L. (1996): Earthquake potential and seismic hazards in the Paradox Basin, Southeastern Utah. En: *Geology and Resources of the Paradox Basin* (A.C. Huffman, W.R. Lund y L.H. Godwin, Eds.). Utah Geological Association Guidebook 25: 241-250.

Influencia de la subsidencia por disolución de la Formación Yesos de Barbastro en la evolución del sistema fluvial del Río Noguera Ribagorzana (Cuenca del Ebro)

P. Lucha, F. Gutiérrez y J. Guerrero

Área de Geodinámica Externa, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. plucha@unizar.es

ABSTRACT

Within the halite-bearing evaporitic core of the Barbastro Anticline, the deposits of certain terraces of the Noguera Ribagorzana River and its tributary the Lo Reguer Creek are locally thickened. The terrace T9 of the Noguera Ribagorzana (+176-161 m above the present thalweg) reaches 110 m and the alluvium of terraces T5 (+92-50 m) and T3 (+59-49 m) of Lo Reguer Creek reaches 100 and 50 m respectively. These anomalous thickenings, restricted to areas underlain by evaporitc bedrock, are attributed to a synsedimentary dissolution-induced subsidence phenomenon, reported for the first time in the Barbastro Anticline. The sedimentological changes observed in the thickened fluvial deposits (high proportion of fine-grained facies) and the development of degradation alluvial surfaces are also related to the evaporite dissolution subsidence phenomena.

Key words: *dissolution subsidence, fluvial terraces, evaporite karst, Barbastro Anticline, Ebro Basin*

INTRODUCCIÓN

En España, la evolución de un buen número de sistemas fluviales desarrollados sobre formaciones evaporíticas se ha visto afectada por fenómenos de subsidencia sinsedimentaria provocados por la disolución del sustrato. Estos fenómenos de subsidencia quedan registrados mediante: (1) engrosamientos en los depósitos de determinados niveles aluviales, (2) la superposición de las unidades estratigráficas correspondientes a niveles de terraza más modernos sobre niveles más antiguos subsididos y (3) deformaciones gravitacionales de los depósitos aluviales. Aunque puntualmente se han detectado este tipo de fenómenos en aluviones depositados sobre evaporitas triásicas (Arrate y Sanz de Galdeano, 2002), la mayor parte de los ejemplos documentados corresponden a tramos de valle elaborados en evaporitas terciarias, tanto paleógenas como neógenas (Benito *et al.*, 2000; Gutiérrez *et al.*, 2001). Algunos de los sistemas fluviales afectados por fenómenos de subsidencia debidos a la karstificación de evaporitas terciarias son el Río Ebro y algunos de sus afluentes en los sectores central y occidental de la Cuenca del Ebro, el Río Tajo y determinados afluentes en la Cuenca de Madrid, los ríos Jalón y Jiloca en la Fosa de Calatayud o el Río Alfambra en la Fosa de Teruel. A juzgar por la documentación existente, estos fenómenos de subsidencia alcanzan mayores magnitudes en zonas en las que las evaporitas terciarias contienen halita y sulfatos sódicos en profundidad. Sin embargo, a pesar de que las evaporitas del núcleo del Anticlinal de Barbastro son atravesadas por sistemas fluviales importantes y de que poseen una elevada proporción de halita, no existen referencias sobre este tipo de fenómenos dentro de esta unidad morfoestructural. En este trabajo se analizan los fenómenos de subsidencia sinsedimentaria que registran los depósitos de determinados niveles de terraza del Río Noguera Ribagorzana y su afluente el Barranco de Lo Reguer en el Anticlinal de Barbastro.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

El área de estudio corresponde a un sector del Anticlinal de Barbastro donde esta estructura es atravesada transversalmente por el Río Noguera Ribagorzana (Fig. 1). El Anticlinal de Barbastro tiene una dirección ONO-ESE y se extiende durante unos 100 kilómetros a lo largo del margen septentrional de la Cuenca terciaria del Ebro. En el núcleo de esta estructura afloran las evaporitas continentales de la Formación Yesos de Barbastro, depositadas en el tránsito Eoceno-Oligoceno. Esta formación está constituida por una alternancia de yesos y margas en superficie, y por halita, anhidrita/yeso y margas en profundidad. Actualmente las mayores potencias se encuentran en el núcleo del anticlinal dónde la serie ha sido engrosada por causas tectónicas y por los movimientos halocinéticos que han experimentado las sales hacia el núcleo de la estructura (Senz y Zamorano, 1992). Sondeos practicados en el valle del Río Cinca revelan que el cuerpo halítico localmente supera los 1000 m de desarrollo vertical (Sales Monzón, com. pers.). Los flancos del anticlinal están formados por las formaciones Peraltilla (Oligoceno) y Sariñena (Mioceno), constituidas fundamentalmente por sedimentos areniscosos y lutíticos continenta-

les (Senz y Zamorano, 1992). La génesis del Anticlinal de Barbastro, considerado como la estructura pirenaica más meridional, está relacionada con procesos tectónicos y diapíricos que se iniciaron en el Oligoceno superior (Gil y Jurado, 1998).

EL SISTEMA FLUVIAL DEL NOGUERA RIBAGORZANA

El Río Noguera Ribagorzana, con una dirección N-S, atraviesa transversalmente en su curso alto varias estructuras pirenaicas, incluyendo el Anticlinal de Barbastro. Según datos foronómicos de la C.H.E., el caudal medio anual del Noguera Ribagorzana a su paso por el Anticlinal de Barbastro es de 18,15 m^3/s, mientras que el caudal máximo diario registrado alcanza 344 m^3/s. En el tramo de valle objeto de estudio se ha cartografiado un sistema escalonado de terrazas de agradación compuesto por 9 niveles. Las alturas relativas de estos niveles respecto al cauce son: T9 (176-161 m), T8 (159-155), T7 (117-95), T6 (80-65), T5 (58-53), T4 (36-32), T3 (30-20), T2 (18-11), T1 (4-1) (Fig. 1).

Si bien los depósitos de terraza del Noguera Ribagorzana aguas arriba y aguas abajo del Anticlinal de Barbastro mantienen espesores uniformes inferiores a los 10 m, dentro del núcleo evaporítico del anticlinal determinados niveles se encuentran localmente engrosados por la actuación de fenómenos de subsidencia sinsedimentaria provocados por la disolución del sustrato. El espesor del nivel de terraza T9, situado en la margen derecha del valle, oscila entre 40 y 110 metros (Figs. 1 y 2). El contacto entre los depósitos de este nivel y las evaporitas infrayacentes presenta una geometría muy irregular observándose variaciones de espesor de unos 50 m en unas pocas decenas de metros de distancia. Las mayores potencias se han observado en el sector más septentrional donde el depósito alcanza 110 m. Este nivel de terraza se corresponde con el nivel aluvial "Pliocuaternario superior" cartografiado por Alberto *et al.* (1983). Según estos autores, el espesor del depósito de este nivel en las proximidades del municipio de Villanueva de Aplicat, situado a unos 20 km al sur del área de estudio, es de aproximadamente 2 m. El área que ocupan los depósitos engrosados de la terraza T9 tiene unas dimensiones de aproximadamente 2,5 km de longitud por 1,5 km de anchura (Fig. 1). En toda esta zona los depósitos de terraza presentan una proporción de finos mucho mayor que en los sectores no afectados por subsidencia sinsedimentaria, donde dominan las facies de gravas de canal. En el sector donde se encuentran los mayores espesores se diferencian tres tramos: (1) Un tramo inferior de unos 18 metros de espesor en el que predominan los depósitos de gravas en facies Gm (gravas masivas) y Gp (gravas con estratificación cruzada planar) (Miall, 1978). Estas facies se encuentran asociadas formando elementos arquitecturales GB (barras de gravas) dentro de elementos arquitecturales CH (canales) (Miall, 1996) característicos de cursos fluviales tipo braided. (2) Un tramo intermedio de unos 18 metros en el que predominan las facies Fm (limos masivos), Sm (arenas sin estructuras sedimentarias), Sh (arenas con laminación horizontal) y Sr (arenas con ripples) depositado en condiciones de menor energía. (3) Un tramo superior de aproximadamente 50

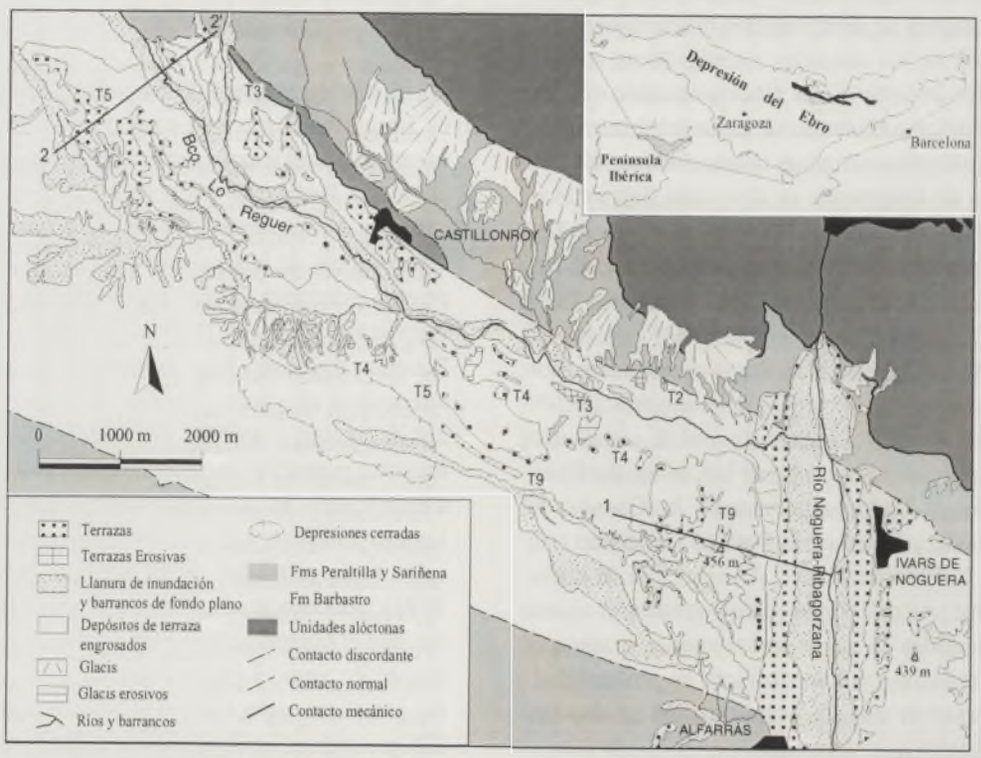


FIGURA 1. *Mapa geomorfológico del área de estudio y esquema de situación dentro de la Depresión del Ebro.*

metros con peores condiciones de afloramiento en el que dominan las gravas de canal en facies Gm. Posiblemente la disminución en el tamaño de grano que registra el tramo intermedio esté relacionada con una reducción local de la competencia del flujo debido a una disminución de la pendiente del sistema fluvial durante un intervalo de tiempo en el que la relación subsidencia kárstica/agradación fue relativamente más elevada.

Actualmente la subsidencia por disolución de evaporitas es un proceso activo en la llanura de inundación del Noguera Ribagorzana tal y como demuestran la frecuente aparición de dolinas, localmente llamadas "biots" y las deformaciones de los edificios del municipio de Ivars de Noguera situados sobre este nivel aluvial (Lucha *et al.*, 2004).

EL SISTEMA FLUVIAL DEL BARRANCO DE LO REGUER

El Barranco de Lo Reguer es un afluente del Noguera Ribagorzana de unos 20 kilómetros de longitud que nace en las Sierras Marginales pirenaicas y que discurre a lo largo de sus últimos 10 kilómetros por el núcleo evaporítico del Anticlinal de Barbastro (Fig. 1). Este barranco constituye un curso hídrico de escaso caudal con régimen cuasi-perenne que sólo llega a secarse completamente en su tramo final durante los meses estivales. Dentro del tramo en el que el sistema atraviesa los sedimentos evaporíticos se han identificado 6 niveles aluviales formados tanto por superficies de glacis como de terraza. Aunque la mayor parte de las superficies son de agradación, localmente se han reconocido terrazas y glacis de degradación. Las alturas de las superficies de terraza con respecto al cauce actual del Barranco de Lo Reguer son: T6 (75-61 m), T5 (92-50), T4 (84-76), T3 (59-49), T2 (51-36) y T1 (10-1). Se observa como la altura relativa de la superficie de un mismo nivel de terraza aumenta progresivamente aguas abajo, lo que sugiere que la velocidad de encajamiento del nivel de base, el Noguera Ribagorzana, ha excedido a la capacidad del Barranco de Lo Reguer para alcanzar perfiles de equilibrio durante el desarrollo de los distintos niveles aluviales. Los depósitos de terraza de este sistema están formados principalmente por gravas, peor clasificadas que las de las terrazas del Noguera Ribagorzana, donde predominan las facies Gm de gravas masivas con imbricación (Miall, 1978).

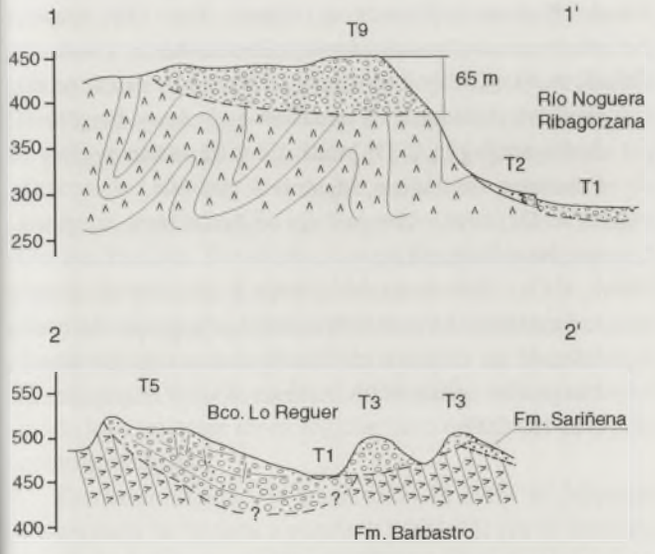


FIGURA 2. *Cortes geomorfológicos de los sistemas aluviales del Noguera Ribagorzana y de su afluente el Barranco de Lo Reguer. La situación de los cortes se muestra en la figura 1.*

Se ha comprobado como los depósitos de dos niveles de terraza del Barranco de Lo Reguer se encuentran localmente engrosados. Estos engrosamientos, al igual que en el sistema del Noguera Ribagorzana, se atribuyen a fenómenos de subsidencia sinsedimentaria motivados por la disolución del sustrato evaporítico. El nivel de terraza T5 presenta potencias anómalas en dos zonas de la margen derecha del valle (Fig. 1). En una de ellas, situada al oeste de Castillonroy, los aluviones rellenan una cubeta alargada paralela al barranco de unos 5 km de longitud y 1,5 km de ancho. Las gravas de este nivel de terraza alcanzan un espesor de más de 100 m y quedan localmente fosilizadas por la llanura de inundación y posiblemente por los depósitos de la terraza T3 (Fig. 2). Estos aluviones presentan un ligero buzamiento hacia el valle y su contacto con el sustrato desciende hacia el barranco lo que permite inferir que el depoeje de este foco subsidente se situó coincidiendo aproximadamente con el curso actual del Barranco de Lo Reguer. Por otro lado, en algunos afloramientos se ha observado como estas gravas masivas se encuentran afectadas por sistemas de fallas normales cuyo salto no ha podido determinarse debido a la dificultad de identificar marcadores estratigráficos. La otra zona en la que el depósito del nivel de terraza T5 aparece engrosado se sitúa un kilómetro aguas abajo de la primera. Se trata de una cubeta de aproximadamente 2 km de largo por 0,5 km de ancho en la que las gravas alcanzan un espesor de 30 m (Fig. 1). En los depósitos engrosados de este antiguo foco subsidente se han observado fallas normales, sinformas y chimeneas de colapso. La hipótesis más probable es que todas estas deformaciones sean estructuras gravitacionales debidas a la kárstificación del sustrato.

El depósito del nivel de terraza T3 también aparece engrosado en la margen izquierda del valle, al noroeste de Castillonroy, donde alcanza un espesor máximo de 50 m (Figs. 1 y 2). Estos aluviones ocupan una extensión de unos 2,5 km de longitud por 1 km de anchura máxima. Aguas abajo de la zona engrosada este nivel se encuentra representado por terrazas de degradación elaboradas en el sustrato yesífero (Fig. 1). Pueden plantearse dos posibles interpretaciones no excluyentes para explicar la distribución de las superficies de degradación de este nivel de terraza. Por un lado el origen de estas terrazas de degrada-

ción podría estar relacionado con un aumento en la pendiente del lecho fluvial provocado por un rápido encajamiento del Noguera Ribagorzana, como atestiguan los aumentos de altura con respecto al cauce de las superficies de los distintos niveles aluviales en el sentido de aguas abajo. El mayor gradiente implica una mayor energía de flujo (*stream power*) o capacidad de movilización de carga de fondo (Bull, 1991). Por otro lado, la reducción de la carga sedimentaria provocada por el desarrollo del foco subsidente que afectó al Barranco de Lo Reguer durante la elaboración del nivel de terraza T3 pudo aumentar de forma significativa la capacidad de transporte y erosión del sistema aguas abajo, favoreciendo el desarrollo de terrazas de degradación.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dentro del núcleo evaporítico del Anticlinal de Barbastro, los depósitos de determinados niveles de terraza del Río Noguera Ribagorzana y de su afluente el Barranco de Lo Reguer se encuentran localmente engrosados. Estos engrosamientos registran una subsidencia sinsedimentaria que alcanzó una magnitud del orden de 110 m durante el depósito de la terraza T9 del Noguera Ribagorzana y unos 100 y 50 m durante el depósito de las terrazas T5 y T3 del Barranco de Lo Reguer respectivamente. El hecho de que estos engrosamientos hayan afectado a zonas concretas de los valles, siempre con sustrato evaporítico, y de que no se hayan detectado estructuras tectónicas con evidencias de actividad reciente permite atribuir los fenómenos de subsidencia a la karstificación del sustrato evaporítico. Quizás la distribución espacial de las zonas donde ha actuado la subsidencia por disolución haya estado controlada por la existencia de cuerpos de sal en zonas concretas a escasa profundidad y/o por la localización de antiguas zonas de descarga de flujos subterráneos procedentes de los relieves prepirenaicos. Estos fenómenos de subsidencia sinsedimentaria, además de generar cubetas de disolución de orden kilométrico rellenas de aluviones, han influido en algunas de las características morfo-sedimentarias de los niveles aluviales. La mayor proporción de finos que presentan los depósitos del nivel de terraza engrosado del Noguera Ribagorzana se atribuye a una disminución en la competencia del flujo motivada por una reducción de la pendiente del sistema fluvial debida a la subsidencia. También se plantea la posibilidad de que el origen de determinadas superficies aluviales de degradación esté relacionado con fenómenos de subsidencia kárstica sinsedimentaria.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la empresa Sales Monzón por los datos de sondeo suministrados. Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto de investigación BTE2000-1149.

REFERENCIAS

Alberto, F.; Gutiérrez, M.; Ibáñez, M. J.; Machín, J.; Meléndez, A.; Peña, J. L.; Pocoví, A. y Rodríguez, J. (1983): El piedemonte Pliocuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). *Geographicalia*, 18: 109-126.

Arrate, I. y Sanz de Galdeano, J. M. (2002): Diapiro de Orduña. En: *Patrimonio Geológico de Asturias, Cantabria y País Vasco* (R. Nuche de Rivero, Ed.). Enresa, 440-443.

Benito, G.; Pérez González, A.; Gutiérrez, F. y Machado, M. J. (2000): Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology*, 33: 209-224.

Bull, W.B. (1991): *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, Londres, 326 p.

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: 141-155.

Gutiérrez, F.; Ortí, F.; Gutiérrez, M.; Pérez-González, A.; Benito, G.; Gracia Prieto, J. y Durán Valsero, J. J. (2001): The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates and Evaporites*, 16, 1: 46-70.

Lucha, P.; Gutiérrez, F y Guerrero, J. (2004): Riesgos por subsidencia derivados de la disolución natural y artificial de evaporitas en el sector occidental del Anticlinal de Barbastro (Cuenca del Ebro). En: *VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, Libro de Actas, Toledo.

Miall, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (A. D. Miall, Ed.). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 597-604.

Miall, A. D. (1996): *The geology of fluvial deposits*. Springer, New York, 582 p.

Senz, J. G. y Zamorano, M. (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior- Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geológica Hispanica*, 27, 1-2: 195-209.

Mapa geomorfológico del margen continental español

A. Maestro, A. Martín-Serrano, E. Llave, T. Medialdea y L. Somoza

Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. a.maestro@igme.es

ABSTRACT

This work is a summary of the study carried out in the preparation of the Spanish Continental Margin Geomorphological Map at 1:1.000.000 scale, that nowadays is being elaborated by the Geological Survey of Spain, Marine Geology Division. The principal objective of this study is to map the main continental margin and abyssal plain morphological features, and the related active processes, on the basis of several scientific publications and local studies from different authors and new data obtained from recent oceanographic cruises. In this map, three processes, that influence in the relief generation, have been established: tectonic, erosive and depositional processes. In addition, two more groups have also been differentiated: polygenetic (unknown origin) and gravitational processes. The mapping of these elements has been carried out upon a simplified bathymetric base provided by the Marine Hydrographic Institute and upon a synthetic sea bottom lithological cartography.

Key words: *geomorphological map, active processes, continental margin, Geological Survey, Spain.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Las cartografías geomorfológicas submarinas son poco frecuentes en la bibliografía mundial. Cabe destacar por su proximidad geográfica la *Carte Geomorphologique du Portugal* (De Brum Ferreira, 1981) a escala 1:500.000 y las cartografías parciales a diversas escalas del margen continental portugués realizadas por Vanney y Mougenot (1981). Siguiendo este mismo formato de presentación, el *Atlas of the Sea Floor around Japan: Aspects of Submarine Geomorphology* realizado por Mogi (1979), también está compuesto por varios mapas geomorfológicos a diferentes escalas; y el Atlas de Geoformas Submarinas de Colombia realizado por el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas de la Armada de la República de Colombia (1999), contiene la descripción geomorfológica y vista tridimensional de cada uno de los accidentes submarinos de las aguas juridiscionales de Colombia en el Mar Caribe y Océano Pacífico. Por último, con un formato de mapa mural caben destacar el *Geomorphological Map of the USSR* (Lomonosov *et al*., 1989) a escala 1:4.000.000 y la Carta Geomorfológica de la República Popular de Moçambique (Bondyrev, 1983) a escala 1:1.000.000, ambos incorporando los caracteres morfológicos tanto de la zona emergida como sumergida.

En nuestro ámbito, la publicación en 1989 del Mapa de Cuaternario de España a escala 1:1.000.000 por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), fue en su momento un testimonio más del desarrollo experimentado en esos años por los estudios de geología de superficie en España. Aquel mapa propició e impulsó, en cierto modo, la realización de otra gran referencia general que faltaba en este campo de la geología: el Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 1.000.000, y en el marco de este proyecto el Mapa Geomorfológico del Margen Continental Español a escala 1:1.000.000, ambos integrados en un mismo documento.

METODOLOGÍA DE ELABORACIÓN Y CONTENIDO

El Mapa Geomorfológico del Margen Continental Español pretende ser ante todo una referencia inicial para el usuario, de manera que éste disponga, en un único documento, de la perspectiva geomorfológica global de la zona sumergida española existente hasta este momento. Este mapa es el resultado de un trabajo de síntesis apoyado en antecedentes geológicos y geográficos con punto de partida en dos mapas murales a la misma escala: el ya referido Mapa del Cuaternario a escala 1:1.000.000 y el Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España a escala:1.000.000 (terminado en 1991, pero todavía inédito). Además de esta información preliminar, ha sido necesaria una intensa recopilación bibliográfica. Como era de prever las referencias de la zona submarina son mucho más escasas y desiguales, en cuanto a la densidad de los datos relativos a las formas del fondo, que la existente sobre los rasgos morfológicos de las zonas emergidas. Aunque los estudios centrados en el margen continental español han experimentado un considerable impulso en las dos últimas décadas, sigue existiendo una importante escasez de conocimientos en lo referente a la plataforma y talud del margen septentrional español (Galicia y Cantábrico), frente

a la abundancia de datos existentes en el Mediterráneo, Golfo de Cádiz y en un amplio sector de las Islas Canarias. Gran parte de estos estudios se concentran en determinados trabajos geológicos de carácter sistemático, como son los Mapas Geológicos de la Plataforma Continental y Zonas Adyacentes (cartografías FOMAR a escala 1:200.000 realizadas por el IGME del margen catalán y del sector sureste y meridional español), la cartografía batimétrica de la Zona Económica Exclusiva Española-ZEEE (únicamente publicada la zona que comprende el Golfo de Valencia y las Islas Baleares), las cartografías procedentes del Estudio de la Plataforma Continental Española (desarrolladas por el Instituto Español de Oceanografía y la Secretaría General de Pesca Marítima y donde únicamente se ha publicado la serie de hojas correspondientes a la plataforma almeriense), y las cartas hidrográficas editadas por el Instituto Hidrográfico de la Marina y determinados mapas temáticos que contemplan zonas muy concretas de aguas someras. Por otro lado, es necesario constatar que la producción científica escrita centrada exclusivamente en la geomorfología de la zona sumergida es más bien escasa, siendo una materia que los autores discuten como complemento al objetivo fundamental de cada trabajo. Es por ello, que la síntesis geomorfológica submarina es básicamente el resultado de la recopilación de los trabajos geológicos de carácter sistemático realizados hasta el momento y de los diversos apartados que sobre la geomorfología se incluyen en la literatura existente.

La síntesis de toda la información anteriormente citada, ha sido realizada a escala 1:400.000, siguiendo el criterio inicialmente marcado para la elaboración del mapa geomorfológico terrestre.

El mapa batimétrico se realizó a partir de las batimetrías más actualizadas existentes y completado con otros datos de campañas oceanográficas inéditas. En la cartografía definitiva, la batimetría ha sido simplificada y sólo se han representado curvas de nivel que corresponden a los límites que definen de forma genérica la zona litoral (30 m), la plataforma interna (50 m), la plataforma continental (100 y 200 m), el talud y ascenso continental (500 y 1000 m) y la llanura abisal (2000, 3000 y 4000 m). Sobre la base batimétrica se han representado los principales rasgos morfológicos acompañados de datos litológicos.

El mapa de depósitos submarinos muestra la distribución de los principales tipos de sedimentos superficiales y las unidades aflorantes del margen continental. Los depósitos sedimentarios han sido definidos sobre la base de la cartografía realizada para el "Mapa del Cuaternario a escala 1:1.000.000" (ITGE, 1989) actualizada con información reciente. La clasificación de los depósitos se ha llevado a cabo siguiendo el criterio de la cartografía anteriormente citada, unificándose por tanto los distintos materiales siguiendo pautas de tipo textural, lo que da lugar a que los sedimentos se agrupen en tres tipos: grava, arena y fango. Por otro lado, todas las formaciones aflorantes consolidadas en el fondo marino, sin distinción de origen, han sido consideradas en el mapa como roca, discriminándose los afloramientos de rocas volcánicas en aquellos casos que su localización y naturaleza es bien conocida.

La cartografía geomorfológica, centrada en la representación de los tipos morfológicos, ha sido sistematizada usando, como criterio predominante, los caracteres genéticos. Las entidades cartografiadas son de tres tipos: i) Límites de las Provincias Fisiográficas: Plataforma, Talud, Ascenso continental y Llanura abisal; ii) Morfologías Endógenas (formas de origen tectónico, halocinético y volcánico); y iii) Morfologías Exógenas (formas deposicionales y erosivas, asociadas al régimen hidrodinámico imperante y bioconstrucciones; y gravitacionales). Se ha definido un cuarto tipo de entidades denominadas Morfologías Poligénicas, que engloban aquellas formas en las que no es posible discriminar su origen endógeno o exógeno o son el resultado de la interacción de ambos procesos.

El color y la simbología (especialmente el grosor de la línea) se han diseñado de manera que expresen prioritariamente el objetivo más inmediato: se trata de resaltar el aspecto morfoestructural. Las grandes unidades de carácter regional quedan definidas en función de sus dos atributos básicos: provincia fisiográfica y asociación litológica dominante. Estarán representadas respectivamente, mediante áreas coloreadas en distintos matices de azules y trama de color blanco sobre el dominio correspondiente. El color por sí solo selecciona las formas en función de su origen. Las formas de origen endógeno, excepto las de origen volcánico, se representan con símbolos y tramas de color negro, mientras que las formas de origen exógeno (de erosión, de acumulación y gravitacionales) se expresan mediante símbolos, tramas y áreas coloreadas según corresponda a su origen (rojo las formas deposicionales, morado las formas erosivas y marrón las formas gravitacionales). Por otro lado, las formas de origen desconocido se han representado de color naranja. Los datos cronológicos se indican mediante un código alfabético en color negro.

En el caso de la leyenda utilizada, han sido dos las fuentes principales en las que nos hemos basado a la hora de definir la forma de representar las morfologías más relevantes: la leyenda de las cartografías de los Mapas Geológicos de la Plataforma Continental y Zonas Adyacentes (cartografías FOMAR), y la propia normativa y leyenda para la confección de los mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 del IGME. La razón de esta decisión se justifica en el intento de mantener unos criterios fijos de representación de los rasgos morfológicos submarinos, que ya se comenzó a fraguar en la leyenda de las cartografías FOMAR y en mantener una homogeneidad con la simbología utilizada en la zona emergida cuando los elementos representados sean lo mismos.

CONCLUSIONES

De forma resumida se puede decir que el Mapa Geomorfológico del Margen Continental Español a escala 1:1.000.000 presenta varios planos de lectura:

- Un fondo o soporte general de visibilidad inmediata constituido por las provincias fisiográficas con un nivel subordinado de lectura más detallada que corresponde a su compartimentación litológica.
- Un plano fundamental con la geomorfología propiamente dicha, expresada por sus elementos principales.
- Los datos cronológicos, donde existan criterios para establecerlos, los cuales constituyen una aportación adicional o de referencia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto Geológico y Minero de España. Agradecemos a Francisco Javier Hernández Molina y a Juan Tomás Vázquez Garrido las sugerencias realizadas en la confección de la Propuesta de Norma Técnica para la elaboración de la cartografía base del Mapa Geomorfológico del Margen Continental Español a escala 1:1.000.000.

REFERENCIAS

Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (1999): *Atlas de Geoformas Submarinas de Colombia.* Armada Nacional, Dirección General Marítima. Cartagena, Colombia.

Bondyrev, I.V. (1983): *República Popular de Moçambique - Carta Geomorfológica. Escala 1:1.000.000.* Direcçao Nacional de Geologia, Maputo.

De Brum Ferreira, D. (1981): *Carte Geomorphologique du Portugal.* Centro de Estudos Geográficos, 55 p. y dos mapas a escala 1:500.000. Lisboa.

ITGE (1989): *Mapa del Cuaternario de España.* Instituto Tecnológico GeoMinero de España: 279 p. y 1 mapa. Madrid.

Lomonosov, M.V., Bashenina, V. y Leontyev, O.K. (1989): *Geomorphological Map of the USSR.* Scale 1:4.000.000. Research Laboratory of Complex Mapping and the Department of Geomorphology. Moscow State University. Directorate-General for Geodesy and Cartography, USSR Council of Ministers.

Mogi, A. (1979): *An atlas of the sea floor around Japan: aspects of submarine geomorphology.* University of Tokyo Press, 96 p.

Vanney, J.R. y Mougenot, D. (1981): *La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse Geomorphologique.* Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, 28, 86 p. y 41 figuras.

Los movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana de la isla de Mallorca

R.M. Mateos[1], J.M. Azañón[2] y M. Ferrer[1]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Avda. Ciudad Querétaro s/n, 07007 Palma de Mallorca. mallorca@igme.es
2 Universidad de Granada, Dept. Geodinámica, Avda. Fuenteventura s/n, 18002 Granada. jazanon@ugr.es

ABSTRACT

The steep relief of the Tramuntana Range in Majorca, in addiction to Mediterranean climate conditions of torrential rainfalls in short time periods, determine the occurrence of slope movements. Several slope displacements have been identified with the largest movements recorded as being huge rock slides which control the actual geomorphology of the Tramuntana Range coastline. Historical movement records as well as their inventory and characterisation reveal that rockfalls are the most frequent movements and soil movements such as debrisflow, mudflow, and complex landslides have cause several damages along this mountain range.

Key words: *intense rainfall, landslides, Majorca.*

INTRODUCCIÓN

La isla de Mallorca, localizada en el contexto del Mediterráneo occidental presenta diferentes dominios geomorfológicos, destacando la Sierra de Tramuntana en el margen septentrional de la Isla. La estructura geológica de esta cadena alpina condiciona una vertiente meridional suave y una vertiente litoral o septentrional mucho más accidentada y abrupta, con predominio de acantilados de gran altura sobre el mar. La línea de cumbres supera los 600 m, siendo el sector central el más elevado, con numerosas cimas con altitudes superiores a los 1000 m, destacando el Puig Major como el pico más alto de la Isla (1445 m) (Fig. 1). Su abrupta topografía ligada a la complejidad geológica y a la existencia de un clima mediterráneo, con lluvias torrenciales concentradas en cortos períodos de tiempo, condiciona la ocurrencia de movimientos de ladera de diversas tipologías.

El incremento desmesurado del turismo en la isla durante los últimos 30 años, que se refleja en la afluencia de más de 10 millones de turistas al año y en un *boom* constructivo en la franja costera, determina la enorme importancia del estudio de este tipo de fenómenos y su correcta caracterización y localización.

En el presente trabajo, se pretende caracterizar los diferentes tipos de movimientos que afectan a las laderas de la Sierra de Tramuntana, así como conocer los factores que condicionan su existencia.

BREVE CONTEXTO GEOLÓGICO Y CLIMÁTICO

Las rocas más antiguas de la Isla de Mallorca afloran en el litoral de la Sierra de Tramuntana y corresponden a retazos de metapelitas ligeramente metamorfizadas del Carbonífero (Rodríguez Perea, 1998). El resto de la serie corresponde a materiales desde el Triásico inferior (Buntsandstein) hasta la actualidad, existiendo dos remarcables discontinuidades estratigráficas a finales del Mesozoico y comienzos del Mioceno (Gelabert, 1998). De forma simplificada puede decirse que, excepto los materiales del Triásico inferior (Buntsandstein) y medio (Keuper), que son sedimentos terrígenos, el resto de la serie se caracteriza por sedimentos carbonatados y/o detrítico carbonatados, constituyendo las calizas y dolomías del Lías el esqueleto principal de la Sierra.

Desde el punto de vista estructural, la Sierra de Tramuntana corresponde a un sistema imbricado de cabalgamientos vergentes hacia el NO, cuyo nivel regional de despegue está constituido por los materiales de naturaleza arcillosa del Keuper. El máximo de la orogenia alpina en esta cadena montañosa tuvo lugar durante el Mioceno infeior y medio, comenzando a partir del Serravaliense una etapa distensiva, caracterizada por fallas normales de gran longitud, que configuran la isla en el actual sistema de altos y cubetas (Gelabert, 1998).

Desde el punto de vista climático, la Sierra de Tramuntana se encuentra dentro del ámbito del clima mediterráneo, y su topografía sobreimpone las variaciones climáticas típicas de las zonas montañosas: a mayores altitudes, aumentan las precipitaciones y disminuye la temperatura. De esta forma, en el núcleo central más elevado de la Sierra de Tramuntana (área de Lluc), las precipitaciones anuales pueden ser superiores a los 1200 mm, mientras que hay áreas del litoral meridional (Andratx, Calvià) que no superan los 400 mm anuales.

El registro de movimientos de ladera pone de manifiesto que su ocurrencia está claramente ligada con episodios de

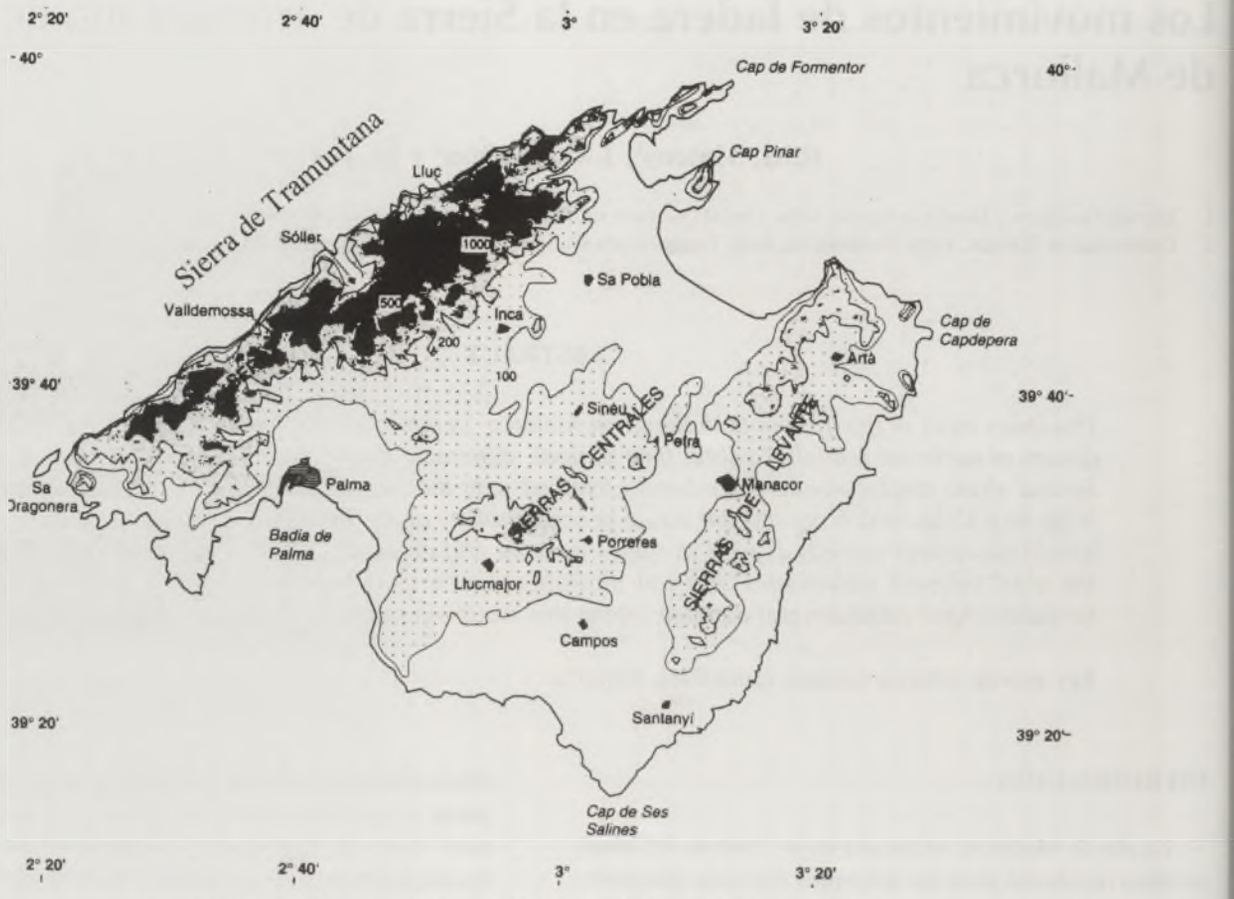


FIGURA 1. *Mapa topográfico de la Isla de Mallorca (Gelabert, 1998).*

lluvias intensas (Mateos, 2002), concentradas en cortos períodos de tiempo, hecho que ocurre principalmente en los meses otoñales.

TIPOS DE MOVIMIENTOS

El inventario de movimientos antiguos y recientes llevado a cabo permite clasificar los movimientos de ladera que afectan a la Sierra de Tramuntana en tres grandes grupos:

- Desprendimientos rocosos
- Deslizamientos en roca
- Movimientos complejos en suelos

Desprendimientos rocosos

Son los movimientos más frecuentes en la zona de estudio. Pueden ser de dimensiones muy diversas, observándose bloques con volúmenes superiores a 15 m^3. Los frentes de roca de gran altura que constituyen los materiales carbonatados duros del Lías son las principales zonas de generación de desprendimientos, aunque estos escarpes pueden estar relacionados con otros accidentes geomorfológicos: escarpes de falla, frentes y rampas laterales de mantos de cabalgamiento, paredes de los valles producidos por disolución kárstica así como escarpes de cabecera de los deslizamientos rotacionales en roca. En la franja litoral, el efecto de socavación de la base de los acantilados que produce la acción del oleaje, da lugar a la ocurrencia de grandes desprendimientos rocosos por desplome.

Deslizamientos en roca

Son los movimientos de mayor envergadura, pudiendo movilizar millones de metros cúbicos de roca.

Afectan principalmente a los materiales duros carbonatados del Lías. El contacto geológico de éstos con los correspondientes al Keuper, de naturaleza margosa con presencia de yesos, determina en la mayoría de los casos el plano de rotura.

Los deslizamientos que afectan a estos materiales rocosos pueden ser a su vez de varios tipos:

- rotacionales
- traslacionales o planares
- deslizamientos en cuña

Los deslizamientos rotacionales y en cuña son movimientos a gran escala, cartografiables con fotografía aérea. Se trata de grandes movimientos antiguos que han configurado el actual paisaje de la Sierra de Tramuntana, particularmente la mitad septentrional y han movilizado millones

FIGURA 2. *Deslizamiento en cuña de grandes dimensiones en la costa de Sóller.*

FIGURA 3. *Deslizamiento planar sobre los materiales del Keuper de un fragmento del frente rocoso de calizas liásicas. Bàlitx, costa de Sóller.*

de metros cúbicos de roca. Los deslizamientos en cuña (Fig. 2) vienen condicionados por dos líneas de fracturación principales, con direcciones N15° E y N 105° E respectivamente, y buzantes ambas unos 50° hacia el mar.

Otros deslizamientos en roca de gran representación en la zona de estudio son los deslizamientos planares (Fig. 3). Son movimientos con un importante condicionamiento geológico, ya que afectan a frentes de roca, generalmente calizas liásicas, en contacto directo con los materiales del Keuper y buzando ambos hacia el talud. Un *set* de fracturas paralelas al talud determina la independización de grandes bloques de roca, que posteriormente se deslizan suavemente sobre los materiales impermeables del Keuper. El mecanismo de rotura se podría comparar con el frente de un glaciar y la formación de icebergs que posteriormente navegan lentamente por el mar.

Tanto los deslizamientos en cuña como los rotacionales, ambos de grandes dimensiones, son movimientos antiguos, es decir, no se tiene constancia de su ocurrencia en tiempos históricos. No obstante, la nitidez de las superficies de rotura y la relación de estos movimientos con importantes acumulaciones de sedimentos no retrabajados por el mar en la costa, aluden a movimientos recientes de edad cuaternaria y podrían estar ligados tanto a episodios climáticos más húmedos durante el Cuaternario como a períodos con una actividad sísmica más intensa que la actual.

Movimientos complejos en suelos

Generalmente son movimientos donde la rotura se inicia como un deslizamiento rotacional y posteriormente, la masa deslizada se comporta como un flujo. En la bibliografía científica estos movimientos se denominan *slump-earth flow*, *complex earth slide-earth flow* (Cruden y Varnes, 1996). Los materiales de la Sierra de Tramuntana que pueden verse afectados por este tipo de movimientos son aquellos con comportamiento de suelos y/o rocas blandas muy meteorizadas, predominantes en la submitad meridional de la Sierra. Cabe destacar grandes deslizamientos de este tipo en la ladera de Biniarroy en los años 1721,1813 y 1943 (Giménez y Mateos, 2002) y en la ladera de Fornalutx los años 1924 y 1974 (Mateos, 2001).

CONCLUSIONES

La dinámica de laderas en la Sierra de Tramuntana ha sido muy intensa en tiempos geológicos recientes y determina la geomorfología actual de esta cadena montañosa. Numerosos movimientos han sido registrados en los dos últimos siglos, destacando por su envergadura y daños causados los de Biniarroi y Fornalutx.

Los movimientos más frecuentes son los desprendimientos rocosos, de dimensiones muy diversas, observándose bloques con volúmenes superiores a 15 m^3. Los frentes de desprendimientos suelen estar relacionados con afloramientos de rocas duras correspondientes a calizas y dolomías liásicas así como a escarpes relacionados con accidentes geomorfológicos y/o tectónicos. En la franja litoral los desprendimientos rocosos se producen fundamentalmente por erosión diferencial así como desplomes por socavación de la base.

En la vertiente septentrional de la Sierra destacan los grandes deslizamientos en roca, de tipo rotacional, en cuña y planares, que afectan principalmente a las calizas liásicas y cuyo plano de rotura suele estar relacionado con el contacto geológico de éstas y los materiales blandos del Keuper. No se tiene constancia histórica de la ocurrencia de los deslizamientos rotacionales y en cuña, pero las características geomorfológicas de los mismos y la existencia de potentes depósitos de sedimentos no retrabajados por el mar en la costa indican que se trata de movimientos recientes.

Hacia el SO del margen litoral de la Sierra predominan los movimientos en suelos y rocas blandas muy alteradas, movimientos más superficiales que los anteriores. Se pueden diferenciar a su vez dos tipos: flujos y movimientos complejos, y son frecuentes en laderas formadas por sedimentos coluviales recientes sobre los materiales blandos e impermeables del Keuper. Cabe destacar en este grupo aquellos que han causado mayores daños: los deslizamientos de Biniarroi (1721, 1813 y 1943) y los que afectaron al margen izquierdo del torrente de Fornalutx (1924, 1974).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y FEDER, con el Proyecto REN2001-3378.

REFERENCIAS

Cruden, D.M. y Varnes, D. J. (1996): Landslides Types and Processes. Transportation Research Board, National Research Council. En: *Landslides: investigation and mitigation* (K.A. Turner y R.L. Schuster, Eds). Special Report 247, Washington, DC., 36-71.

Gelabert, B. (1998): *La Estructura Geológica de la Mitad Occidental de la Isla de Mallorca*. Tesis Doctoral. Colección Memorias I.T.G.E., 129 p.

Giménez, J. y Mateos, R.M: (2002): Analysis of the Biniarroy (Mallorca) complex landslide. En: *4th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms* (A. Jansà y R. Romero, Eds). Proceedings: 45-58.

Mateos, R.M: (2001): *Los movimientos de ladera en la Serra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de la peligrosidad*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 299 p.

Mateos, R.M. (2002). Slope movements in the Majorca Island (Spain). En: *Hazard Analysis. Instability, Planning and Management. Seekimg Sustainable Solutions to Ground Movements Problems* (R.G. McInnes y J. Jakeways, Eds.). International Conference on Instability-Planning and Management: 339-347.

Rodríguez-Perea, A. (1984). *El Mioceno de la Serra Nord de Mallorca. Estratigrafía, sedimentología e implicaciones estructurales*. Tesis Doctoral. Univ. de les Illes Balears y Barcelona, 532 p.

Análisis de la probabilidad de ocurrencia de precipitaciones intensas y su aplicación a la predicción de movimientos de ladera en la Sierra de Tramuntana (Mallorca)

R.M. Mateos Ruiz[1], J.M. Azañón[2] y M. López-Chicano[2]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Oficina de Proyectos de Mallorca, Avda. Ciudad Querétaro s/n, 07007 Palma de Mallorca. mallorca@igme.es
2 Dpto. de Geodinámica, Universidad de Granada, Avenida Fuentenueva s/n, 18002 Granada. jazanon@ugr.es, mlopez@ugr.es

ABSTRACT

Intense rainfall episodes are the principal triggering factor of landslide phenomena in Tramuntana Range (Majorca Island). To accomplish a hazard analysis of landslide phenomenon, a probability analysis of intense rainfall occurrence for different return periods has been realised. The completed annual sequences of data was fit with a Gumbel probability distribution. The Gumbel function, together with the related return period, allows to obtain the maximum rainfall values in 24 hours that can be expected for return periods of 5, 10, 25 and 100 years. Using a historic catalogue of landslides, dated landslides have been correlated with intense rainfall episodes registered at the closest meteorological station to the mobilised zone. This empirical correlation allows us to deduce that most of movements have been produced when maximum rainfall values in 24 hours reach 130 mm, establishing this value as the statistical threshold triggering landslides. Analysis of the distribution of intense rainfall episodes along the Tramuntana Range allows us to predict, for a determined period of time, the areas with the greatest probability of surpassing the established threshold that could trigger a landslide.

Key words: *hazard, intense rainfall, landslides, Majorca, statistical analysis.*

INTRODUCCIÓN

La Isla de Mallorca ha sufrido numerosos daños ocasionados por los movimientos de ladera, especialmente en la Sierra de Tramuntana. Desde el Siglo XVII se tiene constancia histórica de estos movimientos y la bibliografía existente permite deducir que, en el 95% de los casos, los movimientos se han producido durante y tras la ocurrencia de lluvias intensas, especialmente los movimientos superficiales tales como: desprendimientos rocosos, *debris flows, debris slides y mudflows* (Mateos, 2001, 2002).

CARACTERIZACIÓN GEOGRÁFICA Y CLIMÁTICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La isla de Mallorca presenta diferentes dominios geomorfológicos, destacando la Sierra de Tramuntana en su margen septentrional. Esta cadena montañosa, de origen alpino, presenta una abrupta topografía en su margen costero, que determina una mayor ocurrencia de movimientos de ladera.

Desde el punto de vista climático, la Sierra de Tramuntana se encuentra dentro del ámbito del clima mediterráneo, donde la topografía condiciona las variaciones climáticas típicas de las zonas montañosas: A mayores altitudes, aumentan las precipitaciones y disminuye la temperatura. De esta forma, en el núcleo central más elevado de la Sierra (área de Lluc), las precipitaciones anuales pueden ser superiores a los 1200 mm, mientras que hay áreas del litoral meridional (Andratx, Calvià) que no superan los 400 mm anuales. Este régimen de precipitaciones presenta valores máximos durante el otoño, con precipitaciones máximas en 24 horas superiores a 300 mm en algunos casos.

ANÁLISIS DE LA PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DE PRECIPITACIONES INTENSAS EN LA SIERRA DE TRAMUNTANA

El tratamiento de los datos así como la realización de los gráficos y cálculos estadísticos necesarios para determinar la probabilidad de ocurrencia de lluvias intensas se ha realizado con el apoyo del paquete informático HIDROBAS (ITGE 1991). Los datos de partida son los valores de precipitaciones máximas registradas en 24 horas (tras un proceso de optimización: homogenización, correlación y restitución de las series) de 12 estaciones, distribuidas homogéneamente por todo el sector de estudio.

Valoración del riesgo de ocurrencia de precipitaciones extremas

El análisis de las frecuencias de ocurrencia de lluvias y sus intensidades se realiza mediante la aplicación de distri-

buciones estadísticas de valores máximos, siendo la distribución doble exponencial o de Gumbel (Gumbel, 1958), la más empleada universalmente, y por ello es la utilizada en este trabajo.

La función de distribución de probabilidad de Gumbel es una función biparamétrica que se expresa como:

$$F(x) = \exp\{-\exp[-a(x - u)]\}$$

Siendo: u = parámetro de posición
a = parámetro de escala.

Para la estimación de estos parámetros se ha utilizado el Método de los Momentos donde: $a = \Pi/(\sigma\sqrt{6})$, $u = x - (\gamma/a)$ siendo x y σ la media y la desviación típica insesgada empíricas respectivamente, y $\gamma = 0{,}5772157...$ la constante de Euler. Aplicando este método obtenemos los valores de la función de Gumbel para cada estación meteorológica.

Considerando que un período de retorno es el tiempo que tarda en repetirse un fenómeno meteorológico, el período de retorno o recurrencia T(x) para un valor de x de la precipitación puede definirse como el intervalo medio, expresado en años, en que el valor extremo alcanza o supera el límite x una sola vez, y se relaciona con la probabilidad de forma:

$$T(x) = 1/1-F(x)$$

Considerando en este estudio la longitud de las series de 41 años, los intervalos de tiempo considerados y los valores de probabilidad obtenidos se detallan en la Tabla 1.

TABLA 1. *Períodos de Retorno y Probabilidades calculadas.*

Período de retorno	5	10	25	50	100	150	175
Probabilidad	0,800	0,900	0,960	0,980	0,990	0,993	0,994

De esta forma, mediante la distribución de probabilidad de Gumbel en cada estación y el período de retorno relacionado, se han obtenido las precipitaciones máximas en 24 horas que se pueden esperar en la Serra de Tramuntana para períodos de retorno de 5, 10, 25 y 100 años (Fig. 1), observando un máximo de valores localizado en el núcleo central (Sóller–Lluc), descendiendo los valores gradualmente hacia los extremos de la Sierra.

ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD A LOS MOVIMIENTOS DE LADERA

Relación precipitaciones intensas–movimientos de ladera

La correlación entre las fechas conocidas de ocurrencia de movimientos de ladera con los datos de precipitaciones de las estaciones meteorológicas más cercanas al lugar de la inestabilidad permite estimar, tras un tratamiento estadístico de los datos, que la mayoría de los movimientos de ladera en la Sierra se han producido a partir de valores de precipitaciones máximas en 24 h de 130 mm.

Tomando como base de partida los valores obtenidos de la Distribución de Gumbel, donde se relacionan los períodos de retorno para la ocurrencia de un valor determinado de precipitación máxima, se han elaborado los mapas de la figura 1, que representan los valores de precipitaciones máximas en 24 h de la Serra de Tramuntana (con las delimitación de las Unidades hidrogeológicas) correspondientes a los períodos de retorno: 5 años, 10 años, 25 años y 100 años. En cada mapa se ha representado la isolínea correspondiente a un valor de precipitación máxima en 24 horas de 130 mm que, como se ha visto en el registro histórico de deslizamientos, se considera el umbral de precipitación a partir del cual se pueden desencadenar los movimientos de ladera. Estos mapas ponen de manifiesto que:

- Para períodos de retorno de 5 años, en la zona comprendida entre Sóller y Pollença, las precipitaciones máximas en 24 h esperables superan el valor de 130 mm, valor estimado como "desencadenante" de los movimientos de ladera.
- Para períodos de retorno de 10 años, la zona de precipitaciones máximas en 24 h superiores a 130 mm se extiende hacia el N, NO y SE, cubriendo la zona comprendida entre Sóller y Valldemossa, excepto la franja más litoral.
- Para períodos de retorno de 25 años, la zona de precipitaciones máximas en 24 h superiores a 130 mm cubre todo el área de estudio, excepto el límite más meridional donde se encuentra la localidad de Estellencs.
- Para períodos de retorno de 100 años, las precipitaciones máximas en 24 h esperables, superan los 130 mm en todo el área de estudio.

CONCLUSIONES

El principal factor desencadenante de los movimientos de ladera que tienen lugar en la Sierra de Tramuntana (Mallorca) es la ocurrencia de lluvias intensas, características de un clima mediterráneo.

Los movimientos más frecuentes son los desprendimientos rocosos, aunque en la mitad meridional de la sierra predominan los movimientos superficiales en suelos, de escasa entidad, tipo *debris flow*, *debris slide* y *mudflow*.

La metodología sistemática en la homogenización de los datos, correlación y restitución de series, ajuste a la función de Gumbel y su contraste con el Test de Bondad c^2, proporciona un tratamiento homogéneo y completo de los datos de partida en todas las estaciones.

El análisis de precipitaciones intensas pone de manifiesto que la distribución espacial de las precipitaciones máximas en 24 h esperables en la Serra de Tramuntana, para los diferentes períodos de retorno considerados, muestra un máximo, en todos los casos, en la zona comprendida entre

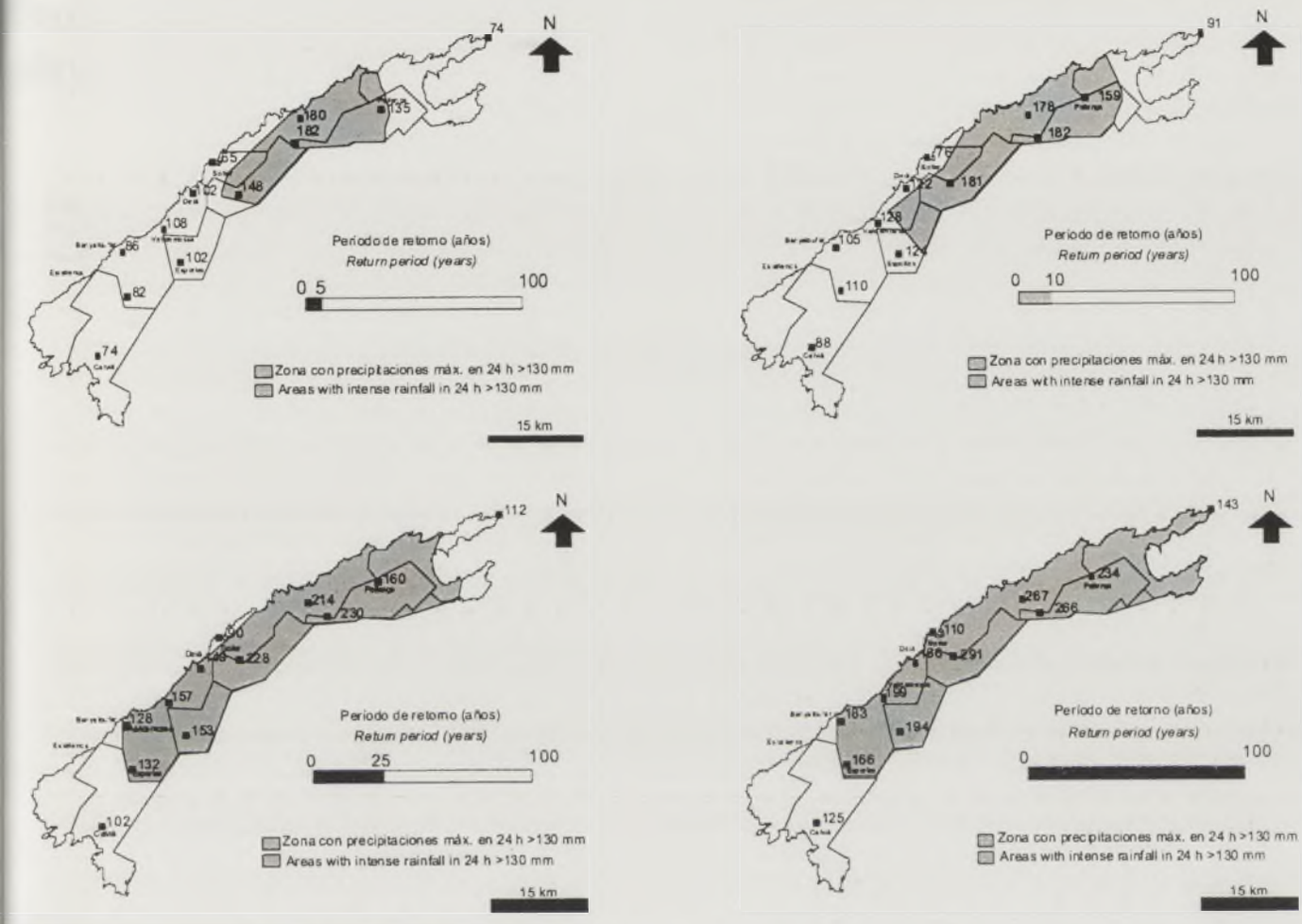


FIGURA 1. *Mapas con valores de precipitaciones máximas en 24h (mm) de la Sierra de Tramuntana para diferentes períodos de retorno. En sombreado, las áreas donde se supera el umbral desencadenante de 130 mm.*

los núcleos de Sóller y Lluc. Los valores descienden gradualmente hacia los extremos meridional y septentrional de la Sierra, siendo mucho menores en el extremo meridional, desde Estellencs hasta la costa de Calvià y Andratx.

El tratamiento estadístico que correlaciona los valores de precipitaciones intensas registrados antes y durante la ocurrencia de movimientos de ladera muestra un umbral desencadenante de precipitaciones de 130 mm en 24 h.

El valor umbral de precipitaciones desencadenantes de movimientos se supera en la práctica totalidad de la Sierra de Tramuntana para un período de retorno de 100 años.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y FEDER, con el Proyectode I+D+I del Plan Nacional REN2001-3378.

REFERENCIAS

Gumbel, E.J. (1958): *Statistics of extremes*. Columbia University Press, New York, 375 p.

I.T.G.E. 1991. Programas de apoyo informático a la hidrogeología (PAI): evaluación de aportaciones (HIDROBAS).

Mateos, R.M. (2001). *Los movimientos de ladera en la Serra de Tramuntana (Mallorca). Caracterización geomecánica y análisis de la peligrosidad*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 299 p.

Mateos, R.M. (2002). Slope movements in the Majorca Island (Spain). En: *Hazard Analysis. Instability, Planning and Management. Seekimg Sustainable Solutions to Ground Movements Problems* (R.G. McInnes y J. Jakeways, Eds.). International Conference on Instability-Planning and Management: 339-347.

Evolución morfológica de un campo dunar costero en regeneración: playa de Laida (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, País Vasco)

M. Monge-Ganuzas[1], A. Cearreta[2] y E. Iriarte[2]

1 Patronato de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Palacio Udetxea, P.K. 130, 48300 Gernika-Lumo. urdaibai@ej-gv.es
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. gppce-bia@lg.ehu.es, gpbirave@lg.ehu.es

ABSTRACT

Promoted by local authorities, a coastal sand-dune regeneration project in the Laida beach (Biosphere Reserve of Urdaibai) started in October 2001. During the following two years, two different phases of morphological development were observed on the sand accumulation. The first year (2001-2002) showed a rapid vertical sand sedimentation (agradational profile) particularly concentrated on the dune crest. In all, 3708 m3 of sand were accumulated during this first year. On the other side, the second year (2002-2003) exhibited a lateral sedimentary growth on the dune flanks (progradational profile). In all, 3500 m3 of sand were deposited during the second year. The observed contrast between the two annual sedimentary accumulation profiles was caused by the presence of the sand-catchers during the first year, and by the pre-existing sand dune capturing sediment from the bidirectional wind (NW and SE) during the second year. This study will allow to construct an evolutionary model of sand-dune regeneration on the Cantabrian coastal area.

Key words: *sand-dune regeneration, agradational profile, progradational profile, evolutionary model, Biosphere Reserve of Urdaibai.*

INTRODUCCIÓN

Con el objetivo de conseguir el mayor grado de naturalidad posible dentro de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, el Patronato de la misma se propuso regenerar el campo dunar que antaño existía en la playa de Laida, y que aparece registrado en diversa documentación gráfica de la primera mitad del siglo XX (Fig. 1). A tal fin, ese Patronato promovió un Proyecto de Regeneración Dunar y encargó en el año 2001 el diseño de un Estudio de Seguimiento y Evaluación Sedimentológica de dicho proyecto con el objetivo de conocer y evaluar los diferentes procesos sedimentarios operantes a lo largo del tiempo en la zona de actuación.

REGENERACIÓN DUNAR: MATERIALES Y MÉTODOS

La primera fase regenerativa comenzó con la implantación de 3 filas de captadores de arena de 250 m lineales de longitud, separadas 7,5 m entre sí, en la dirección E-O. En febrero de 2002, una vez colmatadas las filas de captadores originales por el sedimento arenoso, se colocaron dos filas adicionales de la misma longitud y dirección sobre el sedimento acumulado. Finalmente, durante el otoño de 2002 y 2003 se procedió a la plantación de especies dunares cantábricas (*Ammophila arenaria* y *Elymus farctus*) sobre la superficie de arena acumulada (Fig. 2).

Con el fin de cuantificar el proceso de acumulación sedimentaria se colocaron cuatro filas de estacas de madera graduadas entre las tres filas originales de captadores a lo largo de los 250 m longitudinales. El número total de estacas es de 48, repartidas en 12 estacas por fila. La distancia entre estacas es de 20 m en la dirección paralela a los captadores (E-O) y de 7,5 m en sentido perpendicular, estando dispuestas alternativamente. Se realizaron controles quincenales de las mismas, así como toma de muestras de sedimento para su análisis, observación de procesos y estructuras sedimentarias, fotos aéreas, topografías y batimetrías de la zona de actuación y áreas adyacentes.

MORFOLOGÍA Y VOLUMEN DE ACUMULACIÓN

El estudio de los datos obtenidos permitió diferenciar, durante la primera anualidad (2001-2002), dos tendencias en el proceso deposicional. Por una parte, desde octubre 2001 hasta marzo 2002 (semestre 1) se produjo el mayor depósito y acumulación de arena en la zona de actuación, mientras que desde abril hasta septiembre 2002 (semestre 2) la sedimentación neta fue prácticamente nula. El acúmulo arenoso fue uniforme a lo largo del eje longitudinal E-O de la actuación. La duna formada tuvo flancos casi simétricos y un perfil aerodinámico. Su anchura fue de 25 m y su altura máxima alcanzó los 2 m a lo largo de los 250 m dispuestos en la dirección E-O. La sedimentación media en la duna fue

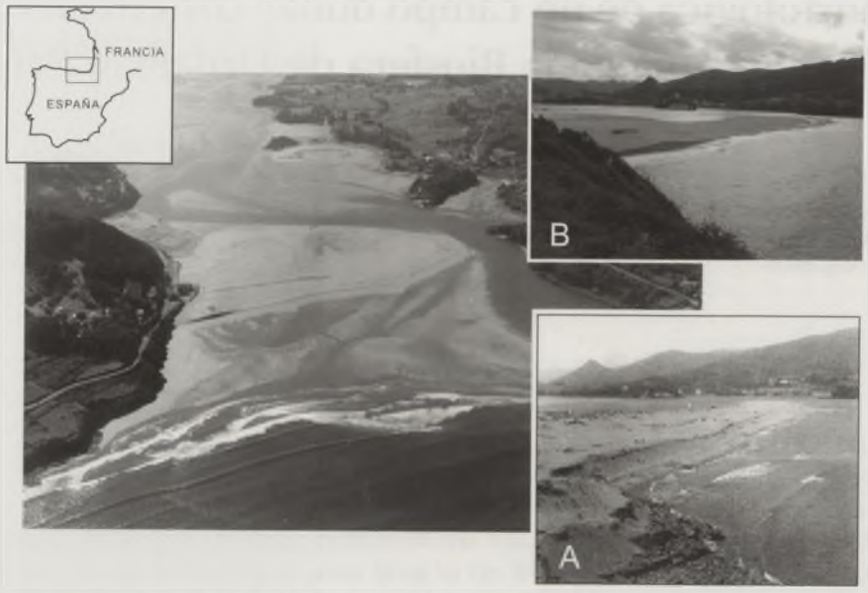


FIGURA 1. *Localización geográfica de la playa de Laida (Reserva de la Biosfera de Urdaibai). A: situación en 1950; B: situación en 2001.*

de 1,01-1,10 m de altura en la cresta y de 0,35-0,64 m en los flancos. El volumen de arena acumulado fue de 3.708 m^3 (Fig. 3). Este proceso de acumulación respondió al régimen de vientos imperante en la playa de Laida caracterizado por un régimen bipolar (NO-SE) de similar entidad tractiva en ambos sentidos con velocidades medias diarias superiores a 4 m/s durante el primer semestre e inferiores a 2 m/s durante el segundo semestre (Monge-Ganuzas *et al.*, 2003).

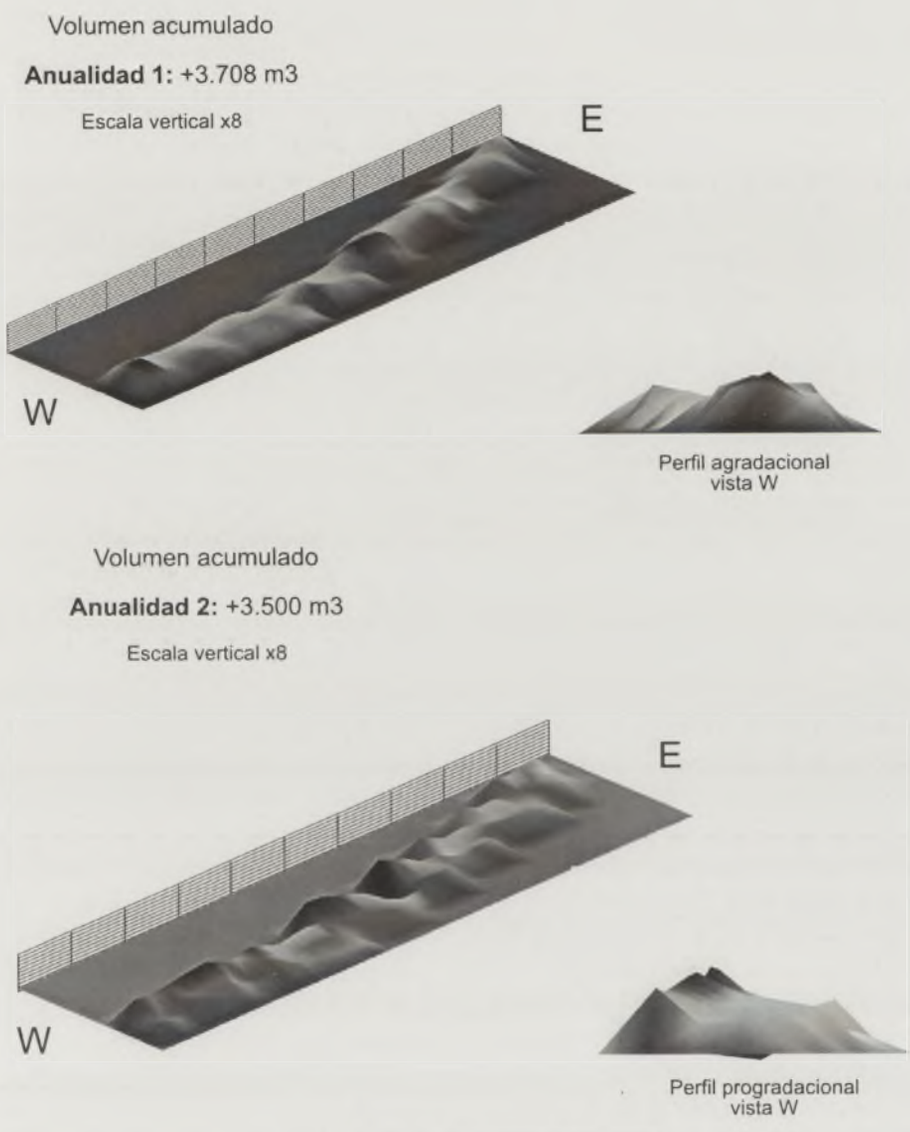
Durante la segunda anualidad (2002-2003) se observaron de nuevo las dos tendencias deposicionales anteriormente descritas que también dieron lugar a un acúmulo arenoso constante a lo largo del eje longitudinal E-O de la actuación. La duna siguió manteniendo su perfil aerodinámico, aumentó su anchura en 30 m, y su altura máxima en 0,5 m. Sus flancos fueron, en general, simétricos aunque se observó una mayor acumulación en el flanco N. El depósito alcanzó una sedimentación media de 0,45-0,51 m de altura en la cresta y de 0,67-1,30 m en los flancos. El volumen de arena acumulado fue de 3.500 m^3 (Fig. 3). Las condiciones eólicas fueron similares a las observadas durante la primera anualidad, si bien se produjo un predominio en la sedimentación por parte del viento de componente SE, respecto al de componente NO.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de los distintos perfiles y procesos sedimentarios estudiados durante las dos anualidades, se observa que durante la primera anualidad las mayores acumulaciones tuvieron lugar en las dos filas centrales de estacas graduadas (B y C) originando una morfología de acumulación de tipo agradacional, dando lugar a una pronunciada cresta central (perfil agradacional). En contraste con este perfil, durante la segunda anualidad el mayor acúmulo de arena tuvo lugar en los flancos (filas A y D), generando una morfología de acumulación con dos máximos en las zonas de flanco y una depresión central (perfil progradacional). Durante esta segunda anualidad se observó una ligera asimetría en la acumulación arenosa, con una mayor deposición en el flanco N (Fig. 3). Sin embargo, en términos generales, la duna mantuvo durante las dos anualidades una morfología simétrica, un perfil aerodinámico y una situación estacionaria. No obstante, durante la segunda anualidad la acumulación arenosa creció en anchura y altura respecto a la anualidad anterior.

Estos procesos sedimentarios se han representado mediante el modelo de crecimiento que aparece en la figura 4. Éste describe los primeros estadios de regeneración, observándose un aumento del volumen dunar en regeneración principalmente agradacional con una ligera progradación en ambos flancos (1° anualidad). Este acúmulo netamente agradacional es la respuesta sedimentaria a la

FIGURA 2. *Vista general de la actuación regenerativa. Captadores de arena y estacas graduadas.*



	Sedimentación media (m)	
Filas	Anualidad 1	Anualidad 2
A	0.64	**1.30**
B	**1.01**	0.45
C	**1.10**	0.51
D	0.35	**0.67**

FIGURA 3. *Evolución morfológica del volumen arenoso acumulado durante las dos anualidades de estudio. 1ª anualidad, perfil agradacional. 2ª anualidad, perfil progradacional.*

resistencia que ofrecen las filas de captadores de arena frente al transporte eólico. En el momento en que los captadores de arena se colmatan, el proceso deposicional se modifica y se genera un predominio del proceso progradacional (crecimiento lateral) sobre el agradacional (2ª anualidad). Durante este período, el relieve de la propia duna funciona como captador ayudado por las especies vegetales dunares plantadas (*Ammophila arenaria* y *Elymus farctus*).

Pese a las diferencias observadas en el proceso acumulativo, es destacable que el volumen neto acumulado en cada una de las dos anualidades sea similar, 3.708 m^3 durante la primera anualidad y 3.500 m^3 durante la segunda. La duna siempre se mantuvo con un perfil de flancos simétricos en respuesta al régimen de vientos bidireccional. El mayor acúmulo observado durante la segunda anualidad en el flanco N fue debido al mayor transporte producido por los

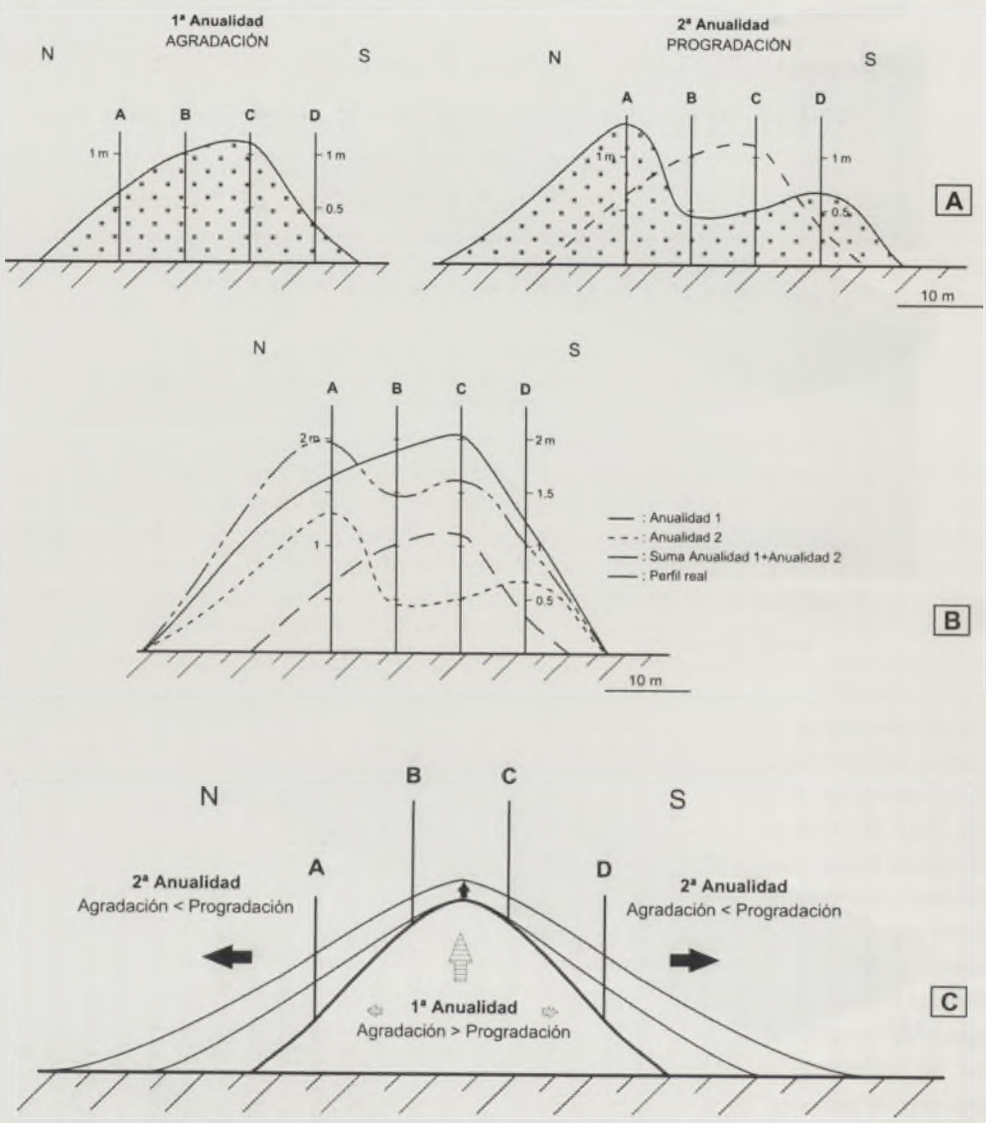


FIGURA 4: *Desarrollo morfológico de la duna durante el período de estudio. A: perfil de la acumulación arenosa para las anualidades 1ª y 2ª respectivamente. B: Perfiles de los volúmenes acumulados durante las dos anualidades, junto con el perfil teórico y el perfil real obtenido. C: Modelo de crecimiento propuesto en base a los procesos sedimentarios observados durante las dos anualidades. Las letras A-D corresponden a las filas de estacas graduadas instaladas en la duna.*

vientos de componente SE en comparación con los de componente NO. El régimen de vientos bimodal dio lugar a que la duna se mantuviera estacionaria y adquiriera un perfil aerodinámico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Cátedra UNESCO sobre Desarrollo Sostenible y Educación Ambiental en el marco de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai. Los autores expresan su reconocimiento al Director-Conservador del Patronato de la Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Xabier Arana.

REFERENCIAS

Monge-Ganuzas, M., Iriarte, E. y Cearreta, A. (2003): Regeneración dunar en la Reserva de la Biosfera de Urdaibai (Bizkaia, País Vasco). *Geogaceta*, 34: 119-122.

Estimación de las tasas de erosión a largo y corto plazo basadas en termocronología (AFTD), cargas fluviales, volumen de sedimentos y erosión potencial. Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia)

M. Pérez-Arlucea[1], F. Clemente[1], A. Carter[2], D. González[1], M. Nombela[1] y G. Méndez[1]

1 Dpto. Xeociencias Mariñas y O.T., Facultade de Ciencias, Universidade de Vigo, 36200 Vigo. marlucea@uvigo.es
2 Research School of Earth Sciences, University and Birkbeck College, Gower Street, London WC1E 6BT, UK.

ABSTRACT

Denudation rates have been established using 4 different approaches, 1) long-term rates (>106 yrs) based on thermochronology (AFTD), 2) theoretical calculations for potential erosion using DEMs, 3) modern sediment yields from rivers loads, and 4) sediment volume (Ramallosa Complex). AFTD results indicate gradients at or less than global average values of ~30°C/Km, and therefore place an upper limit from which to estimate the maximum amount of section lost to denudation. Thermal history modelling of the data show the samples experienced ~60°C of cooling over a 150 Myr period. Maximum geothermal gradient values of 30°C/km results in denudation rates of ~13 m/Myr, which are consistent with those of potential erosion (25 m/My). AFTD data is consistent with potential denudation calculations. River loads and sediment volume calculations for short-term denudation rates gave much higher values. Considering the proportion of coarse to fine material, between 90 and 95% of the total sediments correspond to bed-load. An increment in sedimentation and denudation rates from 2000 yr BP to 500 y BP and from the last 500 yr may be interpreted by accelerated human influence. Pollen data suggest that climatic changes during the last 2500 years are not significant and vegetation changes are due to human influence.

Key words: *fission tracks, thermochronology, potential denudation, sediment yield, accumulation rates.*

INTRODUCCIÓN

El presente estudio está encaminado a la comparación de las tasas de erosión obtenidas mediante 4 métodos diferentes: 1) Termocronología (AFTD); 2) Cálculos teóricos de erosión potencial (sobre DEMs); 3) Cálculo del volumen de sedimentos acumulados en el Complejo de A Ramallosa y 4) Cálculo de aportes fluviales. Las técnicas 1 y 2 dan lugar a tasas de denudación a largo plazo (orden de 10^6 años) la técnica 3 corto-medio plazo y la 4 condiciones actuales. Se discuten con detalle los dos primeros métodos y se comparan con los datos obtenidos por Pérez Arlucea *et al.* (2001), donde se detallan los datos de denudación obtenidos mediante cargas de los ríos (3) y volumen de sedimentos acumulados (4). El estudio se centra en el sector sureste de la Ría de Vigo: cuencas del Miñor y Lagares (Fig.1).

TASAS DE DENUDACIÓN

Termocronología: Análisis de las muestras de huellas de fisión en apatitos

Para el análisis de AFTD se recogieron 5 muestras a distintas elevaciones topográficas. Las muestras se recogieron entre 0m y 580 m de altitud topográfica lo que supone una

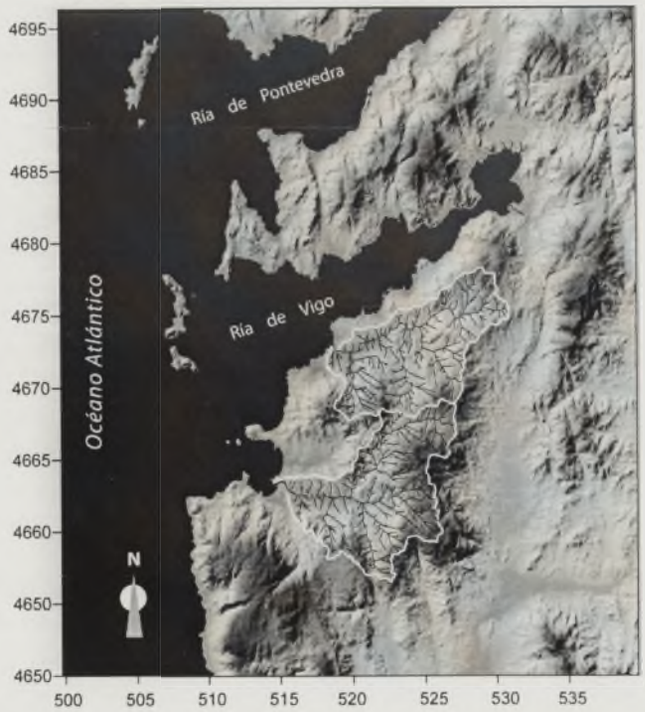


FIGURA 1. *Modelo de elevación del terreno de la Ría de Vigo y áreas adyacentes, mostrando la red de drenaje y las cuencas del Miñor y Lagares.*

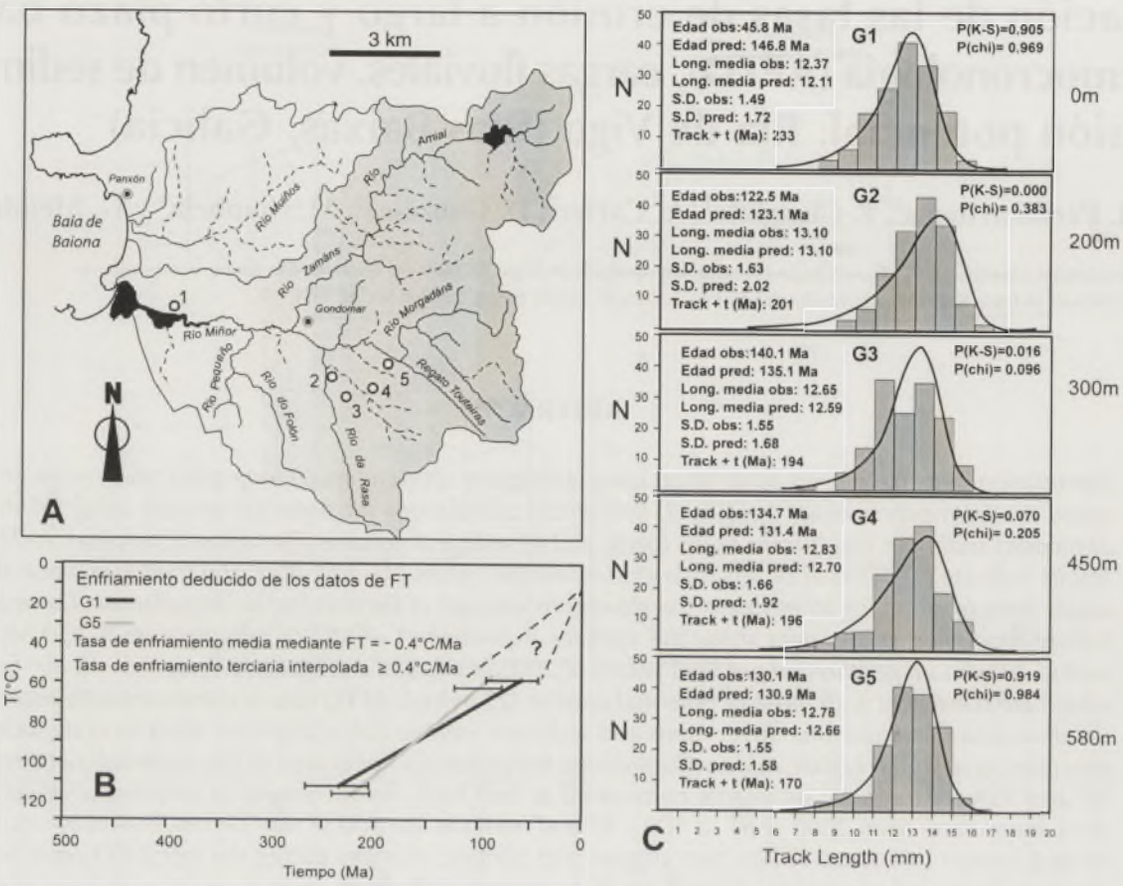


FIGURA 2. *A) Posición de las muestras de granito recogidas para el análisis de huellas de fisión en apatitos, dentro de la cuenca del Río Miñor. B) Gráfica resumen mostrando las pautas de enfriamiento que resultan en una mejor correlación, derivadas de los datos de huellas de fisión en los apatitos analizados. C) Grado de correlación entre los datos medidos y los predichos por los modelos en las gráficas obtenidas para cada una de las 5 muestras. La línea clara se establece para la muestra G5 (elevación 580 m) y la línea negra para la muestra G1 (elevación 0 m). El solapamiento de las barras de error para cada pauta de enfriamiento resalta la carencia de una diferencia resolutiva en la historia térmica entre muestras.*

diferencia de temperatura de unos 15°, considerando una incertidumbre relacionada con los datos de huellas de fisión que se sitúa entre 5ºC y 10ºC. Las longitudes de las huellas son unimodales con un sesgo ligeramente negativo y contienen una proporción pequeña de huellas largas en cada distribución lo que sugiere una historia ininterrumpida de enfriamiento y que gran parte del tiempo transcurrido tuvo lugar en la zona de *annealing* parcial producida entre 60 ºC y 110 ºC para los fluoroapatitos. Las edades medias de las huellas de fisión son Cretácico inferior y el enfriamiento a través de la zona *annealing* parcial se produjo durante el Mesozoico. Para definir la historia térmica del macizo granítico se realizó una modelización de los datos. La figura 2B muestra la mejor correlación de las pautas de enfriamiento. Solo después de que las muestras se enfrían a temperaturas por debajo de los ~110ºC-120°C se pueden conservar las huellas de fisión y se puede comenzar a monitorizar el enfriamiento. El enfriamiento se produjo con tasas estables de unos 0,4ºC/Ma. Debido a que las pautas de enfriamiento para las 5 muestras solapan cualquier diferencia de temperatura a lo largo de la sección, los gradientes geotérmicos estaban por debajo de los valores medios de unos 30ºC/km. Basándose en un valor máximo para el gradiente geotérmico de 30ºC/km los valores modelizados de huellas de fisión registran 60ºC de enfriamiento en un periodo de 150 Ma, es decir 2000 m en un periodo de tiempo de de 150 Ma equivalente a la tasa de denudación de 13 m/Ma.

Erosión potencial

Los parámetros geomorfológicos que se han considerado son la naturaleza de la red de drenaje, la altura media, el relieve y la pendiente. El Río Miñor tiene 15 km de longitud, y el Zamáns, que el tributario principal 16,5 km. La cuenca de drenaje tiene 75,8 km^2. La divisoria principal presenta una altura de hasta 600 m. La cuenca de drenaje del Lagares tiene 69,3 km^2. Las elevaciones máximas en las divisorias están localizadas en los márgenes oeste y sur, donde alcanzan los 300-450 m. La longitud del Río Lagares es de 18,3 km. El relieve de la Ría de Vigo es acusado. Se trata de una zona de importantes desniveles, incluso en zonas próximas a la costa, que está dominada por acantila-

TABLA 1. *Datos analíticos para las huellas de fisión de los apatitos. La densidad de las huellas es de x106 huellas cm^{-2}. La densidad de las huellas se refiere a los números de huellas contadas (N) mostradas entre paréntesis. Los análisis se han realizado mediante un método de detector externo usando un factor de corrección de 0,5 para los 4/2. Las edades se han calculado usando un cristal dosímetro CN-5, Carter CN5 = 338±5, calibrado por medio de análisis múltiples de IUGS standards para edades de apatito y circón. La edad central es una edad modal calibrada para las distintas precisiones de cada cristal. Composición media de los apatitos: 0,2±0,2 peso % Cl. Z = número de cristales contado.*

Muestra	Altitud (m)	Z	Pd	Nd	Ps	Ns	Pi	Ni	RE	Age ±1σ	MTL (μm)	S.d. (μm)	N° huellas
G1	0	20	1.181	6548	3.121	2267	4.230	3072	11.2	146±6	12.37±0.12	1.49	150
G2	200	20	1.181	6548	3.078	1745	4.991	2829	11.1	123±5	13.11±0.13	1.64	150
G3	300	20	1.181	6548	3.560	2260	5.021	3187	3.6	140±4	12.65±0.13	1.55	150
G4	450	20	1.181	6548	3.323	2410	4.731	3528	3.4	135±4	12.83±0.14	1.67	150
G5	580	20	1.181	6548	2.492	2186	3.756	3295	8.9	130±5	12.79±0.13	1.55	150

dos rocosos en gran parte de su extensión. Dentro de las cuencas del Miñor-Lagares el relieve está comprendido entre 27 y 338 m, siendo la media de 158 m. En la zona estudiada (Miñor-Lagares) se ha podido establecer la relación entre la pendiente y el relieve: *sen* $\beta = 9*10^{-4}$ R + $2,4*10^{-4}$ (β es la pendiente y R el relieve local en m; R^2 = 0,9994).

Las tasas de erosión en cuencas de drenaje fluviales de latitudes medias son directamente proporcionales al relieve medio de la cuenca, que a su vez está relacionado con la pendiente y la densidad de drenaje (Ahnert, 1970). La precipitación media anual en estas latitudes tiene un efecto poco importante en las tasas de denudación en áreas donde la cobertera vegetal no está alterada o modificada y no existe una estacionalidad muy marcada. Las estimaciones de erosión potencial son importantes porque dan valores de erosión a largo plazo independientes de las condiciones climáticas y los valores no se ven afectados por causas derivadas de la acción humana, al considerar periodos de tiempo muy largos (Ma). El modelo más clásico basado en el relieve es el de Anhert (1970) quién presenta la regresión: $E_P = 1,535 \times 10^{-4}$ Rm (mm/a); donde E_P es la erosión potencial y Rm es el relieve medio. Para el cálculo de erosión potencial (E_P) basado en la altura media (Hm) se ha utilizado la ecuación de Pinet y Souriau (1988) para zonas orogénicas inactivas antiguas: $E_P = 0,63 \times 10^{-4}$ Hm – 0,019 (mm/a). Los resultados obtenidos se muestran en la figura 3.

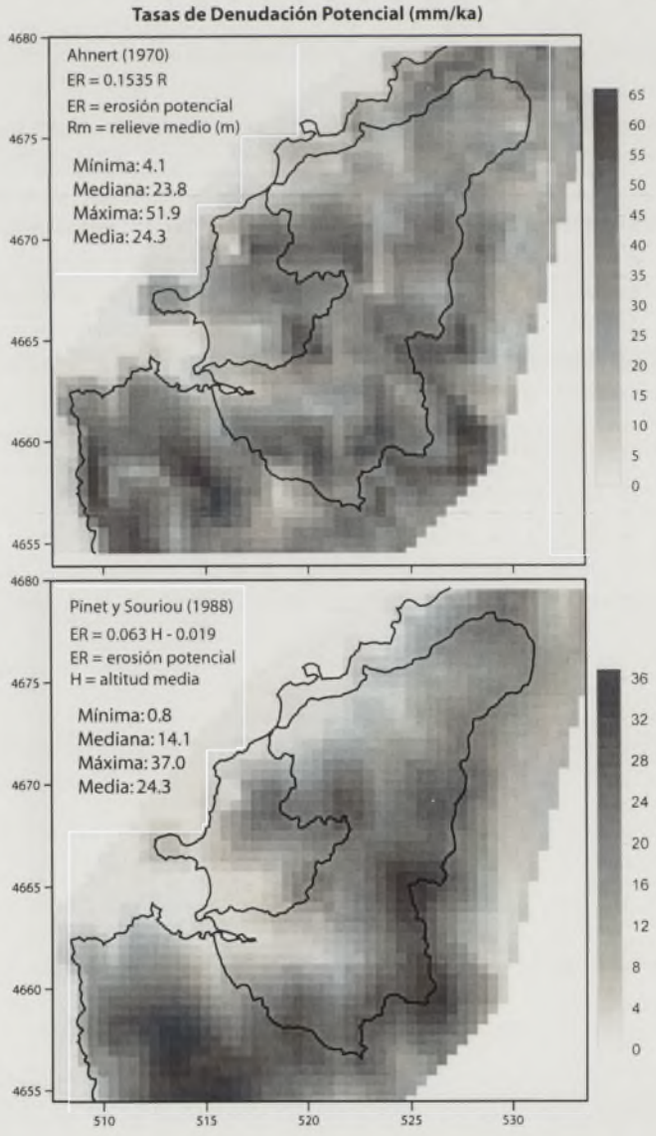


FIGURA 3. *Modelos de erosión potencial de las cuencas de los ríos Miñor (DEM 1:25000, pixels 25 m).*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los valores de AFTD, (13 m/Ma) aunque ligeramente inferiores, son del mismo orden de magnitud y asimilables a los datos de denudación potencial. La tasa de denudación a largo plazo es semejante a la obtenida por otros autores en terrenos graníticos (Riebe *et al.*, 2001; Gunell, 1998). La distribución, análisis de facies y edad de los sedimentos del Complejo de A Ramallosa se ha estudiado previamente. Se

seleccionaron dos intervalos bien datados, desde 2001 años BP a 484 años BP y un segundo intervalo desde 484 a BP a la actualidad. La mayor parte del sedimento es material siliciclástico de origen fluvial. La producción local de carbonatos y las entradas de sedimentos marinos durante tormentas son escasos en la actualidad, salvo en las zonas próximas a la playa. La mayor parte de los sedimentos acumulados en el Complejo de A Ramallosa son de grano grueso, y por tanto, los valores resultantes de los cálculos anteriores pueden utilizarse para dar valores aproximados de aportes de sedimentos por carga de fondo (90-95%) hacia la cuenca. A partir del volumen de sedimentos acumulado en las áreas de sedimentación se obtuvieron valores de 10,1 m/Ma para el primer intervalo y de 33,4 m/Ma el segundo. A partir de los datos de concentración de material en suspensión y disolución en los ríos se pueden obtener las tasas de denudación actuales. Se obtuvieron medidas de 10-100 m/Ma de denudación mecánica y de 40-76 m/Ma para denudación química. Considerando la diferencia de volumen con los depósitos de A Ramallosa se estima que el 74-90% del material en suspensión se exporta a la ría en condiciones de buen tiempo. Considerando en conjunto material procedente de carga de fondo, suspensión y disolución, se observa una mayor tasa de denudación en relación a las tendencias a largo plazo y un aumento importante de las tasas de denudación a partir de los últimos 484 años, lo que puede deberse en parte a una actividad antrópica acelerada. El incremento en las tasas de acumulación de sedimentos en la Ramallosa puede deberse también a un cambio en las condiciones ambientales a medida que evoluciona la flecha litoral, proporcionando un ambiente más protegido. Las diferencias entre las tasas de erosión y sedimentación entre el primer intervalo datado y el segundo se pueden interpretar en parte debido a la influencia humana acelerada en los últimos 500 años. De hecho, los aportes de los ríos pueden ser hasta uno o dos órdenes de magnitud mayores en condiciones de obras (carreteras, edificios, etc.; Pérez-Arlucea *et al.*, 2001). Los datos de polen presentados por Tornqvist *et al.* (1989) sugieren que durante los últimos 2500 años no se han producido cambios en la vegetación significativos en relación a cambios climáticos importantes, que pudieran alterar significativamente las tasas de erosión y el aporte de sedimentos. Los cambios más importantes serían según este estudio de origen antropogénico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la OMA de la Universidade de Vigo y los proyectos: CO-085-03 (Xunta de Galicia) y REN2003-09394/MAR (MCYT).

REFERENCIAS

Ahnert, F. (1970): Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude basins. *American Journal of Science*, 268: 243-263.

Gunnell, Y. (1998): Present, past and potential denudation rates: is there a link? Tentative evidence from fission-track data, river sediment loads and terrain analysis in the South Indian Shield. *Geomorphology*, 25: 135-153.

Pérez-Arlucea, M., Filgueira, M., Freijido, M. y Méndez, G. (2001): Parámetros morfométricos e hidrológicos de las cuencas de drenaje y ríos tributarios a la Ría de Vigo. Estimación de las variaciones anuales en las cargas en suspensión y en disolución. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 26: 81-97.

Pinet, P. y Souriau, M. (1988): Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*, 7: 563-582.

Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E. y Finkel, R.C. (2001): Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology*, 29 (5): 447-450.

Tornqvist, T.E., Janssen, C.R. y Pérez-Alberti, A. (1989): Degradación antropogénica de la vegetación en el noroeste de Galicia durante los últimos 2500 años. *Cuadernos de Estudios Gallegos*, 38: 175-198.

Metodología para el análisis de redes de drenaje mediante índices geomorfológicos y su relación con la tectónica activa

J.V. Pérez-Peña[1], J.M. Azañón[1] y J. Delgado[2]

1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra-Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus de Fuentenueva, 18002 Granada. vperez@ugr.es

2 Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodésica y Fotogrametría, Universidad de Jaén, 23071 Jaén.

ABSTRACT

The analysis of drainage network is a powerful tool to detect and analyze active tectonic perturbations. In this paper it presents a methodology developed for the analysis of this drainage network by means of the Stream-Long index (SL index) and the Asymmetry Factor (AF index) using the news GIS techniques and a very precise DEM (10 m). Main interest of this analysis is the application of both indexes in a region with moderate tectonic rate in order to attempt the relationship of drainage network perturbations with active faults. With the SL index it carried out an analysis by the way of comparing this index in different rivers to obtain an anomaly map. Analysis of asymmetry factor is focused to elucidate the main parameters which control asymmetry of drainage catchments at different scale. The preliminary results of both analysis in the basins of Granada and Guadix-Baza are presented.

Key words: *GIS, geomorphic index, drainage network, active faults.*

INTRODUCCIÓN

Las formas del relieve y más concretamente las redes de drenaje, son claros indicadores de la actividad tectónica reciente. La tectónica activa tiene una influencia directa en las formas del relieve, en los patrones de distribución de las redes de drenaje y en el comportamiento y evolución de las mismas. Concretamente las redes de drenaje constituyen uno de los elementos del relieve más sensible a perturbaciones tectónicas y/o climáticas. A lo largo del tiempo se ha intentado cuantificar estas variaciones del relieve con el objeto de detectar y analizar posibles perturbaciones asociadas a ellas, así como de obtener datos fiables de la situación de esfuerzos en determinadas áreas. Con este objeto, se han diseñado numerosos índices geomorfológicos tratando de cuantificar estas variaciones en el relieve. Tradicionalmente la aplicación de estos índices ha resultado lenta y laboriosa, pues requerían gran cantidad de información del relieve, la cual se obtenía mediante mapas. Actualmente con el desarrollo de los sistemas de información geográfica y la versatilidad de los mismos para el tratamiento de modelos digitales de elevaciones, se entra en una nueva era del análisis del relieve. Esto ha contribuido a un desarrollo de los índices ya definidos, a la aparición de otros nuevos, y en general a la evolución en el análisis cuantitativo del relieve.

En este trabajo se describe la metodología utilizada para el análisis de dos índices morfológicos dependientes de la red de drenaje, el *Stream-Long Index* (índice SL) y el *Asymmetry Factor* (índice AF). Para el índice SL se ha realizado una análisis de la red de drenaje sobre ríos de la parte NE de la depresión de Granada para obtener una distribución de este índice con el objeto de detectar valores anómalos no controlados por la litología que pudieran tener relación con fallas activas. El índice AF se ha realizado en el arroyo de Gor para ver la relación: a) entre la orientación del río y la del frente y su efecto en la asimetría de la cuenca; y b) para analizar los factores influyentes en la asimetría a una escala menor en cuencas tributarias del mismo arroyo.

EVALUACIÓN DEL ÍNDICE SL MEDIANTE SIG

El índice SL (Hack, 1973), se define como el producto de la pendiente de un tramo del canal del río (S), por la distancia (medida a través del río) desde el punto medio de ese tramo a la divisoria de aguas de la cuenca del río.

Este índice está relacionado con el poder erosivo del río (considerando la distancia hasta cabecera como una aproximación razonable de la descarga). El índice SL se puede realizar en tramos sucesivos en cada uno de los ríos y es un buen indicador de cómo varia el gradiente de la pendiente a lo largo del mismo. En cuencas homogéneas y que no estén perturbadas por tectónica, este índice se debería mantener aproximadamente constante a lo largo de la longitud del río; pues al tener en cuenta la distancia hasta cabecera (aproximación de la descarga del río), se elimina la variación normal del gradiente. Variaciones de este índice a lo

largo de un río reflejan cambios que son atribuibles bien a controles litológicos (rocas más resistentes causan gradientes más altos), y/o a controles tectónicos (zonas de levantamiento o subsidencia diferencial) (Hack, 1973; Brookfield, 1998; Burbank y Anderson, 2001).

En los estudios preliminares que se han llevando a cabo, se ha aplicado este índice a ríos, arroyos y barrancos representativos de la red de drenaje de la zona NE de la depresión de Granada. A continuación se presenta una breve descripción de la metodología utilizada.

El primer paso para el análisis de este índice, consiste en la delimitación de la red de drenaje a partir de un modelo digital de elevaciones. Para esto se ha utilizado el módulo *Arc-Gis Hidrotools*, para el paquete SIG ArcGis 8.2. Se ha usado un modelo con una resolución de píxel de 10 m. Después de obtener la red de drenaje de la zona, se ha procedido a seleccionar los canales (ríos, arroyos o barrancos) representativos de la misma. Una vez seleccionados los canales representativos de la red, estos se han completado hasta las cabeceras de sus respectivas cuencas.

Una vez se han definido los ríos a analizar, se ha procedido al cálculo del índice SL en tramos sucesivos de cada río. Los tramos se han definido con una longitud fija de 250 metros en la horizontal siguiendo el cauce del río. Esta operación de división de los ríos en tramos de longitud fija, facilita mucho el cálculo del índice a la vez que es fácilmente realizable mediante técnicas de SIG. La elección de la longitud de esos canales se hace después de varias pruebas con diferentes longitudes (mayores y menores), para ver cual es la que se adapta mejor al modelo utilizado y al relieve de la zona (en zonas de relieves menos abruptos, si se toma una distancia horizontal demasiado pequeña, los incrementos de altura pueden ser cero dependiendo de la calidad del modelo utilizado). Por todo lo expuesto antes, la distancia que se determina optima para este modelo y para el tipo de análisis realizado en la zona, es de 250 m. Una vez obtenidos esos tramos, se calcula el índice SL para cada uno de ellos, tomando las alturas de los puntos inicial y final de cada tramo a partir del modelo digital. El valor del índice SL de cada tramo, se le asignará al punto medio del mismo.

Para comparar el SL en distintos ríos de distinta longitud y de distinto orden, se ha procedido a la introducción de un factor de corrección de este índice en función de la longitud y el poder erosivo de cada río. Este factor es el gradiente ideal del río (k) (Brookfield, 1998; Chen *et al.*, 2003). Este gradiente se define como la pendiente del perfil semilogarítmico ideal del río. Un río esta en equilibrio si no existe depósito ni erosión, como esto en la práctica es imposible, se considera un río en equilibrio si existe un equilibrio dinámico entre depósito y erosión. Un río de este tipo, y que no este perturbado tectónicamente, comúnmente tenderá a desarrollar un perfil cóncavo; el cual representado semilogarímicamente se aproximará a una recta, cuya pendiente será el gradiente ideal del río (k). Este k es considerado como una aproximación el poder de erosión del río o canal.

Para obtener valores correlacionables, el valor del índice SL de cada tramo (asignado al punto medio) se dividirá por el gradiente k del río o canal al que pertenezca. Se obtendrá así un índice SL/k para cada tramo, el cual será representativo y tendrá en cuenta no solo las variaciones del gradiente dentro del mismo río, sino las características del río en cuestión, con lo cual será posible correlacionar valores tanto dentro del mismo río, como entre diferentes ríos. Una vez obtenidos los puntos, se ha realizado una correlación geoestadística de los mismos para obtener un mapa de distribución de valores.

En los estudios preliminares se han analizado un total de 26 ríos de la zona NE de la depresión de Granada, obteniéndose un total de 621 puntos donde se ha calculado el valor del índice SL/k. Estos puntos se han correlacionado geoestadísticamente, dando una serie de anomalías del índice, es decir, valores más altos de lo esperado en determinados ríos. Estas anomalías se corresponden con variaciones del gradiente de los ríos; sus causas son debidas principalmente a cambios litológicos o a perturbaciones tectónicas. Análisis de este tipo ya han sido hechos con anterioridad a este trabajo (Seeber y Gornitz, 1983; Séller, 1986), pero siempre a gran escala y relacionando los resultados con perturbaciones tectónicas regionales, siempre en zonas tectónicamente muy activas. También se han realizado análisis de este mismo índice en la zona (Carvajal y Sanz de Galdeano, 2001), pero planteando siempre el análisis de perfiles y no un análisis espacial como se plantea aquí. El interés de aplicar este índice a escalas más reducidas y en zonas no tectónicamente activas como lo realizado en los trabajos anteriores, radica en ver si las anomalías, no debidas a cambios en la litología, pueden estar relacionadas con la tectónica activa local (fallas activas).

El mapa de anomalías obtenido mediante el análisis a la distribución de puntos puede ser comparado con los mapas geológicos de la zona pudiéndose ver anomalías que son debidas a cambios litológicos y anomalías en zonas donde la litología es uniforme. En este sentido, una anomalía debida a cambio litológico brusco entre materiales de distinta competencia se encuentra a lo largo del río Darro siguiendo al contacto de la Fm de conglomerados de la Alhambra con la Fm de limos Cenes-Jun. Dentro de esta misma anomalía, también es interesante remarcar la presencia de dos máximos relativos que coinciden con trazas de fallas activas (Azañón *et al.*, 2004). A grandes rasgos se pueden apreciar dos cosas en este mapa de anomalías; una es una mayor concentración de máximos hacia la parte SO, hecho que también coincide con una mayor densidad de fallas activas, y otra es la orientación de las alineaciones de máximos con una dirección de aproximadamente SE-NO, lo cual coincide con las trazas de las fallas en la zona. (Azañón *et al.*, 2004).

EVALUACIÓN DEL ÍNDICE DE ASIMETRÍA MEDIANTE SIG

El índice de asimetría (AF) se define como ,

$$AF = \frac{A_i}{A_T} * 100$$

donde: A_i – Área de la izquierda
A_T – Área total de cuenca

Este índice mide la asimetría de la cuenca; así cuencas con un índice de 50 no tienen asimetría, cuencas con AF > 50 tienen asimetría hacia la izquierda, y cuencas con un AF < 50 tendrán asimetría hacia la derecha. Si se descarta que la asimetría de la cuenca no tiene un control ni litológico ni climático, se puede relacionar con basculamientos debidos a perturbaciones tectónicas (levantamientos o subsidencias regionales o a una escala menor con fallas y/o pliegues. La aplicación de los sistemas de información geográfica para la evaluación de este índice simplifica mucho el proceso de cálculo del mismo.

Los dos pasos previos para la evaluación de este índice, son la delimitación de las cuencas de drenaje y el cálculo de áreas en las mismas, ambos cálculos se realizan con técnicas SIG. En los estudios que se están llevando a cabo, se ha enfocado el análisis de la asimetría en dos direcciones; a una escala mayor para ver la relación entre orientación del cauce y orientación del frente que causa el levantamiento, y para detectar los efectos de menor escala se ha realizado el mismo análisis en subcuencas pequeñas de algunos ríos tributarios.

Los resultados que se muestran, corresponden al cauce del arroyo de Gor en el área de la depresión de Guadix-Baza. Este arroyo fluye con una dirección aproximada hacia N-NO, y perpendicular al frente O de la Sierra de Baza. Tiene un encajamiento muy notable en la depresión, lo cual se explica fundamentalmente por dos parámetros; la actividad del frente de la Sierra de Baza, que concuerda con el levantamiento general de la depresión de Guadix-Baza y la profundidad del sustrato, que aumenta aguas abajo (Azañón *et al.*, 2003). Sin embargo, si se calcula el índice AF en este río, se observa que el basculamiento de la cuenca de drenaje no es congruente con el importante encajamiento del mismo (Fig. 1). Esto es debido a que el río fluye en su mayor parte perpendicular al frente, lo cual no daría asimetría en su cuenca. Sin embargo, si se toman dos subcuencas para el cálculo (justamente donde el río cambia su dirección) se puede apreciar que el tramo perpendicular al frente no tiene asimetría, mientras que el tramo de cabecera que es más oblicuo tiene una asimetría más marcada hacia dicho frente. Esto da una idea de la relación entre la dirección del cauce y la asimetría del mismo. En muchos casos, se puede considerar más interesante analizar la

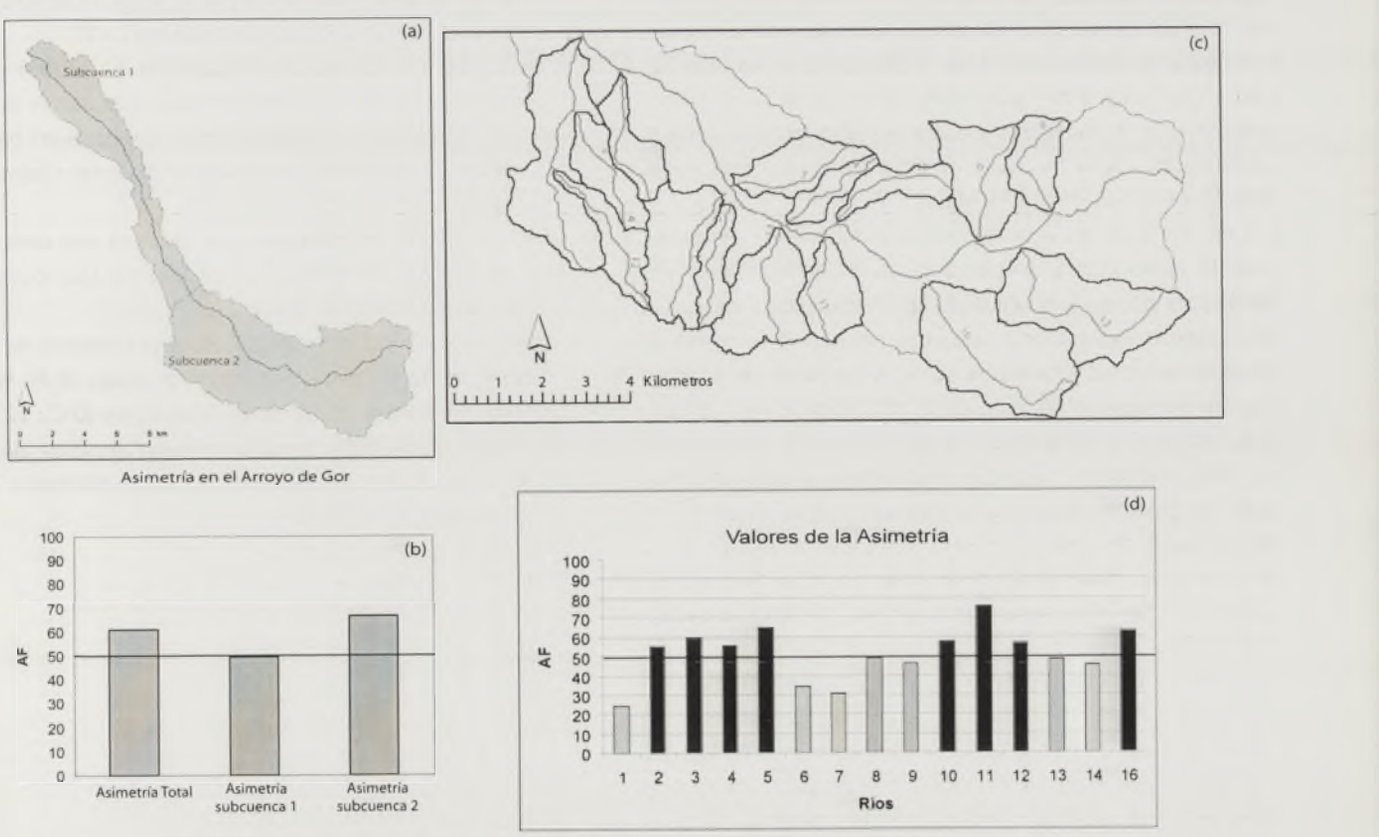


FIGURA 1. *a) cuenca vertiente del Arroyo de Gor y subcuencas 1 y 2, b) valores de la asimetría total (para todo el arroyo) y para subcuencas 1 y 2, c) subcuencas menores seleccionadas en la zona de cabecera del arroyo y d) valores de la asimetría para esas subcuencas seleccionadas.*

asimetría por subcuencas del cauce principal si este tiene cambios importantes en su dirección.

También se ha calculado el índice en cuencas de afluentes menores a ambos lados del arroyo de Gor en su parte de cabecera. Para estos afluentes se ha realizado la asimetría tomando como lado representativo el que esta hacia el frente, así un valor del AF>50 significaría un basculamiento concordante con el levantamiento que produciría el frente. Al representar el índice para los distintos ríos (Fig. 1), se aprecia que los basculamientos no son los que cabria esperar, apareciendo asimetrías contrarias. Esto es causado porque a escalas menores cobran mayor importancia los controles litológicos, las fallas locales e incluso controles de cambios de vegetación en las diferentes laderas. A estas escalas, sería necesario un análisis más detallado en las subcuencas para encontrar los factores que controlan la asimetría.

CONCLUSIONES

El análisis del relieve mediante índices geomorfológicos es una herramienta de bastante utilidad a la hora de evaluar las posibles perturbaciones tectónicas que afectan al relieve actual. La metodología presentada en este trabajo para el análisis de la red de drenaje, permite un análisis a una menor escala y que permite detectar perturbaciones debidas a fallas activas. Mediante el índice SL/k se pueden ver las variaciones en el gradiente de los ríos. Se consigue no solo relacionarlas dentro de un mismo río, sino hacer un análisis de variación espacial de este índice por medio de la comparación entre diferentes ríos. Los mapas de anomalías de índice que se obtienen por medio de este análisis (siempre que estas no sean debidas a controles litológicos), son una herramienta válida para detectar fallas activas y para ver la actividad relativa de las mismas.

En el análisis del AF (*Asymmetry Factor*), se aprecia la relación que existe entre orientación del río y orientación del frente para ríos mayores, y la utilidad de realizar subcuencas a lo largo de estos para detectar diferencias en la asimetría. A escalas menores la tectónica regional no tendrá tanta influencia como otros factores más locales (cambios en la litología, fallas activas o incluso cambios morfológicos). A estas escalas, otros análisis de detalle complementarios serían imprescindibles para dilucidar el origen de los basculamientos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MCYT y fondos FEDER de la Unión Europea mediante el proyecto REN2001-3378

REFERENCIAS

Azañón, J.M., Azor, A., Booth-Rea, G. y Torcal, F. (2004): Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, SE Spain). *Journal of Quaternary Science*, 19: 219-227.

Azañón, J.M., Azor, A., Carrillo J.M., Pérez-Peña, J.V. y Delgado, J. (2003): Relación entre deslizamientos y encajamiento de la red fluvial: el ejemplo del Arroyo de Gor (Cuenca terciaria de Guadix, SE de España. *Geotemas*, 5: 41-45.

Brookfield, M.E. (1998): The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collisión: rivers draining southwards. *Geomorphology*, 22: 285-312.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S (2001): *Tectonic Geomorphology*. Oxford, Blackwell Science, 274 p.

Carvajal, R. y Sanz de Galdeano, C. (2001): La red de drenaje de la red nororiental de la Cuenca de Granada. Del río Bermejo al Darro. Aplicación de índices geomorfológicos. En: *La cuenca de Granada*. (C. Sanz de Galdeano, J. A. Peláez Montilla y A. C. López Garrido, Eds.), Universidad de Granada. Granada: 67 - 77.

Chen, Y.C., Quocheng, S. y Kuang-Yu, C. (2003): Alongsrike variations of morphotectonics features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56: 109 - 137.

Hack, J. T. (1973): Stream profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1(4): 421-429.

Keller, E. A. (1986): Investigation of active tectonics: use of surficial earth processes. En: *Active tectonics* (R.E. Wallace, Ed.) National Academy Press, Washinnton D.C.: 125-135.

Seeber, L. y Gornitz, V. (1983): River profiles along the himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92: 335-367.

EDAFOLOGÍA

Erosion en el Rif del norte de Marruecos: aplicación de técnicas radiométricas

A. Faleh[1], S. Bouhlassa[2], A. Sadiki[3], A. Navas[4] y A. Aboutaher[2]

1 Département de Géographie, Faculté des Lettres Saiss Fès (Marruecos). falehali2001@yahoo.fr
2 Laboratoire de Radiochimie, Faculté des Sciences, Rabat (Marruecos). bouhlass@fsr.ac.ma, aaboutaher@yahoo.fr
3 Département de Géologie, Faculté des Sciences, Fès (Marruecos). Sadiki_a@yahoo.fr
4 Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Apartado 202, 50080 Zaragoza. anavas@eead.csic.es

ABSTRACT

In the Mediterranean area there exists a risk of desertification that threatens the sustainability of agroecosystems and supposes a negative impact on the social and economic aspects of the affected regions. In Northern Morocco, the Rif is severely affected by losses of fertile soils. The present work applies fallout 137Cs to assess soil loss and to quantify erosion rates in an eroded area of the Msoun catchment. Because of its strong adsorption on clays, 137Cs measurements offer considerable interest in tracing soil movement. The results revealed that soils presented different degrees of erosion. The 137Cs profiles at the eroded sites differed markedly from that found at the reference site for the area. Estimates of soil erosion rates varied between 6 and 42 t/ha per year. The highest rates were obtained in soils on cultivated slopes. The potential for using the 137Cs technique has been demonstrated, besides, its use has special relevance in these Mediterranean environments because soil is essentially a non-renewable resource.

Key words: *soil losses, 137Cs, radiotracing, erosion rates, Rif, Morocco.*

INTRODUCCIÓN

El Rif está amenazado por la erosión hídrica que agrava la degradación de los ecosistemas y acelera la pérdida de suelo. En esta región, la inestabilidad del medio natural se deriva de la combinación de tres factores esenciales. La agresividad climática por las precipitaciones concentradas en forma de lluvias torrenciales sobre un relieve abrupto. La vulnerabilidad de los suelos donde predominan rocas blandas poco permeables y formaciones superficiales potentes que se asocian a una vegetación natural muy escasa o prácticamente inexistente que facilita la agresividad erosiva. Finalmente, la acción antrópica que se manifiesta por una fuerte densidad demográfica y conlleva la eliminación de la cobertera vegetal, el sobrepastoreo y el cultivo en tierras marginales.

La erosión acelerada calificada como de "riesgo permanente" representa en esta región un grave problema que se manifiesta entre otros aspectos por la pérdida de fertilidad de los suelos y la reducción de superficies cultivadas que disminuyen la productividad así como la alteración de la calidad del agua por el aumento de partículas en suspensión. Las repercusiones socio económicas de la erosión en este medio frágil gravan la economía regional y constituyen un obstáculo para la ejecución de programas de manejo. En algunos sectores la degradación de suelos ha alcanzado un estadio irreversible y ha originado el abandono de tierras además de acelerar los flujos migratorios hacia las ciudades interiores y a Europa.

Para cuantificar y predecir la erosión se utilizan metodologías diferentes, desde parcelas experimentales, medidas de descarga, lluvia simulada, batimetrías en lagos y embalses, etc. Estos métodos presentan limitaciones tales como su costo, la necesidad de mediciones de larga duración, etc. En este sentido la propuesta de esta investigación sobre la utilización del radiotrazador cesio 137 presenta ventajas entre las que cabe citar la obtención de medidas de erosión en un corto periodo de tiempo, que son valores promedio del conjunto de procesos de erosión hídrica en los últimos 40 años. El ^{137}Cs, introducido en la atmósfera en los ensayos nucleares y distribuido por la lluvia y la precipitación seca, se ha convertido en un radiotrazador para el estudio del estado erosivo de los suelos. Su adsorción por las partículas de la fracción fina del suelo es prácticamente irreversible por lo que el movimiento de este radioisótopo se asocia directamente al del suelo. Son varios los autores que han demostrado la aplicabilidad y fiabilidad de las técnicas radiométricas para medir la erosión en diversos ambientes a nivel mundial (Ritchie *et al.*, 1974; Longmore *et al.*, 1983; Walling, *et al.*, 1986; Navas y Machín, 1991; Bouhlassa *et al.*, 2000).

En este trabajo se pretende valorar la posibilidad de aplicación del radioisótopo ^{137}Cs para analizar la pérdida de suelo y cuantificar la erosión en un sector de la cuenca del río Msoun. Para ello, se determinará la distribución de la actividad del radioisótopo y su comparación con el inventario de referencia de la zona permitirá establecer la redistri-

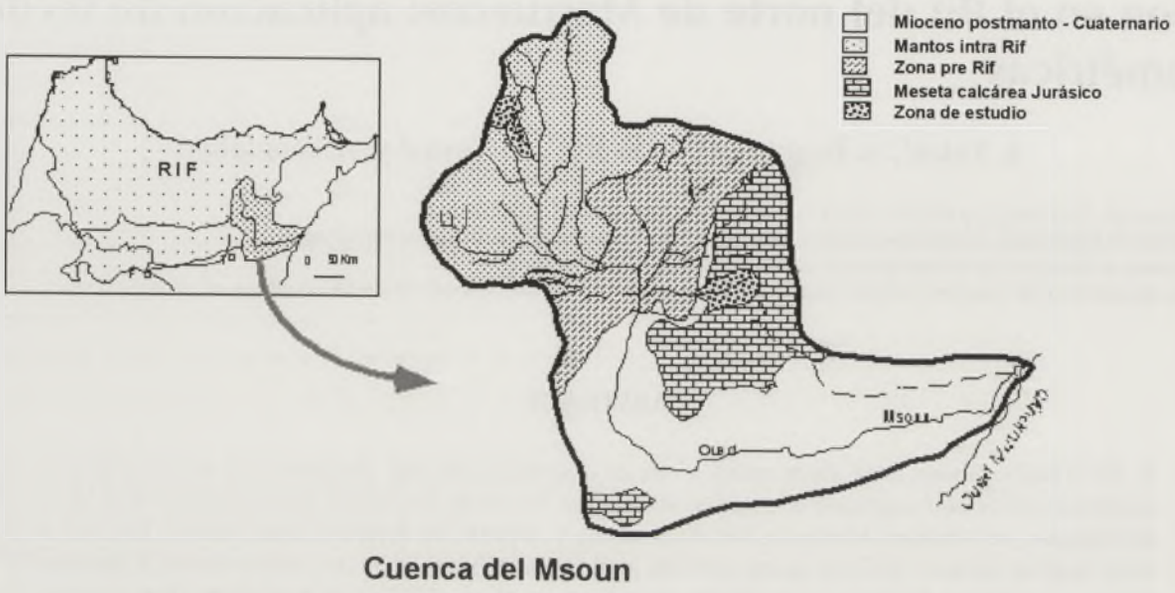


FIGURA 1. *Localización y Geología de la cuenca del Msoun en el Rif del norte de Marruecos.*

bución del suelo en las áreas erosionadas. El objetivo es realizar una primera aproximación al uso de este radioisótopo para establecer un diagnóstico sobre el estado actual y la intensidad de los procesos de erosión.

METODOLOGÍA

El área de estudio presenta una estructura geológica en la cabecera de la cuenca del río Msoun de grandes unidades de carga (mantos intra Rif y pre Rif) originados al final del Terciario que conforman estructuras de cabalgamiento de forma caótica (Fig. 1). Las altitudes medias se elevan de Sur a Norte de 400 a 1400 m. Las precipitaciones medias aumentan en paralelo a la altitud y varían de 200 a 1000 mm. La intensidad y duración de las lluvias superiores a 30 mm/h es fuerte y concentrada. Estos factores fisiográficos y geológicos inciden de manera determinante en el riesgo de erosión existente en el área.

En la zona de estudio se han identificado áreas erosionadas en las que se ha realizado un muestreo de perfiles de suelo. Se ha utilizado un muestreador de 6 cm de diámetro y la profundidad alcanza 30 cm para obtener el perfil completo del radioisótopo. Las muestras seccionadas a intervalos de 5 cm, se secan y tamizan para separar la fracción inferior a 2 mm. Esta fracción se analiza por espectrometría de rayos gamma para medir el contenido de ^{137}Cs. Como sitio de referencia se ha seleccionado un lugar estable sin evidencias de erosión o depósito y con cobertera vegetal densa. Para estimar las tasas de erosión se calculan los residuales de ^{137}Cs, es decir la desviación con respecto al inventario de referencia del radioisótopo para el área, y a continuación se calibran los datos con un modelo proporcional.

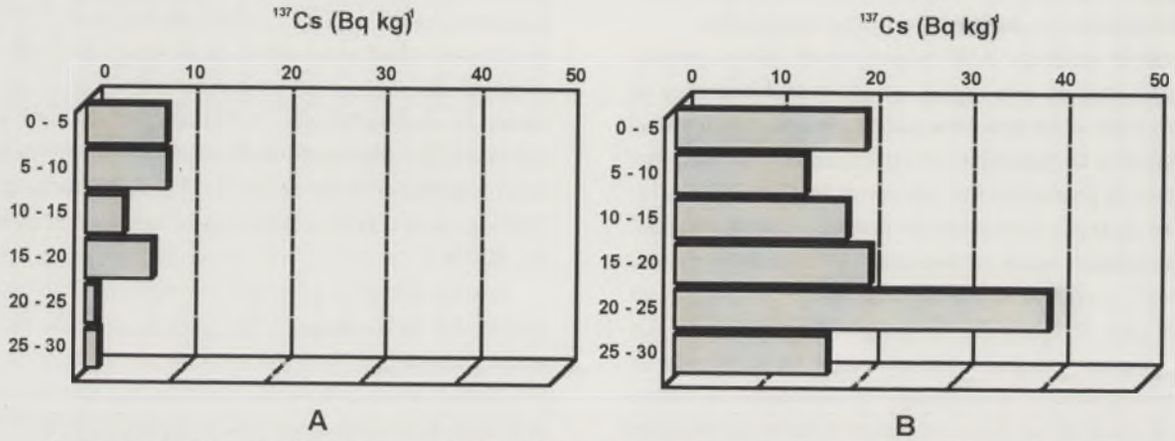


FIGURA 2. *Distribución de ^{137}Cs en dos perfiles de suelo correspondientes a erosión intensa (A) y moderada (B).*

RESULTADOS

En las zonas estables del área de estudio, el inventario de referencia es de 370 mBq cm^{-2}, por tanto valores inferiores reflejan pérdida del radioisótopo asociada a la de suelo. El perfil del radioisótopo en la profundidad del suelo presenta una concentración decreciente desde el horizonte superficial (25 Bq/kg) al más profundo (2 Bq/kg).

Los inventarios de los perfiles tomados en las áreas erosionadas presentan actividades comprendidas entre 88 y 287 mBq/cm^2 lo que significa que se ha producido una pérdida del 22 al 76 % del radioisótopo. Respecto al perfil de referencia los perfiles erosionados presentan una reducción muy significativa de la concentración que afecta especialmente a los horizontes superficiales. En los puntos de erosión más intensa la concentración del raioisótopo es tres veces inferior a la del perfil de referencia en el horizonte superficial, y en el intervalo inmediato inferior la concentración se reduce a la mitad. En los perfiles de erosión más débil, también se observa una reducción de la concentración de ^{137}Cs en los primeros 10 cm, aunque los porcentajes de pérdida con respecto al de referencia no son tan elevados y se sitúan en torno al 20 %.

Aplicando un modelo proporcional que permite calibrar los datos de inventario del radioisótopo y relacionarlos con las tasas de erosión se han obtenido unas pérdidas medias anuales de suelo que oscilan entre 6 y 42 t/ha, para los puntos de erosión débil e intensa respectivamente. La variabilidad encontrada responde a la diversidad de situaciones de pendiente y cobertera vegetal, de forma que las tasas más elevadas se han encontrado en suelos cultivados en pendientes. Estos resultados coinciden con los encontrados por Navas y Walling (1992), Quine *et al.*, (1994) y Navas (2002), en una zona de las Bardenas, que presenta caracteres climáticos y edáficos de cierta similaridad. Se constata, por tanto, que en estos ambientes semiáridos del área Mediterránea, el factor humano de intervención y uso intensivo del suelo, es el principal desencadenante de la erosión.

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos confirman la posibilidad de utilizar esta técnica radiométrica en el ambiente estudiado para realizar una base de datos sobre la erosión de suelos que sea un punto de partida para afrontar la degradación del suelo. La finalidad es combatir su pérdida con acciones de manejo que minimicen la erosión para así incrementar el rendimiento agrícola, lo que mejoraría las condiciones de vida de los agricultores y contribuiría a disminuir los flujos migratorios. En un ambiente especialmente frágil como el estudiado, reseñar que el uso de esta técnica no conlleva modificaciones del ambiente del área de estudio. Dado que es un método de base física, tiene una aplicación universal con lo que los resultados obtenidos se han podido comparar con los de otras áreas semidesérticas de España.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se enmarca dentro de las acciones integradas entre España y Marruecos (2003MA0019).

REFERENCIAS

Bouhlassa, S., Moukhchane, M. y Aiachi, A. (2000): Estimates of soil erosion and deposition of cultivated soil of Nakhla watershed, Morocco, using ^{137}Cs technique and calibration models. *Acta Geologica Hispanica*, 35(3-4): 139-249.

Longmore, M.E., O´Leary, B.M., Rose, C.E. y Chandica, A.L. (1983): Mapping soil erosion and accumulation with the fallout isotope caesium-137. *Australian Journal of Soil Research*, 21: 373-385.

Navas, A. (2002): Erosion features in mediterranean landscapes assessed by fallout ^{137}Cs. *Nucleus*, 32: 31-37.

Navas, A. y Machín, J. (1991): A preliminary research on the use of cesium-137 to investigate soil erosion in the semiarid landscape of the central Ebro river valley. En: *Soil Erosion Studies in Spain* (M. Sala, J.L. Rubio y J.M. García, J.M., Eds). Geoformas Ediciones, Logroño: 191-202.

Navas, A. y Walling, D. (1992): Using caesium-137 to assess sediment movement on slopes in a semiarid upland environment in Spain. En: *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*. IAHS Publication, 209: 129-138.

Quine, T.A., Navas, A., Walling, D.E., y Machín, J. (1994): Soil erosion and redistribution on cultivated and uncultivated land near Las Bardenas in the central Ebro river basin, Spain. *Land Dégradation & Rehabilitation*, 5: 41–55.

Ritchie, J.C., Spraberry, J.A. y Mchenry, J.R. (1974): Estimating soil erosion from the redistribution of caesium-137. *Soil Science Society American Proceedings*, 38: 137-139.

Walling, D.E., Bradley, S.B. y Wilkinson, C.J. (1986): A caesium-137 budget approach to the investigation of sediment delivery from a small agricultural drainange basin in Devon, U.K. En: *Drainage basin sediment delivery* (R.F. Hadley, Ed.). IAHS Publication, 159: 423-435.

Modelos de predicción de la erosión y transporte del suelo: valoración y aplicaciones

M. López-Vicente y A. Navas

Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Apartado 202, 50080 Zaragoza. mvicente@eead.csic.es, anavas@eead.csic.es

ABSTRACT

Land degradation is a severe threat to agroecosystems and landscapes of some Mediterranean countries. These processes are greatly intensified in episodic rains of high intensity over crop lands. The first steep to mitigate this problem is to quantify the erosion rates. The need for soil loss estimation at a variety of spatial (hillslope or catchment) and temporal (event or continuous) scales has been recognised. There are two basic approaches for modelling erosion for a wide range of processes (soil erosion, evaporation, desertification, flooding), models with empirical basis and models which take into account the physical processes involved. However, the application of predictive tools, at regional and national scale is a key factor in the formulation of effective soil conservation policies for the countries involved. In fact, it appears that using remote sensing techniques at a catchment and regional scale may be a suitable approach to improve the ability of the models used.

Key words: *soil erosion models, physically based, continuous simulation model, remote sensing, regional-scale.*

INTRODUCCIÓN

La degradación del suelo, y en especial los procesos de erosión, son la causa primera del progresivo avance de la desertificación a escala mundial. Este problema afecta con una mayor incidencia a las regiones de clima semiárido (baja e irregular pluviometría, frecuentes procesos tormentosos, y elevada presión antrópica: prácticas agrícolas y gestión del terreno inapropiadas). El primer paso para comprender la erosión y ofrecer medidas correctoras eficaces, consiste en la prospección y posterior selección de modelos que permitan la estimación y cuantificación de la pérdida de suelo. La variabilidad del perfil edáfico, de las escalas temporal y espacial, así como de los procesos implicados, han hecho que los modelos existentes trabajen desde muy diversos enfoques.

TIPOS DE MODELOS

Se puede establecer una primera división entre modelos empíricos y modelos de base física (*process-based* o *physically-based*) o determinísticos. Los primeros, basados en la definición de los factores más importantes que regulan los mecanismos de la erosión, calculan las pérdidas de suelo a través de observaciones, medidas, experimentos y análisis estadísticos. Los segundos se basan en la resolución de las ecuaciones físicas que regulan los procesos que tienen lugar en las distintas etapas de la erosión y transporte del suelo. A continuación se presentan una recopilación de modelos que no pretende citar todos los existentes y en uso, sino ser un esquema que permita una primera aproximación a los distintos enfoques de trabajo planteados a la hora de resolver la problemática de la erosión del suelo (Tabla 1).

La USLE (*Universal Soil Loss Equation*), el primer modelo empírico de gran difusión, establecido en 1958 y dado a conocer en 1960, ha sido la base para casi todos lo modelos empíricos posteriores. Este modelo que fue mejorado posteriormente MUSLE (*Modified USLE*, 1975) estima la producción de sedimento por eventos tormentosos. RUSLE (*Revised USLE*, Toy y Osterkamp, 1995), es una versión más potente que su predecesora y de amplio uso, acoplada a Sistemas de Información Geográfica (SIG). El modelo hidrológico empírico GLEAMS (*Groundwater Loading Effects of Agricultural Management Systems*, Jetten *et al.*, 1999), y su antecedente el modelo CREAMS (*Chemical Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*), asumen que un sistema conectado de elementos de canal e *interrill* representan adecuadamente al área de erosión. A escala espacial de cuenca y temporal continua se encuentra el modelo SEMMED (*Soil Erosion Model for MEDiterranean regions*, De Jong *et al.*, 1999), el cual, divide el proceso erosivo en dos fases: fase acuosa (tasa de splash, en kgm^{-2} y mapa de flujo por arroyada) y fase de sedimento (capacidad de transporte distribuida, en kgm^{-2} y mapa de capacidad de transporte). Este modelo integra el análisis de imágenes de satélite para calcular el valor de la cobertera vegetal y el desarrollo del perfil edáfico, a la vez que genera mapas a escala de cuenca y regionales, útiles en planificación del uso del suelo y en gestión del terreno. No considera procesos de transporte por *splash*,

ni desagregación por escorrentía, ni procesos de encostramiento, ni de depósito.

Los modelos con base física, además de considerar los procesos responsables de la erosión, presentan una ventaja con respecto a los primeros, y es la mayor facilidad que tienen para ser combinados con modelos hidrológicos de base física. Al igual que en el caso anterior se pueden dividir entre los que trabajan a escala de ladera o parcela y los de cuenca. Dentro de los primeros, los modelos EUROSEM (*EUROpean Soil Erosion Model*, Veihe *et al.*, 2001) y el modelo EROSION 2D (Schmidt *et al.*, 1999) centran el estudio del proceso erosivo durante o inmediatamente después de un evento de lluvia o tormenta. EUROSEM predice un hidrograma y un sedigrama durante el evento, y es capaz de simular cambios en microrrelieves como respuesta a la erosión y depósito, aunque es poco fiable para tasas de erosión bajas. Mientras que EROSION 2D es un modelo de fácil uso para predecir la erosión en estrategias de valoración y planificación de conservación de suelos y agua. En este esquema de modelos no se ha incluido ningún modelo determinístico de ladera y escala temporal continua.

Los modelos determinísticos a escala de cuenca pretenden ofrecer una visión de conjunto desde el punto de vista hidrológico y geomorfológico. A escala temporal de evento se encuentran los modelos EROSION 3D (Schmidt *et al.*, 1999), que es la versión a escala de cuenca del citado EROSION 2D. También el modelo EUROSEM (Veihe et *al.*, 2001), presenta la versatilidad de poder ser aplicado a pequeñas cuencas; así como los modelos LISEM y KINEROS2. El modelo LISEM (*LImburg Soil Erosion Model*, De Roo, 1998), simula la hidrología y el transporte de sedimento en cuencas pequeñas (hasta 300 ha.), con la posibilidad de simular las consecuencias de las medidas de conservación previstas. Los procesos incorporados en el modelo son la precipitación, intercepción, flujo canalizado, capacidad de campo en microdepresiones, infiltración, movimiento vertical del agua en el suelo, arroyada, desagregación por lluvia e impacto, desagregación por arroyada, y capacidad de transporte del flujo. El modelo KINEROS2 (*KINematic runoff and EROSion model 2*, Smith *et al.*, 1999), versión mejorada del KINEROS, es un modelo de hidrología Hortoniana que considera la cuenca como un ensamblaje de superficies rectilíneas y canales; simula el flujo convergente mediante planos de cascada de anchura decreciente (una sección de ladera de pendiente irregular se tratará como un *set* de planos de cascada, cada uno de los cuales será un segmento distinto de pendiente). A pesar de ser un modelo de eventos, estima la recuperación de la capacidad de infiltración debida a la redistribución del agua del suelo entre tormentas.

A una escala temporal continua se encuentra el modelo MEDRUSH (Kirkby y McMahon, 1999), desarrollado dentro del programa MEDALUS (*MEditerranean Desertification And Land USe*, financiado por la Comisión Europea) para identificar, comprender y mitigar los efectos de la desertificación en el sur europeo.

Dentro de los modelos determinísticos los hay que se centran en especial en los procesos hidrológicos y de calidad del agua, como el modelo WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) y su optimización e integración dentro de un SIG, denominado GeoWEPP (Renschler, 2003), y que reflejan los cambios en las condiciones de la superficie del suelo debido a las prácticas agrícolas, sobre praderas y forestales; y el MIRSED (*Minimum Information Requirement*), que es una extrapolación del modelo WEPP a una escala regional y nacional, en este caso aplicado sobre Inglaterra y Gales (Brazier *et al.*, 2001). El Cuadro 1 incluye dos columnas que indican si el modelo se ha construido con especial interés en describir la hidrología de los procesos o si parte con vocación agrícolas.

TABLA 1. *Modelos de erosión y escalas de trabajo de los mismos.*

Tipo de modelos	Modelo	Escala espacial			Escala temporal		Teledetección	Hidrológicos	Agrícolas
		Parcela / Ladera	Cuenca	Regional / Nacional	Evento	Continuo			
Empíricos	USLE, RUSLE	+				+			
	MUSLE	+			+				
	GLEAMS	+				+		+	+
	SEMMED		+	+		+	+		
Determinísticos	EROSION2D	+			+				
	EROSION3D		+		+				
	EUROSEM	+	+		+				
	LISEM		+		+			+	
	MEDRUSH		+	+		+			
	KINEROS2		+		+	(+)		+	
Hidrológico	WEPP	+	(+)		+				+
	MIRSED	+		+	+				

CONCLUSIONES

Se considera que modelos del tipo MEDRUSH, MIRSED y SEMMED que están capacitados para aportar tasas de erosión a una escala regional e incluso nacional y los que integran bases de datos de satélites (modelo SEMMED), son la línea que debe marcar la investigación enfocada hacia una planificación a gran escala, que permita tomar las medidas más eficaces para mitigar la pérdida de suelo.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se enmarca dentro del proyecto del Ministerio de Ciencia y Tecnología "RADIERO" (REN2002-02702/GLO).

REFERENCIAS

Brazier, R.E., Rowan, J.S., Anthony, S.G. y Quinn, P.F. (2001): "MIRSED" towards an MIR approach to modelling hillslope soil erosion at the national scale. *Catena*, 42(1): 59-79.

De Jong, S.M., Paracchini, M.L., Bertolo, F., Folving, S., Megier, J. y De Roo, A.P.J. (1999): Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. *Catena,* 37(3-4): 291-308.

De Roo, A.P.J. (1998): Modelling runoff and sediment transport in catchments using GIS. *Hydrological Processes,* 12(6): 905-922.

Jetten, V., De Roo, A.D.J. y Favis-Mortlock, D. (1999): Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena,* 37(3-4): 521-541.

Kirkby, M.J. y McMahon, M.L. (1999): MEDRUSH and the Catsop basin–the lessons learned. *Catena,* 37(3-4): 495-506.

Renschler, C.S. (2003): Designing geo-spatial interfaces to scale process models: the GeoWEPP approach. *Hydrological Processes,* 17(5): 1005-1017.

Schmidt, J., Werner, M.V. y Michael, A. (1999): Application of the EROSION 3D model to the CATSOP watershed, The Netherlands. *Catena,* 37(3-4): 449-456.

Smith, R.E., Goodrich, D.C. y Unkrich, C.L. (1999): Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2. A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. *Catena,* 37(3-4): 457-475.

Toy, T.J. y Osterkamp, W.R. (1995): The applicability of RUSLE to geomorphic studies. *Journal of Soil and Water Conservation,* 50(5): 498-503.

Veihe, A., Rey, J., Quinton, J.N., Strauss, P., Sancho, F.M. y Somarriba, M. (2001): Modelling of event-based soil erosion in Costa Rica, Nicaragua and Mexico: evaluation of the EUROSEM model. *Catena,* 44(3): 187-203.

Modelo de simulación del perfil de cesio 137 para cuantificar el depósito de suelo

J. Soto[1] y A. Navas[2]

1 Dpto. Ciencias Médicas y Quirúrgicas, Universidad de Cantabria, Avda. Cardenal Herrera Oria s/n, 39011 Santander.
2 Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Apartado 202, 50080 Zaragoza. anavas@eead.csic.es

ABSTRACT

In areas where there exist a strong dynamic of soil redistribution it is important to apply models to estimate the rates of soil movement. In this work we present a model to calibrate the ^{137}Cs data in order to quantify sedimentation rates. To test the model, ^{137}Cs profiles of stable and aggrading sites were collected at slopes on semiarid and temperate areas in the Central Ebro basin, Spain. The model reproduces the aggrading ^{137}Cs profiles quite closely to the measured inventories, therefore rates of aggradation can be calculated by this model that can be easily applied and do not require parameters difficult to obtain.

Key words: *aggradation, calibration, model, ^{137}Cs.*

INTRODUCCIÓN

La erosión hídrica es un factor primordial de la degradación del suelo que afecta con especial intensidad a agroecosistemas de zonas semiáridas (Navas, 1993). La erosión es causante de la pérdida de producción agrícola mientras que el depósito asociado a ella puede ser de igual o mayor trascendencia al ocasionar daños sobre infraestructuras viarias o hidráulicas. Además, es necesario considerar que junto al depósito de partículas de suelo se asocian otros componentes adsorbidos en la fracción fina y en la materia orgánica que pueden tener un efecto contaminante añadido.

Para abordar la dinámica de la redistribución del suelo y el balance de sedimentos es necesario utilizar modelos de descripción de los procesos de generación, transporte y sedimentación del material. En la cuantificación de la sedimentación se utilizan modelos que relacionan la ganancia de suelo con la del isótopo radiactivo ^{137}Cs en el punto considerado. Para ello existen diferentes métodos que suponen la existencia de un determinado perfil de concentración del radioisótopo en un emplazamiento determinado que corresponde a un valor puntual de radiactividad por unidad de superficie (Walling y He, 1999). No obstante, la aplicación de distintos modelos a los mismos valores experimentales de carga total de ^{137}Cs producen resultados diferentes de las tasas de erosión o depósito (Walling y Quine, 1990) con el inconveniente añadido de que no son fácilmente aplicables y requieren parámetros difíciles de obtener.

En una investigación previa se desarrolló un modelo para cuantificar la erosión mediante la calibración de datos de ^{137}Cs que considera las peculiaridades de los suelos en los ambientes mediterráneos. A partir de este modelo se ha realizado un módulo que permite el cálculo de la tasa de sedimentación. Este modelo de depósito que tiene como características principales la sencillez de su uso y el necesitar solamente dos parámetros para el cálculo de las velocidades sedimentación. Está adaptado a los ambientes edáficos mediterráneos caracterizados por una gran variabilidad espacial y alta pedregosidad que determinan que sea más ajustado a la realidad reproducir el perfil completo del radioisótopo en lugar del inventario puntual (Navas y Walling, 1992)

MATERIAL Y MÉTODOS

Para comparar los resultados del modelo con los que se obtienen experimentalmente se han muestreado 6 perfiles de suelos que corresponden a Regosoles y Cambisoles en laderas no cultivadas. La profundidad de muestreo alcanza los 50 cm y las muestras se seccionan a intervalos de 5 cm. Una vez secas al aire se tamizan (2 mm) y se analiza el ^{137}Cs mediante un detector coaxial de germanio hiperpuro (EG&G ORTEC HPGe) de alta resolución acoplado a un amplificador y analizador multicanal. El detector tiene una eficiencia del 20% y una resolución de 1,86 keV para las emisiones gamma del ^{137}Cs (662 keV). El tiempo de recuento utilizado es de 30000 s lo que proporciona una precisión analítica de las medidas en torno al 10%.

MODELO DE DEPÓSITO DEL SUELO

El modelo utilizado simula el comportamiento del ^{137}Cs en el suelo para obtener perfiles del isótopo correspondientes a distintas tasas de depósito. Es de tipo compartimental y está implementado como un programa de ordenador en lenguaje BASIC que toma como parámetros de entrada los valores del depósito de ^{137}Cs sobre la superficie del suelo a la largo del tiempo. Para cada depósito de ^{137}Cs el programa calcula la redistribución del isótopo en el perfil del suelo usando una variable que cuantifica la transferencia entre cada par de capas contiguas. Actuando de esta manera predice perfiles estables correspondientes a distintos tipos de suelo. Para cuantificar el depósito de suelo el programa utiliza una segunda variable, descriptiva del espesor de suelo depositado, modificando la concentración de ^{137}Cs de todas las capas:

$$C(z, t) = S \cdot C(z-1, t) + (1 - S)\, C(z, t) \qquad (1)$$

Mediante las dos variables predice los perfiles de ^{137}Cs en el suelo para diferentes valores de la tasa de transferencia del isótopo y de la tasa de depósito de suelo.

En la figura 1 (a y b) siguientes se presentan perfiles simulados de ^{137}Cs para dos tasas de depósito y tres valores del coeficiente de transferencia entre capas.

La cuantificación del depósito de suelo usando el modelo se realiza comparando los distintos resultados de éste con los perfiles de ^{137}Cs obtenidos experimentalmente. De esta comparación pueden deducirse tanto el valor de la tasa de transferencia del isótopo como la tasa de depósito. Utilizando este modelo hemos interpretado los perfiles de depósito obtenidos en muestras testigo, recogidas en ambientes de montaña semiárida y templada del centro del valle del Ebro. Comparando los perfiles experimentales y los simulados se encuentra que existe una buena correspondencia entre ambos permitiendo determinar las tasas de depósito de suelo en los puntos muestreados.

CONCLUSIONES

El modelo desarrollado para el cálculo de la sedimentación a partir de las medidas de ^{137}Cs en los perfiles de suelos estudiados es de fácil aplicación y no precisa de parámetros difíciles de obtener. El modelo se adapta a las características de los suelos mediterráneos que poseen una gran variabilidad espacial en numerosas propiedades de suelo y una alta pedregosidad, con heterogeneidad del paisaje y distribución irregular de la vegetación.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación está financiada por el Ministerio de Ciencia y Tecnología en su proyecto "RADIERO" (REN2002-02702/GLO).

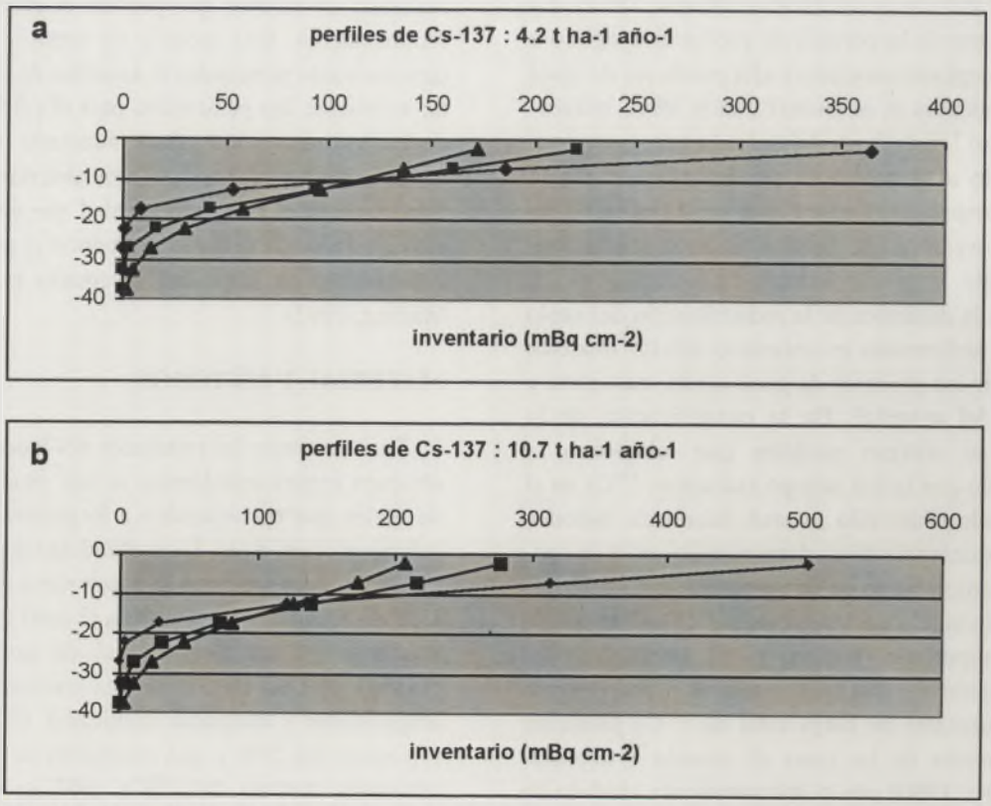


FIGURA 1. *Pefiles de Cesio 137 simulados para distintas tasas de depósito y valores del coeficiente de transferencia entre capas. a) tasa de depósito anual 4,2 t ha^{-1} y b) tasa de depósito anual 10,7 t ha^{-1}.*

REFERENCIAS

Navas, A. y Walling, D. (1992): Using caesium-137 to assess sediment movement on slopes in a semiarid upland environment in Spain. En: *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, IAHS Publication, 209: 129-138.

Navas, A. (1993): Soil losses under simulated rainfall in semiarid shrublands of the Ebro valley. *Soil Use Management*, 9 (4): 152-157.

Walling, D.E. y Quine, T.A. (1990): Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. *Land Degradration and Rehabilitation*, 2: 161-175.

Walling, D.E. y He, Q. (1999): Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *Journal of Environment Quality*, 28: 611-622.

Estudio comparativo de la capacidad de retención hídrica de los substratos de dos campos de golf

J.C. Tapias y M. Salgot

Laboratorio de Edafología, Departamento de Productos Naturales, Biología Vegetal y Edafología, Facultad de Farmacia, Universidad de Barcelona, Avda. Joan XXIII s/n, 08028 Barcelona. jtapias@ub.edu

ABSTRACT

Many golf courses have been build along the Mediterranean coast in the last years, and new courses are in project, in spite of water supply is not satisfied for other more essential uses. Water demand in such courses (quantity and frequency) will depend entirely on the climatic characteristics of area, the kind of vegetation implanted and on the soil hydraulic properties. As a water saving strategy, it's essential to determine the hydraulic properties of the substrates used to build golf courses, For an efficient irrigation management of the golf courses is necessary to know the soil moisture characteristics, which are intrinsically related to the matrix retaining water. Furthermore, the interpretation of the soil moisture characteristic curves can be improved by using mathematical models that define continuously the variation and allows to determine the possible existence of inaccurate experimental points. In this paper the behaviour of water retention curves for the substrates of two golf courses near Barcelona city having different texture and composition is compared and analyzed.

Key words: *golf courses, soil moisture, characteristic curves, water retention, irrigation scheduling.*

INTRODUCCIÓN

El suelo es capaz de retener agua, existiendo una relación entre el potencial matricial y el contenido de humedad, mediante una función denominada característica de humedad o función potencial matricial-contenido de agua.

El potencial del suelo en función de su porcentaje de humedad, varía según el tipo de suelo y del contenido en materia orgánica (Tapias y Salgot, 2003). Los valores del potencial matricial del agua en el suelo son negativos y con un rango de variación que va de 0 kPa hasta menos de -2000 kPa. Para operar con números más pequeños y de signo positivo, se introdujo el concepto de pF, que es el logaritmo del valor absoluto del potencial.

Las curvas de humedad nos indican que a medida que la humedad del suelo aumenta o disminuye, existe un cambio gradual en la tensión con la que el agua está retenida. La cantidad de agua retenida a valores de succión bajos (valores de pF entre 0 y 2), depende principalmente de la estructura del suelo, es decir del efecto capilar, de la distribución por tamaños de los sistemas de poros y de sus interconexiones. La textura del suelo, tiene un efecto indirecto en el rango de succiones bajas, y directo en el de succiones altas (valores de pF entre 2 y 7). El agua gravitacional corresponde a los poros de diámetro mayor que 30 μm y la capacidad de campo y punto de marchitez a los de menor diámetro. La porosidad capaz de retener agua útil para las plantas presenta un rango de tamaños de poro entre 0,2 y 30 μm. Como resultado en los suelos arenosos, con mayor proporción de macroporos, predomina el agua gravitacional.

ZONAS DE ESTUDIO

El estudio se ha realizado en los campos del Real Club de Golf de El Prat y Club de Golf de Sant Cugat (provincia de Barcelona). Estos campos se eligieron debido a las diferencias significativas en la composición de suelos y substratos.

El Real Club de Golf de El Prat está situado en el término municipal de El Prat del Llobregat, a 15 km de Barcelona y fue inaugurado en 1954. El campo consta de 36 hoyos, es decir dos recorridos completos denominados verde y amarillo. El campo está asentado sobre los terrenos sedimentarios del delta del río Llobregat en un ambiente de antiguas dunas y marismas litorales. Por su parte, el campo de golf de Sant Cugat está situado en el término municipal del mismo nombre, a 20 km de Barcelona. Fue inaugurado en 1914. Actualmente dispone de un recorrido de 18 hoyos, que generalmente se designan por nombres, ya que el orden del recorrido es variable. El campo, que se emplaza sobre antiguos terrenos de uso agrario y bosque en la periferia del área urbana, se halla actualmente, debido al crecimiento del casco urbano del municipio de Sant Cugat, rodeado de urbanizaciones, en un 90% de uso permanente. Puede considerarse, por tanto, como un campo urbano.

TABLA 1. *Resultados de los análisis texturales de las muestras analizadas de los campos de golf y de San Cugat.*

	Sustrato	>4	>2	>1	>0,5	>0,25	>0,10	>0,05	>0,002	>0,002	D_{50}	D_{90}/D_{10}
Golf deEl Prat	*Green* 13 amarillo	0,00	2,20	7,11	24,62	52,22	12,02	0,69	0,20	0,94	0,40	4,55
	Green 2 amarillo	0,00	1,90	5,43	19,51	57,44	13,97	0,92	0,28	0,55	0,38	4,25
	Green 5 amarillo	0,00	0,00	8,96	22,19	50,54	13,72	1,99	1,90	0,70	0,42	4,74
	Green 17 verde	0,00	4,58	8,08	13,24	63,86	9,02	0,51	0,39	0,32	0,36	4,80
	Putting Green	0,00	0,00	7,74	13,26	61,99	12,71	2,08	1,53	0,69	0,36	4,63
	Tee 1 verde	0,00	11,40	17,28	15,02	51,26	3,59	0,48	0,85	0,12	0,90	3,33
	Fairway 16 verde	0,00	0,00	11,14	17,21	44,65	21,60	2,75	2,09	0,56	0,36	6,66
	Fairway 1 verde	0,00	0,00	8,13	14,50	51,50	20,01	2,80	1,93	1,13	0,34	7,33
Golf de Sant Cugat	*Green* Largo	5,64	5,53	18,53	24,42	24,06	15,93	3,70	2,05	0,14	0,56	13,67
	Green Balsa	0,44	3,94	25,59	24,00	20,78	19,00	3,72	2,42	0,11	0,56	12,82
	Green Islita	1,75	11,58	29,31	27,33	20,07	7,53	1,38	0,92	0,13	0,84	9,76
	Putting Green	0,40	11,51	26,45	30,33	21,61	7,30	1,35	0,92	0,03	0,77	8,94
	Tee Balsa	0,00	15,29	16,13	17,81	16,14	14,12	5,02	9,60	5,88	0,50	300
	Tee Viña	2,35	9,80	33,17	27,52	17,57	6,51	2,21	0,87	0,00	0,90	13,33
	Fairway Balsa	0,00	4,40	2,14	1,68	9,17	8,12	7,41	41,38	25,71	0,02	>1000
	Fairway Bosque	0,00	18,01	5,32	4,55	6,71	7,12	9,91	31,36	17,03	0,06	>1000

MATERIAL Y MÉTODOS

Para la toma de muestras se han seleccionado, de acuerdo con los *greenkeepers* respectivos, las zonas más significativas de cada campo de golf. Para ello se han recogido muestras de diversos *greens*, *fairways* y *tees*.

La clasificación textural de las muestras se ha determinado efectuando una clasificación granulométrica de sus materiales sólidos, mediante tamices de distintas mallas (Tabla 1). Las arenas, limos y arcillas se separaron según los métodos de Bouyoucos y de la pipeta Robinson.

Se han realizado determinaciones del grado de humedad de los substratos para valores de pF_0, pF_1, $pF_{1,3}$, $pF_{1,5}$, $pF_{1,7}$, $pF_{1,8}$, pF_2, $pF_{2,5}$, pF_3 y $pF_{4,2}$. Para ello se han empleado dos técnicas, cada uno de ellas adecuada para unas determinadas tensiones. A bajas tensiones se han utilizado embudos de porcelana porosa (tensión entre 1/100 y 1/10 atmósferas), mientras que para valores intermedios de tensión, entre 1/10 y 15 atmósferas, se ha empleado el extractor de presión-membrana de Richards.

TRATAMIENTO ESTADÍSTICO

Desde hace años se ha venido proponiendo el uso de distintas funciones continuamente diferenciables (suaves) para mejorar la descripción de la retención de agua en el suelo. Para nuestro estudio se han seleccionado las funciones de Brooks y Corey (1966) y de Van Genuchten (1980), la primera por su sencillez y la segunda por ser, a priori, la que garantiza un mejor grado de ajuste.

El ajuste de las curvas de retención de agua se ha realizado mediante una adaptación del programa RETC en código FORTRAN de Van Genuchten *et al.* (1991). Los parámetros del modelo pueden representarse mediante el vector $\mathbf{b}=(\theta_r, \theta_s, \alpha, n, m)$. Los parámetros iniciales de los cinco valores incógnita se han tomado de Carsel y Parrish (1988). La función objetiva a minimizar por el programa, siguiendo el criterio de que la suma de cuadrados de las diferencias entre los N valores experimentales (puntos de la curva de retención de agua) y los teóricos del modelo sea mínima, tiene como forma general la ecuación:

$$\mathbf{O(b)} = \sum_{i=1}^{N} \left\{ w_i \left[\theta_i - \hat{\theta}_i(\mathbf{b}) \right] \right\}^2$$

donde, w_i son los coeficientes de peso asignados a cada valor experimental, aunque generalmente no se dispone de información sobre la precisión concreta de cada uno de los puntos, y en consecuencia se suele asignar un valor constante a cada uno de ellos. El programa minimiza O(**b**) de forma iterativa, variando en cada una de las iteraciones los elementos b_j del vector de incógnitas.

TABLA 2. *Parámetros que definen la función de Brooks y Corey (1966) y de Van Genuchten (1980) para cada uno de los substratos analizados del campo de golf de El Prat, con los respectivos estimadores estadísticos de ajuste.*

	Función de Brooks y Corey						Función de Van Genuchten						
Sustrato	RMS	θ_r	θ_s	$1/\alpha$	n	R	RMS	θ_r	θ_s	$1/\alpha$	n	R	RMS
Green 13 amarillo	0,00106	0,0516	0,4269	0,0350	2,0296	0,9961	0,00168	0,0392	0,3869	0,0330	7,14	0,4290	0,9960
Green 2 amarillo	0,00557	0,0000	0,4075	0,0351	1,4498	0,9882	0,00106	0,0427	0,4076	0,0312	12,56	0,1881	0,9960
Green 5 amarillo	0,00161	0,0388	0,4388	0,0511	1,0920	0,9937	0,00135	0,0436	0,4387	0,0465	12,18	0,1036	0,9947
Green 17 verde	0,00877	0,0000	0,3924	0,0509	1,0920	0,9658	0,00111	0,0520	0,4272	0,0344	22,50	0,0927	0,9929
Putting Green	0,01456	0,0000	0,5235	0,1142	0,4138	0,9475	0,00717	0,0505	0,4903	0,0493	4,48	0,1954	0,9741
Tee 1 verde	0,00250	0,0564	0,4640	0,0572	0,7588	0,9891	0,00266	0,0568	0,4655	0,0571	10,40	0,0734	0,9884
Fairway 16 verde	0,00392	0,0000	0,5208	0,0556	0,4275	0,9868	0,00268	0,0512	0,5205	0,0491	10,26	0,0562	0,9905
Fairway 1 verde	0,00514	0,0000	0,4639	0,0454	0,4415	0,9792	0,00281	0,0638	0,4657	0,0387	10,36	0,0670	0,9878

TABLA 3. *Parámetros que definen la función de Brooks y Corey (1966) y de Van Genuchten (1980) para cada uno de los substratos analizados del campo de golf de Sant Cugat, con los respectivos estimadores estadísticos de ajuste.*

	Función de Brooks y Corey						Función de Van Genuchten						
Sustrato	RMS	θ_r	θ_s	$1/\alpha$	n	R	RMS	θ_r	θ_s	$1/\alpha$	n	R	RMS
Green Largo	0,00240	0,0000	0,5068	0,0237	0,2589	0,9873	0,00475	0,0008	0,5434	0,0435	2,14	0,1031	0,9915
Green Balsa	0,00129	0,0000	0,6363	0,0700	0,2605	0,9958	0,00119	0,0009	0,6453	0,0618	2,28	0,1219	0,9964
Green Islita	0,00214	0,1039	0,4802	0,0591	0,7994	0,9891	0,00218	0,1046	0,4807	0,0584	10,09	0,0804	0,9889
Putting Green	0,00186	0,0909	0,4888	0,0583	0,6387	0,9909	0,00191	0,0923	0,4897	0,0572	8,45	0,0770	0,9907
Tee Balsa	0,00234	0,1068	0,5180	0,0689	0,4672	0,9874	0,00238	0,1064	0,5203	0,0697	6,38	0,0729	0,9872
Tee Viña	0,00157	0,0991	0,5098	0,0568	0,6882	0,9930	0,00158	0,0999	0,5100	0,0561	12,68	0,0549	0,9930
Fairway Balsa	0,00237	0,1495	0,5383	0,0708	0,4685	0,9857	0,00238	0,1492	0,5394	0,0713	8,11	0,0575	0,9857
Fairway Bosque	0,00120	0,1146	0,6241	0,1018	0,3499	0,9948	0,00085	0,1329	0,6242	0,0868	5,78	0,0703	0,9963

RESULTADOS OBTENIDOS

Las funciones de Brooks y Corey (1966) ajustadas a los valores de retención de humedad experimentales de los substratos procedentes del campo de golf de El Prat se ajustan satisfactoriamente a los datos experimentales después de 8 a 12 iteraciones, sin necesidad de agotar las 30 programadas. El peor ajuste corresponde a la muestra del *putting green*, cuyo coeficiente de regresión es 0,9475.

Los valores teóricos de humedad a saturación θ_s se diferencian en que en los *greens* son siempre inferiores al 45%, mientras que en las muestras procedentes de los *fairways* y *tee* analizados los valores son siempre superiores al 45%. Destaca el hecho de que la muestra del *putting green* tiene unas características análogas a las de los *fairways* y diferentes a las de los *greens*. El contenido residual de agua θ_r, es en todos los casos muy bajo, lo que indica la gran capacidad de drenaje de todos estos substratos. El parámetro de forma n también discrimina claramente los distintos tipos de muestra, ya que los *greens* presentan valores de este parámetro superiores a 1, mientras que en los *fairways* es de 0,40. La muestra del *putting green*, también en este caso, tiene un valor análogo a los *fairways*, ya que su parámetro de forma n es igual a 0,41. La muestra del *tee* presenta un valor intermedio de 0,71. En consecuencia, el modelo permite discriminar los diferentes tipos de substrato.

Un resumen esquemático de los parámetros que definen la función de Brooks y Corey (1966) de cada uno de los substratos de *greens*, *tees* y *fairways* analizados del campo de golf del El Prat se muestra en la tabla 2, y las correspondientes al campo de golf de San Cugat se presentan en la tabla 3.

El ajuste de los modelos a los valores experimentales en el campo de golf de Sant Cugat es algo superior al obtenido en los substratos del campo de golf de El Prat, ya que la muestra de peor ajuste, la del *fairway* Balsa, tiene un coeficiente de correlación de 0,9857; significativamente alto. Los valores teóricos de humedad a saturación θ_s no son homogéneos por tipo de sustrato, como sucedía en el caso de El Prat. El *green* Balsa es el que tiene un mayor valor de θ_s, con un 64% y el del *green* Largo también es elevado.

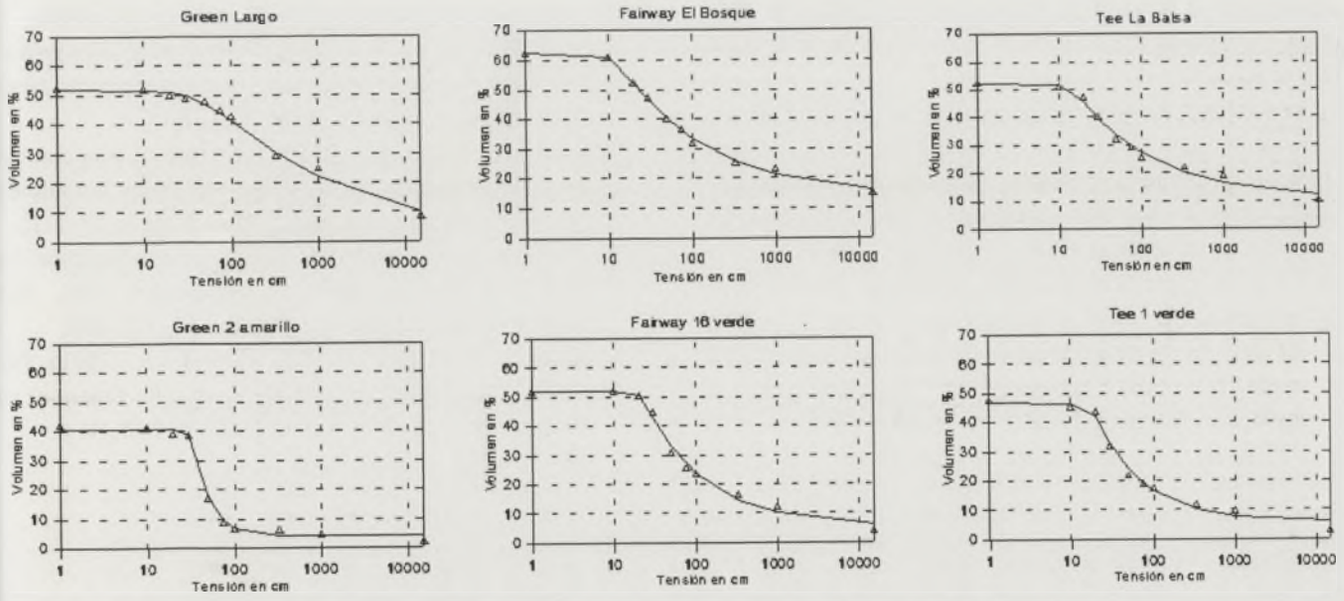


FIGURA 1. *Algunas funciones de Van Genuchten ajustadas a los datos experimentales de retención de humedad para distintas zonas* (green, fairway y tee) *de los campos de golf de Sant Cugat y El Prat.*

El parámetro de forma *n* también discrimina claramente los *greens* típicos (Largo y Balsa) con valores próximos a 0,26, del resto de las muestras que presentan valores significativamente más elevados. De nuevo el elevado valor de *n* del *green* Islita lo asemeja a las características del *putting green*. Los *fairways* tienen valores de *n* intermedios y de los *tees*, uno tiene un valor alto de *n* como el *putting green*, y el otro intermedio como los *fairways*. La relativa heterogeneidad de los substratos del mismo uso (*greens*, *tees* y *fairways*) se explica por la larga historia de este campo y las distintas reformas que han ido realizándose para mejorar sus características iniciales.

De forma general, todas las curvas obtenidas a partir del modelo de Van Genuchten (1980) mejoran el ajuste a los datos experimentales, o por lo menos se mantienen igual, como se deduce también del valor del coeficiente de correlación. Particularmente, destaca el modelo del *putting green* que pasa de un coeficiente de correlación de 0,9475 para el método de Brooks y Corey (1966) a un coeficiente de correlación de 0,9741 con este método.

Los valores teóricos de humedad a saturación θ_s son en todas las muestras muy similares a los obtenidos por el método de Brooks y Corey (1966), de manera que se pueden distinguir todos los *greens* por tener un valor inferior al 45%, mientras que en las muestras procedentes de los *fairways* y *tee* los valores son siempre superiores. La muestra del *putting green* sigue mostrando características análogas a las de los *fairways* y diferentes a la de los *greens*. El contenido residual de agua θ_r también es, en todos los casos, muy bajo, pero en ningún caso cero como sucedía en alguno de los modelos de Brooks y Corey (1966). Además, al mejorar el ajuste, se puede determinar de forma más precisa este parámetro, que es inferior al 5% en los *greens* 13 amarillo, 2 amarillo y 5 amarillo, mientras que en las demás muestras es algo mayor. Un resumen esquemático de los parámetros que definen la función de Van Genuchten (1980) de cada uno de los substratos analizados del campo de golf de El Prat se muestra en la tabla 3.

Los valores teóricos de humedad a saturación θ_s de las muestras de Sant Cugat con el modelo de Van Genuchten (1980) dan también resultados concordantes con los del modelo precedente, como sucedía en el caso de El Prat. El *green* La Balsa es el que tiene mayor valor de θ_s, con un 64% y el del *green* Largo también es elevado. Ambos coinciden ahora en muy bajos valores de agua residual θ_r (menos de 0,1%) y en un casi idéntico parámetro de forma n. El parámetro de forma *n* también discrimina claramente los greens típicos (Largo y Balsa), con valores próximos a 2, del resto de las muestras que presentan valores significativamente más elevados. De nuevo el elevado valor de n del *green* Islita lo asemeja a las características del *putting green*. Un resumen esquemático de los parámetros que definen la función de Van Genuchten (1980) de cada uno de los substratos analizados del campo de golf de Sant Cugat se muestra en la tabla 3.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los substratos del campo de golf de El Prat tienen textura arenosa y la mayoría cumplen las especificaciones de la USGA. Al contrario, los substratos del campo de golf de Sant Cugat son heterogéneos variando desde texturas arenosas a franco-arenosas, no existiendo ninguna relación con el uso del sustrato (*green*, *tee* o *fairway*). Los substratos del campo de golf de El Prat tienen baja capacidad de retención de agua. La capacidad de campo varía entre un mínimo de 6,4% en los *greens* a un máximo de 15,4% en los *fairways*. En el campo de golf de Sant Cugat la capacidad de campo varía entre un mínimo del 19,8% en los *tees* a un máximo del 25,5% en los *fairways*

La interpretación de las curvas características de humedad del suelo mejora con la incorporación de modelos matemáticos que definen de forma continua la variación y permiten determinar la posible existencia de puntos experimentales erróneos. Los modelos obtenidos a partir de la función de Van Genuchten (Fig. 1) se ajustan mucho mejor y dan interpretaciones más coherentes que los derivados de la función de Brooks y Corey (1966).

REFERENCIAS

Brooks, R.H. y Corey, A.T. (1966): Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of the Irrigation Division American Society of Civil Engineers*, 92: 61-88.

Carsel, R.F. y Parrish, R.S. (1988): Developing joint probability distribution of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24: 755-769.

Tapias, J.C. y Salgot, M. (2003): Influence of peat content on water retention in the some substrates commonly used for building golf courses, *Agrochimica*, 47: 1-12.

Van Genuchten, M.Th. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.

Van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R. (1991): *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. EPA Report 600/2-91/065, 85 p.

PALEOMAGNETISMO

Distribución de las rotaciones paleomagnéticas en la cuenca de Graus-Tremp durante el Terciario

E. Beamud[1], M. Garcés[2], J.A. Muñoz[3], Ll. Cabrera[2] y Y. Almar[3]

1 Laboratorio de Paleomagnetismo UB-CSIC, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. betbeamud@ub.edu
2 Dpt. d' Estratigrafia, Paleontología i Geociències marines, Facultat de Geologia UB, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu, lluis@geo.ub.es
3 Dpt. de Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia UB, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. josep@geo.ub.es, yalmar@geo.ub.es

ABSTRACT

The Graus-Tremp piggy-back basin is an elongated trough formed during the emplacement of the allochtonous units of the South Central Pyrenean Units. Previous studies in both the Mesozoic basement and the Paleocene sediments of the Graus-Tremp basin have evidenced significant vertical axis clockwise rotations. These rock units are unconformable overlain by the syntectonic continental conglomerates of the Sierra de Sis and La Pobla de Segur, which were recently dated as Bartonian to Priabonian on the basis of magnetostratigraphic correlation. Paleomagnetic data from these units provide constraints on the timing and spatial distribution of the tectonic rotations in the Graus-Tremp Basin. No significant rotations during the Tertiary are observed near the Noguera Pallaresa River. Further west, between the Ésera and the Noguera Ribagorçana rivers, the lower Eocene materials record up to 30º of clockwise rotation. The lack of significant rotation in the overlying Bartonian sediments of the Sierra de Sis constrains this rotation to the Ypresian-Lutetian. In the Ainsa basin, about 30º of clockwise rotation is still recorded by Bartonian sediments. These data suggest an east-west trending of the vertical axis rotations magnitude and timing.

Key words: *Pyrenees, syntectonic conglomerates, Paleomagnetism, Paleogene, vertical-axis rotation.*

INTRODUCCIÓN

Las láminas cabalgantes surpirenaicas han sido objeto de numerosos estudios paleomagnéticos en la última década, revelando la existencia de importantes rotaciones de eje vertical, especialmente notables en los materiales eocenos de las cuencas de Jaca y Ainsa (Bentham, 1992; Dinarés, 1992; Pueyo *et al.*, 2002). Hacia el Este, en la Cuenca de Graus-Tremp (Fig. 1) los sedimentos marinos del Eoceno Inferior registran una rotación horaria próxima a los 30º (Dinarés, 1992) y se hallan a su vez cubiertos discordantemente por los conglomerados sintectónicos de la Sierra de Sis (sector del río Isábena). Esta discordancia se acentúa hacia el este, hasta el punto que, en la zona del Noguera Pallaresa, los conglomerados continentales sinorógenicos de La Pobla de Segur se encuentran discordantes sobre un paleorelieve mesozoico (Fig. 1). Aquí, las unidades cretácicas no registran rotaciones significativas (Dinarés, 1992).

Datos magnetoestratigráficos recientes en los conglomerados de La Pobla de Segur y la Sierra de Sis han permitido fijar su edad en el Bartoniense-Priaboniense (Beamud *et al.*, 2003). Al norte de la cuenca de la Pobla de Segur, los conglomerados que rellenan la subcuenca de Senterada tienen una edad oligocena. En este trabajo se analizan las direcciones paleomagnéticas medias de los mismos perfiles magnetoestratigráficos con el objeto de aportar precisiones sobre la edad de las rotaciones en la Cuenca de Graus-Tremp y su relación con los giros que se han detectado en sedimentos de la misma edad en las cuencas de Ainsa y Jaca. La integración con los datos paleomagnéticos del Terciario de la Cuenca de Graus-Tremp, permite definir la magnitud y distribución de las rotaciones de eje vertical a lo largo de la cuenca (Fig. 1).

DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS Y DISCUSIÓN

Las direcciones paleomagnéticas medias de los perfiles magnetoestratigráficos se han calculado a partir de direcciones de calidad 1 y, en la parte baja del perfil de la Pobla de Segur, también a partir de direcciones procedentes de la intersección de círculos de desmagnetización. Se consideran muestras de calidad 1, aquellas en las que la componente característica representa más del 25% de la NRM inicial y presenta una caída lineal al origen. Las direcciones calculadas superan el test de antiparalelismo (McFadden y McElhinny, 1990) obteniendo clasificaciones C en la Sierra de Sis y cuenca de La Pobla de Segur y, B en la cuenca de Senterada. La magnitud de rotación en cada sec-

FIGURA 1. *Mapa geológico de la Cuenca de Graus-Tremp con la localización de las secciones magnetoestratigráficas (PB, CL, SIS, SENT) y de las estaciones de estudios previos en la zona. LIG: sección de Ligüerre (Bentham, 1992), ES: sección compuesta del Ésera (Bentham, 1992), LAS: sección de Lascuarre (Bentham, 1992), TR: sección del estratotipo ilerdiense en Tremp (Pascual et al., 1992) y 89J12, 89J36, 89J38, 90J10, 90J11 y 90J19: estaciones paleomagnéticas de Dinarés (1992).*

tor se ha obtenido tras comparar las direcciones medias con la dirección de referencia para cada periodo de tiempo considerado (Tabla 1). Las direcciones medias se han comparado con las direcciones: 1) DEC= 004, INC= 53; α_{95}:4,6; k:9,6; N:110, dirección de referencia para el Eoceno a partir de Taberner *et al.* (1999) y 2) DEC= 004, INC= 43; α_{95}:2,4; k:19,4; N:184, dirección de referencia para el Oligoceno a partir de Barberà (1999). Los valores de rotación se consideran significativos cuando los conos de confianza (α_{95}) de la dirección media calculada y de la dirección de referencia no presentan solapamiento en proyección estereográfica.

Las direcciones recogidas en la tabla 1 permiten afirmar que los conglomerados sinorogénicos de los tres sectores analizados, Sierra de Sis, Pobla de Segur y Senterada, no registran rotaciones de eje vertical significativas.

A partir de estos datos, es posible definir dos dominios dentro de la Cuenca de Graus-Tremp. El primer dominio, localizado en el sector próximo al Noguera Pallaresa, se caracteriza por no haber experimentado giros durante el Terciario, como lo evidencian la ausencia de rotaciones significativas en los materiales mesozoicos (Dinarés, 1992), eocenos inferiores (Pascual *et al.*, 1992) y en los conglomerados sinorogénicos suprayacentes (perfiles de La Pobla de Segur y Senterada). En el segundo dominio, en el sector comprendido entre los ríos Noguera Ribagorçana y Ésera, los materiales eocenos inferiores registran hasta 30° de rotación horaria (Dinarés, 1992). La ausencia de rotación en los materiales bartonienses suprayacentes (perfil de Sis) permite acotar la edad de este giro en el Ypresiense-Luteciense. En la cuenca de Ainsa, los materiales de la Fm Escanilla registran aún 30° de rotación horaria durante el Bartoniense-Priaboniense (Bentham, 1992), sugiriendo una tendencia este-oeste de aumento de la magnitud y duración de las rotaciones de eje vertical.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos MARCONI: REN 2001-1734-CO3-03 y CARES: BTE 2001-3650 del MCyT y se ha desarrollado dentro del "Grup de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques, 2001 SGR 00074, del Comissionat de Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya.

TABLA 1. *Direcciones paleomagnéticas medias y valores de rotación para los conglomerados de la Sierra de Sis y de La Pobla de Segur-Senterada a partir de las series magnetoestratigráficas y para la cuenca de Graus-Tremp y Ainsa a partir de datos de autores previos [(1) Bentham (1992),(2) Dinarés-Turell (1992),(3) Pascual et al. (1992)];(4) dirección de referencia para el Eoceno a partir de Taberner et al. (1999); (5) dirección de referencia para el Oligoceno a partir de Barberà (1999). n: numero de muestras consideradas para el cálculo de las medias; N_{tot}: número total de muestras en las secciones magnetoestratigráficas; %cl1: % de muestras de calidad 1 (n/N*100). En sombreado se resaltan las rotaciones significativas.*

sector	estaciones		in situ				corrección tectónica				n	N_{tot} % cl1	edad Dref	Rev test	Rot
			dec	inc	k	α_{95}	dec	inc	k	α_{95}					
Sierra de Sis	SIS	N	3	52	21,8	6,6	4	41	20,1	6,9	23	168 24%	Bart 004/53 (4)	+ C	3 °
		R	185	-45	18,7	8,2	191	-38	18,4	8,3	18				
		T	4	49	20,1	5,1	**7**	**39**	**19,3**	**5,2**	**41**				
Pobla de Segur	PB	N	349	48	14,9	5	355	34	14,9	5,3	51	321 25%	Bart- Priab 004/53 (4)	+ C	- 7 °
		R	176	-52	9,8	9	181	-37	9,8	9	29				
		T	351	50	12,5	4,7	**357**	**35**	**12,5**	**4,7**	**80**				
	CL	N	25	59	22,5	11,1	24	35	23,9	10,1	10	86 27%		-	/
		R	167	-60	30,5	7,6	175	-41	29,5	7,8	13				
Senterada	SENT	N	5	58	13,1	5,4	2	40	10,9	5,9	58	165 90%	Oligoceno 004/43 (5)	+ B	- 8 °
		R	169	-56	16,3	3,8	172	-40	17,3	3,7	91				
		T	355	57	14,4	3,1	**356**	**40**	**13,8**	**3,2**	**149**				
Ainsa	LIG (1)	N	---	---	---	---	29	49	13,8	12,1	12		Bart-Priab 004/53 (4)	28	
		R	---	---	---	---	214	-30	12,7	12,7	12				
		T	---	---	---	---	32	40	14	8	24				
Graus-Tremp	ES (1)	N	---	---	---	---	12	49	5,8	16,8	16		Ypr-Lut 004/53 (4)	12	
		R	---	---	---	---	199	-35	6,4	15,8	16				
		T	---	---	---	---	16	42	6	11	32				
	LAS (1)	N	---	---	---	---	5	52	12,2	16,5	8		Bart-Priab 004/53 (4)	-6	
		R	---	---	---	---	184	-45	9,8	17,3	9				
		T	---	---	---	---	358	48	11	11	17				
	89J12 (2)	T	27	31	147,4	7,6	18	51	161	7	4/4		Ypr 004/53 (4)	14	
	90J10 (2)	T	217	-38	33,8	7,6	210	-52	50,6	6,2	6/12			26	
	89J36 (2)	T	207	2	98,2	4,4	25	51	107	4,2	5/12			21	
	89J38 (2)	T	32	50	39,9	8,3	29	59	58	7	6/9			25	
	90J11 (2)	T	34	29	44,1	7	31	45	56,3	6,1	6/11			27	
	90J19 (2)	T	197	-50	23,3	9,7	221	-44	12	13,8	5/11			37	
Tremp	TR (3)	N	---	---	---	---	9	49	13,6	7,1	31		Ilerd 004/53 (4)	9,3	
		R	---	---	---	---	196	-44	9,8	5,1	89				
		T	---	---	---	---	13	46	10	4	120				

REFERENCIAS

Barberà, X. (1999): *Magnetoestratigrafia de l'Oligocé del sector sud-oriental de la conca de l'Ebre: implicacions magnetocronològiques i seqüencials*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 247 p.

Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, Ll., Muñoz, J.A. y Almar, Y. (2003): A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 501-514.

Bentham, P.A. (1992): *The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the South-Central Pyrenean thrust system, Northern Spain*. Tesis doctoral, Univ. de California, 252 p.

Dinarés, J. (1992): *Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. 461 p.

McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990): Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.

Pascual, J.O., Parés, J.M., Langereis, C.G. y Zijderveld, J.D.A. (1992): Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Ilerdian stratotype at Tremp, Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 74: 139-157.

Pueyo, E., Millán, H. y Pocoví, A. (2002): Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146: 191-208.

Taberner, C., Dinarés-Turell, J., Jiménez, J. y Docherty, C. (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeastern Pyrenean foreland basin. *Geological Society of America Bulletin*, 11(8): 1155-1174.

Fábrica magnética (ASM) en andesitas columnares. Ejemplo de un *sill* tardi-Carbonífero del Macizo de Albarracín (SE de la Cordillera Ibérica)

A. Gil, M. Lago y A. Pocoví

Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C / Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. agil@unizar.es, mlago@unizar.es, apocovi@unizar.es

ABSTRACT

This paper presents a magnetic study of andesitic columns from a later-Carboniferous sill located in the Albarracin Massif (SE Iberian Chain). Samples from the bottom (22 cores) and sides (9 cores) of some columns where collected in order to interpret the processes involved in their genesis. Measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility reveal the contribution of two different processes in the magnetic fabric adquisition: 1) primary magmatic flow and 2) thermal contraction. A subhorizontal magnetic foliation with a constant magnetic lineation is linked to the magmatic flow. Superimposed thermal contraction is identified from a gradual pattern of variation of the magnetic fabric from the border to the centre of the column. Consequently, the magnetic fabric from the centre of the column will just reflect the original magmatic fabric and the minor effect of the thermal contraction.

Key words: *columnar andesites, thermal contraction, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

Las diaclasas columnares (disyunción columnar) representan conjuntos de fracturas interconectadas, muy habituales tanto en lavas e intrusiones superficiales de composición basáltica como en coladas de composición intermedia y ácida o en "*tuffs*" muy cementados (Spry, 1962; Degraff, Long y Aydin *et al.*, 1989).

Dos son los mecanismos invocados para explicar la formación del diaclasado columnar y poligonal en cuerpos ígneos: 1) Contracción térmica y 2) Convección térmica y química. De acuerdo con el primer modelo, las fracturas son el resultado de diferentes tasas de contracción durante el enfriamiento de la lava que se traducen en esfuerzos tensionales orientados perpendicularmente a los márgenes de las fracturas (Jaeger, 1961). Según este modelo las columnas son, básicamente, el resultado de un proceso físico. La segunda hipótesis supone el desarrollo de celdas convectivas largas y estrechas mediante un proceso de difusión térmica y química. Las corrientes convectivas se producen, regularmente espaciadas, dentro del fluido en cristalización (Budkewitsch y Robin, 19943).

Los escasos trabajos sobre la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en relación a los procesos relacionados con la génesis de disyunción columnar proponen la intervención de la contracción térmica como mecanismo fundamental para explicar la fábrica magnética que se encuentra en rocas afectadas por este proceso termocinemático (Ellwood y Fisk, 1977; Ellwood, 1979; Urrutia *et al.*, 1991).

Con el objetivo de interpretar el proceso relacionado con la génesis de estructuras de disyunción columnar, en este trabajo presentamos los resultados del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) de varias muestras de columnas andesíticas que forman parte de un *sill* de edad tardi-carbonífera del Macizo de Albarracín.

El Macizo de Albarracín es un afloramiento de rocas paleozoicas localizado en la parte SE de la Cordillera (Fig. 1a). Está constituido por rocas sedimentarias y anquimetamórficas de edad ordovícica y silúrica afectadas por pliegues hercínicos de orientación NNO-SSE (Fig. 1b). Distintos tipos de rocas ígneas calcoalcalinas (*sills*, diques y coladas) de edad tardi-carbonífera a Pérmico inferior, afectan a la serie sedimentaria (Lago *et al.*, 1996). La estructura columnar estudiada forma parte de un *sill* de composición andesítica con una potencia máxima de 100 m. Al igual que la serie sedimentaria, el *sill* se encuentra afectado por pliegues hercínicos de orientación NNO-SSE.

METODOLOGÍA

Las medidas de ASM de cada espécimen se realizaron con un susceptómetro KLY-3 (AGICO), con un campo magnético de baja intensidad (≈300Am^{-1}), basado en la medida de las susceptibilidades a lo largo de 15 direcciones preestablecidas (Jelinek, 1981). La media aritmética de los datos de ASM de todos los especímenes se muestran en la tabla 1.

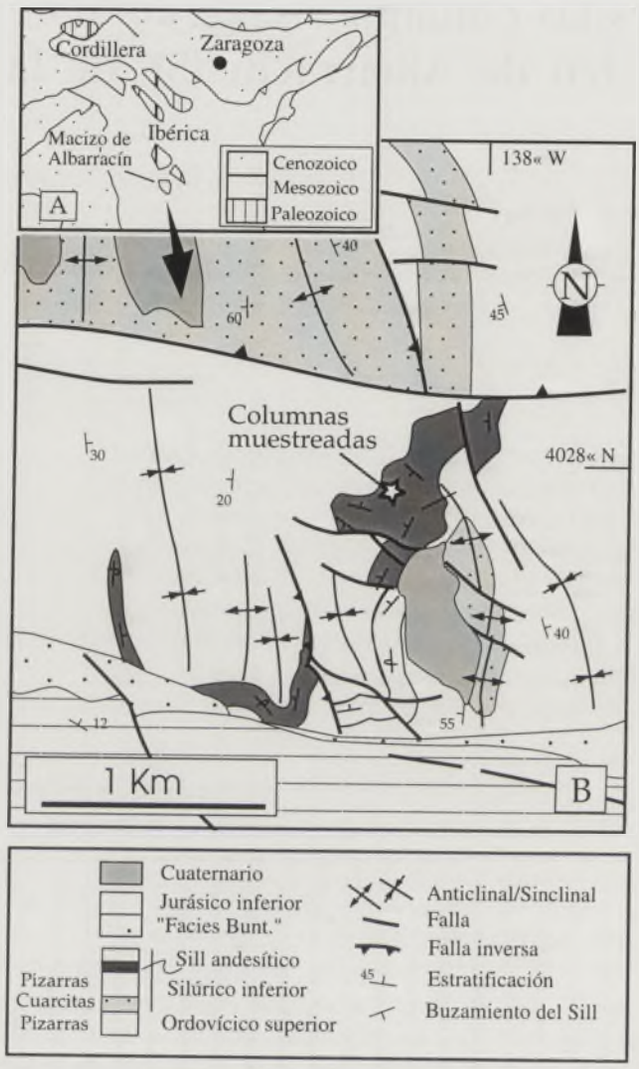


FIGURA 1. *Localización del Macizo de Albarracín en el marco de la Cordillera Ibérica (a) y situación de las columnas muestreadas (b).*

La susceptibilidad magnética media de cada espécimen viene expresada por el parámetro

$Km = (Kmax+Kint+Kmin) / 3$

donde *K*max, *K*int y *K*min representan los ejes de las susceptibilidades máxima, intermedia y mínima, respectivamente, del elipsoide de susceptibilidad magnética.

La forma de los elipsoides magnéticos se ha caracterizado mediante el parámetro (Jelinek, 1981):

$Tj = (2 \ln Kint - \ln Kmax - \ln Kmin)/(\ln Kmax - \ln Kmin)$

Por último, el grado de anisotropía magnética se ha cuantificado mediante el parámetro (Jelinek, 1981)

$Pj = \exp [2 ((\eta_1 - \eta_m)^2+(\eta_2 - \eta_m)^2+(\eta_3 - \eta_m)^2)]^{1/2}$

donde $\eta_1 = \ln Kmax$; $\eta_2 = \ln Kint$; $\eta_3 = \ln Kmin$ y $\eta_m = (\eta_1 \times \eta_2 \times \eta_3)^{1/3}$

La determinación de la mineralogía magnética se llevó a cabo mediante observaciones petrográficas. Varios análisis de la Magnetización Remanente Isoterma se han realizado para caracterizar la contribución de losa mineralesogía ferromagnéticosa a la susceptibilidad total de las muestras analizadas.

La mayor parte de las muestras utilizadas en este estudio se extrajeron de la base de una columna andesítica de 0,60 m de anchura, con una orientación de su eje de 075, 65. Con el fin de detectar variaciones en la fábrica magnética dentro de la columna el muestreo se realizó de centro a borde obteniendo un total de 22 muestras (130 especimenes con un volumen estándar) (Fig. 2a). Además, otras 9 muestras (54 especímenes) se extrajeron en las caras de tres columnas con el fin de detectar posibles variaciones de la fábrica con la profundidad (Fig. 2b).

RESULTADOS

La ASM de una roca es debida a minerales (fundamentalmente para y ferromagnéticos y, en menor grado, diamagnéticos) que presentan comportamientos distintos ante un campo magnético de baja intensidad. Esta es la razón por la cual resulta fundamental conocer las distintas fases minerales que contribuyen a la susceptibilidad de una roca. Observaciones petrográficas han permitido identificar la presencia de biotita y clorita secundaria como minerales paramagnéticos, y plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo como principales fases diamagnéticas. En cuanto a las fases ferromagnéticas, las curvas de saturación obtenidas para especímenes representativos indican la presencia mayoritaria de hematites respecto a magnetita. Por otro lado, los valores de *Km* obtenidos, con un valor promedio de 240 x 10^{-6} SI, y los bajos valores de P*j* (<1,1), indican un predominio de susceptibilidad paramagnética (Rochette, 1987).

El estudio de la fábrica magnética incluye tanto la caracterización de la forma como el análisis de la orientación de los elipsoides magnéticos de las distintas muestras correspondientes a la base y caras de la columna andesítica. Como muestran los diagramas de anisotropía de la figura 3, las muestras procedentes de la base presentan formas predominantemente oblatas (1>T*j*>0) con grados de anisotropía bajos (P*j*<1,02). El análisis detallado de los gráficos de anisotropía revela, sin embargo, una marcada tendencia de variación. Desde el centro columna (muestras Ba01-04) hacia el exterior (muestras Ba05 a 12) se observa una variación gradual de la forma media de los elipsoides (con formas más neutras, T*j*≈0, en el centro) a formas oblatas uniaxiales (1>T*j*>0,5) en el exterior. Esta variación de la forma media va acompañada de un ligero incremento del grado de anisotropía. Desde el punto de vista direccional, las muestras centrales presentan una clara distribución triaxial de los ejes principales de susceptibilidad con una lineación magnética muy bien definida y los ejes *K*min agrupados en torno al eje de la columna. Hacia el exterior queda claramente definida una foliación magnética (000, 10 O), manteniéndose la posición de los ejes *K*min. Para las muestras localizadas en dos de los lados de la columna (Ba13-17 y Ba18 –22), la forma media de los elipsoides cae en el centro del campo oblato con valores de anisotropía intermedios. En ambos casos se mantiene la misma foliación magnética con un agrupamiento de los ejes *K*min en torno al eje de la columna.

FIGURA 2. *Aspecto de campo de la base de una columna andesítica muestreada (a) y muestreo realizado en los lados de tres columnas andesíticas (b).*

En las muestras extraídas en los lados de la columna no se observa ninguna tendencia en la variación de la forma de los elipsoides magnéticos. La forma media de los elipsoides es tanto predominantemente oblata (muestras Ca23-25 y Ca29-31) como prolata (muestras Ca26-28) (Fig. 3). Tampoco existen variaciones en el grado de anisotropía con valores de 1,007 y 1,008 (Tabla 1). Desde el punto de vista direccional, los ejes *K*min se agrupan en torno a la posición del eje de la columna y presentan una foliación magnética con la misma orientación que en la base. Al igual que se observa en el centro de la columna (Ba01-04, figura 3), se define una lineación magnética en la dirección NNE-SSO.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estudios relativos a la fábrica magnética de columnas basálticas indican, como característica común, la existencia de una orientación preferente de los ejes *K*min paralelamente al eje de las columnas y agrupados como consecuencia de la contracción térmica producida paralelamente a la columna (Ellwood, 1979, Ellwood y Fisk, 1977). Brown *et al.* (1964) demostraron que los ejes *K*int y *K*max se dispersan en el plano perpendicular al eje de las columnas deduciéndose, entonces, que la convección térmica, responsable de una orientación preferente de los minerales paralelamente a las paredes de la columna, no es un factor

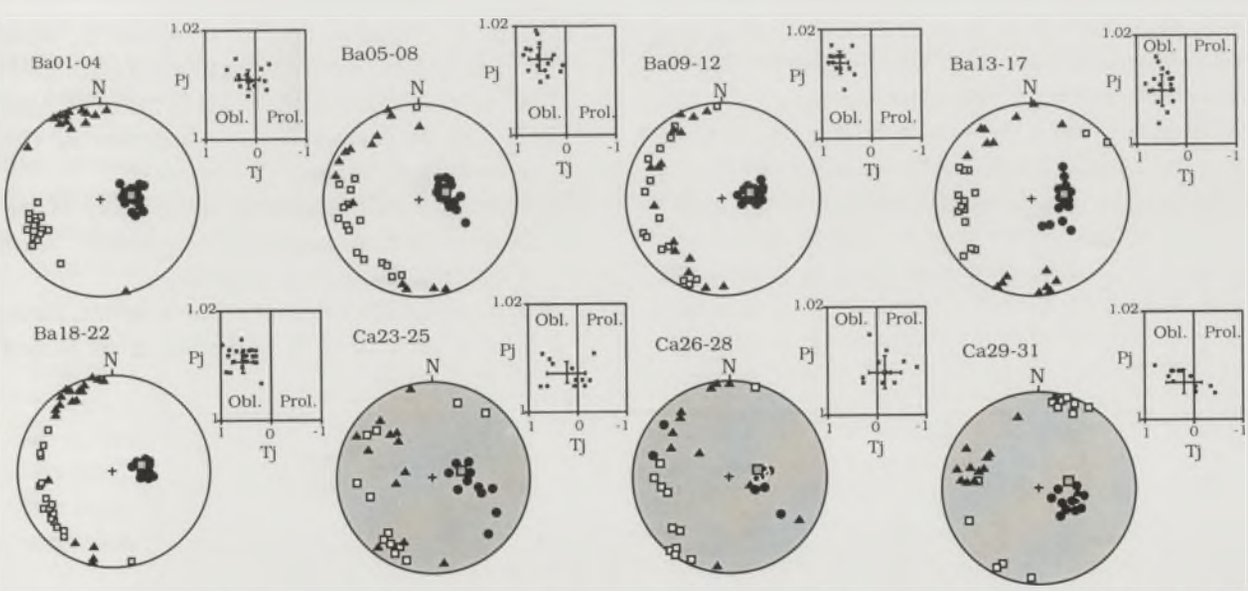


FIGURA 3. *Estereogramas y diagramas de anisotropía correspondientes a muestras de la base (fondo blanco) y lados (fondo gris) de las columnas. En los estereogramas; círculos, triángulos y cuadrados representan los ejes del elipsoide magnético de susceptibilidad mínima, intermedia y máxima, respectivamente. El cuadrado en gris muestra la orientación del eje de las columnas.*

TABLA 1. *Valores promedio (media aritmética) de los distintos parámetros magnéticos utilizados.*

	Muestras	*N*	*Km*	*Pj*	*Tj*
Base	Ba01 a Ba04	16	234	1,011	0,14
	Ba05 a Ba08	16	235	1,014	0,51
	Ba09 a Ba12	14	279	1,014	0,63
	Ba13 a Ba17	14	240	1,010	0,48
	Ba18 a Ba22	22	219	1,011	0,57
Caras	Ca23 a Ca25	12	254	1,007	0,23
	Ca26 a Ca28	11	230	1,008	-0,16
	Ca29 a Ca31	12	223	1,007	0,19

N= número de especímenes; *K*m= susceptibilidad media (x 10^{-6} S.I.).
P*j*= grado de anisotropía; T*j*= simetría de forma.

que intervenga en la formación de la columna. En cuanto a la forma de los elipsoides magnéticos, su variación, desde los márgenes de la columna hasta el centro, se ha relacionado con variaciones en la tasa de enfriamiento de la masa ígnea (Ellwood y Fisk, 1977).

Tal y como muestran los estereogramas de la figura 3, el rasgo común de todas las muestras es el agrupamiento de los ejes *K*min paralelamente al eje de la columna. Sin embargo, y en contraposición a lo que cabría esperar en un proceso de contracción radial (dispersión de *K*int y *K*max en el plano perpendicular al eje largo de la columna), el patrón direccional de los ejes no se mantiene constante, variando desde los márgenes de la columna (con predominio de elipsoides oblatos y ausencia de lineación magnética) hasta el centro (con elipsoides más prolatos y una clara lineación magnética). La presencia de una lineación magnética con una orientación constante en distintos puntos de la columna indica, por otro lado, que se trata de un rasgo de la fábrica independiente del proceso responsable de la formación de la columna. A partir de los datos presentados se desprende que la fábrica magnética de estas rocas contempla la intervención de más de un proceso petrogenético. Nuestra interpretación contempla un proceso primario, flujo magmático, y otro posterior de contracción térmica previa a la solidificación.

El primero explicaría la presencia de una foliación magnética subhorizontal y una lineación magnética paralela a la dirección del flujo. Por su parte, el proceso de contracción térmica es puesto de manifiesto por el patrón de variación de la forma de los elipsoides magnéticos en relación a la forma de la columna. Teniendo en cuenta que es en la zona central de la columna donde se preservan los rasgos originales de la fábrica (lineación magnética), el máximo efecto asociado a la contracción térmica puede apreciarse en los márgenes de la columna. De este modo podemos concluir que el esfuerzo asociado a la contracción térmica disminuye de un modo gradual desde los márgenes hacia el centro de la columna.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado con el Proyecto BTE2002-04168-CO3-OA.

REFERENCIAS

Brown, H.C., Khan, M.A. y Stacey, F.D. (1964): A search for flow structure in columnar basalt using magnetic anisotropy measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 57: 65-71.

Budkewitsch, P. y Robin, P.Y. (1994): Modelling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59: 219-239.

Degraff, J.M., Long, P.E. y Aydin, A. (1989): Use of joint-growth directions and rock textures to infer thermal regimes during solidification of basaltic lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38: 309-324.

Ellwood, B.B. (1979): Anisotropy of magnetic susceptibility variations in Iceland columnar basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 42:209-212.

Ellwood, B.B. y Fisk, M.R. (1977): Anisotropy of magnetic susceptibility variations in a single Icelandic columnar basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 35: 116-122.

Jaeger, J.C. (1961): The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *American Journal of Sciences*, 259: 721-734.

Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.

Lago, M., Gil Imaz, A., Pocoví, A., Arranz, E., Bastida, J., Auqué, L. y Lapuente, M.P. (1996): Rasgos geológicos del magmatismo autuniense en la Sierra de Albarracín (Cadena Ibérica occidental). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 20: 139-157.

Rochette, P. (1987): Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9: 1015-1020.

Spry, A. (1962): The origin of columnar joints, particularly in basalts flows. *Journal of the Geological Society, Austria*, 8: 191-216.

Nuevos datos palinoestratigráficos y paleomagnéticos de los afloramientos estefano-pérmicos del Grupo Buçaco en el sinclinal de Santa Cristina (Norte de Coimbra, Portugal)

C.R. Gomes[1], J.B. Diez[2], K. Mohamed[2], U. Villanueva[3], A.F. Soares[1] y D. Rey[2]

1 Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, Largo Marquês de Pombal - 3000-272 Coimbra, Portugal. romualdo@dct.uc.pt
2 Dpto. Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio. Universidad de Vigo. Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra), España. jbdiez@uvigo.es, kmohamed@uvigo.es, danirey@uvigo.es
3 Área de Paleontología, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, España. uxuevillanueva@yahoo.es

ABSTRACT

The palynological and palaeomagnetic data obtained from the Vale da Mó and Monçarros Formations are presented. The Palaeomagnetic results from the upper beds of the Monçarros Formation allowed the definition of a magnetic component (dec./inc. = 156.5°/14.4°; K=206.4, α95=8.6°) acquired during stephano-permian times sedimentation in a mostly reversed field at low southern latitude.

Key words: *Stephanian C, Autunian, Palinostratigraphy, Palaeomagnetism.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Las unidades del "Grupo Buçaco" objeto de este estudio forman una franja de cerca de 30 km de longitud y 0,5 a 2 km de ancho, que se extienden sobre el flanco Oeste de la zona de cizalla Porto-Tomar-Ferreira del Alentejo (Chaminé *et al.*, 2003). Estructuralmente, forman dos sinclinales consecutivos (Fig. 1): Algeriz al norte y Santa Cristina al sur (Wagner *et al.*, 1983).

Las unidades estudiadas se superponen en discordancia sobre esquistos de edad Precámbrico y/o Paleozoico inferior y se sitúan también en discordancia por debajo de la discontinuidad erosiva que las separa de los depósitos del Grupo "Grés de Silves" (Triásico Superior-Hettangiense, Palain, 1976; Soares *et al.*, 1985).

Estas formaciones quedan definidas en Domingos *et al.* (1983) y Wagner *et al.* (1983) de la siguiente manera (Fig. 2):

1. Formación Algeriz: unidad inferior esencialmente conglomerática, de color rojo y de aproximadamente 200 m de espesor.
2. Formación Vale da Mó: unidad intermedia, arenoso-lutítica roja y gris de aproximadamente 40 m de espesor en la que se registra la aparición de dos capas de carbón.
3. Formación Monçarros: unidad superior, con un espesor superior a 200 m, de color rojo, constituida por depósitos arenoso-lutíticos y conglomeráticos.

El objetivo principal de este trabajo es la obtención de datos palinológicos y paleomagnéticos que permitan una mejor datación de las formaciones estudiadas y obtener una serie de polos paleomagnéticos que contribuyan a refinar la Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA) para el Carbonífero y Pérmico.

METODOLOGÍA

En este contexto se realizaron una serie de muestreos palinológicos con la intención de datar los materiales de las formaciones Algeriz, Vale da Mó, Monçarros (Wagner *et al.*, 1983) y Areniscas de Silves en sus afloramientos del Norte del Tajo (Palain, 1976). Se prestó especial atención a la posibilidad de evaluar la extensión del hiato estratigráfico, significado por la discontinuidad estratigráfica sita entre ambas formaciones. Se prospectaron 15 niveles de la Fm Vale da Mó en el Sinclinal de Sta. Cristina, realizándose los protocolos analíticos clásicos sobre las muestras obtenidas.

El trabajo paleomagnético de campo se centró en el muestreo del corte correspondiente a la parte superior de la Fm de Monçarros. Se muestrearon 6 sitios, obteniéndose un total de 37 muestras paleomagnéticas orientadas de 2,54 cm de diámetro con una taladradora no magnética.

El trabajo paleomagnético de laboratorio consistió en la desimanación térmica escalonada de estas muestras. Se establecieron 16 pasos de desimanación entre los 100°C y los 720°C. Tras cada etapa de este proceso se midió la remanencia magnética en un magnetómetro de tipo spinner Para determinar la estabilidad mineralógica de las muestras durante el proceso se midió la susceptibilidad magnética tras cada etapa de calentamiento, no encontrándose alteraciones en la mineralogía magnética durante el proceso.

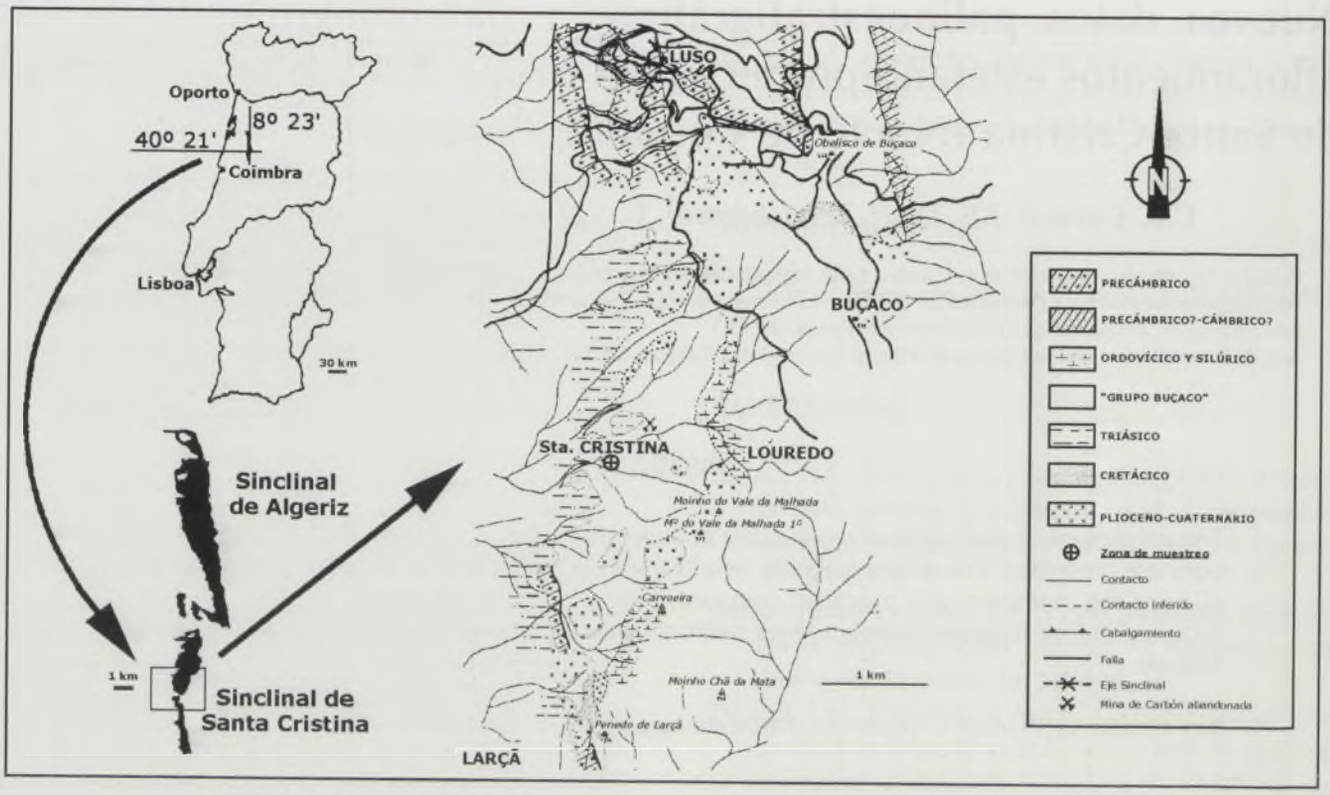


FIGURA 1. *Situación de los afloramientos estudiados (modificado de Wagner et al., 1983).*

Los datos así obtenidos fueron sometidos a un análisis de la componente principal a fin de obtener la Componente de Imanación Característica (ChRM). Las componentes obtenidas tras aplicar la corrección tectónica, se utilizaron para el cálculo del polo geomagnético virtual.

RESULTADOS

De todos los niveles analizados en la búsqueda de conjuntos paleopalinológicos sólo dos han resultado positivos, los denominados Buçaco 9 y 13, que se sitúan sobre y debajo, respectivamente, de una capa de carbón (Fm Vale da Mó) que aflora al lado de la carretera.

Las asociaciones son extremadamente pobres y se encuentran muy mal conservadas lo que ha provocado la repetición de los análisis para obtener más y mejor material. La materia orgánica esta muy evolucionada, posiblemente este efecto se derive de que los materiales han debido estar afectados por cierto gradiente térmico.

Los conjuntos paleopalinológicos continúan siendo estudiados, ya que aunque están mal preservados y son muy escasos, en algunos casos es posible su clasificación. Por el momento se han identificado conjuntos palinológicos, caracterizados por *Potonieisporites novicus*, que nos indican que los materiales aflorantes corresponden al Estefaniense C (Carbonífero superior) o Autuniense (Pér-

Unidades estratigráficas		Espesor	Datación	
			Wagner *et al.* (1983)	En este articulo
"Grupo Grés de Silves" (Soares *et al.*, 1985)			Triásico Superior	
"Grupo Buçaco" (Domingos *et al.*, 1983; Wagner *et al.*, 1983)	Fm Monçarros	>200m	Autuniense	
	Fm Vale da Mó	(40 m?)	–	Limite Carbonífero /Pérmico
	Fm Algeriz	c. 200m	Estefaniense C	

FIGURA 2. *Descripción de la sucesión estratigráfica y dataciones relacionadas con los materiales estefano-pérmicos de los sinclinales de Algeriz y Santa Cristina.*

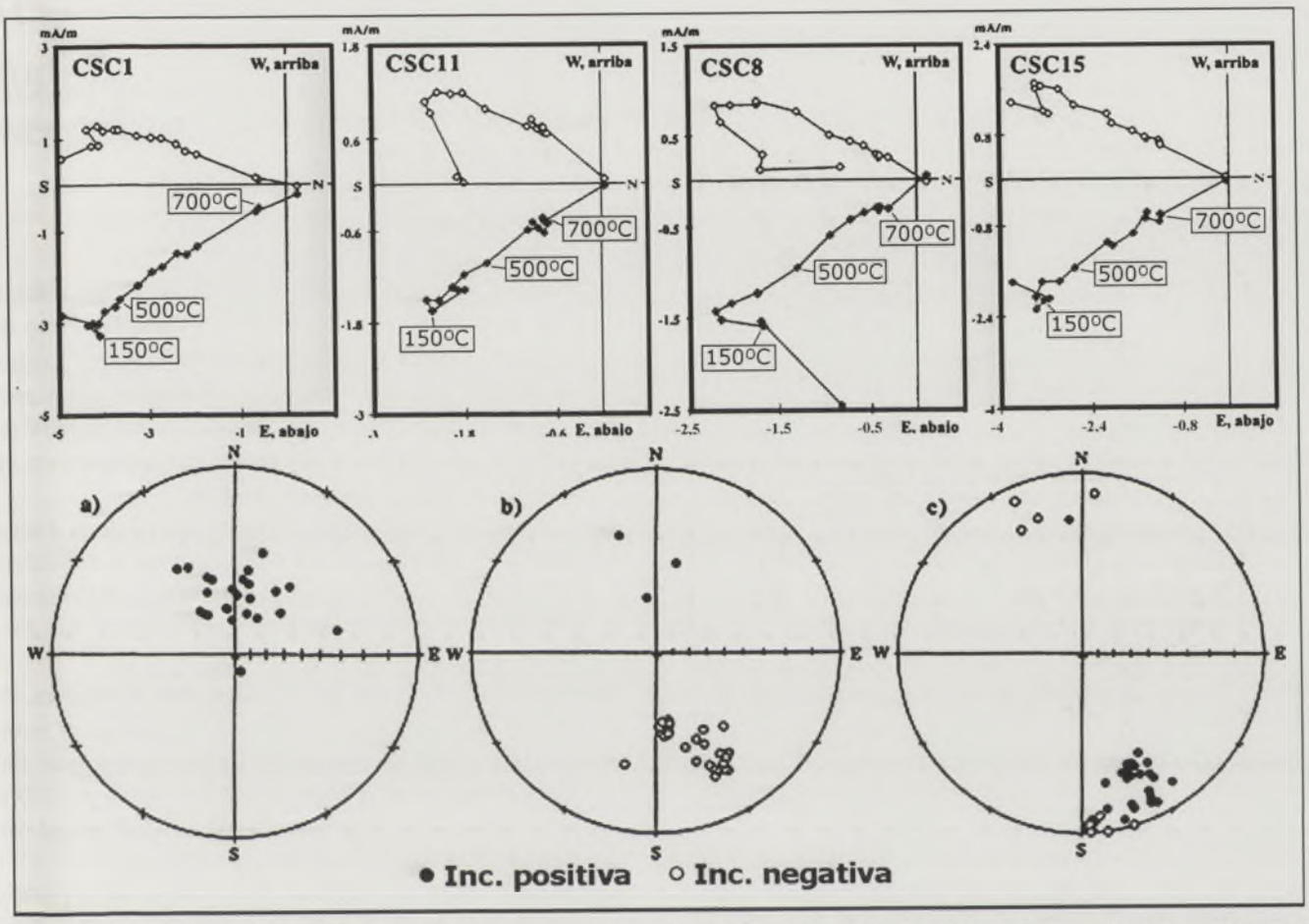


FIGURA 3. *Diagramas de Zijderveld mostrando la desimanación térmica de 4 muestras seleccionadas. a) Proyección estereográfica de la CSCII sin corrección tectónica, b) de la CSCI sin corrección tectónica, c) de la CSCI con corrección tectónica.*

mico Inferior), o lo que es lo mismo al transito Carbonífero-Pérmico.

Esta atribución temporal es coherente con los datos de macroflora de Wagner *et al.* (1983), que proponen que las floras presentes en los afloramientos "pérmicos" (Teixeira, 1942) del Sinclinal de Algeriz en realidad deben de atribuirse a la parte más alta Estefaniense C (o el límite más inferior del Autuniense), ya que los niveles prospectados para el presente trabajo en el sinclinal de Sta. Cristina coinciden con las facies lacustres de la Fm Vale da Mó (Wagner *et al.*, 1983). Aún así cabe destacar la importancia del hallazgo que permite, por primera vez, basar la atribución estratigráfica de los materiales aflorantes en el Sinclinal de Sta. Cristina según criterios palinológicos.

Los diagramas de Zijderveld (Fig. 3) muestran la existencia de dos componentes de desimanación bien marcadas. La primera de ellas, CSCII (Fig. 3a), presenta una temperatura de desbloqueo cercana a 200°C. Su dirección, antes de la corrección tectónica, es similar a la del campo geomagnético actual y se considera por tanto una componente reciente.

La segunda componente, CSCI (Figs. 3b y 3c), se define para la mayoría de las muestras entre los 600°C y el origen. Las direcciones de esta componente para tres de los sitios estudiados presentan los siguientes valores después de la corrección tectónica, DEC = 156,5°, INC = 14,4°, k = 206,4, α_{95} = 8,6°. El polo geomagnético virtual correspondiente a estos valores se sitúa en 41,9° de latitud y 194,2° de longitud (Fig. 4). Estos sitios presentan inclinaciones relativamente bajas y positivas que pueden corresponderse a un campo de polaridad invertida registrado en el hemisferio sur, a una paleolatitud cercana a 7° S. Esto sitúa la placa ibérica al Sur del Ecuador en esta época.

Los restantes sitios presentan componentes con valores de inclinación muy próximos a la horizontal, tanto positivos como negativos. Cuatro de los especimenes permitirían definir una polaridad normal que, de ser significativa, se corresponderían a un subcron también normal. De ser así, el resto de las direcciones obtenidas para este grupo podrían estar asociadas a periodos de polaridad inversa, muy posiblemente durante el supercron del Kiaman.

CONCLUSIONES

Los trabajos palinológicos apoyan las atribuciones realizadas con macroflora para materiales similares en el sincli-

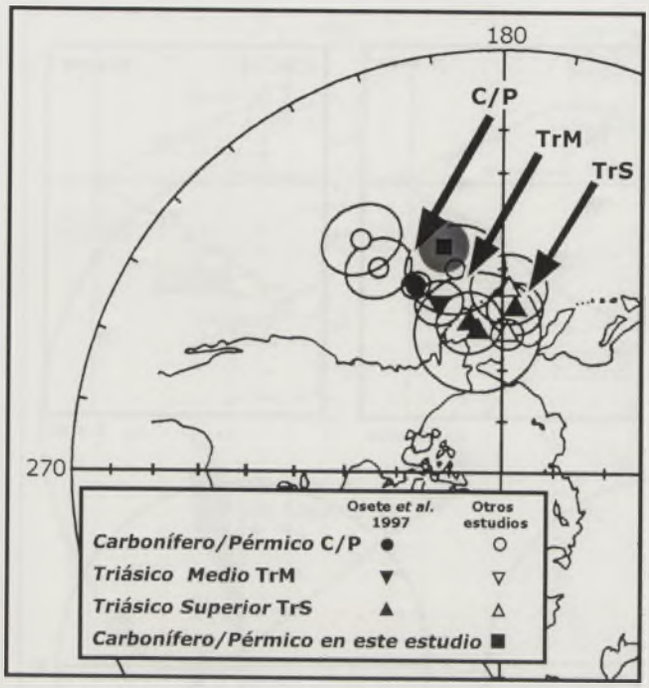


FIGURA 4. *Curva de deriva polar desde el Carbonífero hasta el Triásico obtenida por diversos autores. En gris se muestra el polo paleomagnético obtenido en este estudio.*

nal de Algeriz y datan de manera fiable y precisa los niveles estudiados en el sinclinal de Sta. Cristina como el límite Estefano-Pérmico. Y permite afirmar que el hiato estratigráfico infratriásico abarca la casi totalidad del Pérmico (Autuniense basal), llegando hasta el Triásico Superior (Palain, 1976; Diez, 2000), el estudio palinológico de los materiales triásicos suprayacentes se encuentra en progreso. Las direcciones paleomagnéticas obtenidas son consistentes con la CDPA de Iberia de Osete *et al.* (1997). En concreto, presentan pequeñas diferencias angulares con los datos de Van Der Voo (1969), probablemente obtenidos en esta serie (DEC = 149,0°; INC = 11,0°; N = 17; α_{95} =7°), y a los que estos autores atribuyen un rango temporal más amplio. Esta diferencia puede estar ocasionada por no tener en cuenta la posible existencia de una suave discordancia intracarbonífera, la dificultad en aislar las componentes de imanación originales desimanando por campos alternos y/o a una mayor dispersión de las muestras a lo largo de toda la sección El polo presentado en este trabajo, cuya edad se asigna con precisión al límite Carbonífero-Pérmico confirma la posición general de Iberia propuesta por Van der Voo (1993). El mejor control geocronológico y tectónico de los materiales y las ventajas de la desimación térmica en series de este tipo contribuye a refinar la CDPA de Iberia durante el Carbonífero y Pérmico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos BTE2002-00775, HP2001-38 del MCyT de España y Acção Luso-Espanhola E-6/02.

REFERENCIAS

Chaminé, H.I., Gama Pereira, L.C., Fonseca, P.E., Moço, L.P., Fernandes, J.P., Rocha, F.T., Flores, D., Pinto de Jesus, A., Gomes, C., Soares de Andrade, A.A. y Araújo, A. (2003): Tectonostratigraphy of Middle and Upper Paleozoic black shales from Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36: 649.

Diez, J.B. (2000): Geología y Paleobotánica de la Facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones bioestratigráficas en el Peritethys Occidental. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza/Univ. Pierre et Marie Curie-París-6, 424 p.

Domingos L.C.G., Freire, J.L.S., Silva, F.G., Gonçalves, F., Pereira, E. y Ribeiro, A. (1983): The structure of intramontane upper Carboniferous Basins in Portugal. En: *The Carboniferous of Portugal* (M.J.L. Sousa y J.T. Oliveira, Eds.), Mem. Serviços Geológicos de Portugal, 29: 187-194. Lisboa.

Osete, M.L., Rey, D., Villalaín, J.J. y Juarez, M.T. (1997): The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geologie en Mijnbouw*, 76: 105-119.

Palain, C. (1976*): Une série détritique terrigène les "Grès de Silves": Trias et Lias Inférieur du Portugal*. Mem. Serviços Geológicos de Portugal, 25. Lisboa.

Soares, A.F., Marques, J.F. y Rocha, R.B. (1985): Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Mem. Not. Mus. Lab. Geológico Univ. Coimbra*, 100, 41-71, Coimbra.

Teixeira, C. (1942): Elementos para o estudo da flora fóssil do Autuniano do Buçaco. *Publi. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 2ª Sér., 27: 1-32, Ests I-XII.

Van Der Voo, R. (1969): Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7: 5-56.

Van Der Voo, R. (1993): *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, 441 p.

Wagner, R.H., Lemos de Sousa, M.J. y Gomes da Silva, F. (1983): Stratigraphy and fossil flora of the Upper Stephanian C of Buçaco, North of Coimbra (Portugal). En: *Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula* (M.J. Lemos de Sousa, Ed.), Porto, 127-170.

Magnetoestratigrafía y magnetismo ambiental de las Facies de Tudela (Mioceno inferior) en las Bardenas Reales de Navarra (sector occidental de la cuenca del Ebro)

J.C. Larrasoaña[1], M. Garcés[2], X. Murelaga[3] y E. Beamud[1,4]

1 Laboratori de Paleomagnetisme UB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", C/ Lluis Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. jcl1@soc.soton.ac.uk, betbeamud@ub.edu
2 Group of Geodynamics and Basin Analysis, University of Barcelona, Facultat de Geologia, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu
3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad del Pais Vasco, Aptdo. 644, E-48080 Bilbao. gppmubej@lg.ehu.es
4 Laboratori de Paleomagnetisme UB-CSIC, Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", Lluis Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona. betbeamud@ub.edu

ABSTRACT

In this study we present the first magnetostratigraphic and environmental magnetic results from the lower unit of the Tudela Formation, the Tudela Facies. This unit is composed of lacustrine, palustrine and distal aluvial facies that represent the Miocene sedimentary filling of the central sector of the western Ebro basin. Our magnetostratigraphic results enable accurate dating of the Tudela Facies, whose lower and upper boundaries can be dated at 20.725 myr (base of chron C6An.2n) and 18 myr (chron C5Dr), respectively. Preliminar environmental magnetic data suggest, based on the presence of hematite formed during oxidation processes, that the lower part of the Tudela Facies was deposited under relatively more arid conditions. This interpretation is consistent with previous environmental data derived from mammal and ostracods faunas, obtained both in the study area and in other Iberian Miocene basins.

Key words: *magnetostratigraphy, environmental magnetism, Miocene, Ramblian, Ebro Basin.*

INTRODUCCIÓN

Las Bardenas Reales de Navarra se asientan sobre los materiales Miocenos de origen fluvial y lacustre de la Formación Tudela, que constituyen el relleno sedimentario acumulado en la parte centro-occidental de la cuenca del Ebro durante los últimos estadios de la formación de los Pirineos y la Cordillera Ibérica (Fig. 1). La Fm Tudela se divide en dos miembros principales (Fig. 2; ver Faci *et al.*, 1997), de los cuales el inferior (Facies de Tudela) se apoya concordante sobre los yesos de la Fm Lerín y el superior (Calizas de Sancho Abarca) incluye los materiales más recientes conservados en el sector navarro de la cuenca terciaria del Ebro. Debido a la posición alejada de los márgenes de la cuenca y a la ya decreciente actividad tectónica en dichos márgenes durante el Mioceno, los materiales de la Fm Tudela han registrado las condiciones ambientales y climáticas que se dieron durante su depósito, tal y como lo atestiguan los estudios de las faunas de vertebrados terrestes y ostrácodos realizados por Murelaga *et al.* (1997), Murelaga (2000) y Murelaga *et al.* (2002). Con el fin de poner en un contexto cronológico preciso toda la información estratigráfica y paleogeográfica registrada en los materiales de la Fm Tudela, se ha abordado la realización de un estudio magnetoestratigráfico de dicha formación. Además de dicho trabajo, se ha realizado un estudio preliminar de magnetismo ambiental encaminado a examinar los posibles cambios climáticos y ambientales registrados en las propiedades magnéticas de los materiales estudiados. En esta comunicación se presentan los resultados obtenidos del miembro inferior de la Fm Tudela (e.g., las Facies de Tudela), ya que es en dicho miembro donde se dispone de información bioestratigráfica y paleoambiental previa derivada de los estudios paleontológicos realizados por Murelaga *et al.* (1997), Murelaga (2000) y Murelaga *et al.* (2002).

MATERIAL Y MÉTODOS

Las Facies de Tudela están constituídas por lutitas de tonalidades rojizas, ocres, amarillentas y grisáceas entre las que se intercalan niveles de orden decimétrico y centimétrico de calizas, areniscas y yesos. Estos materiales se depositaron en la zona de transición situada entre los lagos que ocupaban el sector central de la cuenca del Ebro, que en ocasiones tenían carácter evaporítico, y las extensas llanuras aluviales distales que drenaban la Cordillera Ibérica y los Pirineos (Faci *et al.*, 1997). El estudio se ha centrado en 6 secciones magnetoestratigráficas que se agrupan en tres secciones compuestas e inclu-

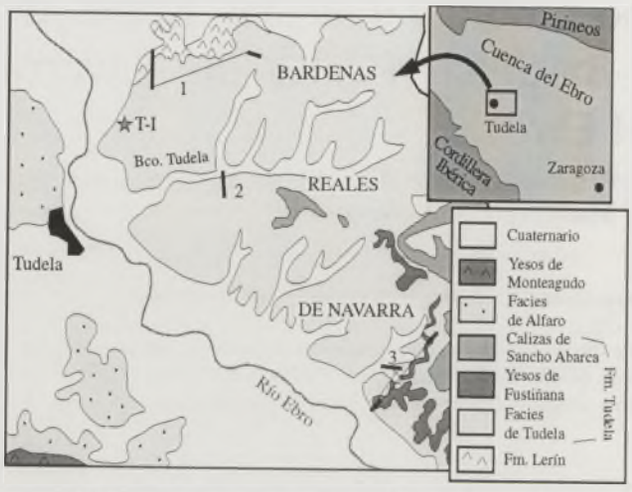


FIGURA 1. *Localización y cartografía geológica del área de estudio. Los números indican las secciones muestreadas: 1) Cabezo Marijuán compuesta; 2) Barranco Tudela; 3) Barranco del Fraile compuesta. El asterisco indica la posición del yacimiento de Tudela 1.*

yen los materiales del techo de la Fm Lerín, todo el conjunto de las Facies de Tudela y la base de las Calizas de Sancho Abarca. El espaciado medio de cada estación de muestreo es de 2,5 m, lo cual se correspondería con una duración de 25-35 kyr teniendo en cuenta las tasas de sedimentación (7-15 cm/kyr) habituales en otros sectores de la cuenca del Ebro (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002). En la mayoría de las estaciones, el material muestreado ha sido suficiente como para llevar a cabo el análisis paleomagnético y el estudio preliminar de las propiedades magnéticas. El análisis paleomagnético ha consistido en la desmagnetización térmica progresiva, con pasos de entre 30°C y 50°C en los intervalos de definición de la magnetización característica, de unas 210 muestras. Los datos de magnetismo ambiental se han basado en la medida de la magnetización remanente isotérmica (IRM) aplicada a 0,3 T y 0,9 T, cuyo valor se ha normalizado por la masa de las muestras. La IRM@0.,3T da una idea sobre las variaciones relativas en la concentración de minerales de baja coercitividad, mientras que la "*hard*" HIRM (=IRM@0,9T-IRM@0,3T) proporciona información sobre las variaciones relativas en la concentración de minerales de alta coercitividad.

Las series muestreadas incluyen dos de los yacimientos con faunas de vertebrados terrestres descritos recientemente por (Murelaga, 2000), que se denominan Barranco de Tudela 3 (BT3) y Barranco del Fraile 2 (BF2). En base al contenido en micromamíferos, dichos yacimientos se asignan a la biozona local A, que constituye la mitad superior del Rambliense (Daams *et al.*, 1987). Durante el muestreo paleomagnético de la sección del Cabezo Marijuán, se localizó un nuevo yacimiento de micromamíferos (CM) que pertenece a la biozona local Z. Este nuevo yacimiento se sitúa en la base de un paquete de calizas que se correlaciona lateralmente con el nivel calcáreo asociado al yacimiento Tudela-I, cuya localización se conocía sólo de manera aproximada al haber sido explotadas las calizas como cantera.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La mayoría de las muestras estudiadas, especialmente las lutitas de tonos ocres y amarillentos y algunas calizas, presentan una componente de baja temperatura que suele ser subparalela al campo actual. La temperatura de desbloqueo (< 200°C) indica que reside en goetita, formada presumiblemente durante procesos de alteración subactuales. Las características de la componente de alta temperatura varían en función de la litología (Fig. 2). En muchas de las arcillas rojizas, dicha componente se desbloquea completamente por encima de 650°C, lo que indica el predominio de la hematites (Fig. 2a). En el caso de las lutitas ocres y amarillentas y de alguna lutita rojiza, la componente característica se desbloquea completamente por debajo de 600°C, lo que indica la contribución predominante de la magnetita. Las lutitas grises y las calizas muestran magnetizaciones iniciales más debiles que el resto de las lutitas, así como comportamientos algo más inestables. Destacan las caídas bruscas de la desmagnetización por debajo de 420°C, lo que parece indicar la presencia de magnetita aunque no se puede descartar la contribución de sulfuros de hierro magnéticos en algunos niveles puntuales. La componente característica de la mayoría de las muestras presenta trayectorias rectilíneas que se dirigen al origen de coordenadas del diagrama de desmagnetización, y aparece con ambas polaridades independientemente del tipo de roca. Debido a que las series estudiadas se disponen en posición sub-horizontal, no se pudo realizar una prueba del pliegue para determinar el origen de la magnetización característica. Sin embargo, la presencia de polaridades normales e inversas sugiere, junto con el valor medio de las inclinaciones, que dicha componente representa una magnetización dipolar miocena adquirida en el momento de formación de las rocas.

Teniendo en cuenta las direcciones paleomagnéticas obtenidas, se puede construir una secuencia de cambios de polaridad para las tres secciones estudiadas (Fig. 3). En la sección de Cabezo Marijuán se identifican tres intervalos de polaridad normal (N1, N2 y N3), siendo el basal muy corto, el intermedio de potencia moderada y el superior muy potente. Dichos intervalos aparecen separados por dos intervalos de polaridad inversa (R1 y R2). La sección de Barranco Tudela comienza con un intervalo de polaridad normal muy largo que, por correlación litológica con la sección de Cabezo Marijuán, se debe corresponder con el intervalo N3 descrito anteriormente. Por encima aparecen un intervalo de polaridad inversa y otro de polaridad normal, que se han denominado R3 y N4, respectivamente. La sección de Barranco del Fraile presenta un intervalo de polaridad normal intermedio que divide el resto de la sección en dos intervalos inversos de corta duración. La correlación litológica y fotogeológica de las series permite determinar que el intervalo normal de la sección del Barranco del Fraile debe corresponderse con el intervalo N4 de Barranco de Tudela, de manera que el intervalo inverso infrayacente se correlacionaría con el R3. El intervalo superior de polaridad inversa se ha denominado R4.

La presencia en las series estudiadas de yacimientos de las biozonas Z y A, junto al claro patrón de cambios de polaridad obtenido en las series estudiadas, permiten una corre-

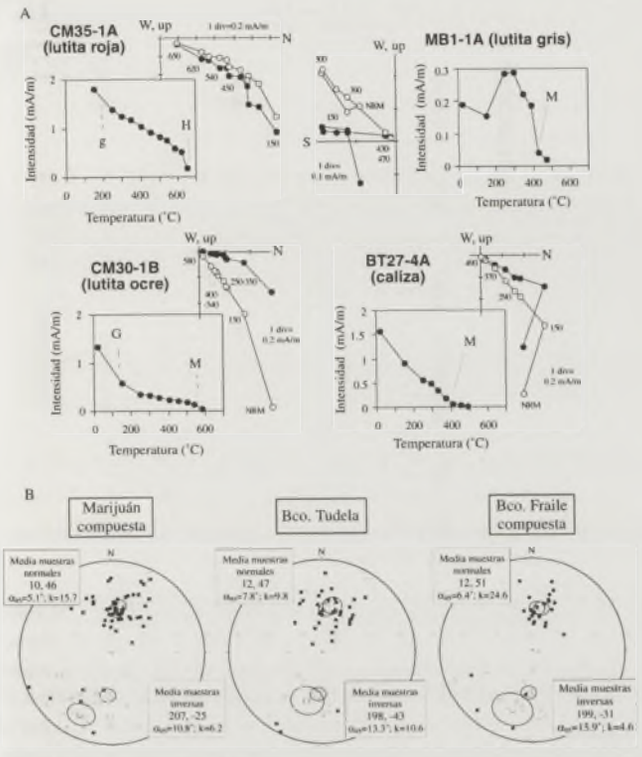


Figura 2. *A) Diagramas ortogonales de desmagnetización progresiva de varias muestras significativas, representativas de los cuatro tipos principales de litologías muestreadas. Los puntos negros (blancos) representan proyecciones en el plano horizontal (vertical). Las líneas grises de trazo grueso señalan el ajuste de mínimos cuadrados utilizado para cada muestra con el fin de calcular la dirección de la componente característica. Los números indican la temperatura de los pasos de desmagnetización, en grados centígrados. Para cada muestra se ha mostrado la evolución de la MRN durante el tratamiento térmico. Las letras en mayúscula (minúscula) indican los minerales predominantes (subordinados) en cada muestra: M=magnetita; H=hematites; G=goetita. B) Proyección estereográfica de las direcciones de la componente característica, agrupadas por secciones. Los puntos negros (blancos) indican proyección en el hemisferio inferior (superior). Los cuadrados grises señalan la dirección media obtenida para cada polaridad y sección, que viene acompañada del su ángulo de confianza (α_{95}) y su parámetro de precisión (k). La dirección Miocena de referencia (Dec=5° Inc=51°) está representada por la estrella y viene acompañada por su α_{95} (6°).*

lación inequívoca con la ETPM (Cande y Kent, 1995). Así, el intervalo N3, que triplica en potencias al resto de intervalos, debe corresponderse con el cron C6n, que triplica en duración a cualquiera de los crones adyacentes. De esta manera, los intervalos N1, N2 y N3 deben corresponderse con los crones C6An.1n, C6An.2n y C5En, respectivamente, mientras que los intervalos R1 a R4 deben corresponderse con los crones C6An, C6r, C5Er y C5Dr. La correlación de la magnetoestratigrafía con la ETPM permite datar con precisión los límites de las Facies de Tudela (Fig. 3). El límite entre las formaciones de Lerín y Tudela se localiza en la base del cron de polaridad normal C6An.2n y tiene, por tanto, una edad de 20.725 Ka. El límite entre las Facies de Tudela y las Calizas de Sancho Abarca se sitúa en el cron de polaridad inversa C5Dr y, en función de su posición estratigráfica respecto al último límite datado magnetoestratigráficamente (techo de C5En) y considerando una tasa de sedimentación similar a la de dicho cron, se le puede asignar una edad de 18,04 Ma.

En la figura 3 se muestran las variaciones de la IRM@0,3T y la HIRM en función de la edad. Se observa cómo los valores de IRM@0,3T consistentemente más bajos aparecen en los tramos netamente lacustres (parte intermedia de las Facies de Tudela y Fm Lerín), mientras que los valores más altos aparecen en las facies aluviales y fluviales (parte inferior y superior) de las Facies de Tudela. Esta clara correlación entre el tipo de facies, que refleja la energía del medio sedimentario, y el valor de IRM@0,3T, que en ausencia de otros minerales de baja coercitividad refleja variaciones en el contenido en magnetita, apunta hacia un origen detrítico de dicho mineral magnético. En cuanto a la HIRM, sus valores más altos aparecen asociados a los niveles lutíticos rojos en los que el mineral magnético predominante es la hematites. El hecho de que la HIRM no varíe en paralelo con la IRM@0,3T sugiere que el origen de la hematites no es detrítico. En este caso, y puesto que la hematites registra la magnetización Miocena, interpretamos que dicho mineral deriva de procesos de oxidación ocurridos en los sedimentos muy poco tiempo después de su depósito. Este dato tiene importantes implicaciones paleoambientales, ya que la formación y preservación de hematites en medios sedimentarios se ve favorecida en ambientes bien oxigenados y bajo condiciones climáticas áridas (Maher, 1986). De acuerdo con esta interpretación, consideramos que el brusco descenso en el contendo de hematites que se observa en la parte media de las Facies de Tudela marcaría el tránsito de un clima árido, predominante durante el depósito de la parte inferior de las Facies de Tudela, a un clima más húmedo, predominante durante el depósito de la parte superior de dichas facies. Esta interpretación coincide plenamente con la evolución paleoambiental y paleoclimática establecida para el Rambliense en base a las faunas de vertebrados (Murelaga, 2000; Murelaga *et al.*, 2002) y de ostrácodos (Murelaga *et al.*, 1997) que aparecen en las Facies de Tudela. Así, en la parte basal del Rambliense (biozona Z, mitad inferior de las Facies de Tudela), las faunas indican un medio árido con pocas masas arbóreas mientras que en la parte superior del Rambliense (biozona A, mitad inferior de las Facies de Tudela) se constata la desaparición de las especies de clima seco y hábitats abiertos y la aparición de especies de climas más húmedos asociadas a bosques. Esta variación climática es similar a la propuesta por otros autores para el Rambliense de otras cuencas continentales ibéricas (Van der Meulen y Daams, 1992), lo que sugiere que dicha variación climática operó, al menos, a una escala regional importante.

CONCLUSIONES

El estudio magnetoestratigráfico de la Facies de Tudela ha permitido establecer con precisión el límite entre las formaciones Lerín y Tudela, que queda datado en 20.725 ka

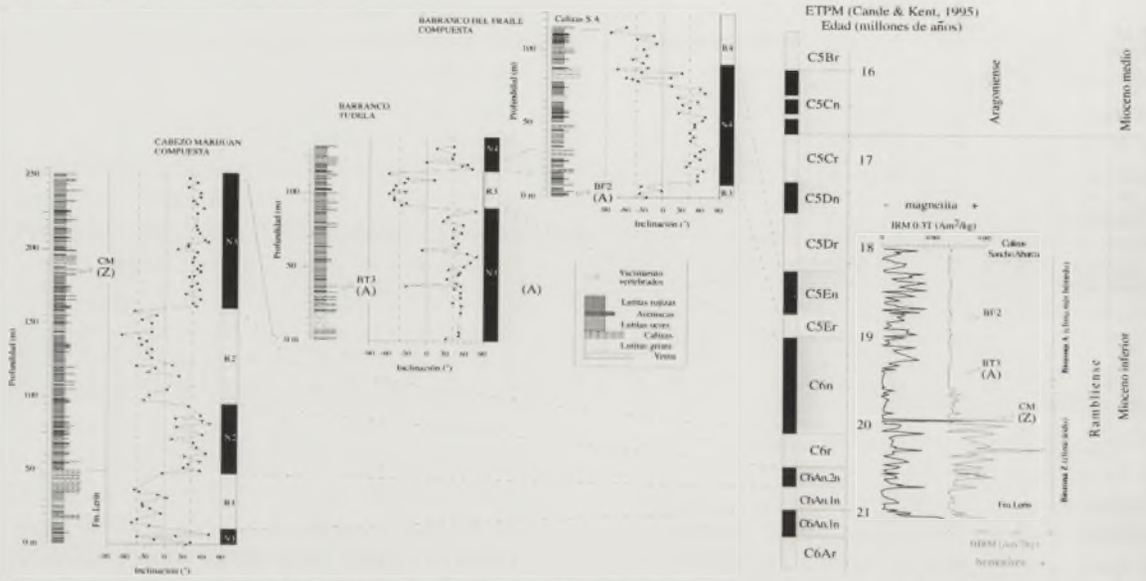


Figura 3. *Patrón de cambios de polaridad obtenidos para las Facies de Tudela y correlación propuesta con la ETPM. BT3, BF2 y CM señalan la posición estratigráfica de los yacimientos de Barranco Tudela y Barranco del Fraile (Murelaga, 2000) y de Cabezo Marijuán, respectivamente. Las líneas continuas señalan los niveles de correlación litológica entre las distintas series, y mientras que las líneas discontinuas indican la correlación de las magnetozonas con la ETPM. En la parte derecha de la figura se han representado la variación de la IRM@0,3T y de la HIRM en función de la edad. El perfil se han completado siguiendo la sección compuesta y la conversión de profundidades a edad se ha realizado a partir del modelo de edad establecido por la magnetoestratigrafía. Las propiedades magnéticas se han comparado con las variaciones ambientales propuestas por Murelaga et al. (1997), Murelaga (2000) y Murelaga et al. (2002) en base a los datos paleontológicos obtenidos para las biozonas Z y A.*

(base del cron C6An.2n), y el límite entre las Facies de Tudela y las Calizas de Sancho Abarca, que queda datado en torno a 18 millones de añosMa (cron C5Dr). Por otra parte, el estudio preliminar de magnetismo de rocas ha permitido establecer las variaciones relativas en el contenido de hematites, cuya formación parece reflejar el predominio de condiciones climáticas áridas en la parte inferior de las Facies de Tudela. Estos datos son consistentes con la interpretación paleoclimática derivada de los estudios paleoambientales realizados tanto en la zona de estudio como en otras cuencas ibéricas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la ayuda prestada en el campo de Alejandro Urmeneta y Ruben Arcos (Comunidad de las Bardenas), así como la financiación por parte del Gobierno de Navarra (Ayuda para Perfeccionamiento de Doctores; J. C. L.), el Ministerio de Educación y Ciencia (BOS2000-1369 y BTE2003-07252) y la Universidad del País Vasco /EHU (9/upv00121.310-15303/2003).

REFERENCIAS

Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jounal of Geophyscal Research*, 100: 6093-6095.

Daams, R., Freudenthal, M. y Werd van der, A. (1987): Ramblian: a new stage for continental deposits of Early Miocene age. *Geologie Mijnbow*, 65: 297-308.

Faci, E., Castiella, J., del Valle, J., García, A., Díaz, A., Salvany, J.M., Cabra, P., Ramírez del Pozo, J. y Meléndez, A. (1997): *Mapa geológico de Navarra 1:200.000*, Gobierno de Navarra, 142 pp.

Maher, B.A. (1986): Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 76-92.

Murelaga, X. (2000): *Estudio de las faunas de vertebrados del Mioceno inferior de las Bardenas Reales de Navarra y áreas colindantes (Cuenca del Ebro, Navarra).* Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 363 p.

Murelaga, X., Caballero, F., Rodriguez-Lazaro, H., Astibia, H. y Pereda-Suberbiola, X. (1997): Análisis preliminar de los ostrácodos del Mioceno Inferior de las bardenas Reales (Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 22: 129-132.

Murelaga, X., Pereda-Suberbiola, X., de Broin, F.L., Rage, J.C., Duffaud, S., Astibia, H. y Badiola, A. (2002): Amphibians and reptiles from the Early Miocene of the Bardenas Reales of Navarra (Ebro Basin, Iberian Peninsula). *Geobios*, 35: 347-365.

Pérez-Rivarés, J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la Sierra de Alcubierre. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15 (3-4): 211-225.

Van Der Meulem, A.J. y Daams, R. (1992): Evolution of the Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long-term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 227-253.

Parámetros magnéticos de los suelos de la periferia de Coimbra (Portugal)

A. Lourenço[1], C.R. Gomes[1], D. Rey[2] y J. Pratas[1]

1 Centro de Geociências, Univ. de Coimbra, Largo Marquês de Pombal, 3000-272 Coimbra, Portugal. ana.malho@esoterica.pt, romualdo@ci.uc.pt
2 Depto. de Xeociências Mariñas y Ordenación do Territorio, Univ. de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra), España. danirey@uvigo.es

ABSTRACT

The main goal of this study is to investigate the magnetic properties of topsoils in an area of about 16 Km² near Coimbra. Also, the possible linkages between contents on heavy metals and magnetic parameters were investigated. 104 surface samples were taken over a square grid with a cell size of 500 m, and at various distances from the main roads. Laboratory measurements of high- and low-field susceptibilities were performed using Bartington MS2 dual-frequency meter. Direct magnetic fields up to 3T were used to acquire isothermal remanent magnetization using MMPM9 magnetizer, measured with a Molspin Minispin magnetometer. A subset of these soil samples (N=39) were analyzed for Pb, Zn, Co, Cu, Cr and Ni by using atomic absorption spectroscopy (Perkin-Elmer 2380). Susceptibility values are in the range 6 to 325x10⁻⁵SI and MRI_{1T} values in the range 0.25 to 18.174 A/m. High correlation coefficients between these two parameters were found (r=0.8). Higher values of both parameters were reported near roads and rivers. S-ratios (IRM_{-100mt}/SIRM and IRM_{-300mt}/SIRM) and IRM acquisition curves indicated the presence of ferrimagnetic minerals. Concentrations of Pb (=115mg/Kg), Ni (=48mg/Kg), Zn (=387 mg/Kg) and Cu (=78mg/Kg) were higher than the mean background values for the world soils; urban pollution and emission from vehicles seem to be the main reason for these values; for the agricultural soils, chemical products (e.g. fertilizers) are the responsible for the high concentrations in those elements. Positive correlation was found between Pb and IRM, and also between Cu and IRM (0.4 and 0.5 respectively).

Key words: *environmental magnetism, pollution, soils, heavy metals.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Cada vez es más frecuente la utilización de métodos magnéticos en la detección y delimitación de áreas contaminadas, en la cuantificación de niveles de polución, o en la identificación de sus fuentes. En términos generales, el Magnetismo Ambiental es una disciplina relativamente reciente, que aplica técnicas propias del magnetismo de rocas, al análisis de situaciones en las que las condiciones ambientales condicionan el transporte, sedimentación y transformación de los minerales magnéticos. Las propiedades magnéticas de los minerales son indicadores sensibles (*proxies*) a los procesos ambientales, por lo que cada vez se utilizan de forma más diversa y extensa. Las áreas de aplicación incluyen el análisis de paleoclimas, paleoceanografía, arqueología y estudios de la contaminación antropogénica, entre otras. Las ventajas del magnetismo ambiental, frente a otros métodos analíticos, se basa fundamentalmente en su bajo costo, rapidez de las mediciones y su carácter no destructivo, lo que permite reutilizar las muestras en otros estudios (i.e. análisis químicos). La preparación de las muestras para su estudio magnético es relativamente sencillo. En el caso de la susceptibilidad magnética la medición es muy rápida (apenas unos segundos). La ventaja analítica más importante de ésta tiene que ver con su sensibilidad, siendo los límites de detección mucho menores que los métodos geoquímicos convencionales o la difracción de rayos X (Boer, 1999).

La medición de la susceptibilidad magnética de la capa superficial de los suelos ha sido utilizada con éxito para estimar el grado de contaminación en áreas de la periferia de centrales termoeléctricas, fundiciones y siderúrgicas (Kapicka *et al.*, 1999; Petrovsky *et al.*, 2000) e infraestructuras ferroviarias (e. g. Hoffman *et al.*, 1999). Estos estudios ponen de manifiesto que los valores de la susceptibilidad magnética de los suelos de las zonas contaminadas son mayores que los de los suelos no contaminados.

Los objetivos de este trabajo son: 1) la caracterización de las propiedades magnéticas de los suelos en un área de 16 km² en la periferia de la ciudad de Coimbra, localizada entre la estación de ferrocarril Coimbra B y Cidreira; 2) llevar a cabo un estudio de la variabilidad de los resultados, en función de su distribución espacial, y verificar la influencia de las fuentes de contaminación antrópica principales (i.e. tráfico rodado) y 3) comparar los parámetros magnéticos con la concentración de elementos químicos como el Pn, Zn, Co, Cr, Cu y Ni.

LOCALIZACIÓN Y ENCUADRE GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está localizada en el Concello de Coimbra, centro de Portugal (Fig. 1), ocupa cerca de 16 km^2, engloba una parte de la llanura aluvial de la margen derecha del Río Mondego, y está ocupada principalmente por explotaciones agrícolas. Se trata de una zona plana con cotas de alrededor de 13 m, surcada por numerosos canales de drenaje y atravesada por la carretera EN-111, que conecta Coimbra con Figueira da Foz, por la autopista A1 y por otras carreteras y caminos secundarios. No existen núcleos industriales relevantes, a excepción de una fábrica de elementos de hormigón en la zona, que no produce quema de combustibles fósiles.

FIGURA 1. *Localización del área de estudio.*

En este contexto la carretera EN 111 es la principal fuente de contaminación. En hora punta (de 7:30 a 10:15 a.m.) se alcanza un tráfico de 4.500 vehículos.

La zona de estudio se localiza en los terrenos relativamente planos que forman parte de la llanura aluvial del Río Mondego, y que reciben en la toponimia local el nombre de "Campos do Bolão". Se encuadran en el Baixo Mondego, unidad que corresponde a parte de la cuenca que se extiende hacia el oeste de Portela en la zona en la que el río abandona el Macizo Hespérico y recibe al Ceira en su margen izquierda (Soares *et al.*, 1985). La llanura de inundación está constituida por depósitos aluviales heterogéneos en los que predominan arenas y arcillas con materia orgánica asociada. Este depósito descansa sobre formaciones fundamentalmente arenosas del Cenomaniense.

MÉTODOS Y TÉCNICAS

El muestreo se realizó sobre una malla cuadrada de 500 x 500 m. Además se seleccionaron algunos puntos singulares (Fig. 2). Los muestreos se realizaron en los meses de Octubre de 2002, y de Febrero, Marzo, Abril, Mayo y Junio de 2003, siempre después de unos días de tiempo seco.

Se realizaron dos perfiles transversales a la carretera EN-111 y a la autopista A1 (en las proximidades a su intersecciones con la vía de comunicación paralela al río Mondego), con un espaciado de muestreo de 1 m. Se efectuaron otros grupos de perfiles similares a la entrada de Coimbra, donde el tráfico rodado se concentra a las horas punta.

Se estudiaron un total de 104 muestras, que fueron preparadas en el Laboratorio de Sedimentología del Dpto. de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Coimbra.

En cada punto de muestreo se recogió cerca de 1,5 Kg de material en una zona de 30 x 30 x 10 cm, muestreando principalmente el horizonte AB, retirándose previamente los fragmentos líticos de mayores dimensiones y la cubierta vegetal. Las muestras se introdujeron en bolsas de plástico de 22 x 42 cm, que se fecharon y etiquetaron *in situ*.

Las muestras se secaron en una estufa a 40ºC, separándose a continuación la fracción < de 2 mm, sobre la que se realizaron las mediciones magnéticas. Los análisis químicos se realizaron sobre la fracción < 180 μm.

Las determinaciones magnéticas se efectuaron en el laboratorio de Paleomagnetismo del Dpto. de Xeociencias Mariñas de la Universidad de Vigo. La susceptibilidad magnética por unidad de volumen (k) se midió en un puente de susceptibilidad Bartington MS2 con un sensor MS2B a 0,47 y 4,7 KHz. La determinación de la magnetización remanente isotermal (IRM) se realizó en un MiniSpin, siendo impartida en un MMPM9 a campos de 1 T, -100 mT y -300 mT. Adicionalmente se realizó la adquisición de curvas completas de IRM para un conjunto de muestras seleccionados.

Los análisis químicos se realizaron en el Laboratorio de Tratamientos Mineros del Dept. de Ciencias da Terra da Universidade de Coimbra, con un espectrómetro de absorción atómica Perkin-Elmer 2380 con llama de Ar-acetileno para los elementos Cu, Cr, Co, Zn, Ni y Pb.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La susceptibilidad magnética por unidad de volumen (k) varía entre 6 y 325 x 10^{-5} SI. Los valores promedio para este parámetro son relativamente bajos (k med = 29 x 10^{-5} SI). El valor máximo se registró junto a una línea de ferrocarril, en la estación ferroviaria Coimbra-B (k = 325 x 10^{-5} SI), mientras que el valor mínimo (k = 6 x 10^{-5} SI) correspondió a una muestra situada en una zona agrícola, alejada de carreteras y canales de la red de drenaje. El valor más frecuente es 30 x 10^{-5} SI. Los valores de la susceptibilidad magnética presentan, como sería de esperar, una correlación elevada con los valores de la IRM_{1T} (R de Spearman = 0,8). De forma más general, los valores más elevados de la susceptibilidad se registran junto a la las carreteras y los canales de las redes de drenaje (Fig. 2).

Junto a las carreteras, los valores están relacionados con el tráfico rodado, responsable de la emisión de varios tipos de partículas contaminantes, ya sean estas derivadas de la quema de combustible, del desgaste de las carrocerías o de la abrasión de las superficies de rodadura. Los valores de IRM_{1T}, y por tanto la concentración de material magnético, aumentan con la proximidad a las carreteras. Esto es consistente con los resultados obtenidos por Gomes *et al.*

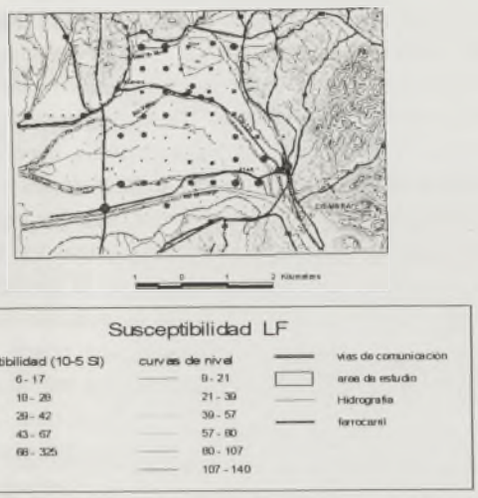


FIGURA 2. *Localización de los puntos de muestreo y valores de la susceptibilidad magnética en los horizontes superficiales del suelo (10^{-5} SI).*

(2003), quienes han identificado el tráfico rodado como la causa principal de contaminación urbana en la Ciudad de Coimbra a partir de la distribución espacial en los valores de IRM_{1T} de hojas de árbol.

La otra zona en la que se registran valores elevados de susceptibilidad magnética es en las proximidades de los cursos de agua. Esto se interpreta como relacionado con un mayor aporte de material detrítico fino durante las etapas de inundación. Es posible que la concentración de emisarios de vertidos urbanos y residuales en estas zonas, también contribuya de forma significativa a aumentar la señal.

La medición de la susceptibilidad magnética con la frecuencia (k_{fd}) medida a 0,47 del 4,7 KHz depende de pequeñas variaciones de tamaño en los granos magnéticos más pequeños (SP) presentes en la fracción fina del sedimento, y es por tanto un indicador granulométrico muy sensible. Los valores de k_{fd} se sitúan en el intervalo esperado entre 0 y 14%. El valor más frecuente es alrededor de 0% lo que implica una pequeña contribución (< 10%) de granos SP en las muestras (Dearing, 1999). En éstos la mineralogía magnética estaría dominada por granos ferromagnéticos de tipo SD y MD, que según Maher (1986) suelen tener un origen antrópico. Aproximadamente en el 9% las muestras valores de k_{fd}% se sitúan en el intervalo 10,0-14,0 indicando una contribución muy importante de partículas SP, lo que generalmente se atribuyen a minerales autigénicos formados como consecuencia de procesos pedogénicos inherentes al desarrollo de un suelo.

Las curvas de adquisición de IRM hasta 3T (Fig. 3), indican la presencia de estructuras ferrimagnéticas, magnetita y/o maghemita. El cálculo de los S-ratios a -100 mT y a -300 mT arrojan valores medios de -0,80 y -0,95 respectivamente, lo que confirma la presencia de ferrimagnéticos.

El análisis de los perfiles perpendiculares a la carretera EN-111 y autopista A1, verifican que los valores de susceptibilidad más elevados (Fig. 4) corresponden a los 10 cm superiores del suelo que orlan el asfalto. La distribución espacial de estos valores indica asimismo un potente influencia de la circulación de automóviles en las propiedades magnéticas de los suelos adyacentes, lo que es consistente con el trabajo de Hoffman *et al.* (1999).

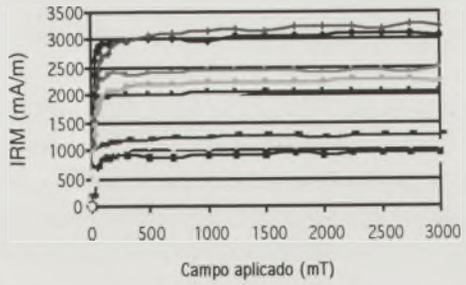


FIGURA 3. *Curvas de adquisición de la IRM para un grupo de muestras representativo.*

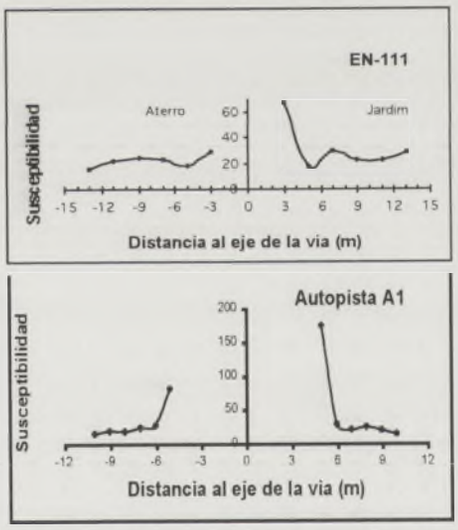


FIGURA 4. *Variación de la susceptibilidad magnética, a lo largo de un perfil transversal a la carretera EN-111 y a la autopista A1.*

El contenido en metales pesados como Cu, Cr, Co, Zn, Ni y Pb se determinó para un grupo de 39 muestras representativas. Estos análisis ponen de manifiesto que las concentraciones medias de Pb (115 mg/kg), Ni (48 mg/kg), Zn (387 mg/kg) y Cu (78 mg/kg) son elevadas si se comparan con los valores promedio mundiales o con los de los suelos agrícolas ingleses que generalmente se toman como referencia (Tabla 1).

TABLA 1. *Cuadro resumen de las concentraciones de los elementos químicos analizado (mg/kg). Valores Ref.: Reimann y Caritat (1998).*

	Zn	Ni	Co	Cr	Cu	Pb
Máx:	699,4	60,6	31,6	60,8	136,8	183,0
Mín:	73,6	36,0	2,6	21,2	19,6	47,2
Media	386,5	48,3	17,1	41,0	78,2	115,1
Valores Ref.	70	20	10	80	25	17

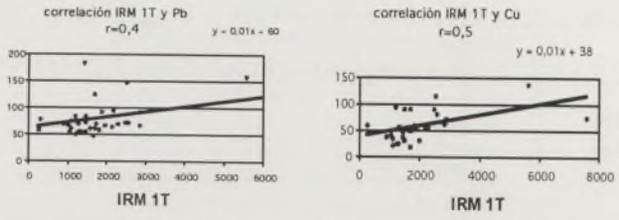


FIGURA 5. *Gráficos de correlación entre las concentraciones de Pb, Cu y IRM_{1T}.*

Por último, se llevó a cabo una correlación entre las concentraciones de estos elementos y el IRM_{1T}. Los índices de correlación positiva más elevados corresponden al Pb y al Cu (r de Spearman=0,4 y 0,5 respectivamente, significativo al 0,01, Fig. 5).

La influencia de otras fuentes de contaminación, o el hecho de que las redes de transporte constituyan una fuente de contaminación difusa, justifica la no correlación entre los demás metales pesados estudiados y la IRM_{1T}. Hannesch y Scholger (2002) hacen notar que la influencia de varias fuentes de contaminación en una zona de estudio, pueden reducir o alterar el grado de significancia de la correlación de la IRM_{1T} con metales individuales. Kapicka *et al.* (1999) sugieren que la variabilidad y presencia de niveles elevados de metales en el medio natural, esto es, la propia variabilidad intrínseca de concentración de fondo natural, puede ser también responsable de la mala correlación entre la susceptibilidad magnética y la concentración de metales pesados, que se observa en algunas zonas.

CONCLUSIONES

La variación espacial de la susceptibilidad muestra una distribución característica, con los valores más elevados en las proximidades de las redes viarias y de los cauces fluviales. Estos valores están asociados, en el caso de los suelos situados en las inmediaciones de las redes viarias, al depósito de partículas ferrimagnéticas (magnetitas/maghemitas), producidas por la circulación de automóviles. Los valores elevados localizados en los márgenes de los cauces fluviales, se atribuyen a partículas ferrimagnéticas de origen detrítico y/o antrópico, transportadas por cursos de agua. Estos últimos son frecuentemente lugar de descarga de emisarios urbanos e industriales. La presencia de mayores cantidades de materia orgánica en los márgenes de los cauces fluviales, puede favorecer la instalación de condiciones propicias para la formación de óxidos de hierro ferromagnéticos.

Los análisis químicos pusieron de manifiesto valores elevados de Pb, Zn, Ni, e Cu, cuando son comparados con valores de fondo promedio mundiales. En los suelos agrícolas, estos valores pueden estar relacionados con la utilización intensiva de herbicidas, fungicidas y fertilizantes; y al igual que en las redes viarias, pueden tener su origen en la circulación de tráfico rodado.

En la zona de estudio también se ha verificado el depósito de cenizas volantes procedentes de la industria cementera de Souselas, los filtros de cuyas chimeneas han sido mejorados recientemente. No obstante, la dirección predominante de los vientos (SE y NO) no parece ser muy favorable a este tipo de transporte. Por el contrario, la existencia en esta zona de un núcleo urbano muy antiguo puede justificar los elevados valores observados en algunos elementos, especialmente en relación con procesos de acumulación histórica.

Este estudio evidencia, una vez más, las ventajas de la utilización de las propiedades magnéticas en la delimitación de zonas en las que los efectos de la contaminación, y en concreto de la contaminación de automóviles son más evidentes. Se destaca el potencial que posee la rapidez, facilidad de uso y reducido coste de los métodos magnéticos en la medida en éstos pueden proporcionar la base para seleccionar las zonas de muestreo en las que concentrar los análisis químicos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el ámbito del Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

REFERENCIAS

Boer, C.B. (1999): Rock-Magnetic Studies on Hematite, Maghemite and Combustion-Metamorphic Rocks. *Geol. Ultra.*, 177: 245p.

Dearing, J. (1999): *Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System*. Chi Publishing, 52p.

Gomes, C.S.R., Rey, D. y Rocha, A.R. (2003): Propriedades magnéticas de folhas de árvores e níveis de poluição em Coimbra. En: *Magiber II*, Livro de Comunicações, Coimbra, Portugal.

Hanesch, M. y Scholger, R. (2002): Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements. *Environmental Geology*, 42: 857–870.

Hoffmann, V., Knab, M. y Appel, E. (1999): Magnetic susceptibility mapping of roadside pollution. *Journal of Geochemical Exploration*, 66: 313-326.

Kapicka, A., Petrovsky, E., Ustjak, S. y Macháyková, K. (1999): Proxy mapping of fly-ash pollution of soils around a coal-burning power plant: a case study in the Czech Republic. *Journal of Geochemical Exploration*, 66: 291-297.

Maher, B. (1986): Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Phyycs of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 76-92.

Petrovsky, E., Kapicka, A., Jordanova, N., Knab, M. y Hoffmann, V. (2000): Low-field magnetic susceptibility: a proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems. *Environmental Geology*, 39: 312-318.

Reimann, C. y Caritat, P. (1998): *Chemical elements in the environment*. Springer-Verlag, 398 p.

Soares, A.F., Marques, J.F. y Rocha, R.B. (1985): Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 100: 41-71.

Aplicación de técnicas magnéticas al estudio de alta resolución de sedimentos Cuaternarios de la plataforma continental adyacente a las Rías Baixas de Galicia

K. Mohamed, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas

Departamento de Xeociencias Marinas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo, 36200 Vigo. kmohamed@uvigo.es

ABSTRACT

The continental shelf off southern Galicia constitutes a complex sedimentary environment characterised by the seasonal influence of the coastal upwelling, the influence of the nearby, highly productive, Rías Baixas and the presence at the southernmost part of the Miño river. High-resolution magnetic characterisation has been carried out on vibrocore ZV-27, recovered in the continental shelf adjacent to the Ría de Vigo. Low-field magnetic susceptibility, IRM acquisition and ARM were measured on this core at 1 cm resolution. The results show higher values of all these parameters in the upper 50 cm, below this interval, values decrease rapidly with depth. Coercitivity dependent parameters have proved useful in determining the origin of the measured signal. Large differences in coercitivity spectra have been detected, suggesting a multimineralogical origin of the magnetic behaviour. Reductive dissolution of the magnetic minerals is considered as the driving engine of the processes leading to the change in the magnetic properties. This interpretation is supported by a relative coarsening of the soft magnetic minerals with depth, as a result of the faster dissolution of the finer grain sizes during diagenesis.

Key words: *continental shelf, environmental magnetism, early diagenesis, U-channel.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de las propiedades magnéticas como indicadores paleoclimáticos en sedimentos marinos es una disciplina ampliamente utilizada (Maher y Thompson, 1999). Este tipo de estudios se llevan habitualmente a cabo en ambientes alejados de fuentes terrígenas de sedimentos, tratando de obtener un registro representativo de los potenciales cambios climáticos expresados en los depósitos sedimentarios. Sin embargo, las mayores tasas de sedimentación de los ambientes costeros permiten obtener registros de más resolución temporal que los de ambientes marinos profundos.

Este tipo de ambientes presentan frecuentemente intensos fenómenos de diagénesis temprana debido a su elevado contenido en materia orgánica (M. O.). Aunque este tipo de procesos dificultan la identificación e interpretación de señales magnéticas relacionadas con fenómenos paleoclimáticos, su presencia puede explicarse en ocasiones como un fenómeno modulado climáticamente (Sahota *et al.*, 1995). Una aplicación de este acoplamiento sería la determinación del establecimiento de los fenómenos de afloramiento costero, así como de las variaciones en su intensidad. Estos procesos diagenéticos inducidos durante la descomposición de la M. O. son un factor a tener en cuenta, especialmente en medios de elevada producción biológica como la plataforma continental gallega.

El presente estudio se centra en la caracterización a alta resolución de las propiedades magnéticas del testigo de vibración ZV-27 (42º 8.67' N, 8º 55.73' O) obtenido en 2001 en la plataforma continental adyacente a la Ría de Vigo (Fig. 1), caracterizada por ser una plataforma de poca extensión (35 km en su parte más ancha) con un aporte sedimentario limitado, con los siguientes objetivos: 1) Evaluar el potencial de estos sedimentos para registrar variaciones paleoclimáticas/paleoceanográficas. 2) Identificar los procesos y minerales magnéticos relacionados con la evolución post-sedimentaria de estos materiales.

MATERIAL Y MÉTODOS

En el testigo se distinguen tres facies en función de sus características granulométricas (Fig. 2a). La zona superior, de 205 cm de espesor, está compuesta principalmente por arenas finas glauconíticas con un contenido medio en fangos del 27%. A continuación se encuentra una capa de 13 cm de espesor, de color gris oscuro, compuesta de sedimentos de tamaño arena a grava, con fragmentos bioclásticos aislados. Esta capa marcaría la transición entre la sedimentación marina, por encima, y la fluvial, en la base. El tramo basal está formado por gravas y arenas gruesas siliciclásticas de 170 cm. de espesor que se han interpretado como materiales de origen fluvial (Liquete *et al.*, 2003) y edad Pleistocena.

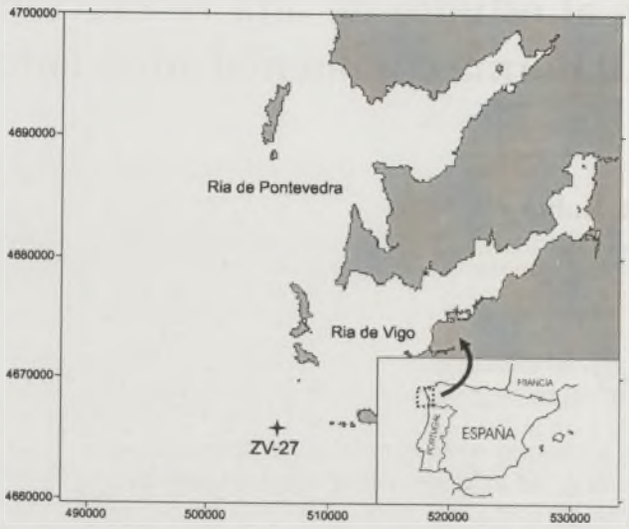


FIGURA 1. *Área de estudio y localización del testigo ZV-27.*

Se llevó a cabo un muestreo continuo, empleando para ello *U-channels* de 2 cm x 2 cm de sección y una longitud máxima de 1,5 m. Debido a la presencia de gravas de gran tamaño no se pudo muestrear todo el testigo, obteniéndose tres secciones con una longitud total de 325 cm. Estas muestras se emplearon para la medición de alta resolución (1 cm) de las propiedades magnéticas. La medida de estas propiedades se llevó a cabo en el Laboratorio de Magnetismo Ambiental del Southampton Oceanography Centre. La susceptibilidad magnética de bajo campo (κ) se midió con un sensor Bartington MS2C de 40 mm de diámetro interno. Se midió la remanencia magnética natural (NRM) y se desimanó escalonadamente por campos alternos decrecientes (AF) a fin de determinar la Componente de Imanación Característica (ChRM). Se emplearon para ello un total de 13 campos hasta un máximo de 1.000 mT. Tras la desimanación de la NRM se impartió una imanación anhisterética (ARM) generando un campo alterno de 100 mT con un campo de 0,05 mT sobreimpuesto y de dirección paralela al eje del *U-Channel* (DC). La ARM así generada fue posteriormente desimanada por AF en 7 etapas. Finalmente se obtuvieron curvas de adquisición de Imanación Remanente Isotérmica (IRM). Se emplearon 15 campos progresivamente más intensos hasta un máximo de 900 mT. Las medidas de remanencia magnética se llevaron a cabo en un magnetómetro criogénico superconductor 2G de tipo *long-core*. Para el cálculo de la relación ARM/IRM se han utilizado los valores de remanencia generados mediante la aplicación de un campo de 100 mT, AF para la ARM y DC para la IRM.

Con los datos de IRM se calcularon los siguientes índices: la Imanación Remanente Isotérmica Dura (HIRM), la Imanación Remanente Isotérmica Intermedia (MIRM) y los S-ratio obtenidos con un campo negativo de -100 mT (S-100) y -300 mT (S-300). Las expresiones utilizadas para estos cálculos fueron las siguientes (Bloemendal *et al.*, 1992):

a) $S\text{-}100 = (1-(IRM_{-100mT}/IRM_{900mT}))/2$

b) $S\text{-}300 = (1-(IRM_{-300mT}/IRM_{900mT}))/2$

c) $\%HIRM = ((IRM_{900mT} + IRM_{-300mT})/2)/IRM_{900m}$ d) $\%MIRM = ((IRM_{900mT} + IRM_{-100mT})/2 - HIRM)/IRM_{900mT}$

Estos parámetros permiten obtener información sobre el espectro de coercitividades de la muestra.

RESULTADOS

El perfil de variación de κ con la profundidad (Fig. 2b) muestra valores mayores en los 35 cm superficiales, distinguiéndose en este intervalo un máximo en torno a los 32 cm. El valor de la susceptibilidad decrece rápidamente con la profundidad hasta estabilizarse en valores próximos a 0 hasta 150 cm. Entre esta profundidad y 235 cm, la κ alcanza nuevamente valores significativamente mayores, aunque sin llegar en ningún momento a los valores obtenidos en la parte superior. Tanto la IRM como la ARM (Fig. 2c y d) muestran una variación con la profundidad similar a la de κ. Al eliminar la contribución no ferromagnética, el pico existente a 32 cm se manifiesta con más claridad. Como en el caso anterior, los valores en el resto del testigo son próximos a 0 salvo en el intervalo entre 180 y 240 cm, donde se registra un ligero incremento. Los parámetros independientes de la concentración, Hcr y S-ratio (Fig. 2e y f), muestran una variación relacionada significativamente con la de los perfiles anteriormente descritos. Los valores superficiales de Hcr son relativamente bajos. A partir de los 30 cm se incrementa hasta alcanzar magnitudes en torno a 90 mT, que se mantienen relativamente estables con la profundidad hasta los 160 cm. Desde aquí y hasta 270 cm su magnitud decrece rápidamente, alcanzando valores más bajos que los encontrados en la parte superficial (25 mT). A partir de esta profundidad se pueden apreciar hasta 4 picos de alta Hcr, cuya amplitud disminuye a medida que nos acercamos al final del testigo. El rango de variación en esta zona está entre 20 mT y 120 mT. El intervalo de alta coercitividad encontrado entre los 30 y los 160 cm se caracteriza por una elevada diferencia entre los valores de S-300 y S-100, alcanzando valores de hasta el 40%.

El perfil de variación de la relación ARM/IRM (Fig. 2i) muestra una tendencia similar a los anteriores hasta 180 cm. Desde aquí hasta la base del testigo su valor se incrementa mostrando una serie de picos relacionados con los cambios de coercitividad.

DISCUSIÓN

Los cambios observados en los parámetros magnéticos descritos pueden tener su origen en cambios de la concentración, del tamaño de grano y/o de la mineralogía magnética dominante. Estas variaciones pueden deberse a alteraciones en el aporte de sedimentos, sean éstos de naturaleza detrítica,

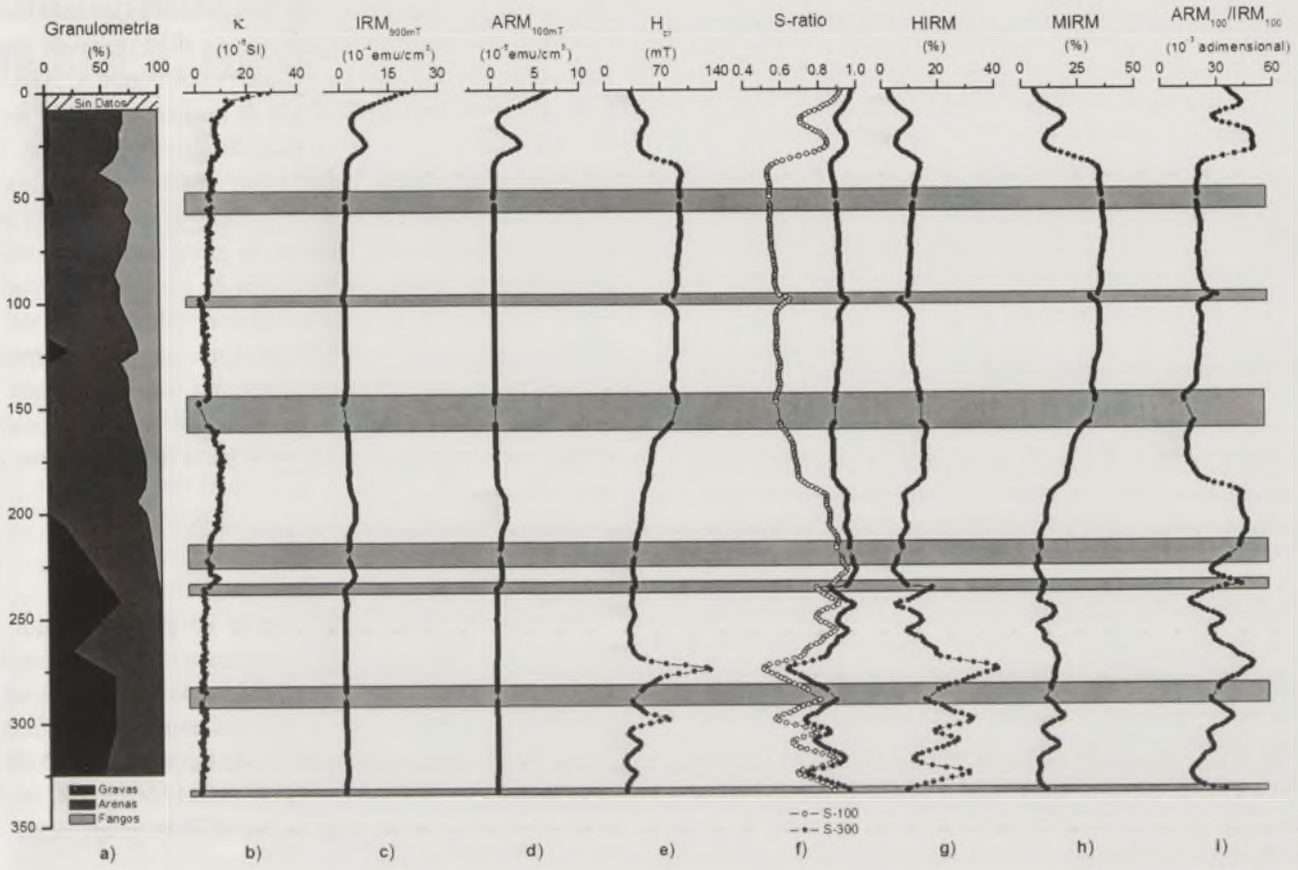


FIGURA 2. *Perfiles de variación con la profundidad de: a) porcentajes granulométricos, b) κ, c) IRM_{900mT}, d) ARM_{100mT}, e) Hcr, f) S-ratio, g) %HIRM, h) %MIRM, i) ARM_{100}/IRM_{100}. Las franjas grises representan las zonas del* U-channel *con datos afectados por el suavizado debido a su cercanía a los bordes o a huecos generados durante la manipulación.*

biogénica o antropogénica. Los procesos diagenéticos inducidos durante la descomposición de la materia orgánica son un factor a tener en cuenta, en especial en medios de elevada producción biológica, como es la platafoma continental gallega. Mediante el empleo de relaciones interparamétricas es posible acotar con mayor exactitud el origen de las variaciones registradas (Walden *et al.*, 1999).

Los parámetros dependientes del espectro de coercitividades nos han permitido obtener un conocimiento más detallado de las variaciones observadas. El estudio de las curvas de adquisición de IRM pone de manifiesto un perfil típico de magnetita (Fig. 3, 1 cm) en los intervalos donde la susceptibilidad, la ARM y la IRM son altas. En el resto del testigo la adquisición es más gradual y parece alcanzarse la saturación (Fig. 3, 125 cm), excepto en las muestras más profundas, donde incluso llega a producirse un incremento en la remanencia en las últimas etapas de adquisición (Fig. 3, 300 cm). Este hecho denota la existencia de más de una componente mineralógica que contribuye de forma significativa a la señal magnética observada. Estas muestras son representativas de los sedimentos de la base del perfil, compuestos por gravas siliciclásticas. Es probable que estas gravas contengan proporciones significativas de titanohematitas con bajo contenido en Ti y/o recubrimientos de hematites que serían responsables del incremento observado por encima de los 300 mT y de la no saturación a 900 mT, así como de los mayores valores observados en el perfil de HIRM hacia la base del testigo (Fig. 2g).

El resto de las muestras, con comportamiento intermedio entre estos dos extremos, presentan una componente importante de minerales de coercitividad media. Esta observación se ve apoyada por el incremento que se observa en la diferencia entre los S-ratio a -100 mT y a -300 mT. En el mismo intervalo en que se produce este incremento se observa un aumento en el valor de MIRM (Fig. 2h), poniendo de manifiesto que la remanencia está muy influenciada por una mineralogía magnética de coercitividades entre estos dos valores.

El ambiente de plataforma está caracterizado por la presencia estacional de afloramientos costeros. Durante el afloramiento se incrementa el aporte de M. O. al sedimento. Debido a la descomposición de esta M. O. las propiedades magnéticas se ven alteradas como resultado de los procesos de diagenesis temprana (Mohamed *et al.*, 2001; Rubio *et al.*, 2001). En este tipo de sedimentos se forma pirita como producto final de los fenómenos diagenéticos asociados a la

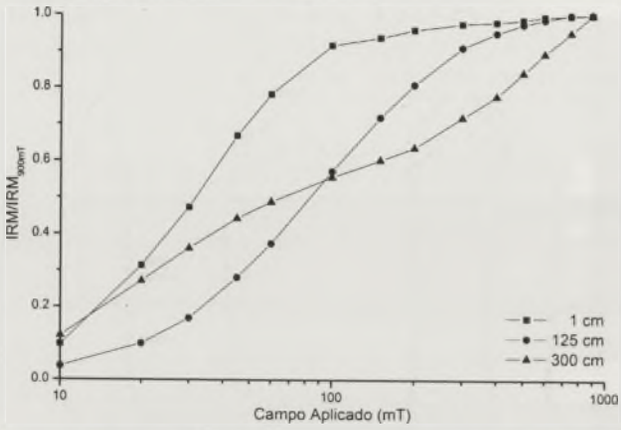


FIGURA 3. *Curvas de IRM representativas de los 3 tipos de comportamiento observados para 1 cm de profundidad (cuadrados), 125 cm (círculos), 300 cm (triángulos). El campo aplicado se representa a escala logarítmica.*

oxidación de esta M. O. (Canfield y Berner, 1987). Algunos de los sulfuros de Fe generados en etapas intermedias de este proceso son ferrimagnéticos de coercitividad media, como la pirrotina y la greigita, y podrían contribuir notablemente a la señal observada, aunque su existencia todavía necesita ser demostrada.

El hecho de que la remanencia observada tenga un origen multimineralógico dificulta la interpretación de los parámetros magnéticos habitualmente empleados como indicadores de tamaño de grano, como es el caso de la relación ARM/IRM. Este índice se ha obtenido empleando campos de 100 mT. Es de esperar que la magnetita sea la principal portadora de esta remanencia, al menos en el intervalo de arenas finas de origen marino de la parte superior del testigo. En base a esta consideración, la relación observada entre la disminución de este parámetro y la registrada en los perfiles de κ, ARM e IRM se puede interpretar como un cambio de origen diagenético. Los minerales de menor tamaño se disuelven más rápidamente, dando lugar a un incremento relativo de la granulometría magnética (menores valores de ARM/IRM). Esta interpretación apoyaría la hipótesis previa que contempla la existencia de sulfuros ferrimagnéticos de coercitividad media y origen diagenético.

CONCLUSIONES

La íntima relación existente entre las variaciones de los parámetros dependientes de la concentración (κ, IRM, ARM) y los independientes de la misma (Hcr, S-ratio, ARM/IRM, etc) descartan la hipótesis de que los cambios observados se deban exclusivamente a cambios de concentración de los minerales magnéticos. Los parámetros de remanencia han permitido determinar un origen multimineralógico de la señal observada. Los minerales de baja coercitividad, con perfil de adquisición de IRM típico de magnetita dominan la señal en los intervalos donde κ, ARM e IRM son altos, (primeros 40 cm de sedimento). En el resto del intervalo arenoso de la parte superior del testigo, los procesos diagenéticos inducen un cambio mineralógico, evidenciado por un aumento de la coercitividad, a la vez que un aumento relativo del tamaño de grano debido a la disolución más rápida de los minerales de baja coercitividad y menor tamaño. El paquete de gravas siliciclásticas de la base presenta coercitividades muy altas, con perfiles típicos de minerales con antiferromagnetismo inclinado. Dada la naturaleza del sedimento es probable que se deba a titanohematites de bajo contenido en Ti y/o a recubrimientos de hematites.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer su apoyo durante la estancia de K. Mohamed en el Southampton Oceanography Centre al Prof. Andrew Roberts y al Dr. Juan C. Larrasoaña. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos REN2003-02822 MAR, REN2003-03233 MAR, VEM2003-20093-C03-03 del MCYT y el PGDIT03RMA30101PR de la Xunta de Galicia. Contribución Nnº 316 del grupo XM2.

REFERENCIAS

Canfield, D.C. y Berner, R.A. (1987): Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 645-660.

Liquete, C., González-Álvarez, R., Diz, P. y Francés, G. (2003): The onset of marine sedimentation on galician continental shelf and Holocene environmental evolution. *Geophysical Research Abstracts*, 5: 13672.

Maher, B.A. y Thompson, R. (Eds.) (1999): *Quaternary climates, environments and magnetism.* Cambridge University Press, Cambridge, 390 p.

Mohamed, K., Rey, D., Rubio, B., y Vilas, F. (2001): Origen de las variaciones magnéticas en sedimentos de la Ría de Pontevedra (NO de España). *Geotemas*, 3(1): 215-218.

Rubio, B., Pye, K., Rae, J. y Rey, D. (2001): Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ría de Pontevedra, NW Spain. *Sedimentology*, 48 (6): 1277-1296.

Sahota, J.T.S., Robinson, S.G. y Oldfield, F. (1995): Magnetic measurements used to identify paleoxidation fronts in deep-sea sediments from the Madeira Abyssal Plain. *Geophysical Research Letters*, 22: 1961-1964

Walden, J., Oldfield, F. y Smith, J. (1999): *Environmental magnetism: a practical guide.* Technical Guide No. 6. Quaternary Research Association, London, 243 p.

Remagnetización del Triásico de la Zona Axial pirenaica (lámina de Bielsa, Huesca)

B. Oliva Urcia[1], E.L. Pueyo[2], A.M. Casas Sainz[1] y T. Román Berdiel[1]

1 Universidad de Zaragoza. , C/ Pedro Cerbuna 12. , 50009 Zaragoza. Mail to: boliva@unizar.es.
2 Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie. , Université Paul Sabatier, Toulouse .38 rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse, France.

ABSTRACT

The Bielsa thrust sheet is part of the southernmost area of the Axial Zone of the central Pyrenees. 17 sites have been drilled within the Buntsandstein facies in the hangingwall of the thrust sheet. The red beds were folded during the Pyrenean orogeny. These folds show a trend between N80E and N120E, northward and southward vergences, axial–plane cleavage, wavelengths of λ=1.5 km and maximum amplitudes of about 1 km. The paleomagnetic analysis gives two significative components; the secondary one is post-tectonic and always inverse, carried by hematite, with a mean value of: Dm= 186, Im= -39, α_{95}= 5 and k= 47; the characteristic component has been calculated in seven sites only, with Dm= 355, Im=06, α_{95}= 13 and k= 18. Since no metamorphic event has been reported after the deformation of these rocks, we consider that the origin of this regional remagnetization is the result either of a thermoviscous overprint, or a chemical overprint, or mechanical reorientation of older grains during the Pyrenean orogeny.

Key words: *remagnetization, hematite, Bielsa, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

Numerosos estudios paleomagnéticos en la península Península Ibérica han puesto de manifiesto la presencia de remagnetizaciones acaecidas en diferentes momentos de la historia geológica y bajo diferentes circunstancias. Existe un gran grupo de remagnetizaciones asociado a metamorfismo térmico ("remagnetización termoviscosa") en la Cadena Ibérica (Moreau *et al.*, 1992, Juárez *et al.*, 1998, Villalaín *et al.*, 2003) y en las Cordilleras Béticas (Villalaín *et al.*, 1996) afectando a hematites, magnetita o a ambos minerales; en el Cretácico inferior Inferior durante la etapa de *rifting* al tiempo que se produce la rotación de Iberia y en el Neógeno en las Béticas, asociado a un evento metamórfico de baja presión y alta temperatura (Villalaín *et al.*, 1996). En el trabajo de Villalaín *et al.* (1996) y en el de Juárez *et al.* (1998) no se descarta la influencia de fluidos hidrotermales y que sea por tanto, una remagnetización química (RQ).

El otro gran grupo es el de las remagnetizaciones químicas, así encontramos las "diagenéticas": magnetita neoformada en el intervalo Barremiense-Aptiense en rocas del Cretácico Inferior, debido a la alta subsidencia previa al Albiense en la Zona Surpirenaica Central (Dinarès-Turell y García-Senz, 2000).

Dentro del grupo de la remagnetización química se incluyen las "asociadas a cabalgamientos": Weil y Van der Voo (2002), encuentran una RQ asociada a los fluidos de los movimientos tardihercínicos en los Pirineos Cántabros. En el Pirineo ístmico occidental Larrasoaña *et al.* (2003), a partir de sus datos y de los de autores anteriores encuentra una componente que se agrupa al 60% del despliegue de las capas y que este evento posiblemente se asocia a fluidos orogénicos, aunque no descarta un posible origen termoviscoso asociado al metamorfismo pirenaico (en el Cretácico Inferior).

Finalmente se encuentran remagnetizaciones de tipo químico relacionadas con "meteorización" asociada a la exhumación debida a láminas cabalgantes: Keller y Gehring (1992) relacionan la neoformación de hematites y goethita a dos periodos de meteorización; la primera en el Eoceno terminal-Oligoceno y la segunda en el Pleistoceno.

En esta comunicación se presentan los resultados paleomagnéticos que confirman la presencia de una remagnetización, siendo hematites el mineral portador, en los materiales triásicos del segmento central de la Zona Axial pirenaica. Se discute su origen y edad.

MARCO GEOLÓGICO

La lámina de Bielsa forma parte de las láminas vergentes hacia el sur en la Zona Axial en los Pirineos centrales (Fig. 1). Consiste en un basamento paleozoico (granitoides y corneanas en la zona de Bielsa y migmatitas en La Larri) recubierto por las rocas de cobertera posthercínicas (Triásico en facies rojas y carbonatos del

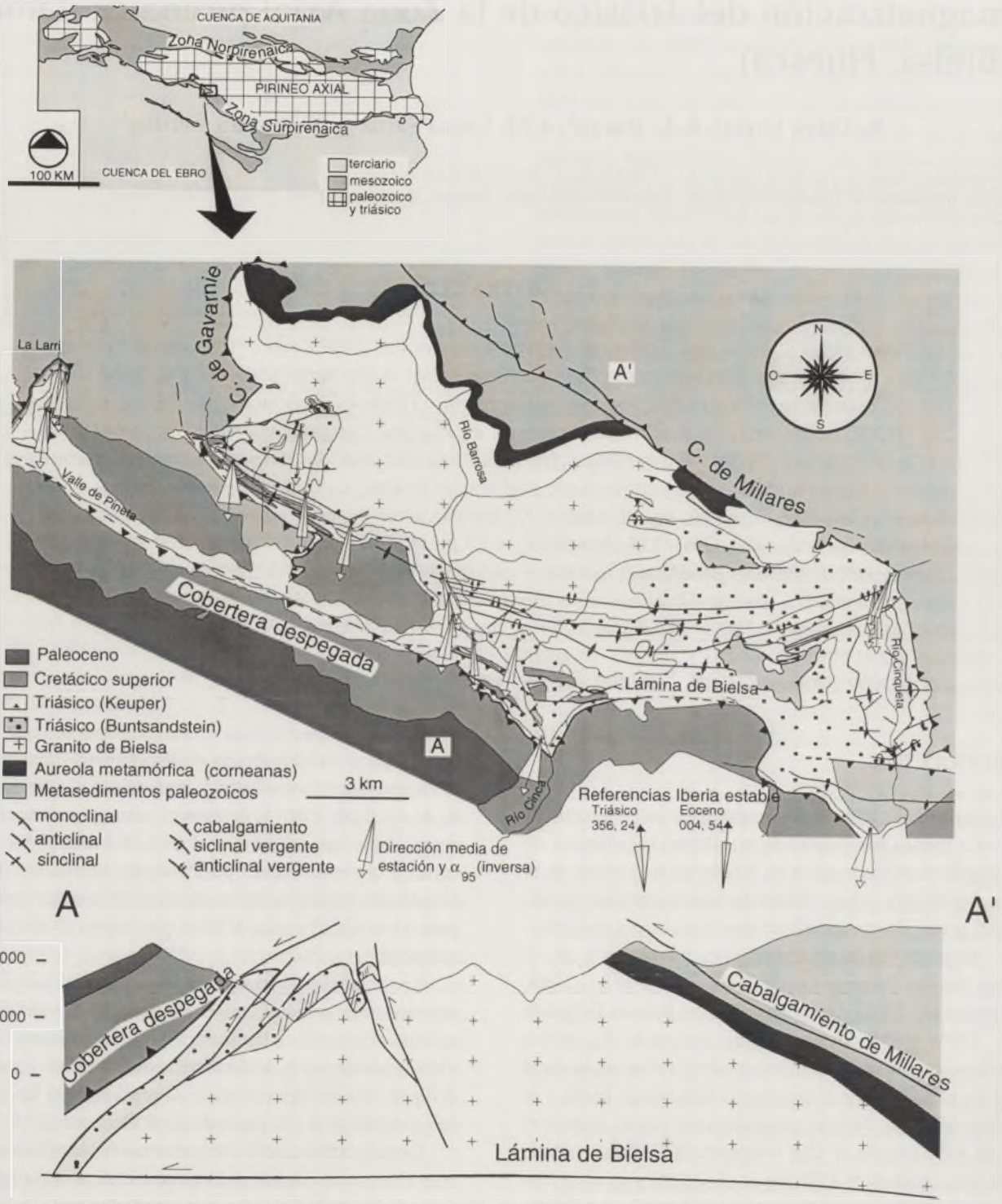


FIGURA 1. *Situación de las estaciones sobre la base geológica de Ríos et al. (1982) y modificada por Casas et al. (2003). Corte geológico representativo de la zona del granito de Bielsa según Casas et al. (2003).*

Cretácico Superior). El Triásico muestreado consiste en lutitas y areniscas rojas situadas discordantemente sobre el basamento. Estos depósitos fluviales, que alcanzan los 300 m de espesor, están plegados, mostrando los pliegues una dirección ONO-ESE, amplitudes de 1 km y longitud de onda de 1,5 km (Fig. 1), además de esquistosidad de plano axial (Casas *et al.*, 2003).

MUESTREO Y RESULTADOS DEL ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICO

Se han perforado 17 estaciones (14 en el área de Bielsa y 3 en los llanos de La Larri), con 15 testigos en cada una, de los que se han analizado 10 especímenes por estación. La desmagnetización térmica de los especímenes ha puesto de

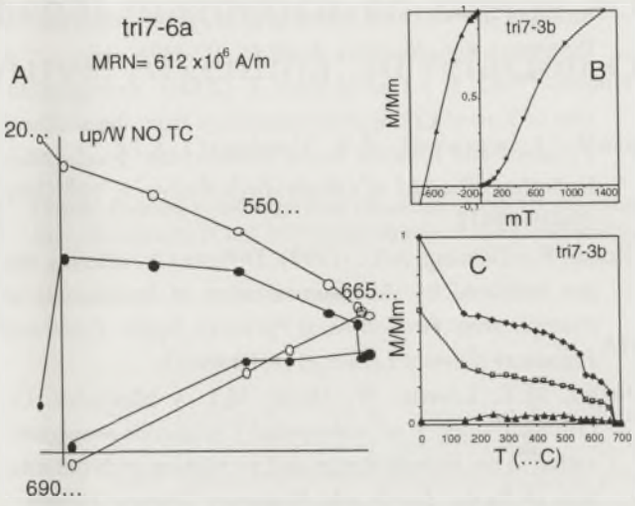


FIGURA 2. *A:) Diagrama ortogonal de un espécimen. B:) curva de adquisición de magnetización remanente isotérmica (a la derecha) y* back field *(a la izquierda). C:) Curvas de desmagnetización térmica de los tres ejes saturados con diferente campo, según Lowrie, (1990), rombos: eje saturado a 1,45 T ("duro"); cuadrados: eje saturado a 0,4 T; triángulos: eje saturado a 0,12 T ("blando").*

manifiesto la presencia de tres componentes (Fig. 2). La componente de menor temperatura (A) se interpreta como viscosa. La componente de temperatura intermedia (B), tiene una temperatura de desbloqueo mínimo que oscila entre 200 y 400 ºC y una temperatura de desbloqueo máximo que oscila entre 620 y 670 ºC. Se trata de una componente inversa muy bien definida con 5-9 pasos de desmagnetización. La componente de alta temperatura (C) se ha podido definir en 7 estaciones con gran dificultad, y baja calidad, debido a la alta viscosidad de muchas muestras por encima de los 550-660ºC. Los análisis de las curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (MRI) y *back field* indican la presencia de minerales "duros": la Hcr es alta, entre 500 y 1.100 mT (Fig. 2). Las curvas de desmagnetización térmica del espécimen saturado en 3 ejes indican en algunos casos la posible presencia de goethita (caída a 150ºC), y magnetita en pequeñas cantidades (caída a 550ºC en el eje de saturación máximo, intermedio y mínimo). En todos ellos la magnetización remanente se hace cero a 680ºC. Estos resultados confirman que la hematites es el mineral portador de la magnetización.

El test del pliegue aplicado indica que el agrupamiento mayor de la componente B se da con las muestras *in situ*, mientras que el agrupamiento de C es mayor cuando la estratificación es restituida a la horizontal (Fig. 3).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La deformación en esta parte del Pirineo está asociada a los cabalgamientos de Gavarnie y Bielsa entre el Cuisiense y Rupeliense (unos 30 Ma). Gracias al análisis isotópico y

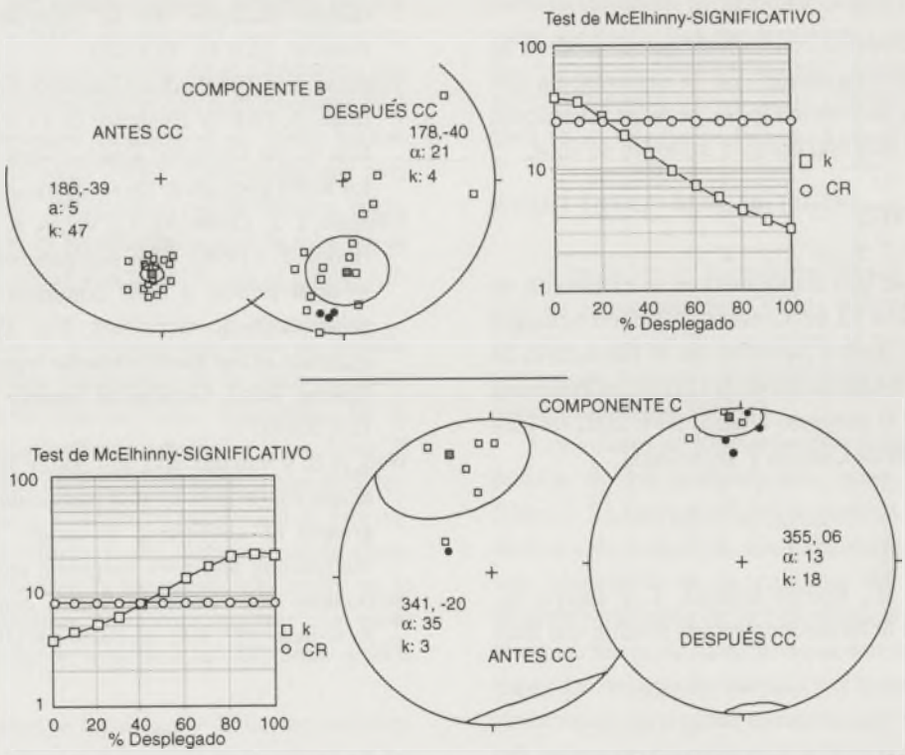


FIGURA 3. *Test del pliegue para las componente B y C con la representación estereográfica de las estaciones. CC: Corrección de capa. k: parámetro estadístico. CR: valor crítico por encima del cual el valor de k es significativo al 95% del nivel de confianza. En la proyección estereográfica equiareal, cuadrados blancos: proyección en el hemisferio superior, círculos negros: proyección en el inferior, cuadrados grises: promedio fisheriano para el que se calcula: declinación, inclinación, α_{95} y K.*

geoquímico de las inclusiones fluidas muestreadas en grietas y venas desarrolladas durante la deformación pirenaica, McCaig *et al.* (2000) han podido concretar que en las partes internas de la cadena (área de La Larri) al empezar la compresión pirenaica se produce una sobrepresión de los fluidos con la consiguiente expulsión de salmueras (originadas en el Triásico Superior) a lo largo de las zonas de fractura y cabalgamientos, con una temperatura de entre 200 y 250ºC. A esa temperatura y durante ese tiempo podemos descartar una remagnetización termoviscosa, pues esta remagnetización quedaría borrada en el laboratorio a unos 550ºC, y no a 620-670ºC, como se ha encontrado. Lo mismo sucede si consideramos un aumento de la temperatura en el Cretácico Inferior asociado al régimen extensional que dura entre 5-15 Ma (Larrasoaña *et al.*, 2003), para una profundidad de 8 km (McCaig *et al.*, 2000) y un gradiente geotérmico normal de 30ºC/km, la temperatura no superaría los 250ºC, además esta remagnetización se agruparía mejor antes del plegamiento y no después y no hay evidencias de metamorfismo en la parte central.

Sin embargo, no se puede descartar la neoformación de minerales ferromagnéticos a partir de esos fluidos expulsados durante la compresión (en las minas de Parzán, en el área estudiada, se forman hematites y magnetita además de goethita).

En este marco tampoco se puede descartar la reorientación de minerales preexistentes al producirse esquistosidad (la esquistosidad va acompañada de pérdida de volumen de roca y agrupación de minerales insolubles -los ferromagnéticos lo son).

A partir de los expuesto concluimos que el proceso de remagnetización está relacionado con la deformación terciaria y que ha de ser un evento rápido, pues las inversiones en el Terciario como máximo duran 4 millones de años.

AGRADECIMIENTOS

A las personas que han colaborado en la extracción de las muestras: Ruth Soto y Luis Cutanda. A Robert Scholger por su hospitalidad y apoyo científico en el laboratorio de Gams (Austria). A la financiación de la D.G.A., al Programa Europa de la C.A.I y al proyecto DGES: BTE 2002-04168-C03-01 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T. y Pueyo, E., (2003): Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16: 99-117.

Dinarès-Turell, J. y García-Senz, J. (2000): Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B8): 19405-19418.

Keller, P. y Gehring, A.U. (1992): Different weathering stages indicated by the magnetization of limestones; an example from the Southeast Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(1): 49-57.

Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L. y Meléndez, G., (1998): Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science. Letters.* , 160:. 729-743.

Larrasoaña, J.C., Pares J.M., del Valle, J. y Millán H. (2003): Triassic paleomagnetism from the western Pyrenees revisited; implications for the Iberian-Eurasia Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, 362 (1-4): 161-182.

McCaig, A.M., Tritlla, J. y Banks, D.A. (2000): Fluid mixing and recicling during Pyrenean thrusting: Evidence from fluid inclusion halogen ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (19): 3395-3412.

Moreau, M.G., Canérot, J. y Malod, J.A., (1992): Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Cain (Spain) suggestions for Barremian remagnteization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin de la Société Ggéologique de France*, 163(4): 393-402.

Villalaín, J.J., Fernández-González, G., Casas, A.M. y Gil-Imaz, A. (2003): Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics*, 377: 101-117.

Villalaín, J. J., Osete, M. L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller, F. (1996): The Neogene remagnetization in the western Betics; a brief comment on the reliability of palaeomagnetic directions. En: *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean region*. (A. Morris y D.H. Tarling, Eds.). Geological Society Special Publications, 105: 33-41.

Weil, A.B. y Van der Voo, R. (2002): Insights into the mechanism for orogen-related carbonate remagetization from growth of authigenic Fe-oxide: A scanning electron microscopy and rock magnetic study of Devonian carbonates from northern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 107, B4: 10.1029/2001JB0002000, 2002.

Señal magnética en suelos actuales de la Provincia de Buenos Aires, Argentina: su relación con el clima

M.J. Orgeira[1,2], F.X. Pereyra[2], C. Vásquez[1,2], E. Castañeda[1,2] y R. Compagnucci[1,2]

1 Consejo Nacional de Investigaciones Científicas CONICET, Argentina.
2 Dpto. de Geología, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. orgeira@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

This contribution tries to determine the influence of climate in the magnetic signal assuming that it is a first order factor in soil formation. Also, it aims to assess the degree of variability of the magnetic signal at different geomorphological positions. The magnetic signal is opposite in both areas. Two important facts must be taken into account. The generation of SP particles seems to be higher in one of the areas. And the loss of detrital magnetite could be higher in the less drained soils, in agreement with the hypothesis of loss of detrital magnetite by reductive process. As a simplified interpretation, it is possible to suggest the differential soil humidity in the studied soils could explain the different generation of SP particles on them. On the other hand, when it is possible to see the magnitude of the loss of detrital magnetite, the degree of drainage seems to be the variable that manages the process of reduction loss.

Key words: *environmental magnetism, soils, paleoclimate.*

INTRODUCCIÓN

Estudios de magnetismo de rocas han sido aplicados en numerosas sucesiones de loess y paleosuelos en diversas localidades alrededor del mundo incluida América del Sur (Orgeira *et al.*, 1998 y 2003, entre otros) para analizar las variaciones paleoclimáticas acaecidas en el Cenozoico tardío. En contraste, se consagraron pocas publicaciones para el estudio de suelos actuales (Dearing *et al.*, 1996; Maher, 1998; Jordanova y Jordanova, 1999). Es evidente que para una clara interpretación de la señal paleoclimática registrada en los paleosuelos, el establecimiento de la relación de esta señal en suelos actuales y su relación con el clima es de suma relevancia.

En esta contribución se presentan resultados del estudio de suelos actuales de dos localidades de la llanura Chacopampeana (Provincia de Buenos Aires, Argentina). Es de destacar que estos suelos están desarrollados sobre *loess*, el cual es material parental en los paleosuelos cenozoicos tardíos aflorantes en el área. El objetivo primordial de este trabajo es determinar la influencia del clima (asumido como variable de primer orden en la formación del suelo) en la señal magnética. Asimismo, se intenta analizar cual es la variabilidad de esta señal de acuerdo a los diferentes grados de drenaje del suelo.

Los suelos estudiados se localizan en la llanura loéssica. Los suelos bien drenados (el R3 y SZ) se localizan en los sectores relativamente más elevados (*watersheds*) entretanto, los suelos pobremente drenados (el R2 y AP) se localizan en las áreas deprimidas. En los cuatro suelos el material parental es un sedimento eólico limo-arcillo-arenoso de color rojizo-amarillento, típico *loess* del área. El mismo, de edad pleistocena, es identificado formalmente como Formación de Buenos Aires. Es de destacar que el material estudiado no presenta ningún tipo de señal de actividad antrópica. Las dos localidades estudiadas están situadas respectivamente al sur (Verónica, R3 y R2, 35°17.5´S-57°38.8´O) y norte (Zárate, Sz y Ap, 34°10´S-59°3´O) de Ciudad de Buenos Aires (Fig. 1).

RESULTADOS MAGNÉTICOS

La medición de los parámetros del histeresis se realizó con un magnetómetro (VSM) MicroMag Princeton. Las medidas a temperatura ambiente de susceptibilidad se llevaron a cabo con un susceptibilímetro Bartington a dos frecuencias (470 y 4700 Hz).

Los valores de los parámetros magnéticos obtenidos en función de las profundidades están representados en la figura 2. La susceptibilidad magnética así como la magnetizaciones de saturación son parámetros magnéticos extensivos (dependen de la cantidad de material magnético presente) así como de la naturaleza y tamaño de partícula; los parámetros de coercitividad son intensivos, o sea que dependen del tipo de material y el tamaño de partícula. Adicionalmente en algunas muestras representativas se hicieron dos juegos de experimentos a bajas temperaturas para analizar los cambios en la susceptibilidad y en la magnetización. Ellos se usaron como indicadores de concentración de partículas superparamagnéticas (SP) y tamaño de grano

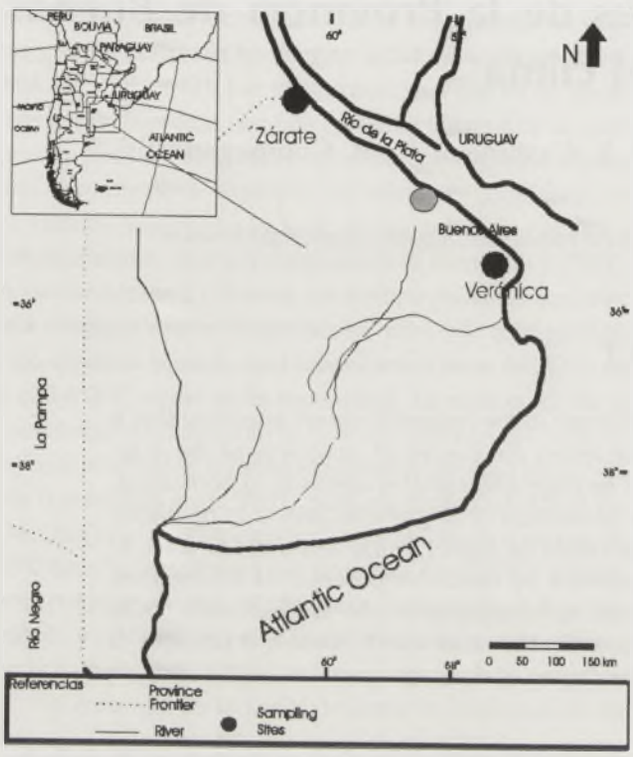


FIGURA 1. *Mapa de Ubicación de las localidades estudiadas.*

multidominio (MD) y pseudodominio simple (PSD). Para tales experiencias se utilizaron un susceptómetro Lake Shore y un magnetómetro MPMS.

Los resultados obtenidos analizados sobre la base de la metodología propuesta por Hunt *et al.* (1995) indican que las muestras obtenidas de Zárate poseen una alta concentración de partículas SP y no se evidencian diferencias dramáticas entre el suelo bien drenado (SZ) y el mal drenado (AP) en esta localidad. Por su parte en Verónica se observa una menor concentración de SP, en particular en el suelo mejor drenado de esta localidad (Fig. 2).

ANÁLISIS CLIMÁTICO DE LOS SITIOS ESTUDIADOS

El análisis climático se efectuó sobre el registro meteorológico de las estaciones de Punta Indio (35°22, 57° 17' O, 28m) y San Pedro (33° 41, 59° 41' O, 22m), ambas próximas a las zonas de estudio. Ambas áreas corresponden a un clima subtropical húmedo (*Cfa: Humid Subtropical).*

El análisis efectuado permite realizar las siguientes observaciones:

- Ambas localidades tienen niveles altos (precipitación excede el potencial de evapotranspiración, ETP) durante casi todo el año. Sin embargo, durante el verano la relación se invierte. Punta Indio tiene niveles bajos (ETP excede la precipitación) durante diciembre, enero y febrero; en tanto en San Pedro esto ocurre solo en diciembre y enero. Esto implica que el área de Zárate (vecina a San Pedro) mantiene por más tiempo una mayor humedad relativa en sus suelos que Verónica (vecina a Punta Indio).
- El análisis de la dirección y velocidad media de los vientos de ambas áreas refuerza la observación de que este agente favorece la retención de mayor humedad en el área de Zárate.

DISCUSIÓN

La hipótesis sobre los procesos pedogenéticos que afectan la señal magnética en suelos y paleosuelos aquí usada es la propuesta por Orgeira *et al.* (2003). En forma sucinta puede decirse que el proceso comienza por una pérdida de material ferromagnético por reducción durante los períodos de mayores precipitaciones. A partir de allí puede producirse, en el período de menor precipitación, neoformación mineralógica por oxidación y pérdida de agua de minerales de alta coercitividad y/o magnetita SP. El mineral que se forme dependerá de la velocidad de la reacción, y los Ph y Eh imperantes en el medio. Asimismo, se han tomado en consideración las posibles reacciones geoquímicas actuantes en este tipo de ambientes, utilizando los análisis químicos y de análisis de arcillas por rayos X disponibles de estos mismos suelos.

Los parámetros magnéticos determinados (Hc y Hcr) indican que el mineral magnético dominante en la señal es magnetita y/o titanomagnetita (conforme a parámetros sugeridos para este mineral por Dankers, 1978; Roberts *et al.*, 1995, entre otros). Según los datos registrados, en Verónica hay una cantidad despreciable de partículas de SP. Ello se deduce de los cálculos efectuados sobre la base de las diferencias existentes entre la susceptibilidad magnética medida a diferentes frecuencias a temperaturas inferiores a los 50K en cada uno de los especímenes, siguiendo la metodología propuesta, entre otros, por Worm (1998) y Worm y Jackson (1999).

Así, el proceso dominante en la generación de la señal magnética pedogenética en estos suelos sería la pérdida por reducción de la magnetita detrítica en ellos contenida, más una oxidación parcial posterior en el techo de la sección (particularmente en R2). En el caso de los suelos de Zárate los parámetros magnéticos del suelo menos drenado (AP) parecen indicar un efecto de la concentración de las partículas magnéticas detríticas en los horizontes iluviales (máximos valores en BA y Bt). Para el suelo bien drenado el aumento de estos parámetros parece estar asociado exclusivamente a la generación de partículas de SP. Por otro lado, la condición de drenado diferente parece no ser tan relevante, posiblemente debido a que es un área llana con pendientes topográficas pequeñas. La señal magnética es opuesta en ambas áreas (ver figura 2). Para la comprensión de ello deben tenerse en cuenta dos hechos importantes: 1) la generación de partículas de SP es más alta en Zárate y 2) la pérdida de magnetita detrítica es más alta en los suelos menos drenados (R2, Verónica). Esto está de acuerdo con la hipóte-

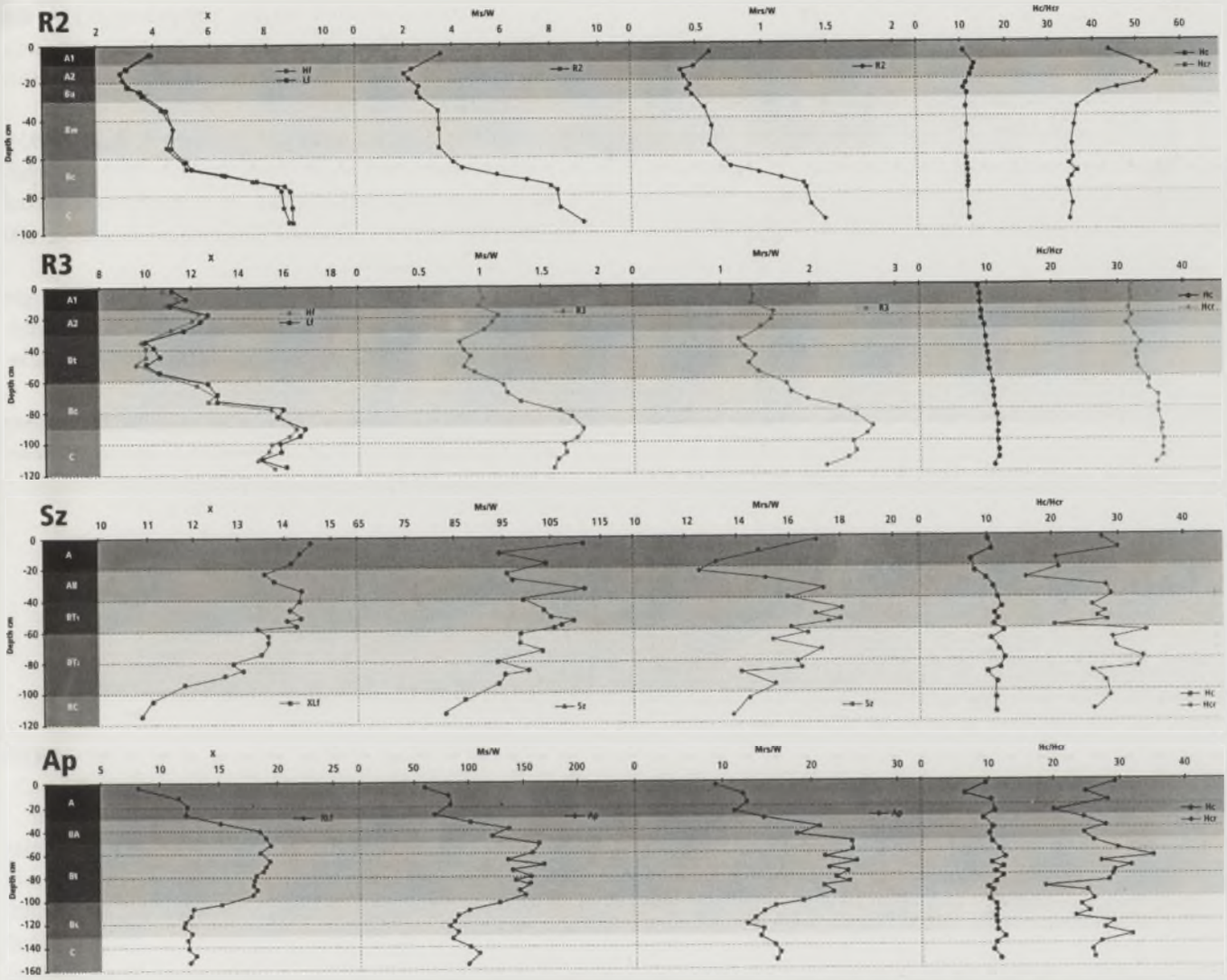


FIGURA 2. *Parámetros magnéticos de los sedimentos estudiados, pertenecientes a suelos actuales de la llanura Chacopampeana.*

sis de pérdida de magnetita detrítica por procesos reductivos (*reductive loss*).

Luego, los datos climatológicos sugieren, en una interpretación simplificada, que es posible pensar que la humedad en los suelos estudiados podría explicar la diferente capacidad de generación de partículas de SP en ellos (superior a Zárate). Por otro lado, cuando es posible ver la magnitud de la pérdida de magnetita detrítica por reducción (en Verónica, pues la generación posterior de SP es despreciable), el grado de drenado parece ser la variable que controla el proceso de pérdida de la reducción.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (PIP 636/98), a la Universidad de Buenos Aires, y al IRM de la University of Minnesota por el uso de sus instalaciones. El IRM está financiado por la Keck Foundation, the National Science Foundation y la University of Minnesota (USA). Un especial agradecimiento para el Prof. S. Banerjee, el Dr M. Jackson y el Dr P. Solheid de esa institución

REFERENCIAS

Dankers, P.H.M. (1978): *Magnetic properties of dispersed natural iron-oxides of known grain size*. PhD. Thesis. Rijksuniversitieit te Utrecht, Netherlands, 143 p.

Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H. y Lovenland, P.J. (1996): Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International*, 127: 728-734.

Hunt, P. C., Banerjee, S.K., Han, J., Solheid, P.A., Oches, E., Sun, W. y Liu, T. (1995): Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-palaeosol sequences of the western Loess Plateau of China. *Geophysical Journal International*, 123: 232.

Jordanova, D. y Jordanova N. (1999): Magnetic characteristic of different soil types from Bulgaria. *Studia Geophysica et Geodaetica.* 43: 303-318.

Maher, B. (1998): Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 137: 25-54.

Orgeira, M.J., Walther, A.M., Tófalo, R., Vásquez, C.A., Berquó, T., Favier Dubois, C. y Bhonel, H. (2003): Environmental magnetism in paleosoils developed in fluvial and loessic holocene sediments from Chacopampean Plain (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*,16: 259-274.

Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vasquez, C.A., Di Tommaso I., Alonso, S., Sherwood, G., Yuang, Hu y Vilas, J.F.A. (1998): Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6): 561-570.

Roberts, A.P., Cui, Y., Yulong, Y. y Verosub, K.L. (1995): Wasp-waisted hysteresis loops: mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal Geophysical Research*, 100 (B9), 17909-17924.

Worm, H. (1998): On the superparamagnetic stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International*, 133: 201-206.

Worm, H. y Jackson, M. (1999). The super-paramagnetism of Yucca Mountain Tuff. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B11): 25,415 – 25,425.

Estudio paleomagnético del dique de Messejana-Plasencia

A. Palencia[1], M.L. Osete[1], M. Maceira[1], J.J. Villalaín[2] y R. Vegas[3]

1 Dpto. de Geofísica, Facultad de C. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España. ali@fis.ucm.es, mlosete@fis.ucm.es
2 Dpto. de Física, Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos, 09006 Burgos, España. villa@ubu.es
3 Dpto. Geodinámica, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España. ruidera@geo.uc.es

ABSTRACT

A paleomagnetic investigation of 39 sites (591 samples) across the 530 km of the Messejana-Plasencia dike has been carried out. Rock magnetic experiments indicate PSD low Ti titanomagnetite and magnetite as the minerals carrying the NRM. The samples where mostly demagnetised by thermal demagnetisation. Most sites exhibit a characteristic remanent component of normal polarity with the exception of two sites, where samples with reversed polarities have been observed. The paleomagnetic pole derived from the sites is well defined, with values of Plat=70.5, Plong=238.0, K= 47.8 and α_{95}=3.5. Paleomagnetic data indicates: (i) the dike had a brief emplacement time, (ii) the age of intrusion can be constrained between 180-200 Ma, (iii) the high grouping of the VGPs directions suggest no important tectonic perturbations of the whole structure of the dike since its intrusion to the present.

Key words: *paleomagnetism, Messejana-Plasencia, dike, Iberian Plate, Jurassic.*

INTRODUCCIÓN

El dique de Messejana-Plasencia es un dique de naturaleza toleítica que se extiende una distancia de unos 530 km, desde el Sur de Portugal hasta el borde norte del Sistema Central Español donde desaparece bajo la cobertera cenozoica de la Cuenca del Duero. Está relacionado, junto con los diques aflorantes en el Oeste de Marruecos y en el Este de los Apalaches, con la actividad ígnea que se produjo en las zonas continentales que bordearon el Atlántico Central y asociado a la separación de Africa y Norteamérica.

Los estudios geocronológicos de K-Ar realizados en la dique dan edades comprendidas entre 134 Ma y 209 Ma, y los autores interpretan que la dispersión en edades obtenida refleja las sucesivas intrusiones magmáticas del dique en su emplazamiento, que tuvo lugar entre los 160 Ma y 200 Ma (Schott *et al.*, 1981). Estudios geocronológicos $^{40}Ar/^{39}Ar$ indican que la edad de intrusión del dique es de 203±2 Ma y por tanto parece que el dique se intruyó en un breve periodo de tiempo Dunn *et al.* (1998).

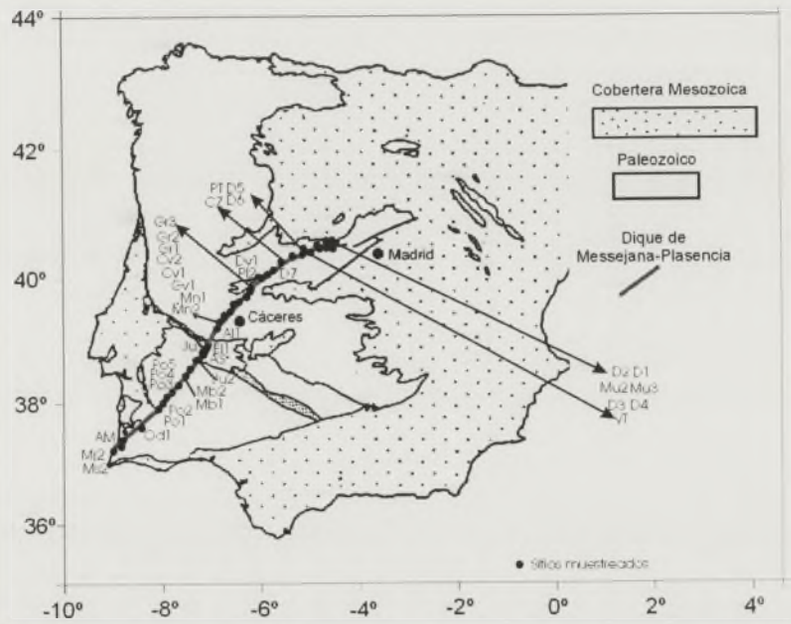


FIGURA 1. *Mapa geológico del entorno del dique de Messejana-Plasencia con la situación de los sitios paleomagnéticos analizados.*

Existen dos estudios paleomagnéticos en el dique realizados por Schott *et al.* (1981) y Perrin *et al.* (1991). Ambos trabajos encontraron de forma exclusiva polaridad normal. Este hecho está en aparente contradicción con un emplazamiento polifásico del dique, puesto que en el periodo de tiempo considerado existe una alta frecuencia de inversiones del campo magnético terrestre (c.m.t.). La ausencia de polaridades invertidas, y la proximidad entre la dirección obtenida por Shott *et al.* (1981) con otras direcciones cretácicas, llevaron a Juárez *et al.* (1996) a dudar sobre el origen primario o secundario de la imanación de las muestras del dique. Con el objetivo de esclarecer el origen de la imanación del dique de Messejana-Plasencia se ha realizado un estudiado paleomagnético en 39 sitios (591 especímenes) repartidos uniformemente a lo largo de toda la estructura del dique (Fig. 1).

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Se realizaron experimentos de desimanación de la NRM mediante tratamiento térmico (mayoritariamente) y por AF, medidas de la susceptibilidad magnética a cada paso de incremento de la temperatura, experimentos de adquisición gradual de IRM, desimanación en tres ejes de la IRM y ciclos de histéresis.

Los experimentos de magnetismo de rocas indican que: (i) los minerales portadores de la remanencia alcanzan la saturación en campos inferiores a 0,3T, y su temperatura de desbloqueo máxima es de 575ºC-600ºC; (ii) los ciclos de histéresis de las muestras son simétricos y cerrados, sin que se observe contribución de minerales paramagnéticos; (iii) la tendencia de los parámetros de histéresis observada presenta un buen ajuste a la teórica de la magnetita y de las titanomagnetitas (TM) de bajo contenido en titanio, indicando la presencia de distintos tamaños de granos en la zona de pseudo-monodominio (PSD), debido a los distintos tiempos de enfriamiento que han experimentado las muestras del dique, dependiendo probablemente de su distancia más o menos cercana a los bordes del dique. Por tanto, los experimentos de magnetismo de rocas realizados en las muestras del dique de Messejana-Plasencia confirman una concentración significativa de minerales magnéticos (fases de titanomagnetita con muy bajo contenido en titanio y magnetita) idónea para el registro del campo geomagnético.

Las direcciones de la NRM inicial tienen polaridad normal en todos los sitios con excepción de dos afloramientos (JU1 y JU2) que presentaron muestras, tanto de polaridad normal como invertida. Las muestras de polaridad invertida se consideraron independientes en el tratamiento posterior de los datos.

La mayoría de las muestras se desimanaron térmicamente, con un número mínimo de 9 pasos de desimanación, ya que este tratamiento es más eficaz para aislar la magnetización remanente característica (ChRM) que la desimanación por AF. Las muestras presentan una o dos componentes magnéticas además de una viscosa inicial.

La componente de baja temperatura de desbloqueo se aísla entre 200ºC y 400-450ºC y presenta generalmente una dirección próxima al c.m.t. actual, excepto en un sitio

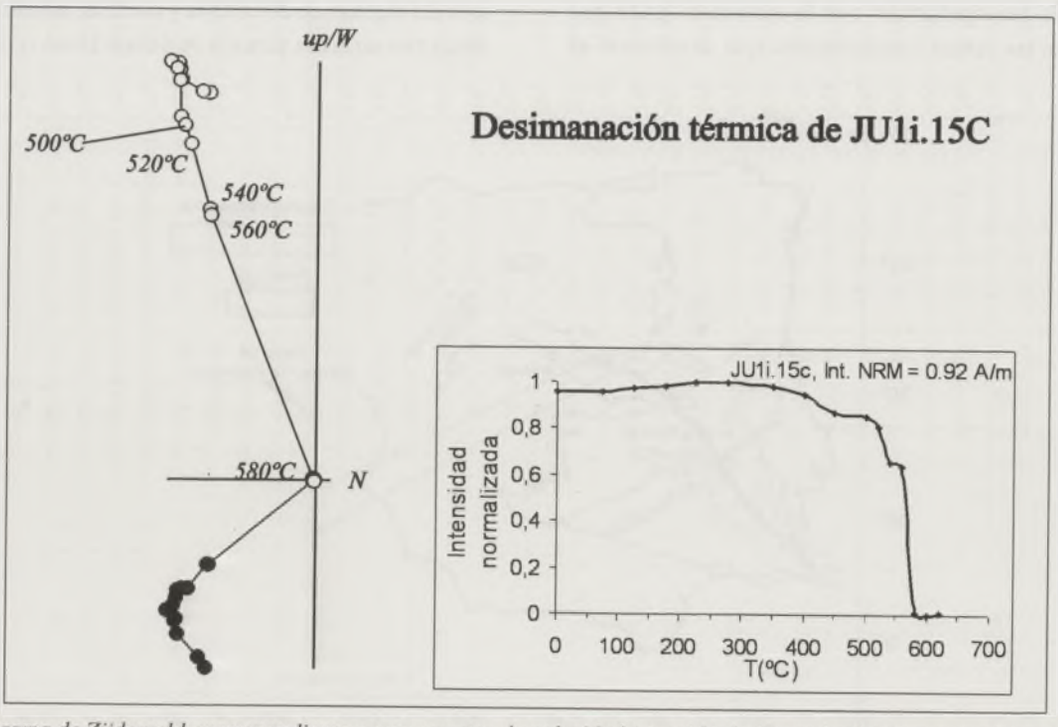


FIGURA 2. *Diagrama de Zijderveld correspondiente a una muestra de polaridad invertida desimanada térmicamente. Intensidad de la magnetización normalizada frente a la temperatura.*

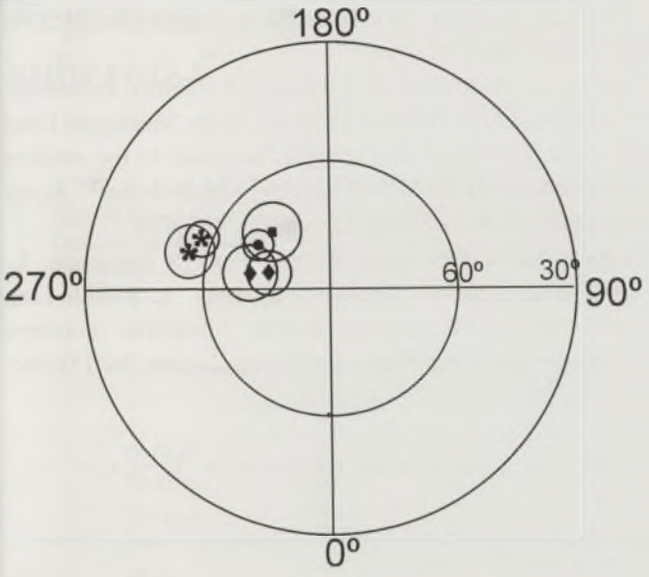


FIGURA 3. *Polos Jurásicos de la Placa Ibérica y sus correspondientes α_{95}. círculo: este estudio; rombos: Polos Toarcienses (Osete et al., 2000); estrellas: Polos Oxfordienses (Juárez et al., 1996 y Steiner et al., 1985); cuadrado: reimanación cretácica (Juárez et al., 1996)*

(MB2) donde se ha encontrado que esta componente presenta polaridad invertida.

La componente de mayor temperatura de desbloqueo ha sido considerada la ChRM de las muestras del dique y se aísla entre los 200ºC y los 600ºC en las muestras con una única componente magnética, y entre 450ºC-500ºC y 600ºC en las muestras con dos componentes magnéticas. La ChRM de las muestras del dique tiene en la mayoría de los sitios un $\alpha_{95\%}$ menor de 10º: en 36 sitios es de polaridad normal; en 2 sitios (JU1i y JU2i) tiene polaridad invertida (Fig. 2); y en un sitio (AS, eliminado de cálculos posteriores) la ChRM presenta una gran dispersión debido a la presencia de muestras con polaridades intermedias que podría indicar que estas muestras están registrando direcciones intermedias de una posible transición de polaridad del campo magnético terrestre. Hay que resaltar el hecho de encontrar componentes magnéticas con polaridad invertida en muestras de distintos afloramientos del dique, lo que indica que existen al menos dos intrusiones separadas en el tiempo por al menos 10.000 años. Estos sitios JU1i, JU2i, MB2 y AS se encuentran separados como máximo por 50 km, por lo que la reactivación del dique se encuentra en una zona muy localizada.

Las direcciones de la CHRM pasan el test de inversión de McFadden y McElhinny (1990) con resultado positivo e indeterminado, lo cual indica que no se puede descartar una dirección media común entre las poblaciones de polaridad normal e invertida, y que la ChRM está bien aislada.

Para obtener un polo geomagnético virtual para el dique, realizamos el cálculo de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs) para cada uno de los sitios estudiados, y se les aplica el criterio de "fisheraneidad" de McFadden (1980). El polo resultante es Plong= 238,0, Plat= 70,5, k = 47,8 y α_{95}= 3,5º.

El polo obtenido en este estudio es coincidente con el previamente calculado por Shott *et al.* (1981) para esta estructura de valores (Plong= 236,2, Plat= 70,9, k = 36,1 y α_{95}= 7,3º).

Analizando la figura 3 se puede observar que el polo calculado en este estudio es parecido a los de edad Toarciense y Cretácica y que difiere de los polos de edad Oxfordiense (calculados a partir de estudios de calizas en el Sistema Ibérico).

CONCLUSIONES

No hay evidencias de que el dique de Messejana-Plasencia presente una reimanación Cretácica.

Podemos acotar la edad de intrusión del dique entre 180 y 200 Ma. Si la edad de intrusión es cercana a 200 Ma, entonces la Placa Ibérica no sufrió importantes variaciones en latitud desde entonces hasta el Toarciense.

El dique, en su mayoría, intruyó en un breve periodo de tiempo (menos de 1 Ma) que es el mayor periodo de un cron de polaridad normal en el Jurásico Inferior.

Se han encontrado afloramientos del dique (localizados en la misma zona) que han registrado épocas de polaridad invertida del campo magnético terrestre. Por tanto, estas intrusiones están separadas en el tiempo por al menos 10.000 años del evento intrusivo característico del dique.

Del agrupamiento de las direcciones del dique se deduce que no existe una tectónica importante que perturbe la estructura.

El polo calculado en este estudio es representativo de la Placa Ibérica para el Jurásico Inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: PB98-08341 (DGICYT) y BTE2002-00854 (DGICYT).

REFERENCIAS

Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998): A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 1110-1115.

Juárez, M.T., Osete, M.L., Vegas, R., Langereis, C.G. y Meléndez, G. (1996): Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain): Tectonic implications. En*: Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region* (A. Morris y D.H. Tarling, Eds), Geological Society, London, 83-96.

McFadden, P.L. (1980): Determination of the angle in a Fisher distribution which will be exceeded with a given

probability. *Geophysical Journal of the Royal Astronomy Society*, 60: 391-396.

McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. (1990): Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103: 725-729.

Osete, M.L., Osete, C., Gialanela, P.R. y Villalaín, J.J. (2000): Paleolatitudes de la Placa Ibérica durante el Jurásico. En: *II Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Resúmenes.

Perrin, M., Prevot, M. y Mankinen, E.A. (1991): Low intensity of the Geomagnetic Field in Early Jurassic Time. *Journal of Geophysical Research*, 96 (9): 14197-14210.

Schott, J.J., Montigny, R. y Thuizat, R. (1981): Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitation to the rotation of the Iberian Peninsula since the Middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 457-470.

Steiner, M.B., Ogg, J.G., Melendez, G. y Sequeiros, L. (1985): Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 151-166

Registros magnetoestratigráficos de alta resolución: evidencia del subcron C5Dr.1n en el Mioceno inferior de la Cuenca del Ebro

F.J. Pérez-Rivarés[1] y M. Garcés[2]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. perezriv@posta.unizar.es
2 Grupo de Geodinámica y Análisis de Cuencas, Facultad de Geología, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, 08028 Barcelona. mgarces@ub.edu

ABSTRACT

A high-resolution magnetostratigraphic study in the Miocene sediments of the Ebro Basin provides further support for the existence of subchron C5Dr.1n. This normal polarity short event was first recognised in the North Pacific magnetic anomaly stack, but was relegated to cryptochron status in the most recent Geomagnetic Polarity Time Scales. Based on previous magnetostratigraphic studies, a detailed sampling focused on a stratigraphic interval where presence of a short normal polarity event within C5Dr was suspected in the Lanaja Section (Ebro Basin) has been accomplished. Samples were collected every 10 cm along an interval of 5 meters and paleomagnetic analysis revealed the existence of a true normal polarity magnetozone of about 50 Ka of duration at an approximate age of 17.8 Ma. The same event has been recently recorded in sediments of the ODP Site 1090 in the Southern Atlantic thus providing robust evidence that it corresponds to a true geomagnetic subchron.

Key words: *Criptochron, subchron, magnetostratigraphy, Miocene, Ebro Basin.*

INTRODUCCIÓN

La Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (ETPG) está basada en el análisis del registro de las anomalías magnéticas de fondo oceánico, confeccionado a partir de los perfiles obtenidos en diversas cuencas del globo (Cande y Kent, 1992a). En este registro, además de las anomalías más importantes que dan lugar a la definición de los crones, se registran otros eventos de corta duración (< 30 Ka) denominados *tiny wiggles*. Dada su corta duración, la modelización de las *tiny wiggles* como verdaderas inversiones de polaridad resulta ambigua a partir de los perfiles de anomalía magnética oceánica. Estos eventos han sido atribuidos a fluctuaciones en la intensidad (Cande y Kent, 1992b, Gee *et al.*,1996) o a intervalos de polaridad magnética de corta duración (Blaquely, 1974; Roberts y Lewin-Harris, 2000). Cande y Kent (1992a) denominan a las *tiny wiggles* criptocrones. La validación de los eventos geomagnéticos de corta duración pasa por su reconocimiento en perfiles magnetoestratigráficos, donde la resolución temporal es suficiente para el reconocimiento tanto de excursiones geomagnéticas como de inversiones de polaridad. Los registros magnetoestratigráficos de alta resolución son relativamente frecuentes en el Plioceno-Pleistoceno, sobre todo gracias al estudio de sondeos de testigo continuo de cuencas actuales oceánicas o lacustres. Para tiempos anteriores al Plioceno, los registros magnetoestratigráficos de alta resolución son mucho más escasos, en particular los basados en sucesiones estratigráficas en áreas continentales.

Merrill y Mcfadden (1994) denominan excursiones a eventos donde el polo geomagnético virtual (PGV) se desvía entre 40 y 90º y excursiones inversas cuando la desviación del PGV es superior a 90º. Estos autores destacan la importancia de que tanto las excursiones como los subcrones sean reconocidos en múltiples registros y una amplia distribución geográfica; de esta manera se garantiza la globalidad del evento y queda confirmada su validez. Existen otros criterios para que un criptocron pueda ser considerado una inversión magnética real. Cande y Kent (1992a) requieren que el criptocron posea dos inversiones y Gubbins (1999) marca una duración mínima de 10 Ka. Además, una inversión real sufre una caída de la intensidad durante las transiciones de polaridad, pero durante la duración del evento la intensidad se recupera, mientras que en el caso de excursiones la intensidad sufre una caída a lo largo de toda su duración (Roberts y Lewin-Harris, 2000).

En el registro magnetoestratigráfico de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro, figura 1) se han encontrado varios intervalos de corta duración (Pérez-Rivarés *et al.*, 2002) que no pueden ser asignados a ningún cron o subcron de la ETPG. En algunos casos, la intensidad de la magnetización es muy alta, la caída de la curva de desmagnetización de la muestra es muy recta y su dirección no se corresponde con la esperada para un campo geomagnético dipolar centrado. En estos casos la causa más

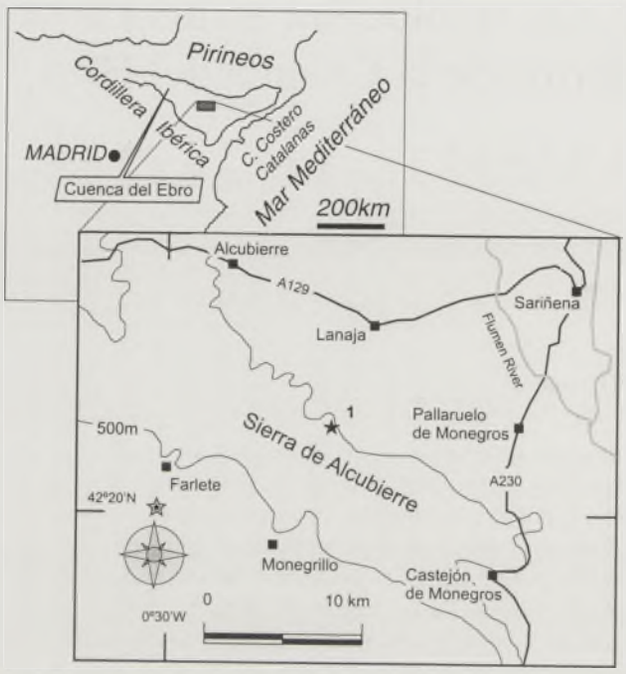


FIGURA 1. *Situación geográfica del área de estudio. 1- Sección de Lanaja.*

probable para estas magnetizaciones está en impactos de rayos. Otros eventos se encuentran vinculados a tramos litológicos concretos y muy bien definidos que sugieren un origen diagenético. Sin embargo, éste no es el caso de un intervalo normal registrado en la sección de Lanaja, dentro del cron inverso C5Dr (alrededor del metro 57 de la sección, figura 2). Para caracterizar este intervalo magnético y determinar su origen se ha realizado un análisis detallado a lo largo de un intervalo estratigráfico de 5 metros.

CONTEXTO GEOLÓGICO

En el sector central de la Cuenca del Ebro afloran materiales miocenos depositados en sistemas lacustres de carácter endorreico y en abanicos aluviales procedentes de los márgenes ibérico y pirenaico. En el área estudiada (Fig. 1) los depósitos lacustres incluyen facies centrales (margas, yesos y calizas ±dolomías laminadas) y marginales (calizas bioclásticas masivas y bioturbadas), relacionadas con depósitos aluviales (lutitas y areniscas) que corresponden a los sectores más distales de abanicos de procedencia pirenaica.

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

En la sección de Lanaja el estudio magnetoestratigráfico original se realizó con un intervalo de muestreo de un metro aproximadamente; para el tramo que se estudia en este trabajo se ha realizado un muestreo con un intervalo medio de 10 cm sobre un paquete heterogéneo de aproximadamente 5 m de potencia.

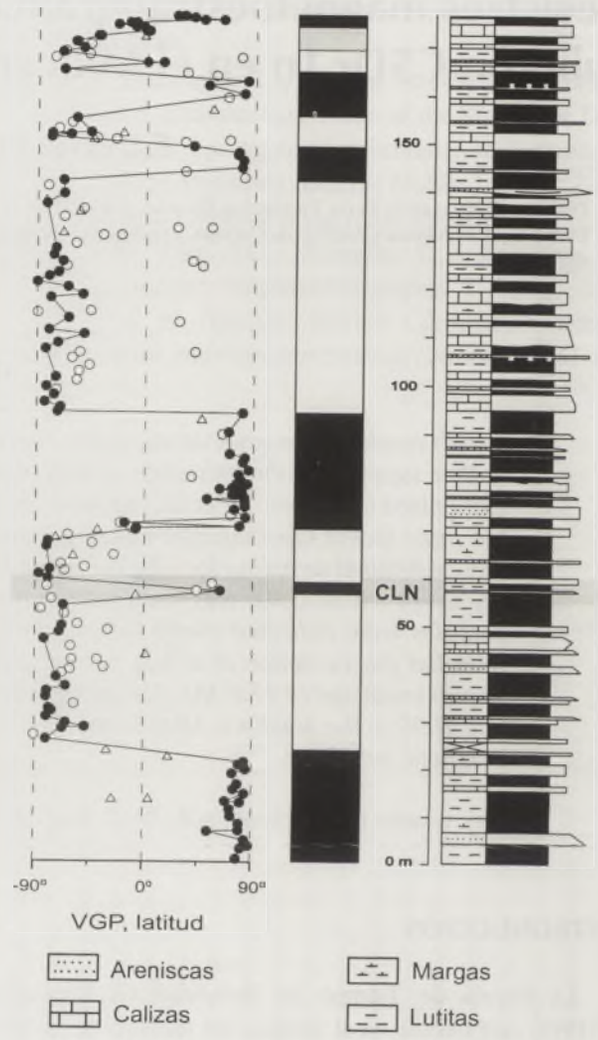


FIGURA 2. *Columna estratigráfica y magnetoestratigrafía de la sección de Lanaja. Los círculos negros indican direcciones de alta fiabilidad, círculos blancos y triángulos representan direcciones de fiabilidad inferior. La banda gris indica el intervalo remuestreado para este trabajo.*

La magnetización remanente natural (MRN) se ha medido en un magnetómetro superconductor de triple eje y se ha analizado utilizando técnicas estándar de desmagnetización térmica progresiva. Las componentes paleomagnéticas se han aislado tras rutinas de 12 a 18 pasos de desmagnetización. Se han alcanzado temperaturas de hasta 680º en algunos casos. Los diagramas de Zijderveld revelan la presencia de tres componentes en la mayor parte de las muestras (Fig. 3). Una componente de orientación aleatoria desaparece al calentar las muestras en torno a 100ºC. Una segunda componente, que presenta la orientación del campo geomagnético actual, queda eliminada al alcanzar 300º o 350ºC. En la mayoría de las muestras, la magnetización característica presenta temperaturas máximas de desbloqueo entre 550º y 680ºC dependiendo de la litología. Sin embargo, algunas muestras presentan una cuarta componente. En estos casos, la remanencia característica posee

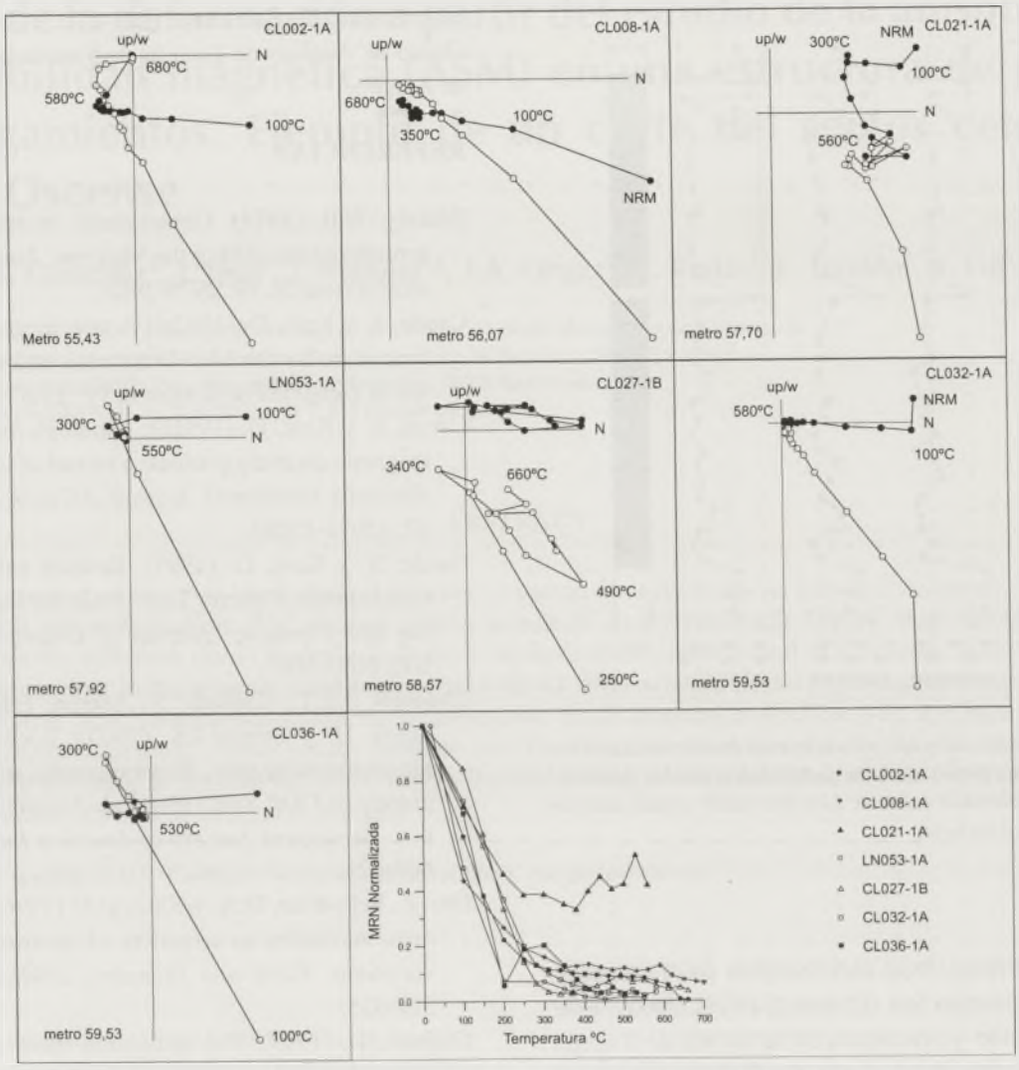


FIGURA 3. *Diagramas de desmagnetización térmica del intervalo CLN. Los círculos negros (blancos) indican la proyección en un plano horizontal (vertical) de la muestra en cada paso de temperatura.*

dos componentes; la primera queda eliminada en torno a los 500ºC y la segunda entre 660º y 680ºC.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El intervalo de corta duración de polaridad normal de la sección de Lanaja (CLN) queda registrado en un tramo heterogéneo de alrededor de 4 m de potencia de lutitas grises y marrones, calizas grises y arenas grises (Fig. 4). CLN posee una duración estimada de alrededor de 50 Ka (conforme a la tasa de sedimentación calculada para el cron C5Dr, que es 6,81 cm/Ka), por lo que cumple los mínimos de duración expuestos por Gubbins (1999). La heterogeneidad litológica no permite apreciaciones sobre la paleointensidad del intervalo y sus inversiones. El registro paleomagnético permite reconocer un intervalo con polaridad normal que posee una pareja de inversiones. La transición entre polaridad inversa y normal tiene lugar en un intervalo de 15 cm; sin embargo, la transición de polaridad normal a inversa se produce a lo largo de 60 cm de una forma irregular, con saltos en la trayectoria del PGV. Este comportamiento irregular puede ser espurio y no corresponder a la transición de polaridad, sino a procesos de reimanación producidos en la etapa de diagénesis temprana. En la parte superior del criptocron se ha registrado una remanencia característica de doble componente en algunas de las muestras (ver muestras cl021 y cl027 en al figura 3). Estas muestras presentan una componente normal de alta temperatura a la que se le impone otra inversa de menor temperatura. La polaridad inversa de la muestra ln053 podría responder a una reimanación inversa que se sobreimpuso a una magnetización primaria normal previa. De la misma manera, esta reimanación podría haber afectado al tramo calizo (cuya mayor porosidad pudo facilitar los procesos diagenéticos) que registró la transición de polaridad normal a inversa enmascarando la trayectoria del PGV.

El subcron C5Dr.1n ha sido recientemente reconocido en el registro magnetoestratigráfico del sondeo 1090 del

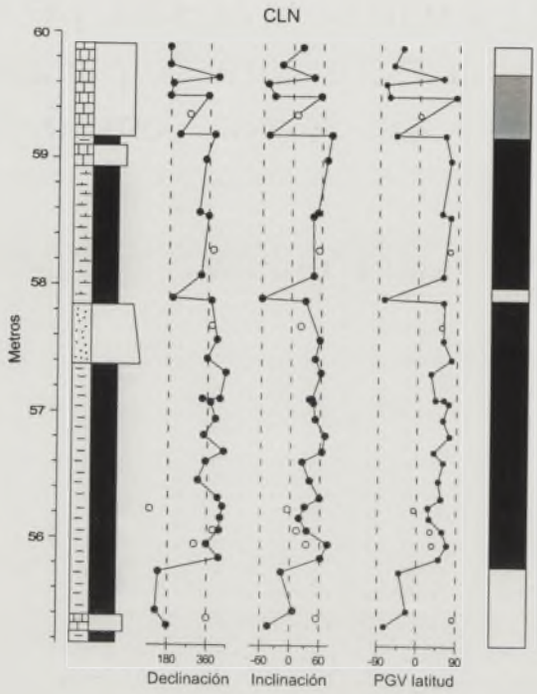


FIGURA 4. *Magnetoestratigrafía y litología del intervalo CLN. Círculos negros: direcciones de alta fiabilidad; círculos blancos: direcciones de fiabilidad inferior. Los intervalos grises indican zonas de polaridad incierta.*

ODP (*Ocean Drilling Program*) recogido en el área subantartica del Atlántico Sur (Channell *et al.*, 2003). Este subcron había sido ya recogido en la Escala de Tiempo Geomagnética para el Mioceno de Blakely (1974), si bien en las ETPG más recientes había sido relegado a la categoría de criptocron (Cande y Kent, 1992a; 1995). El reconocimiento de C5Dr.1n en distintos registros magnetoestratigraficos apoya su retorno a la categoría de subcron de la ETPG. El intervalo CLN es correlacionable con este subcron, por lo que podemos concluir el subcron C5Dr.1n está representado en la sucesión continental del sector central de la Cuenca del Ebro.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto PB97-0882-C03 de la DGES. Muestras medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de Barcelona (UB-CSIC). Contribución del Grupo de Análisis de cuencas sedimentarias del Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Blakely, W.B. (1974): Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene. *Journal of Geophysical Research*, 79: 2979-2985.

Cande, S. y Kent, D. (1992a): A new geomagnetic polarity time-scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97: 13917-13951.

Cande, S. y Kent, D. (1992b): Ultrahigh resolution marine magnetic anomaly profiles: a record of continuous paleointensity variations?. *Journal of Geophysical Research*, 97: 15075-15083.

Cande, S. y Kent, D. (1995): Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.

Channell, J.E.T., Galeotti, S., Martin, E.E., Billups, K., Scher, H. y Stoner J.S. (2003): Eocene to Miocene Magnetostratigraphy, Biostratigraphy and Chemostratigraphy at ODP Site 1090 (sub-Antarctic South Atlantic). *Geological Society of America Bulletin*, 115 (5): 607-623.

Gee, J., Schneider, D.A. y Kent, D.V. (1996): Marine magnetic anomalies as recorders of geomagnetic intensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 327-335.

Gubbins, D. (1999): The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophysics Journal International*, 137: F1-F3.

Merrill, R.T. y McFadden, P.L. (1994): Geomagnetic field stability: reversal events and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*, 121: 57-69.

Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 210-225.

Roberts, A.P. y Lewin-Harris, J.C (2000): Marine magnetic anomalies: evidence that "tiny wiggles" represent short-period geomagnetic polarity intervals. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 375-388.

Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense

Ó. Pueyo[1], Á. González[1], J. Ipas[1], J. Manuel[1,4], J.Á. Orgaz[1], Á. Rodés[2], F. Teixido[3], A. Gil[1] y H. Millán[1]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. opueyo@unizar.es
2 Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona.
3 Instituto Jaume Almera (CSIC), Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona.
4 Universidade Agostinho Neto, Av. 4 de Fevereiro 7, 815 Luanda (Angola).

ABSTRACT

A pyrenean section has been studied in order to search for a relationship between magnetic fabric (AMS) and deformation. The section, which is normal to the main ESE-WNW macrostructures, comprises materials from Devonian to Eocene (seven stations, with a total of 52 cores). It has been observed that in the internal zone of the chain the K1 AMS axis is parallel to the tectonic transport direction, and is transversal to the major structures. In the external zone, however, it is parallel to the major structures. These results indicate that the magnetic lineation may be due to shearing during thrusting in the internal zone, and to flexural folding in the external one. This work stresses the utility of AMS in structural analysis.

Key words: *AMS, Central Pyrenees, deformation, magnetic fabric.*

INTRODUCCIÓN

La fábrica magnética derivada del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) es un reflejo de la orientación preferente de granos (anisotropía de forma) o redes cristalinas (anisotropía cristalina) de minerales fundamentalmente ferro y paramagnéticos. La susceptibilidad magnética (k) puede describirse como un tensor simétrico de segundo orden que relaciona la magnetización inducida (M) en un espécimen de volumen estándar y el campo aplicado (H) de baja intensidad ($\leq$ 0,1 mT); M= kH. Geométricamente la susceptibilidad puede expresarse como un elipsoide cuyos tres ejes ($K1$, $K2$ y $K3$) representan las direcciones de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima respectivamente. Para elipsoides oblatos $K1 \approx K2 > K3$ y para elipsoides prolatos $K1 > K2 \approx K3$.

Una de las aplicaciones más extendidas de la técnica de la ASM es la comparación de la fábrica magnética con la tectofábrica como base para determinar la influencia de distintos mecanismos de deformación. En el caso de los minerales paramagnéticos, omnipresentes en distintos tipos de rocas detríticas, tales como minerales de la arcilla o micas, la anisotropía de forma de los cristales se relaciona de un modo directo con los factores extrínsecos responsables de su configuración espacial en la roca. De este modo, al igual que el análisis estructural, la ASM puede ser empleada para analizar distintos aspectos relacionados con la historia deformacional sufrida por la roca (Avervuch *et al.*, 1992; Parés *et al.*, 1999).

En el presente trabajo se estudia la fábrica magnética de rocas, a lo largo de un corte N-S en el sector central del Pirineo, involucradas en distintos dominios estructurales con el fin de analizar el patrón de deformación.

La zona objeto de estudio se sitúa en el valle del río Aragón (Pirineo de Huesca), entre las localidades de Jaca y Candanchú, abarcando Zona Axial, Sierras Interiores y Cuenca de Jaca (véase Muñoz *et al.*, 1983). Los materiales se encuentran afectados por una serie de cabalgamientos y pliegues vergentes al sur, entre los cuales se incluye el de Gavarnie, en cuyo bloque superior se localizan las estaciones muestreadas (Fig. 1). En este sector la orientación preferente de las macroestructuras es N110E y la dirección de transporte tectónico es hacia el SSO (Teixell, 1992). Además de las estructuras cabalgantes y pliegues asociados, desde el punto de vista de la deformación interna, las unidades del bloque superior se encuentran afectadas por esquistosidad de plano axial asociada a los primeros estadios de emplazamiento de las láminas cabalgantes (Muñoz *et al.*, 1983; Teixell, 1992). El frente meridional de esta esquistosidad se sitúa en el tramo margoso del *flysch* eoceno (Choukroune y Seguret, 1973; Labaume *et al.*, 1985), entre las estaciones 5 y 6 del presente trabajo (Fig. 2a). Esta esquistosidad se encuentra afectada por pliegues de orientación ESE-ONO que la deforman coaxialmente.

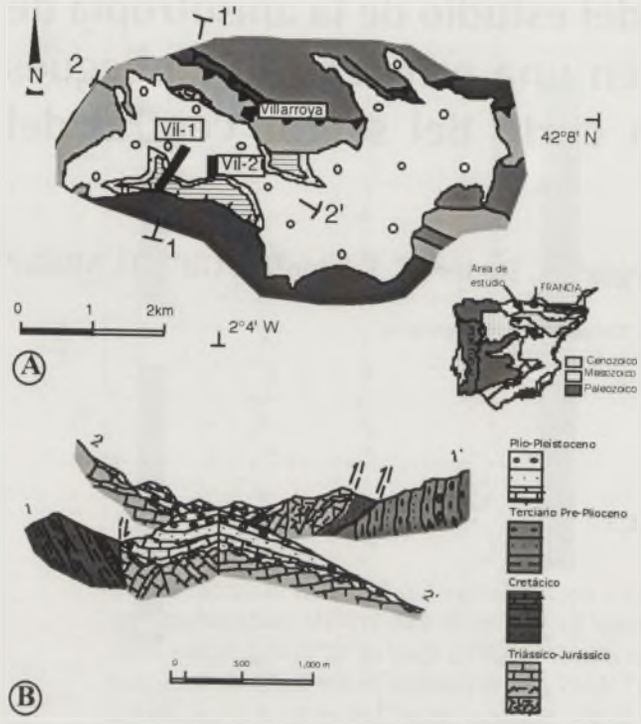


FIGURA 1. *A) Mapa geológico simplificado y posición de los perfiles magnetoestratigráficos estudiados (Vil-1 y Vil-2). B) Panales sintéticos de correlación de facies (Muñoz 1992).*

lacustre. Desde un punto de vista estratigráfico se han diferenciado dos unidades genéticas (Unidades Tectosedimentarias, UTSs) integradas por facies aluviales y lacustres (Muñoz, 1992). La unidad inferior, de unos 30 m de espesor, se inicia por encima de una discordancia angular sobre calizas del Cretácico Inferior. En la base está integrada por depósitos correspondientes a abanicos aluviales recubiertos por lutitas, margas y calizas de origen lacustre, integrando en conjunto una evolución granodecreciente. La segunda unidad, de unos 70 m de potencia, se inicia sobre una ruptura sedimentaria que viene dada por un cambio en la evolución secuencial que pasa de granodecreciente a granocreciente, consecuencia de un cambio climático hacia condiciones más áridas y de una disminución de la subsidencia tectónica de la cuenca. Está integrada por lutitas y areniscas sedimentadas en ambientes palustres que pasan hacia techo a areniscas y conglomerados relacionados con sistemas aluviales de procedencia occidental y septentrional.

CONTEXTO PALEONTOLÓGICO

Los muestreos realizados en los últimos años en la cubeta de Villarroya han permitido identificar tres niveles con micromamíferos, dos de ellos en el perfil Vil-1 y otro en el perfil Vil-2. A techo del tramo fosilífero correspondiente al yacimiento clásico de macromamíferos, en el perfil Vil-2, se encuentra el nivel VI-2. Se trata de un paquete de margas gris-amarillentas de entre 20-30 cm de potencia que ha proporcionado una asociación de roedores diversificada, en la que predominan dos especies de *Mimomys*, *M. praepliocaenicus* y *M. stranzendorfensis*, y que contiene además *Castillomys* cf. *rivas*, *Apodemus* cf. *dominans* y *Micromys* sp. En el perfil Vil-1 se han reconocido dos niveles con micromamíferos. El primero, denominado VI-0, se encuentra cerca de la base del relleno de la cuenca, en un nivel de margas blanquecinas pobremente estratificadas, y ha proporcionado un único primer molar inferior de *Mimomys* sp. El segundo, VI-1, se sitúa unos 20 m por encima en la serie estratigráfica en un nivel de arcillas grises a negras, y su muestreo ha dado como resultado una asociación de roedores compuesta por *Mimomys* aff. *medasensis* (probable antecesor de la especie *M. medasensis*), *M. polonicus-praepliocaenicus*, *Stephanomys* sp., *Castillomys* sp. y *Apodemus* cf. *dominans*.

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Los dos perfiles (Vil-1 y Vil-2) muestreados para los estudios magnetoestratigráficos se encuentran separados a una distancia aproximada de 600 m y debido a la incertidumbre de su posición estratigráfica (Agustí y Oms, 2000) se ha realizado una correlación física de ambos basada en fotografía aérea, cartografía detallada y trabajo sobre el terreno. Mediante la utilización de un dispositivo GPS equipado con altímetro de precisión hemos establecido una correlación litológica siguiendo dos niveles conglomeráticos localizados (metro 22 del perfil Vil-2) sobre un potente conjunto lutítico y arenoso. Estos conglomerados constituyen una unidad morfológica que puede seguirse físicamente, sin apenas interrupciones, hasta el metro 47 del perfil Vil-1 (Fig. 2). Esta correlación muestra que no existe una deformación o basculamiento importante que afecte a la parte superior del relleno sedimentario de la cuenca y que los planos de estratificación aparecen prácticamente horizontales (≈N060°E-01°SE) .

CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA

El yacimiento estratigráficamente más bajo en la cuenca, VI-0, presenta dificultades a la hora de precisar su edad debido a la escasez de material del único taxón identificado, una especie de *Mimomys* de tamaño medio con un estadio evolutivo más avanzado que el correspondiente a *M. hassiacus* y *M. hajnackensis*. Por ello, tentativamente este nivel es asignado a la zona MN16b sin mayor precisión. El yacimiento VI-1, estratigráficamente por encima del anterior, contiene un taxón de importancia biocronológica, *M. polonicus-praepliocaenicus* que, de acuerdo con Tesakov *et al.* (2001), se situaría en la parte más moderna de la zona MN16b. El yacimiento VI-2 contiene *M. prae-*

FIGURA 2. *A) Columnas estratigráficas (Vil-1 y Vil-2) con la posición de las estaciones de muestreo paleomagnético. B) Columna detallada del yacimiento de clásico de Villarroya.*

pliocaenicus, con un estadio evolutivo ligeramente más avanzado que el representante de la misma línea del yacimiento VI-1, por lo que probablemente le corresponde una edad algo más reciente que al yacimiento anterior. Además, la asociación de *M. praepliocaenicus* y *M. stranzendorfensis* (considerado aquí sinónimo de *M. stenokorys*) es, de acuerdo con los autores citados anteriormente, característica del límite de las zonas MN16b y MN17. Este límite biocronológico coincide aproximadamente con el límite entre las magnetozonas Gauss y Matuyama según las calibraciones de otros yacimientos europeos, principalmente las del perfil de Stranzendorf en Austria (Frank y Rabeder, 1997).

CORRELACIÓN MAGNETOESTRATIGRÁFICA

Los datos paleomagnéticos preliminares (Pueyo *et al.*, 1996) distribuidos en dos perfiles Vil-1 y Vil-2 han sido completados de la siguiente forma: 1) Muestreo de una nueva porción de 40 m a techo de ambos perfiles (con el fin de conferir mayor independencia a la asignación cronológica). 2) Remuestreo entre estaciones preexistentes, con el fin de mejorar la densidad de datos por metro de serie y aumentar la resolución de magnetozonas menores. 3) Mejora de la calidad de las estaciones existentes aumentando el número de muestras desmagnetizadas por estación (hasta 5 por nivel estratigráfico). Los perfiles mejorados en la cuenca de Villarroya contienen un total de 266 muestras analizadas (89 estaciones). La caracterización mineralógica, la descripción detallada de las componentes magnéticas y su estabilidad así como una intensa discusión sobre la calibración cronológica está actualmente en fase de redacción y en este apartado se trata de caracterizar la representatividad estadística de los datos paleomagnéticos y el grado de correlación interna entre las magnetozonas encontradas en ambos perfiles.

Los criterios para caracterizar las magnetozonas han sido los siguientes: 1) Sólo las muestras individuales en las que las direcciones características se definen con total claridad (Clase I) o aquellas en la que la polaridad magnética no ofrece dudas (Clase II) han sido utilizadas en su definición. 2) Más de una estación consecutiva define la misma banda de polaridad. 3) Al menos la paleolatitud media de una estación (incluyendo su error estándar) de la magnetozona no se solapa con la polaridad contraria. Aquellas magnetozonas que no cumplen los tres criterios expuestos han sido denominadas como criptozonas y han sido consideradas de forma solamente orientativa en la correlación interna y en la calibración cronológica. Siguiendo estos criterios se han observado hasta 7 magnetozonas en el perfil Vil-1 (de casi 100 m) frente a las 5 de Vil-2 de menor longitud (45 m). Hasta 6 zonas de Vil-1 y 2 de Vil-2 han sido clasificadas como criptozonas.

La primera aproximación para indagar sobre la credibilidad de las secuencias de magnetozonas locales ha consistido en realizar un suavizado de la paleolatitud media con el fin de resaltar las magnetozonas más estables (estadísticamente más robustas). El suavizado ha consistido en calcular una media móvil de tres estaciones. Los resultados (Fig. 3a) confirman el claro límite de polaridad magnética de Vil-1 (25 m) y la presencia de una magnetozona normal, de entre 3 y 5 m que aparece caracterizada (35 m en Vil-1), en los dos perfiles precisamente en la posición del yacimiento clásico. El resto de los perfiles está, dominado por polaridad inversa hasta el techo de la cuenca. El siguiente paso ha consistido en comprobar estadísticamente el grado de correlación interna entre ambos perfiles, para este fin se ha realizado un correlación cruzada entre ellos utilizando como variable la potencia de las magnetozonas ordenadas estratigráficamente de muro a techo (Fig. 3b). La correlación óptima, realizada con las magnetozonas de calidad, es la que relaciona las magnetozonas inversas que están a muro del nivel clásico del yacimiento de Villarroya (N3).

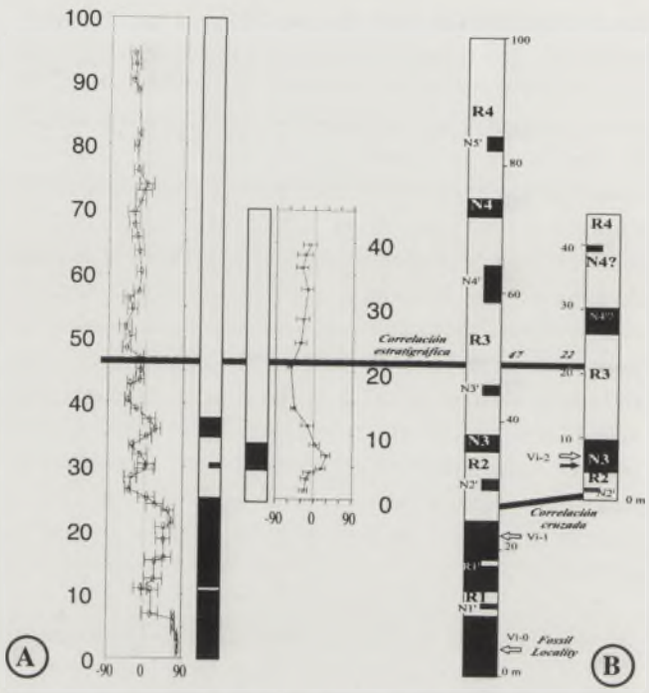


FIGURA 3. *Correlación interna de los datos magnetoestratigráficos (secuencias de magnetozonas) A) Suavizado para resaltar las magnetozonas locales. B) Correlación cruzada. Nótese que la correlación estratigráfica encaja en el conjunto global.*

CONCLUSIONES

Correlación estratigráfica: La continuidad física de dos niveles conglomeráticos en la parte alta del relleno de los materiales de la cubeta de Villarroya permite establecer sin lugar a dudas la correlación estratigráfica entre los dos perfiles analizados Vil-1 (perfil de mayor longitud situado en la carretera) y Vil-2 (perfil que contiene el yacimiento en el paraje denominado "Horna de Muro").

Correlación bioestratigráfica: Los nuevos niveles de micromamíferos muestreados permiten establecer una secuencia biocronológica lógica para yacimientos encontrados en ambos perfiles.

Correlación magnetoestratigráfica: Los dos perfiles magnetoestratigráficos estudiados presentan las siguientes cualidades: i) La secuencia de magnetozonas establecidas a partir de una serie de criterios de calidad resalta la existencia de un límite neto de cambio de polaridades (base de Vil-1) y de una magnetozona normal muy robusta situada a 10 m por encima de este nivel y que aparece bien representada en ambos perfiles. ii) La correlación cruzada entre ambos perfiles es estadísticamente significativa entre el 95 -99%. iii) La posición relativa entre ambos perfiles a partir de esta correlación cruzada es coincidente con la correlación estratigráfica basada en datos de campo.

AGRADECIMIENTOS

Financiado parcialmente por el proyecto BTE2002-04168 (MCyT) y una beca postdoctoral (ELP) del MECD

REFERENCIAS

Agustí, J. y Oms, O. (2001): On the age of the last hipparionine faunas in western Europe. *Comptes Rendus de l' Academie des Sciences de Paris*, 332: 291-297.

Alberdi, M. T. y Azanza, B. (1997): Comentarios al artículo Magnetoestratigrafía preliminar de los materiales pliocenos de la cubeta de Villarroya (Sierra de Cameros, La Rioja), de E. Pueyo Morer, A. Muñoz Jiménez y J.M. Parés (1996). *Geogaceta*, 22: 7-8.

Crusafont, M. (1960): Le Quaternaire espagnol et sa faune de mammifères - Essai de synthèse. *Anthropos*, 1960: 55-64.

Frank, C. y Rabeder, G. (1997): Stranzendorf. En: *Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs* (D. Dopes y G. Rabeder, Eds.). Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften: 130-139.

Michaux, J. (1971): Arvicolinae (Rodentia) du Pliocène terminal et du Quaternaire ancien de France et d'Espagne. *Palaeovertebrata*, 4 (5): 137-213.

Muñoz, A. (1992): *Análisis Tectosedimentario del Terciario del sector Occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja).* Ciencias de la Tierra, 15. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño, 347 p.

Pueyo, E.L., Muñoz, A. y Parés, J.M. (1996): Magnetoestratigrafía preliminar de los materiales pliocenos de la Cubeta de Villarroya (Sierra de Cameros, La Rioja). *Geogaceta*, 20 (5): 1029-1032.

Tesakov, A., Vangengeim, E. y Pevzner, M. (2001): Position of reference mammal localities of the Lower Villafranchian in the magnetochronological scale. *Lynx*, n. s. 32: 363-369.

Thaler, L. (1966): *Les rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, nouvelle série, série C (Sciences de la Terre), 17, 295 p.

Análisis de la deformación a partir del estudio de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en una estructura de pliegues y cabalgamientos. Ejemplo de un corte del sector central del Pirineo Oscense

Ó. Pueyo[1], Á. González[1], J. Ipas[1], J. Manuel[1,4], J.Á. Orgaz[1], Á. Rodés[2], F. Teixido[3], A. Gil[1] y H. Millán[1]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. opueyo@unizar.es
2 Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona.
3 Instituto Jaume Almera (CSIC), Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona.
4 Universidade Agostinho Neto, Av. 4 de Fevereiro 7, 815 Luanda (Angola).

ABSTRACT

A pyrenean section has been studied in order to search for a relationship between magnetic fabric (AMS) and deformation. The section, which is normal to the main ESE-WNW macrostructures, comprises materials from Devonian to Eocene (seven stations, with a total of 52 cores). It has been observed that in the internal zone of the chain the K1 AMS axis is parallel to the tectonic transport direction, and is transversal to the major structures. In the external zone, however, it is parallel to the major structures. These results indicate that the magnetic lineation may be due to shearing during thrusting in the internal zone, and to flexural folding in the external one. This work stresses the utility of AMS in structural analysis.

Key words: *AMS, Central Pyrenees, deformation, magnetic fabric.*

INTRODUCCIÓN

La fábrica magnética derivada del estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) es un reflejo de la orientación preferente de granos (anisotropía de forma) o redes cristalinas (anisotropía cristalina) de minerales fundamentalmente ferro y paramagnéticos. La susceptibilidad magnética (k) puede describirse como un tensor simétrico de segundo orden que relaciona la magnetización inducida (M) en un espécimen de volumen estándar y el campo aplicado (H) de baja intensidad ($\leq$ 0,1 mT); M= kH. Geométricamente la susceptibilidad puede expresarse como un elipsoide cuyos tres ejes ($K1$, $K2$ y $K3$) representan las direcciones de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima respectivamente. Para elipsoides oblatos $K1 \approx K2 > K3$ y para elipsoides prolatos $K1 > K2 \approx K3$.

Una de las aplicaciones más extendidas de la técnica de la ASM es la comparación de la fábrica magnética con la tectofábrica como base para determinar la influencia de distintos mecanismos de deformación. En el caso de los minerales paramagnéticos, omnipresentes en distintos tipos de rocas detríticas, tales como minerales de la arcilla o micas, la anisotropía de forma de los cristales se relaciona de un modo directo con los factores extrínsecos responsables de su configuración espacial en la roca. De este modo, al igual que el análisis estructural, la ASM puede ser empleada para analizar distintos aspectos relacionados con la historia deformacional sufrida por la roca (Avervuch *et al.*, 1992; Parés *et al.*, 1999).

En el presente trabajo se estudia la fábrica magnética de rocas, a lo largo de un corte N-S en el sector central del Pirineo, involucradas en distintos dominios estructurales con el fin de analizar el patrón de deformación.

La zona objeto de estudio se sitúa en el valle del río Aragón (Pirineo de Huesca), entre las localidades de Jaca y Candanchú, abarcando Zona Axial, Sierras Interiores y Cuenca de Jaca (véase Muñoz *et al.*, 1983). Los materiales se encuentran afectados por una serie de cabalgamientos y pliegues vergentes al sur, entre los cuales se incluye el de Gavarnie, en cuyo bloque superior se localizan las estaciones muestreadas (Fig. 1). En este sector la orientación preferente de las macroestructuras es N110E y la dirección de transporte tectónico es hacia el SSO (Teixell, 1992). Además de las estructuras cabalgantes y pliegues asociados, desde el punto de vista de la deformación interna, las unidades del bloque superior se encuentran afectadas por esquistosidad de plano axial asociada a los primeros estadios de emplazamiento de las láminas cabalgantes (Muñoz *et al.*, 1983; Teixell, 1992). El frente meridional de esta esquistosidad se sitúa en el tramo margoso del *flysch* eoceno (Choukroune y Seguret, 1973; Labaume *et al.*, 1985), entre las estaciones 5 y 6 del presente trabajo (Fig. 2a). Esta esquistosidad se encuentra afectada por pliegues de orientación ESE-ONO que la deforman coaxialmente.

FIGURA 1. *Mapa geológico del Pirineo central y localización del área estudiada.*

METODOLOGÍA

Un total de 52 muestras (131 especímenes) distribuidas en siete estaciones, se extrajeron con ayuda de una perforadora portátil refrigerada por agua. Las medidas de la ASM se han determinado con un susceptómetro KLY-03 (AGICO), con un campo magnético de baja intensidad (≈300 Am^{-1}), basado en la medida de las susceptibilidades a lo largo de 15 direcciones preestablecidas (Jelinek, 1981). La media aritmética para cada estación de los distintos parámetros de ASM se muestran en la tabla 1.

La susceptibilidad magnética media de cada espécimen viene expresada por el parámetro $Km = (K1 + K2 + K3)/3$, donde $K1$, $K2$ y $K3$ representan los ejes de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima del elipsoide de susceptibilidad magnética. La forma de los elipsoides magnéticos se ha caracterizado mediante el parámetro $Tj = (2\ln K2 - \ln K1 - \ln K3)/(\ln K1 - \ln K3)$ (Jelineck 1981; Hrouda, 1982). Por último, el grado de anisotropía magnética se ha cuantificado mediante el parámetro $Pj = \exp[2(a_1^2 + a_2^2 + a_3^2)]^{1/2}$ donde $a_1 = \ln(K1 / Kb)$, etc. y $Kb = Km$ (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982).

TABLA 1. *Valores promedio (media aritmética) para cada estación de los distintos parámetros magnéticos utilizados.*

Estación	*N*	*Km*	*Pj*	*Tj*
Ca01	13	130	1.048	0.670
Ca02	16	60	1.091	0.130
Ca03	22	219	1.027	0.001
Ca04	17	222	1.033	0.260
Ca05	19	243	1.065	-0.477
Ca06	16	65	1.048	0.531
Ca07	19	167	1.062	0.417

N= número de especímenes; *K*m= susceptibilidad media (x 10^{-6}) P*j*= grado de anisotropía; T*j*= simetría de forma.

Las muestras analizadas están representadas por areniscas rojas de edad pérmica (estación CA01), calizas grises devónicas (CA02), margas y calizas cretácicas (CA03 y CA04), calizas paleocenas, (CA05) y margas eocenas (CA06 y CA07). La ubicación de las diferentes estaciones es la mostrada en la figura 2.

RESULTADOS

El análisis direccional de la fábrica magnética se ha realizado mediante la proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad (Fig. 2a). Para caracterizar la forma de los elipsoides magnéticos se han utilizado los gráficos de anisotropía de cada estación en los que se relacionan la forma (T*j*) y el grado de anisotropía (P*j*) de los elipsoides magnéticos (Fig. 2a).

La estación CA01, correspondiente a una arenisca de la serie roja del Pérmico se caracteriza por mostrar una foliación magnética (dispersión de los ejes $K1$ y $K2$ y relativa buena concentración de $K3$) paralela a la traza media de la esquistosidad medida en el campo. La forma de los elipsoides es predominantemente oblata. La estación CA02 ha sido muestreada en un anticlinal de escala decamétrica afectando a calizas devónicas. Los elipsoides magnéticos, con formas más triaxiales ($0{,}5 \geq Tj \geq -0{,}5$), muestran un patrón direccional coaxial respecto a los elementos estructurales. Como muestra el estereograma de esta estación (Fig. 2a), los ejes $K2$ se agrupan en torno al eje del pliegue y los otros dos están dispersados en el plano perpendicular. Las estaciones CA03 y CA04 fueron muestreadas en margas y calizas del Campaniense y calizas detríticas del Maastrichtiense respectivamente. En ambos casos queda bien definida una lineación magnética (agrupamiento de $K1$) con rumbo hacia el

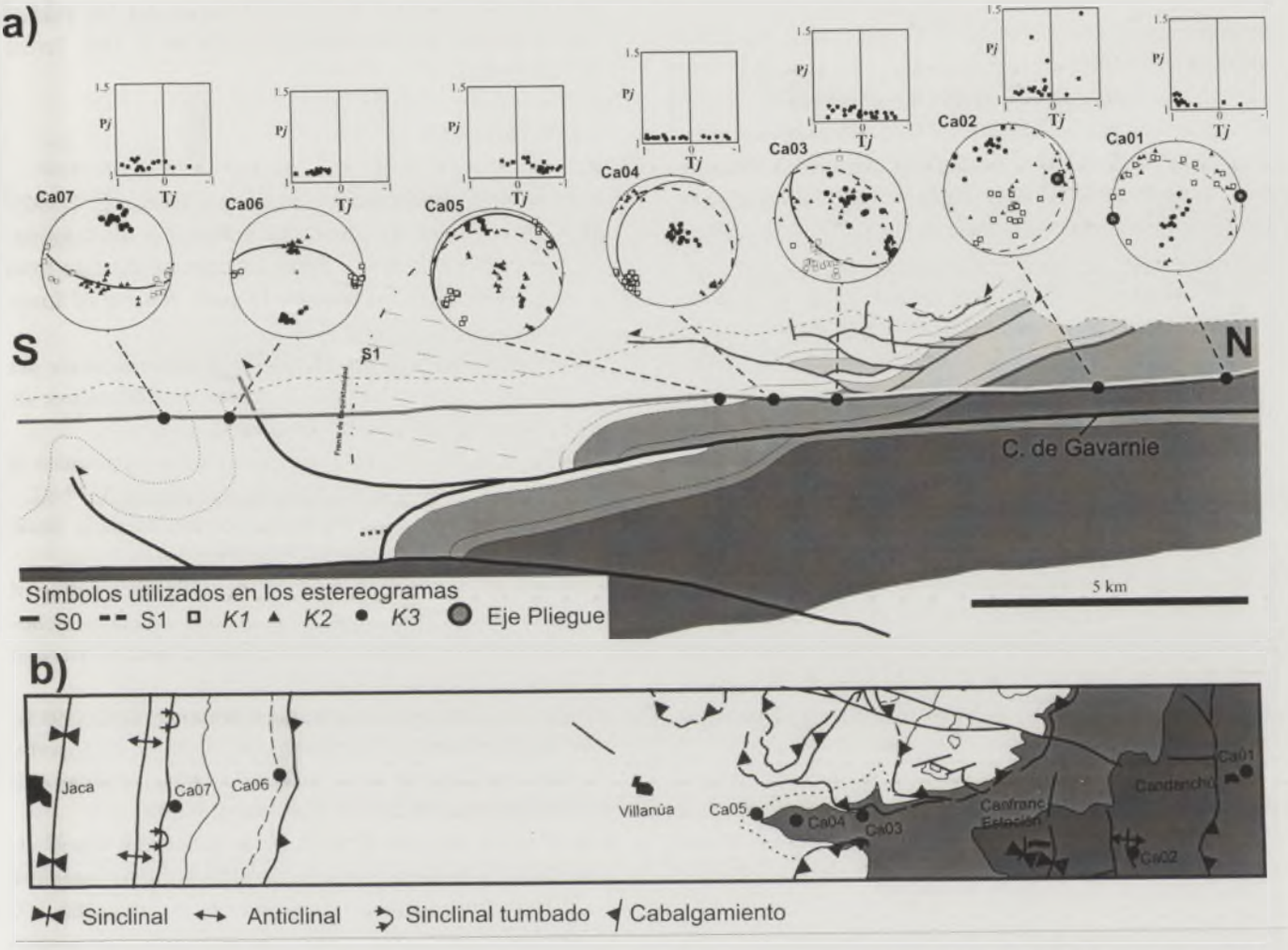


FIGURA 2. *a) Corte geológico del sector estudiado (basado en Teixell y García-Sansegundo, 1995). La línea gris representa la topografía de la transversal del río Aragón. Proyección estereográfica de los datos de susceptibilidad magnética, estratificación y esquistosidad (datos de campo) y gráficos de anisotropía para las distintas estaciones. b) Cartografía geológica del sector de estudio (basado en Teixell, 1992).*

SO (Fig. 2a), apreciándose una gran variación en la forma de los elipsoides magnéticos con formas tanto oblatas como prolatas (Fig. 2a). En las dos estaciones la lineación magnética queda contenida (CA04) o se sitúa muy próxima a la estratificación (CA03). La estación CA05 se localiza en materiales carbonatados paleocenos. Al igual que en los casos anteriores la lineación magnética, de orientación NE-SO, queda contenida en la estratificación subhorizontal con los ejes *K*2 y *K*3 dispersados en un plano oblicuo a la esquistosidad media medida en el campo. La forma de los elipsoides magnéticos, netamente prolata, es compatible con el patrón direccional.

Las dos últimas estaciones (CA06 y CA07) se localizan fuera del dominio de la esquistosidad. La primera corresponde a una megacapa de una secuencia turbidítica eocena (megacapa del Roncal o nº 5) y la segunda a niveles margosos eocenos de la cuenca de Jaca. Como se observa en los estereogramas de la figura 2a, en ambos casos la lineación magnética presenta una orientación ESE-OSO paralela al rumbo de las capas y a los ejes de las principales macroestructuras. La forma de los elipsoides es predominantemente oblata (Fig. 2a).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Del análisis direccional y de la forma de los elipsoides magnéticos, se desprende que todas las rocas estudiadas presentan una fábrica magnética de origen tectónico. En algunos casos (CA01, CA02, CA06, CA07) la correlación entre la fábrica magnética y los elementos estructurales es directa: foliación magnética paralela a la esquistosidad y elipsoides oblatos (CA01), ejes *K*2 paralelos al eje de los pliegues, ejes *K*1 compatibles con la dirección de amplificación de la estructura y elipsoides triaxiales (CA02) o lineación magnética paralela al eje de los principales pliegues cartográficos (CA06 y CA07).

El resto de las estaciones (CA03, CA04 y CA05) no muestran, sin embargo, un grado de coaxialidad evidente

entre la orientación media de los elipsoides magnéticos y los elementos estructurales. En todos los casos la lineación magnética no aparece contenida en la esquistosidad y, sin embargo, muestra una orientación constante sobre la estratificación. El paralelismo entre la orientación de la lineación magnética y la dirección de transporte tectónico (hacia el SSO) deducido de la vergencia general de las macroestructuras a lo largo del corte estudiado (Teixell, 1992), sugiere el origen tectónico de esta fábrica magnética.

Considerando el origen tectónico de estas fábricas, es posible establecer algunas consideraciones cinemáticas y de cronología relativa de procesos deformacionales. En primer lugar la influencia de los mecanismos de deformación, a distintas escalas, en el desarrollo de la fábrica magnética: fábrica asociada a la esquistosidad (CA01), fábrica asociada a plegamiento (CA02, CA06 y CA07) o fábrica asociada a cizalla (CA03, CA04, CA05). Parece, por otro lado, que la fábrica magnética en algunos casos (estaciones CA03, CA04 y CA05) no refleja el primer episodio deformacional (el asociado al desarrollo de esquistosidad). Teniendo en cuenta el marco macroestructural, la fábrica magnética en estos puntos es compatible con la dirección de cizalla paralela al transporte tectónico regional, proceso tectónico que postdata a la etapa esquistosa.

Aunque serían necesarios un mayor número de datos para constreñir los efectos de diferentes eventos deformativos, la técnica de la ASM se revela entonces como una herramienta de gran utilidad a la hora de detectar efectos tardíos de la historia deformacional de rocas multideformadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo cumple objetivos del curso "La Fábrica Magnética y la Geología Estructural" del programa de Doctorado "Geología" del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Los autores agradecen los consejos, aportaciones y comentarios del Dr. Andrés Pocoví Juan y la constructiva revisión de la Dra. Teresa Román Berdiel.

REFERENCIAS

Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D. y Kissel, C. (1992): Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology,* 14: 461-474.

Choukroune, P. y Seguret, M. (1973): *Carte structurale des Pyrénées*. Université des Sciences en Techniques du Languedoc / Elf.-ERAP. Boussens.

Hrouda, F. (1982): Magnetic anisotropy and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey,* 5: 37-82.

Jelinek, K. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics,* 79: 63-78.

Labaume, P., Seguret, M. y Seyve, C., (1985) Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South-Pyrenean Basin. *Tectonics,* 4: 661-685.

Muñoz, J.A., Puigdefábregas, C. y Fontboté, J.M. (1983): Orógenos alpinos: El Pirineo. En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos.* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. 2: 161-168.

Pares, J.M., Van der Plujim, B. A. y Dinarés-Turell, J. (1999): Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, Northern Spain). *Tectonophysics,* 307: 1-14.

Teixell, A. (1992): *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica.* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 252 p.

Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1995): Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 8: 215-228.

Fábrica magnética del plutón de Millares (Pirineo central, Huesca)

T. Román[1], A. Casas[1], B. Oliva[1], C.L. Liesa[1] y R. Soto[2]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. mtdjrb@unizar.es, acasas@unizar.es, boliva@unizar.es, carluis@unizar.es

2 Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul-Sabatier, 31400 Toulouse. soto@lmtg.ups-tlse.fr

ABSTRACT

This work deals with the magnetic susceptibility and anisotropy of the Variscan Millares pluton in the Central Pyrenees. The Millares granite intrudes Cambro-Devonian metasediments of the Axial Zone of the Pyrenees. The zonation of low-field magnetic susceptibility indicates a concentric arrangement of rock-types, with more basic compositions at the external areas. From Anisotropy of the Magnetic Susceptibility measurements, the magmatic fabric of this pluton has been inferred. Magnetic foliations strike NE-SW and dip gently towards the NW. Magnetic lineations are scattered between NW-SE and NE-SW and plunge shallowly to the N. Although Magnetic foliation strikes mainly NE-SW, the magnetic lineation, the geometry of the pluton, and their relationship with the host-rock structure suggest an intrusión contemporary with a transpressional regime and NNE shortening.

Key words: *granite, AMS, Millares, Variscan, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de la estructura hercínica de los Pirineos conlleva la dificultad de que se superponen dos ciclos orogénicos. Los plegamientos y cabalgamientos alpinos son los responsables de la estructura actual de la cadena (Déramond *et al.*, 1985), y en el zócalo Paleozoico es difícil discernir si los cabalgamientos que se observan son hercínicos reactivados o de neoformación alpinos.

Los cuerpos graníticos pueden ser muy útiles como marcadores cinemáticos, registran eventos que están estrictamente relacionados con su emplazamiento, a través de la orientación de la foliación y lineación magmáticas. La deformación progresiva durante la cristalización queda registrada por estructuras S-C, y por deformaciones en estado sólido de alta y baja temperatura a escala de grano. Por lo tanto los estudios estructurales de granitos permiten definir con mayor exactitud los estadios deformacionales en los orógenos.

Estudios estructurales en plutones graníticos hercínicos del Pirineo han demostrado que la fase principal hercínica, llamada D2 (Zwart, 1986), es transpresional (Evans *et al.*, 1998; Gleizes *et al.*, 1998). El granito hercínico de Millares, situado en la Zona Axial del Pirineo Central, es uno de los pocos que todavía no ha sido estudiado desde el punto de vista estructural. El objetivo del presente trabajo es establecer la contribución de los procesos de deformación hercínica regional en la intrusión del granito de Millares. Se utiliza la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) para caracterizar la estructura interna del granito y se relaciona con la evolución estructural de las rocas encajantes.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Zona Axial de los Pirineos pertenece al orógeno varisco europeo (Fig. 1). La fase principal de la orogenia varisca en los Pirineos se caracteriza por un acortamiento evidenciado por grandes cabalgamientos vergentes al Sur y deformación penetrativa a escala regional (Soula *et al.*, 1986), la llamada segunda fase de deformación D2. Las edades U-Pb publicadas en la última década para los granitos del Pirineo indican que el plutonismo hercínico de esta cadena es esencialmente carbonífero y sintectónico (Romer y Soler, 1995). El granito de Millares forma parte de la lámina cabalgante del mismo nombre, una unidad vergente al Sur y situada sobre la lámina de Bielsa.

El plutón de Millares (Fig. 1) es alargado con orientación NO-SE y dimensiones 10x2 kilómetros. Muestra una zonación composicional (Enrique, 1989) que varía de granodiorita en las partes internas del plutón a tonalita y gabrodiorita en las partes externas (Fig. 2b). Las rocas básicas son ricas en anfíbol y contienen biotita. Las granodioritas son de grano fino a medio, ricas en biotita y con cantidades variables de hornblenda. Envolviendo al plutón se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto que afecta a materiales cambro-ordovícicos, silúricos y devónicos.

ANÁLISIS DE ASM

Para el estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) dentro del macizo de Millares se han realizado 45 estaciones de muestreo regularmente repartidas en su superficie (Fig. 2a). En cada estación se han obtenido una

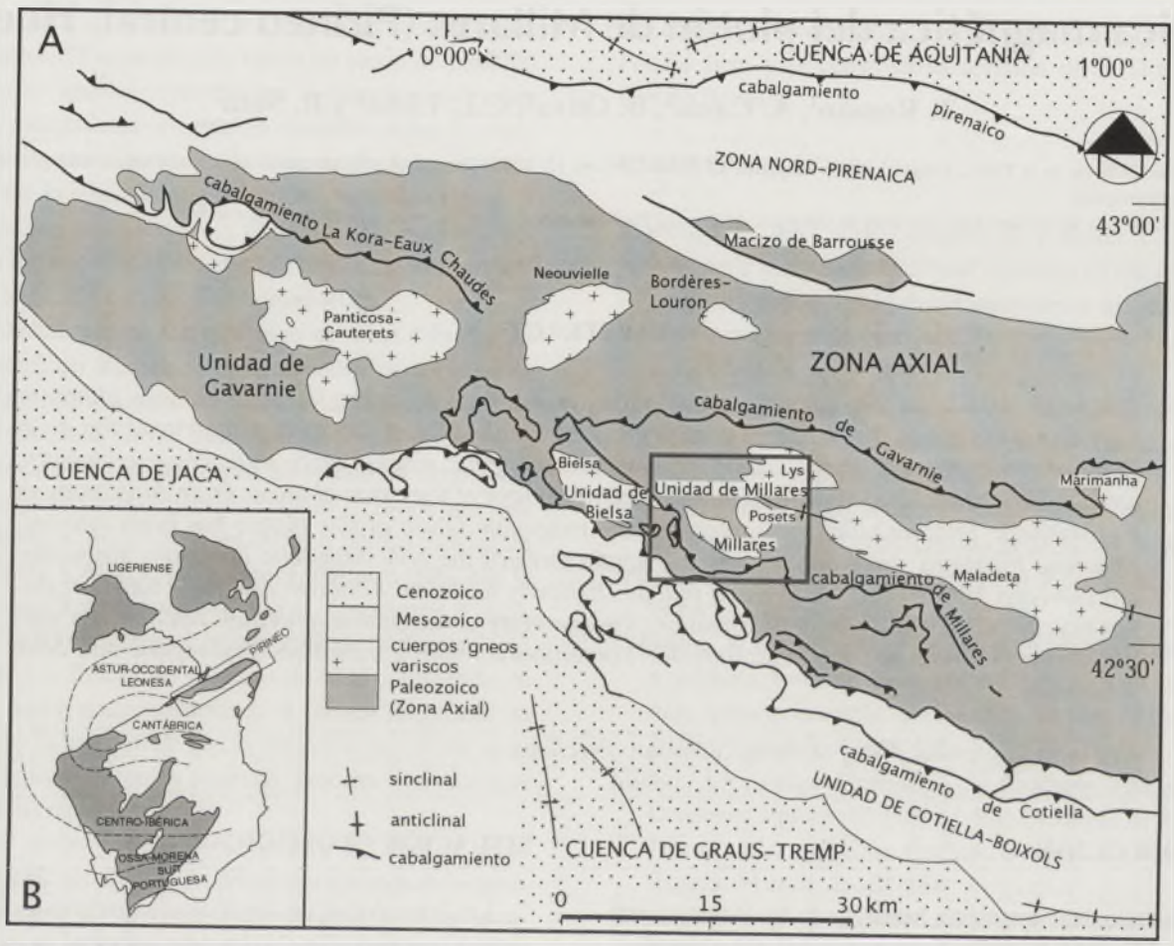


FIGURA 1. *Mapa geológico esquemático de los Pirineos (A), mostrando la situación del plutón granítico de Millares, y su situación en el contexto de la parte sur de la europa varisca (B).*

media de 6 a 7 muestras *standard* (un total de 285 muestras). Las medidas se han hecho a temperatura ambiente con un susceptómetro Kappabridge KLY-3, que trabaja en campo magnético débil (0,5 mT).

Las medidas de ASM dan la orientación y magnitud de los ejes $K_3 \leq K_2 \leq K_1$ del elipsoide magnético. La fábrica magnética se caracteriza, siempre que sea posible, por la lineación magnética (K_1) y la foliación magnética (perpendicular a K_3).

Susceptibilidad magnética

Los valores de la susceptibilidad magnética (Km) varían entre 70×10^{-6} y 470×10^{-6} SI (Fig. 2a). Un 58% del macizo presenta bajas susceptibilidades (Km<300 x 10^{-6} SI), siendo la media de la susceptibilidad magnética de 261 x 10^{-6} SI. Estos valores de susceptibilidad magnética corresponden a granitos típicamente paramagnéticos, pero sería conveniente la realización de un estudio de la mineralogía magnética para conocer la contribución ferromagnética. Teóricamente, si existe contribución ferromagnética significativa no puede correlacionarse la susceptibilidad (Km) con el contenido en hierro, y por tanto con el tipo petrográfico. No obstante, existe una buena correlación entre el mapa de zonación litológica (Enrique, 1989) y el mapa de zonación de Km de Millares (Fig. 2a y b). Solo aparecen algunas diferencias en el extremo noroccidental, donde Km presenta valores bajos. Se pueden establecer las siguientes correlaciones entre las susceptibilidades magnéticas y los tipos petrográficos definidos por Enrique (1989):

Km > 300 x 10^{-6} SI = dioritas y gabrodioritas

300 x 10^{-6} SI > Km > 100 x 10^{-6} SI = tonalita

Km < 100 x 10^{-6} SI = granodioritas

En otros granitos pirenaicos se ha observado también buena correlación entre la susceptibilidad magnética y los tipos petrográficos (Leblanc *et al.*, 1994, Román-Berdiel *et al.*, 2004), muchos de ellos muestran zonación composicional concéntrica. La zonación de Km (Fig. 2a) muestra los máximos a lo largo de todo el borde sur y oeste, cerrando concéntricamente hacia el norte. Los valores disminuyen concéntricamente hacia las partes internas y borde este del plutón. Los valores más bajos aparecen en la zona media del borde este y en el extremo norte.

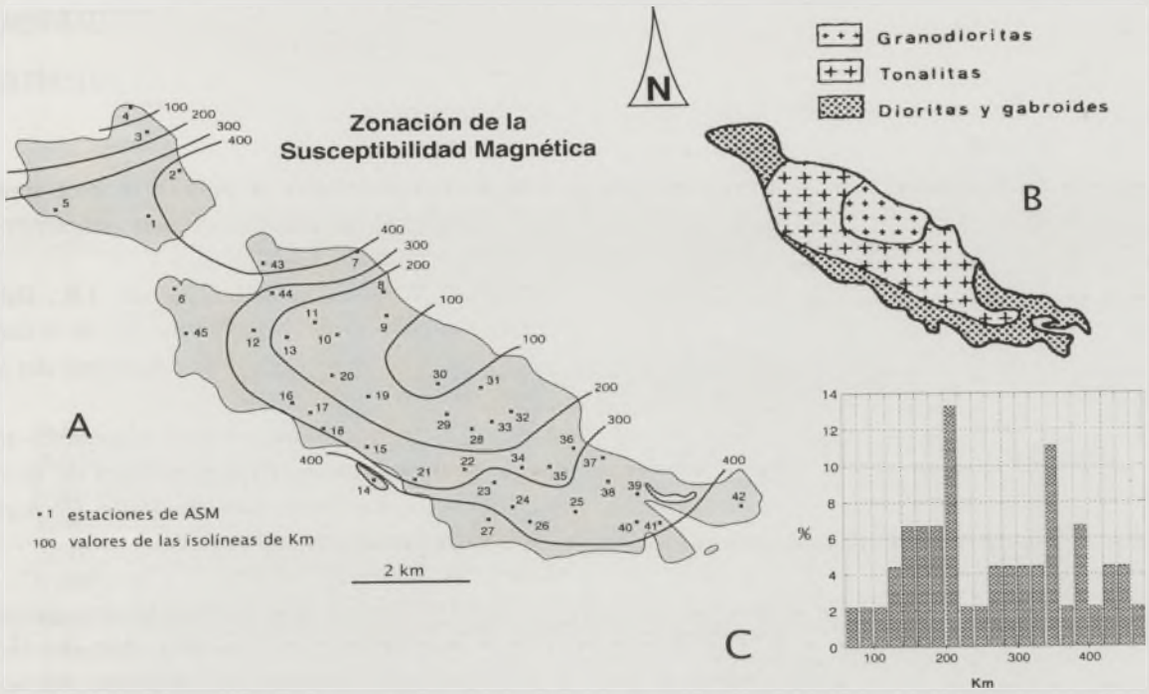


FIGURA 2. *A) Situación de las estaciones de recogida de muestras y mapa de zonación de la susceptibilidad magnética del macizo de Millares. B) Zonación composicional propuesta anteriormente por Enrique (1986). C) Histograma de frecuencias de la susceptibilidad magnética del plutón de Millares.*

Por lo tanto, excepto en algunas estaciones donde pueda haber contribución ferromagnética significativa (estaciones 2, 14, 27, 42 y 43), parece dominar la susceptibilidad paramagnética debida a silicatos con hierro como la biotita y los anfíboles (Borradaile y Henry, 1997).

FÁBRICA MAGNÉTICA

Si bien existe cierta variabilidad en la orientación de la foliación magnética, se observa una dominancia de la dirección NE-SO y de buzamientos variables hacia el NO, presentando una tendencia a cerrar concéntricamente hacia la parte interna y oriental del plutón (Fig. 3a). En proyección equiareal los polos de la foliación magnética se concentran en el cuadrante sureste. La lineación magnética en proyección equiareal se distribuye en una ciclográfica de orientación 050, 36N, presentando máximos relativos en torno a NO, NNE y O, que quedan reflejados en el mapa de la lineación (Fig. 3b), y por lo general una inmersión baja. Estos datos permiten interpretar una fábrica dominantemente planar, y un intercambio de ejes entre K_2 y K_1, debido a la proximidad de sus valores.

INTERPRETACIÓN

Geometría del plutón

Para determinar el modo de emplazamiento es fundamental tener una idea de la geometría que presenta el plutón. En este caso no es posible la utilización de estudios gravimétricos, ya que el granito de Millares forma parte de una lámina cabalgante alpina, y posiblemente está cortado por el cabalgamiento del mismo nombre. Para reconstruir la geometría del plutón únicamente disponemos de los datos de afloramiento, los cuales sugieren una geometría laminar buzando hacia el NE.

Modo de emplazamiento

Las bajas tasas de anisotropía en casi la totalidad del granito (excepto cuatro estaciones) sugieren que el plutón de Millares no ha sufrido procesos de deformación en estado sólido que hayan perturbado su fábrica magnética original. Aunque la foliación magnética descrita anteriormente sugiere que el emplazamiento del plutón de Millares pueda ser sincinemático con una dirección de aplastamiento NO-SE, perpendicular a la dirección principal de la foliación en el granito, la geometría del granito en afloramiento, alargado NO-SE paralelamente a la dirección principal de las estructuras en el encajante, sugiere un emplazamiento sincinemático con una dirección principal de acortamiento NNE-SSO, característica de la fase principal de compresión (D2) varisca en los Pirineos, y propuesta como la responsable de la estructura que presentan gran parte de los macizos pirenaicos (Gleizes *et al.*, 1998).

CONCLUSIONES

Del análisis de los valores de la susceptibilidad magnética del granito de Millares se ha deducido una zonación concéntrica del cuerpo ígneo, con los términos más básicos en sus partes externas.

FIGURA 3. *Mapa interpretativo de las trayectorias de la foliación (A) y lineación (B) magnéticas en el macizo de Trives. Diagramas de densidad de K_1 y K_3 para el conjunto del macizo (proyección de Schmidt, hemisferio inferior, intérvalo de contornos: 1%).*

El estudio de la fábrica magnética del granito de Millares revela una fábrica dominantemente planar de orientación NE-SO y buzamientos variables hacia el NO, lo que en primera instancia indica un sincronismo entre el emplazamiento del granito y una compresión de dirección NO-SE.

Sin embargo, los datos de la geometría del plutón y su correlación con la estructura general del encajante no concuerdan con esta primera interpretación. La geometría del plutón y estructura del encajante, junto con la orientación de la lineación magnética, serían coherentes con un régimen transpresivo y acortamiento NNE. Un estudio más detallado de la estructura interna del granito, y de su relación con el encajante son necesarios para llegar a determinar una hipótesis de emplazamiento más plausible.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Silvia Gracia su ayuda en la medida de la susceptibilidad magnética de las muestras. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE2002-04168-C03-01 y BTE2001-0634 de la DGES.

REFERENCIAS

Borradaile, G.J. y Henry, B. (1997): Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews,* 42: 49-93.

Déramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P. y Crouzet, G. (1985): Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris,* 301: 1213-1216.

Enrique, P. (1989): Caracterización geoquímica mediante elementos mayores de los granitoides de la vertiente meridional del Pirineo Central. *Studia Geologica Salmanticensia,* vol. esp. 4: 41-60.

Evans, N., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1998): Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society of London,* 155: 209-216.

Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L. (1998): The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. En: *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (R.E. Holdsworth, R.A. Strachan y J.F. Dewey, Eds.). Geological Society, London, Special Publications, 135: 267-273.

Leblanc, D., Gleizes, G., Lespinasse, P., Olivier, P. y Bouchez, J.L. (1994): The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study. *Journal of Structural Geology,* 16: 223-235.

Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L. y Rillo, C. (2004): The main Variscan deformation event in the Pyrenees: new data from the structural study of the Bielsa granite. *Journal of Structural Geology*, 26: 659-677.

Romer, R.L. y Soler, A. (1995): U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita,* 30: 374-383.

Soula, J.C., Debat, P., Déramond, J. y Pouget, P. (1986): A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics,* 129: 29-51.

Zwart, H.J. (1986): The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics,* 129: 9-27.

Dispersión del campo magnético terrestre obtenida a partir de remanencias primarias en lavas

V.C. Ruiz-Martínez[1] y M.L. Osete[2]

1 Dpto. de Geofísica, Facultad de C.C. Físicas, Univerisidad Complutense de Madrid, 28040 -Madrid. vcarlos@fis.ucm.es,; mlosete@fis.ucm.es(2)
2 Dpto. de Geofísica, Univerisdad Complutense de Madrid, mlosete@fis.ucm.es

ABSTRACT

A total of 120 sites with geochronological control have been sampled in the Transmexican Volcanic Belt (TMVB). They span the spatial and temporal activity of this volcanic arc. The mean paleomagnetic directions, obtained from volcanic rocks in the age range 10-5 Ma and 5-0 Ma, do not differ from their respective reference directions. In both data sets, virtual geomagnetic poles (VGPs) have been selected using Fisher's precision parameters and optimum cutoff angles (Vandamme, 1994). This results in a circularly symmetrical data distribution with normal and reverse modes that are indistinguishable from antipodal. VGP dispersions are consistent with those from globally distributed observations analysed by McFadden et al. (1991) and McElhinny & McFadden (1997) for the Miocene and the Plio-Quaternary, respectively. Abnormally low scatters of VGPs have been reported in previous studies of Miocene and Quaternary lavas of the TMVB. An analysis of all the published paleomagnetic data from this arc, when selected in terms of the same quality criteria, do not either support the persistence of a magnetic anomaly in the studied region, in agreement with the present study.

Key words: *paleomagnetism, geomagnetic dispersion, paleosecular variation of lavas, Transmexican Volcanic Belt.*

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la variación del campo geomagnético con el tiempo geológico ayuda a entender cómo funciona la geodinamo. Los estudios paleomagnéticos de la dispersión estadística de largo periodo de la dirección del campo geomagnético realizados a partir de lavas se denominan "*variación paleosecular de lavas*" (PSVL). Estos estudios son numerosos para datos paleomagnéticos provenientes de lavas de edades inferiores a 5 Ma globalmente distribuidas en la superficie terrestre, e incrementan sucesivamente el número de datos disponibles utilizando diferentes criterios de selección de los polos geomagnéticos virtuales (VGPs), p.ej., McElhinny & y McFadden (1997); ya que cumplen los requisitos estadísticos de constituir una serie de observaciones puntuales y aleatorias del campo para un periodo de tiempo suficientemente amplio para promediar su dispersión, pero corto geológicamente para que no sean necesarias correcciones para reconstruir las posiciones relativas de los continentes. En cambio, para edades superiores a 5 Ma, los estudios son más escasos y por tanto basados en ventanas temporales geológicas más amplias (p.ej., Mc Fadden *et al.*, 1991).

Los escasos estudios sobre la PSVL realizados en el Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) se centran, para los últimos 5 Ma, en el cron de polaridad normal Brunhes, de edad inferior a 780.000 años, y en dos secuencias de flujos Miocenos miocenos (~8-9 Ma). Se han encontrado valores de la desviación angular estándar (ASD ó S_F) del campo geomagnético excesivamente pequeños, p.ej. Urrutia-Fucugauchi (1997), Goguitchaichvili *et al.* (2002), en comparación con las observaciones globalmente distribuidas a la misma latitud ($S_F \approx 12.,1–13.,3$ para 5-0 Ma, y $S_F \approx 17.,0–19.,7$ para 22.,5-5.,0 Ma). Los autores atribuyen esta discrepancia bien a la ausencia del campo no dipolar como algunos autores sostienen en la región del Pacífico, p.ej., Elmaleh *et al.* (2001), o bien a que la tasa de las erupciones fuera elevada y no se haya promediado adecuadamente la PSVL.

En este estudio se analiza la dispersión geomagnética en los últimos 10 Ma a partir de 120 sitios muestreados en el TMVB y se reanalizan 216 sitios de entre los datos paleomagnéticos previamente publicados en el TMVB (recalculando en dos secuencias de flujos las direcciones medias en intervalos de la misma polaridad), habiéndose descartado las direcciones provenientes de 266 sitios sin control de edad, o con muestras parcialmente desimanadas, o con parámetros estadísticos de Fisher de $N<5$, $k\leq20$ ó $\alpha_{95}\geq10^{\circ}$.

METODOLOGÍA

En el tratamiento de laboratorio, la Magnetización Natural Remanente (NRM (Magnetización Natural Remanente)

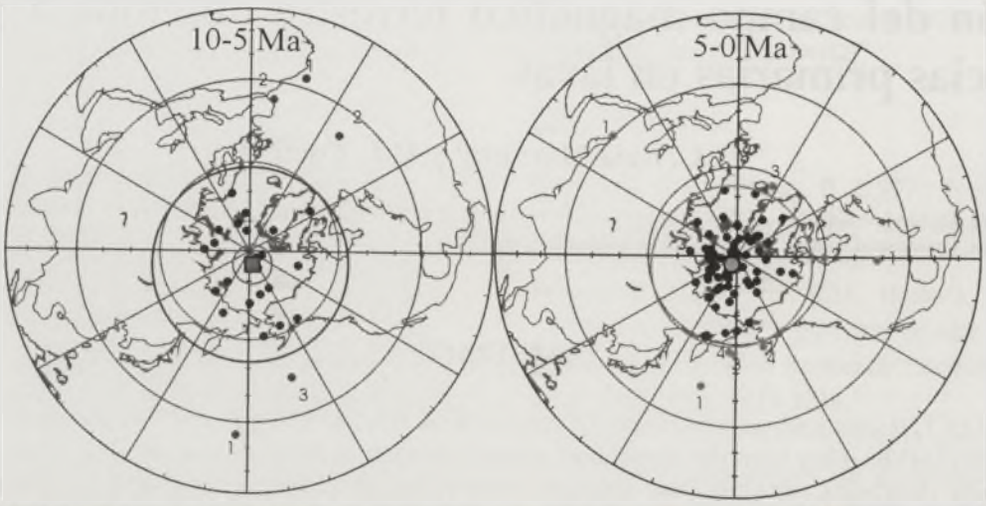


FIGURA 1. *Proyección de igual área de los 120 VGPs analizados en este estudio (izquierda: 10-5 Ma; derecha: 5-0 Ma) con las direcciones rechazadas (se indica el número de la iteración) y seleccionadas (dentro de la circunferencia centrada en la dirección media y de radio el ángulo de corte óptimo) por el método iterativo de Vandamme (1994).*

de las muestras se desimanó tanto térmicamente como por campos alternos decrecientes. Las componentes características de las muestras se han determinado incluyendo al menos cinco puntos de la desimanación progresiva, y han sido calculadas mayoritariamente por análisis de la componente principal, y sólo en algunas estructuras parcialmente reimanadas (fundamentalmente por caída de rayos o alteración hidrotermal) con el análisis de círculos máximos, combinando a veces con direcciones lineales. Atendiendo a los criterios de calidad anteriormente mencionados, 12 de los 120 sitios muestreados se han rechazado para este análisis al no poderse obtener su dirección característica con un parámetro de precisión de k>20.

La metodología iterativa empleada, para cada subgrupo de VGPs estudiado, ha sido:

1. No excluir *a priori* ningún sitio en función de la latitud de su VGP para no "ignorar" la posible existencia de efectos tectónicos que afectaran a la distribución global de VGPs.
2. Calcular la dirección media de la selección de VGPs.
3. Calcular si la distribución se ajusta a una distribución de Fisher.
4. Calcular la dispersión entre sitios, S_T, a partir de las distancias angulares Δ_i de cada uno de los N VGPs con respecto a la media de sus direcciones (o al eje de rotación en su caso): $S_T^2 = \sum \Delta_i^2/(N-1)$.
5. Calcular la corrección producida por la dispersión de los correspondientes *VGPs* "dentro de cada sitio" (S_W). El cálculo de esta corrección se ha realizado a partir de la variación de la dispersión "dentro de cada sitio" de las *direcciones* (declinación e inclinación) de magnetización s_W (que, a su vez, depende del número medio de muestras por sitio, ñ, y del α_{95} medio de los sitios) en función de la latitud, Cox (1970) : $S_W^2/s_W^2 = 2\,(1 + 3\,\sin^2\lambda)^2/(5 + 3\,\sin^2\lambda)$.
6. Calcular la desviación angular estándar corregida, $S_F : S_F^2 = S_T^2 - S_W^2 / ñ$.
7. Calcular el ángulo de corte óptimo (distancia máxima a la media o al eje de rotación), variable para cada distribución de VGPs, determinado por Vandamme (1994), con respecto a la dispersión S_F : $\Theta = 1{,}8\,S_F + 5^o$.
8. Utilizar este ángulo de corte para desechar aquellos VGPs cuya distancia angular a la media sea superior al ángulo de corte Θ.
9. Repetir el proceso desde el paso (ii) hasta la convergencia del método (cuando todas las distancias angulares de los VGPs son inferiores al ángulo de corte).
10. Calcular finalmente los límites de confianza al 95% de la desviación angular estándar (S_F): el límite inferior (S_L) y el límite superior (S_U), Cox (1969).

RESULTADOS

En todas las agrupaciones de VGPs (de ambas polaridades) analizadas en función de su edad (10-5 y 5-0 Ma) y procedencia (de este estudio o de la recopilación selectiva de estudios paleomagnéticos previos), la convergencia del método iterativo selecciona distribuciones fisherianas y con direcciones medias indistinguibles de las esperadas para su edad según el dipolo geocéntrico axial o la curva polar de deriva aparente para Norte América de Besse y Courtillot (2002). Las poblaciones de VGPs de polaridades normal e invertida resultantes son antipodales, con tests de inversión positivos. Se observa además que la dispersión geomagnética de las poblaciones de VGPs de polaridad invertida es siempre mayor que las de polaridad normal.

Tanto la dirección media como la dispersión geomagnética de las poblaciones de VGPs de los sitios con edad inferior a 5 Ma, resultantes de aplicar el método iterativo con

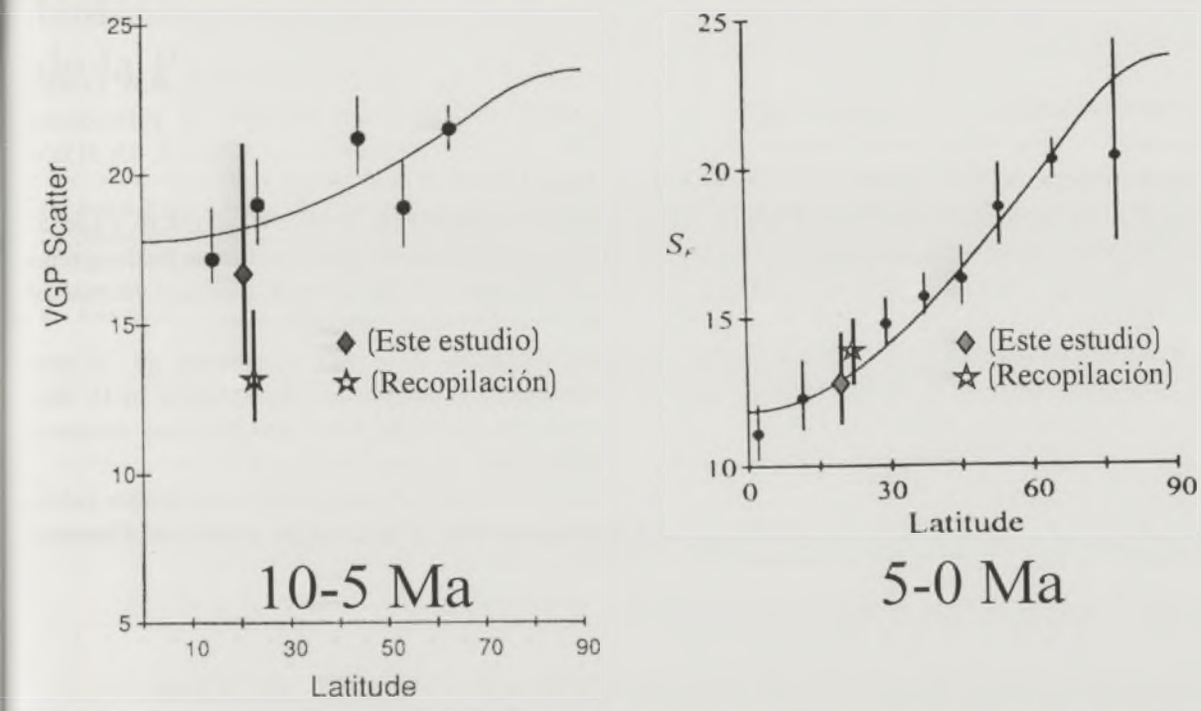


FIGURA 2. *Dispersiones geomagnéticas obtenidas a partir de lavas del TMVB (120 sitios de este estudio y 216 recopilados selectivamente de la literatura), con sus límites superior es e inferiores de confianza al 95% (Cox, 1969), comparadas con las obtenidas a partir de observaciones globalmente distribuidas analizadas por McFadden et al. (1991) y McElhinny y McFadden (1997) para el Mioceno y el Plio-Cuaternario, respectivamente.*

respecto a la media o al eje de rotación, son estadísticamente indistinguibles entre sí al 95% de confianza.

En la figura 1 se muestra el estudio de la PSVL realizado en los sitios muestreados y seleccionados en este estudio (27 entre 10-5 Ma y 79 entre 5-0 Ma) para las poblaciones normales e invertidas juntas.

El mismo procedimiento se ha realizado para los sitios seleccionados de la literatura paleomagnética en el TMVB (50 entre 10-5 Ma y 166 entre 5-0 Ma). La ASD producida por los distintos ángulos de corte óptimos resultantes obtenidos en cada agrupación de VGPs se muestran, con sus límites superior e inferior al 95% de confianza, en la figura 2, comparadas con las obtenidas a partir de las observaciones globalmente distribuidas y ajustadas según el modelo G de la PSVL de McFadden *et al.* (1988).

CONCLUSIONES

La dispersión geomagnética en los últimos 10 Ma, obtenida a partir del conjunto de poblaciones de VGPS de polaridades normales e invertidas del vulcanismo del cinturón volcánico Trans-Mexicano muestreado en este estudio (en el Mioceno Superior y en los últimos 5 Ma), es indistinguible, en cada una de las épocas y dentro de las incertidumbres estadísticas al 95% de confianza, de la desviación angular estándar de las observaciones globalmente distribuidas para la latitud de México, ajustadas por el modelo G para la PSVL. Aplicando la misma metodología y criterios de calidad al conjunto de las datos obtenidos de la recopilación selectiva de los estudios previos realizados en México, se llega a las mismas conclusiones en los últimos 5 Ma, aunque no así en el Mioceno, donde los valores ligeramente menores de la dispersión, sin ser anómalamente bajos, probablemente estén relacionados con un promedio insuficiente de la variación secular. Por tanto, no se observa en la región de México la controvertida persistencia de una región anómala desde el punto de vista geomagnético (la "ventana para el campo dipolar") sostenida por algunos autores.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen las facilidades aportadas por el Instituto de Geofísica de la UNAM (México D.F.) para la realización de la campaña de muestreo de este trabajo. También al proyecto de la Unión Europea "Archeomagnetic applications for the rescue of cultural heritage (AARCH)", HPRN-CT-2002-00219.

REFERENCIAS

Besse, J. and y Courtillot, V. (2002): Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years. *Journal of Geophysical Research*, 107: no.b11, 2300, doi:10.1029/2000jb000050.

Cox, A. (1969): Confidence limits for the precision parameter k. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18: 545-549.

Cox, A. (1970): Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20: 253-269.

Elmaleh, A., Valet, J-P. y Herrero-Bervera, E. (2001): A map of the Pacific geomagnetic anomaly during the Brunhes chron. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 315-332.

Goguitchaichvili, A., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cervantes, M.A. y Caballero, C. (2002): Magnetic mineralogy, Paleomagnetism, and Magnetostratigraphy of Nayarit Volcanic Formations (Wester Mexico): A pilot study. *International Geology Review*, 44: 1-13.

McElhinny, M.W., y McFadden, P.L. (1997): Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, 131: 240–252.

McFadden, P.L, Merrill, R.T. y McEllhinny, M.W. (1988): Dipole-Cuadrupole family modellig of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, 93: 11583-11588.

McFadden, P.L., Merrill, R.T., McEllhinny, M.W. y Lee. S. (1991): Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research*, 96: 3923-3933.

Urrutia-Fucugauchi, J. (1997): Comments on 'A new method to determine paleosecular variation' by D. Vandamme. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 102: 295-300.

Vandamme, D. (1994): A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85: 131-142.

Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de la Puebla de Valverde (Teruel)

C. Sinusía[1,2], E.L. Pueyo[3,4,5], B. Azanza[1] y A. Pocoví[5]

1 Área de Paleontología, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. csinusia@unizar.es
2 Equipo de Geotecnia, A. T. Control, S.A., Castellón.
3 Lab. Paleomagnetismo, ICT "Jaume Almera" CSIC c/ Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona. unaim@unizar.es
4 Lab. des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier, Toulouse.
5 Área de Geodinámica Interna, Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. apocovi@unizar.es

ABSTRACT

Application of magnetostratigraphic methods together with the evaluation of well-dated Pliocene faunas from Western Europe allows the absolute dating of the La Puebla de Valverde fossil locality. The local sequence of magnetozones is based on the stepwise thermal demagnetization of more than 70 standard samples belonging to 33 stratigraphic levels along a 30 m long profile. Four different local magnetozones can be unambiguously defined. The profile is characterized by a dominant reverse polarity except for the lower 5 meters (normal polarity) and a small interval (1-2m) around meter 15. From the biostratigraphic point of view La Puebla de Valverde is older than Blassac (Olduvai), even older than Senèze (between Olduvai and Reunion) and younger than Montopoli (just over the Gauss/Matuyama boundary). The biostratigraphic age is also similar to Chilhac and Saint Vallier fossil localities. In view of the biostratigraphic and magnetostratigraphic information the sampled section can be dated between 3.04 Ma and 1.95 Ma. The fossil locality, in the upper and reverse part of the profile, is interpreted to be bellow the Olduvai chron (1.95-1.78 Ma) and located over the Reunion event (2.27-2.14 Ma).

Key words: *Magnetostratigraphy, Olduvai, Villafranchian, Plio-Pleistocene, Mammals.*

INTRODUCCIÓN

La Puebla de Valverde es uno de los escasos yacimientos del Plioceno superior en la Península Ibérica. Este yacimiento se caracteriza por una gran riqueza en macrovertebrados (19 especies de mamíferos y tres tipos de aves), la presencia de primates cercopitécidos y una buena conservación de los restos con elementos del esqueleto en conexión anatómica. Es un yacimiento clásico que sigue siendo uno de los puntos de referencia claves para establecer la biocronología del Plio-Pleistoceno europeo. La aplicación de la magnetoestratigrafía nos ha permitido obtener una datación absoluta del mismo y refinar las relaciones cronológicas entre distintos yacimientos del límite Plioceno - Pleistoceno del suroeste de Europa.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

Los materiales neógenos de la depresión de Carrión (Fig. 1), que se apoyan sobre un substrato mesozoico y algunos depósitos terciarios afectados por la tectónica de la Cordillera Ibérica, están constituidos por depósitos continentales en los que se distinguen dos unidades litoestratigráficas: las formaciones Sarrión y La Puebla de Valverde. La primera está constituida por depósitos limoarenosos rojos con niveles conglomeráticos a menudo canaliformes. Presenta un espesor que oscila entre 0 y 80 m y la base, que entierra un paleorrelieve irregular, se ha datado como comienzo del Villafranquiense (Adrover et al., 1978). El techo del depósito lo constituye una superficie de glacis (G_V), que se extiende ampliamente en la depresión de Sarrión, ya sea coronando esta formación o bien como superficie de erosión que desborda los límites de aquella (Simón, 1984). La segunda, también de carácter detrítico continental se distingue de la anterior por el predominio de colores amarillentos o asalmonados en los niveles limoarenosos y por los cantos angulosos y de pequeño tamaño de los niveles de gravas. La base de esta formación tiene carácter erosivo y se presenta como discordancia angular sobre la anterior o directamente sobre el substrato. Su espesor varía entre 0 y 25 m y en buena parte de su extensión está constituida únicamente por una película de cantos angulosos apoyados sobre el substrato mesozoico. El techo también está constituido por un glacis (G_{IV}) Especialmente hacia la zona central de la depresión, este depósito se encaja significativamente (unos 20 m) en los depósitos de la Fm Sarrión (Simón, 1984). En las inmediaciones del yacimiento de la Puebla de Valverde (Fig. 1) el conjunto de las dos formaciones representa un espesor estratigráfico que supera los 50 m.

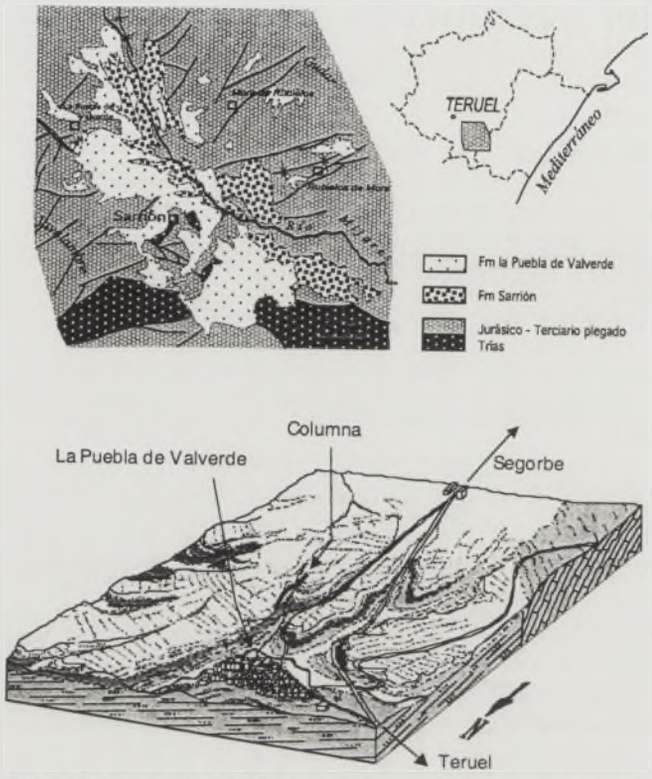


FIGURA 1. *Situación geológica. a) Esquema de situación de la cuenca de Sarrión. b) Localización del yacimiento y perfil magnetoestratigráfico de la Puebla de Valverde.*

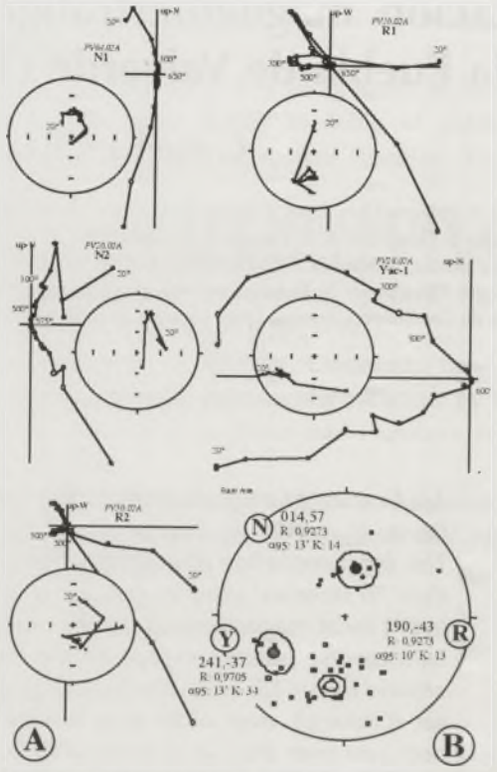


FIGURA 2: *Datos paleomagnéticos. a) Diagramas de desmagnetización del perfil de La Puebla de Valverde. b) Estereograma que expresa el carácter antipodal de las direcciones paleomagnéticas (normales e inversas) y la desviación del vector Y (yacimiento) por una pequeña falla.*

DATOS BIOCRONOLÓGICOS

Las consideraciones sobre la edad del yacimiento se basan exclusivamente en los macromamíferos dada la escasez de registro de micromamíferos. Una lista actualizada está recopilada en Alberdi *et al.* (1997). La fauna de La Puebla de Valverde es característica del Villafranquiense medio (MN 17). De hecho comparte 16 especies con Saint Vallier, localidad de referencia para la unidad MN17, si bien la mayoría son comunes en el Villafranchiense. El caballo presente es *Equus stenonis,* menos robusto y más evolucionado que *Equus livenzovensis*, presente en Huélago, El Rincón 1 y Montopoli, yacimientos característicos de la MN16. La presencia de la subespecie *E. s. guthi*, descrita en Chilhac (MN17), podría indicar que la fauna de La Puebla de Valderde sería ligeramente más moderna que la de Saint Vallier donde se registra la subespecie *E. s. vireti.* Sin embargo, la subespecie *Croizetoceros ramosus pueblensis,* descrita en el yacimiento, muestra un grado evolutivo comparable al de *C. r. medius* de Saint Vallier, intermedio entre *C. r. ramosus* (Etouaires, Villafranchiense inferior, parte inferior de la unidad MN16) y *C. r. minor* (Senèze, Villafranquiense superior, MNQ18) (Heintz, 1970). Igualmente ocurre con otro cérvido *Pseudodama rhenana (= C. philisi) valliensis,* que muestra un grado evolutivo más primitivo que la forma presente en Senèze (Heintz, 1970).

En La Puebla de Valverde está presente la hiena *Pliocrocuta perrieri* mientras que en localidades más recientes, es reemplazada por *Pachycrocuta brevirostris.* Unicamente *Canis (Xenocyon)* cf. *falconeri* conferiría cierta modernidad al yacimiento. Sin embargo, Masini y Torre (1990) han puesto en duda esta determinación. Este taxón podría estar presente en Fonelas P-1, yacimiento descubierto recientemente y donde se cita además *Sus strozzi,* presente ya en Senèze, junto a otros taxones que marcan el recambio faunístico conocido como "*wolf event*" (Arribas *et al.*, 2001) al final del Villafranquiense. La fauna de La Puebla de Valverde sería pues anterior a este evento.

DATOS MAGNETOESTRATIGRÁFICOS

Se han muestreado un total de 33 estaciones a lo largo del un perfil de unos 30 metros. Las estaciones se encuentran igualmente espaciadas (< 1 m) excepto por dos pequeños tramos cubiertos de 3 y 6 m. Un total de 71 especímenes standard (entre 2 y 3 por nivel estratigráfico) han sido progresivamente (hasta 14 pasos) desmagnetizados térmicamente en el laboratorio del ICT-Universidad de Barcelona "Jaume Almera" con un magnetómetro criogénico de 3 SQUIDS (GM400) y un horno Shonsted Ltd. La NRM presenta intensidades entre 1 y 200 mA/m, estos valores unidos al aspecto de las rocas muestreadas (facies rojo-amarillentas) y a las temperaturas de desbloqueo magnético por encima de 600°C, nos llevan a sugerir a la hematites como principal portador de la magnetización. El análisis de los diagramas de desmagnetización (Fig. 2a) nos ha permitido definir dos componentes paleomagnéticas: A) des-

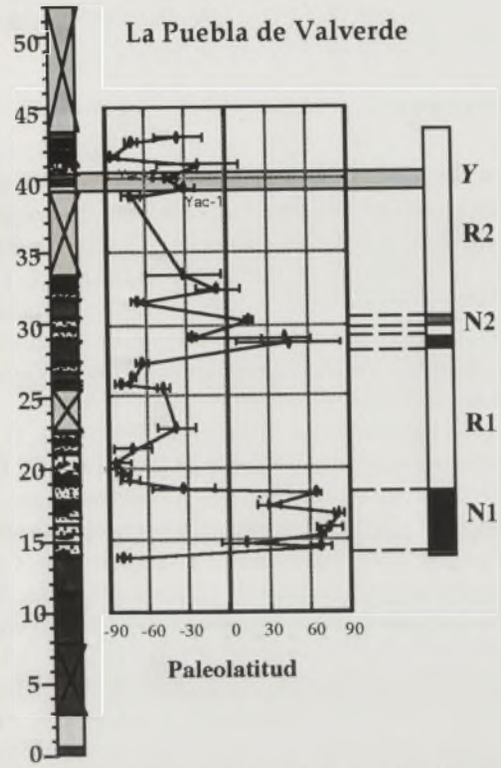


FIGURA 3. *Columna estratigráfica con la situación de los estaciones paleomagnéticas muestreadas y la localización del yacimiento de La Puebla de Valverde. Paleolatitud deducida a partir de direcciones primarias y la secuencia local de magnetozonas correspondiente.*

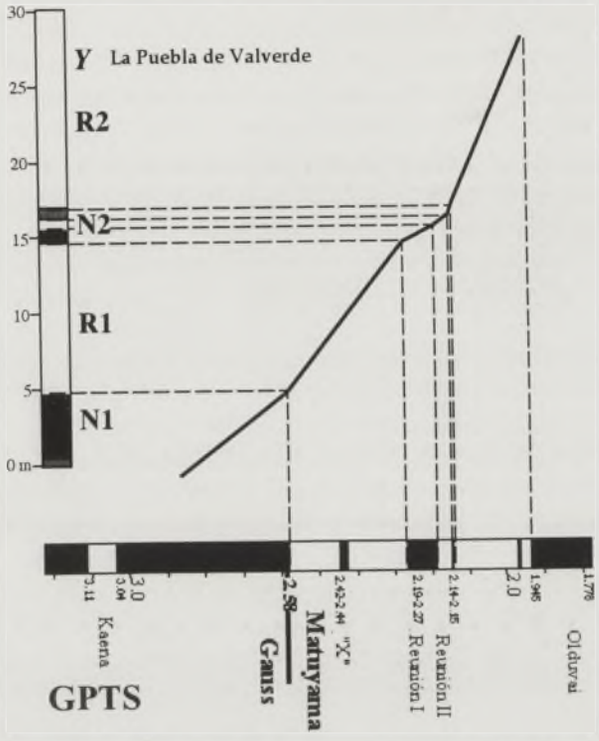


FIGURA 4. *Comparación de la secuencia local de polaridad magnética obtenida en el Perfil de la Puebla de Valverde con la escala temporal global de polaridad magnética (GPTS) de Biwas et al. (1999) y referencias contenidas en ese articulo.*

bloquea hasta 300°C y representa el campo geomagnético (CG) actual. B) desbloquea por encima de 600°C y presenta las dos polaridades del CG. La magnetización registrada por la componente B puede ser considerada como primaria en vista del carácter antiparalelo (Fig. 2b) de las direcciones de polaridad normal (N) e inversa (R). Las direcciones caracterizadas directamente en los niveles estratigráficos del yacimiento (Y), presentan una polaridad inversa y una pequeña desviación respecto a los datos del resto del perfil (R) debido a la presencia de una falla que ha desplazado con poco desplazamiento los materiales de la colina en la que se encuentra el yacimiento respecto al resto de la serie muestreada en el barranco (Fig. 1b).

La secuencia de polaridad magnética definida a lo largo del perfil muestreado (Fig. 3) exhibe 4 magnetozonas distintas; N1, R1, N2 y R2 (en la que se encuentra el yacimiento). N1 se prolonga unos 5 metros desde la base del perfil y está caracterizada por una polaridad normal. R1 y R2 representan prácticamente el resto del perfil (25 m) que está dominado por una polaridad magnética inversa. Ambas zonas están separadas por una breve (2,5 m) banda de polaridad compleja pero dominantemente normal (N2).

CALIBRACIÓN BIO Y MAGNETOESTRATIGRÁFICA

La calibración entre la secuencia local de magnetozonas descrita y la escala global de polaridad magnética (Biwas *et al.*, 1999 y referencias) con ayuda de los datos biocronológicos existentes nos permite realizar la datación absoluta de la secuencia local y del yacimiento en ella incluido (Fig. 4).

La asignación biocronológica a la unidad MN17 nos acota considerablemente las posibilidades de correlación. Debido a este dato, el yacimiento debería encontrarse dentro del chron Matuyama (entre 2,58 y 0,779 Ma) de polaridad dominantemente inversa. Este hecho queda ampliamente avalado por la polaridad inversa encontrada en los niveles del yacimiento así como el dominio de la polaridad inversa a lo largo de la serie muestreada (Fig. 3). Los datos de edad relativa respecto a otros yacimientos bien datados magnética o isotópicamente del suroeste europeo son necesarios para precisar la edad de la Puebla de Valverde: 1) Los niveles de El Rincón-1 (parte más reciente del Villafranquiense inferior, MN16) donde se han realizado mediciones de paleomagnetismo presentan polaridad normal con una edad superior a 2,5 Ma, por tanto se situaría en el periodo Gauss normal (Alberdi *et al.*, 1997). 2) Montopoli, situado también en la parte más reciente de la unidad MN16, se encuentra al final de una sucesión marina con *Globorotalia crassaformis* en niveles que muestran polaridad inversa, situándose justo encima de la transición Gauss/Matuyama (Gliozzi *et al.*, 1997). 3) La edad de los niveles fósiliferos de Chilhac (MN 17) ha sido estimada a partir de las dataciones efectuadas por el método K/Ar de las coladas de basalto intercaladas entre los mismos (Boeuf, 1997): 1,9 Ma para la colada que sella el nivel CH.2 y 2,4 Ma para la colada suprayacente a CH.3. Estas coladas muestran polaridad inversa y serían anteriores al episodio

Olduvai. Su edad podría ser más antigua que la de Senèze dada la coexistencia en Chilhac de *Anancus arvernensis chilhiacensis* con *Mammuthus meridionalis*. La Puebla de Valverde comparte con Chilhac la subespecie *Equus stenonis guthi*, sin embargo no se ha registrado *Anancus*. 4) Los niveles lacustres de la secuencia de Senèze presentan paleomagnetismo inverso con un episodio normal, uno de los dos puntos fosilíferos se sitúa en niveles con polaridad inversa justo encima de este episodio normal. Estos niveles se correlacionan estratigráficamente con niveles que contienen intercalada una colada de basaltos que ha sido datada en 2,10 + 0,01 Ma por el método Ar^{40}/Ar^{39} y que presenta igualmente paleomagnetismo inverso con un episodio normal que debe corresponder a Reunión (Roger *et al.*, 2000). En la fauna de Senèze se registra la presencia de *Sus strozzi*, *Libralces*, *Procamptoceras* y *Megalovis* (Boeuf, 1997), taxones que indican una edad más reciente que La Puebla de Valverde. 5) El yacimiento de Blassac se sitúa bajo una capa de basaltos de polaridad normal cuya edad varía según los autores entre 1,8 y 2,15 Ma a partir de las dataciones efectuadas por el método K/Ar, situándose probablemente en el episodio Olduvai (Boeuf, 1997). Biocronológicamente, Blassac sería más moderno que Senèze por las especies de cérvidos, ya que *Pseudodama ischnoceros,* descrito en el yacimiento, es más evolucionado que la forma de *Pseudodama rhenana* presente en Senéze, *Alces* cf. *carnutorum* es de talla claramente más grande que el alces de Senèze y la especie de *Eucladoceros* sería también diferente. 6) La fauna de La Puebla de Valverde es claramente anterior al recambio faunístico *"wolf event"* que en Italia se corresponde con el inicio de la Unidad Faunística de Olivola. Unidad que probablemente se sitúe dentro del episodio Olduvai, ya que el yacimiento de Matassino se ha situado en el evento *beta* en la parte superior de este episodio (Gliozzi *et al.*, 1997).

De acuerdo con estos datos, la edad relativa de la Puebla de Valverde debe situarse por debajo del episodio Olduvai. Por tanto la calibración entre el perfil muestreado y la GPTS quedaría de la siguiente forma: N1 - techo del chron Gauss. R1- base de Matuyama por debajo del chron Reunión. N2 – Reunión. R2 – zona inversa entre Olduvai y Reunión.

CONCLUSIONES

La aplicación de las técnicas magnetoestratigráficas a la Fms Sarrión y la Puebla de Valverde (incluyendo al yacimiento paleontológico) nos permite alcanzar las siguientes conclusiones: 1) La serie muestreada (30 m) se ubica temporalmente entre los chrones magnéticos de Gauss y Matuyama. Lo que permite acotar la porción estudiada entre 3,04 y 1,95 Ma (valores máximos y mínimos posibles). Esto implicaría una tasa de acumulación de 2,75 cm/ka (Fig. 4). 2) El yacimiento de La Puebla de Valverde se sitúa en la porción de polaridad inversa localizada entre los subchrones de Reunión y Olduvai, por lo que la edad del yacimiento se puede acotar entre los 2,14 y 1,95 Ma (valores máximos y mínimos posibles).

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Instituto de Estudios Turolenses, los proyectos DGES- BTE2002-04168 y SEPCYT BTE2001-1684 del MCyT y una beca postdoctoral del MECD (ELP).

REFERENCIAS

Adrover, R., Mein, P. y Moissenet, E. (1978): Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos*, 34: 205-214.

Alberdi, M.T., Azanza, B., Cerdeño, E. y Prado, J.L. (1997): Similarity relationship between Mammal faunas and biochronology from Latest Miocene to Pleistocene in the Western Mediterranean area. *Eclogae Geologica Helvetiae*, 90 (1): 115-132.

Arribas, A., Riquelme, J.A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J.M., Viseras, C., Durán, J.J., Gumiel, P., Robles, F., López-Martínez, J. y Carrión, J. (2001): Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranquienses en la cuenca de Cuadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4): 3-34.

Biwas, D. K., Hyodo, M., Taniguchi, Y., Kaneko, M., Katoh, S., Sato, H., Kinugasa, Y. y Mizuno, K. (1999). Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148: 233-248

Boeuf. P. (1997): À propos de Chilhac, Senèze, Blassac-la-Girondie (Haute-Loire, France), gisements du Pliocène terminal, leur intérêt biochronologique. *Mémoires et travaux École Pratique des Hautes Études de l'Institut de Montpellier,* 21: 661-668.

Gliozzi, E., Abbazzi, L., Ambrosetti, P., Argenti, P., Azzaroli, A., Caloi, L., Capasso Barbato, L., Di Stefano, G., Esu, D., Ficcarelli, G., Girotti, O., Kotsakis, T., Masini, F., Mazza, P., Mezzabotta, C., Palombo, M.R., Petronio, C., Rook, L., Sala, B., Sardella, R., Zanalda, E. y Torre, D. (1997): Biochronology of selected Mammals, Molluscs, Ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy. The state of the art. *Rivista Italiana di Paleontologia i Stratigrafia*, 103 (3): 369-388.

Heintz, E. (1970): Les Cervidés Villafranchiens de France et d'Espagne. *Mémoires du Muséum National d' Histoire Naturelle*, C, 22: vol. 1: 1-303, vol. 2: 1-206.

Masini, F. y Torre, D. (1990): Large mammal dispersal events at the beginning of the Late Villafranchian. En: *European Neogene Mammal Chronology* (E.H. Lindsay *et al.*, Eds.), NATO ASI Serie A, Plenum Press, New york: 131-138.

Roger, S., Coulon, C., Thouveny, N., Féraud, G., Van Velzen, A., Fauquette, S., Cochemé, J.J., Prévot, M., y Verosub, K.L. (2000): $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of a tephra layer in the Pliocene Senèze maar lacustrine séquense (French massif Central): constraint on the Reunión-Matuyama transition and implications on paleoenvironmental archives. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 431-440.

Simón, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza. Publicación del Instituto de Estudios Turolenses, 269 p.

Vertical-axis rotation of the Oliana anticline

A.J. Sussman

Department of Geology, Bryn Mawr College, PA 19010, Bryn Mawr. USA. asussman@brynmawr.edu

ABSTRACT

Paleomagnetic samples were collected from 51 sites in the upper Eocene-Lower Oligocene continental synorogenic strata of the Oliana anticline, a foreland fold along the eastern margin of the South Pyrenean-Central Unit. Site-mean characteristic remanent magnetization directions were determined from 17 sites through thermal demagnetization and principal component analysis. In addition, 72 samples were collected from 39 stratigraphic levels spanning the Upper Eocene marine marls and treated with thermal and AF demagnetization techniques. Of these, 53 samples yielded demagnetization trajectories that further constrained the rotation. Comparison of the observed mean paleomagnetic direction from the Oliana anticline with the expected direction indicates a counterclockwise rotation ($R \pm \Delta R$) of $20.3° \pm 10.9°$. Based on the stratigraphic horizons recording the rotation, the age of the rotation is younger than ~34 Ma (after deposition of synorogenic Unit 3). Data covering the upper Eocene- Lower Oligocene time interval indicate a similar magnitude of rotation, suggesting that late stage emplacement of thrust sheets hinterlandward of the Oliana anticline controlled the rotation, with rotation accommodated along regionally extensive evaporites.

Key words: *paleomagnetism, vertical-axis rotation, Oliana anticline, Pyrenees.*

INTRODUCTION

Along the eastern side of the South-Central Unit, the Montsec and Serres Marginals thrusts dip to the northwest and are exposed northwest and southwest of the doubly plunging, southwest-northeast trending Oliana anticline (Fig. 1) (e.g. Vergés and Muñoz, 1990). The key to unraveling the four-dimensional development of structures in this region is the presence of synorogenic sedimentary sequences that surround the Oliana anticline (Fig. 1). The synorogenic deposits include the Eocene Igualada Marls and four continental units (Units 1-4). Whereas the marls represent the latest marine deposits, the remaining four synorogenic units are part of an alluvial fan system. On the northwest limb of the Oliana anticline, the proximal synorogenic strata were described by authors such as Burbank *et al.* (1992a). The distal correlative strata along the eastern limb of the fold, described by Sussman and Curtin (2002), include middle to distal fan stream-dominated deposits of Unit 1 that grade upwards to proximal fan debris flows and stream-dominated alluvial fan deposits in Unit 2, followed by a transition to distal fan deposits in Units 3 and 4. Geochronologic calibrations established from magnetostratigraphy determined Eocene-Oligocene ages for the synorogenic deposits, whereas field relationships between the synorogenic deposits, the Oliana anticline, and Serres Marginals and Montsec thrusts, were used to determine timing of fault motions and bracket the age of deformation between 39-34 Ma (e.g. Burbank *et al.*, 1992b).

The geometry of the Oliana anticline, and the change of this geometry through time affects the analysis the paleomagnetic data, especially with respect to the plunge and trend of the anticlinal noses. In the northwestern limb, the bedding dips decrease from ~45° in the Upper Eocene marine strata to ~20° in the Oligocene Unit 4 strata (Fig. 1). This limb was directly affected by late stage thrusting, thus, the change in bed dips does not necessarily represent a progressive change in the growth of the fold. In the southeastern limb, dips progressively vary from ~65° in the marls through horizontal in Unit 4 (Fig. 1). To apply the appropriate structural corrections to the paleomagnetic data, it was determined that the northeastern portion of the fold plunges 12° towards 053°, and the southwestern portion of the fold plunges 3° towards 247°.

PALEOMAGNETIC DATA AND RESULTS

Paleomagnetic samples were collected from 51 sites from four sectors within the synorogenic deposits of the Oliana anticline (Fig. 1). Collection and processing procedures can be found in Sussman *et al.* (2004). Thermal demagnetization employed 12 to 16 temperature steps ranging from 200°C to 685°C using a furnace with magnetic fields less than 10×10^{-4} to 3×10^{-3} A/m. Example vector component diagrams, details of thermal demagnetization behaviors and site mean characteristic directions are presented in Sussman *et al.* (2004).

Samples were also collected and processed from 39 stratigraphic levels (72 samples) spanning the marine Late Eocene marls. NRM intensities for the marine sediment are in

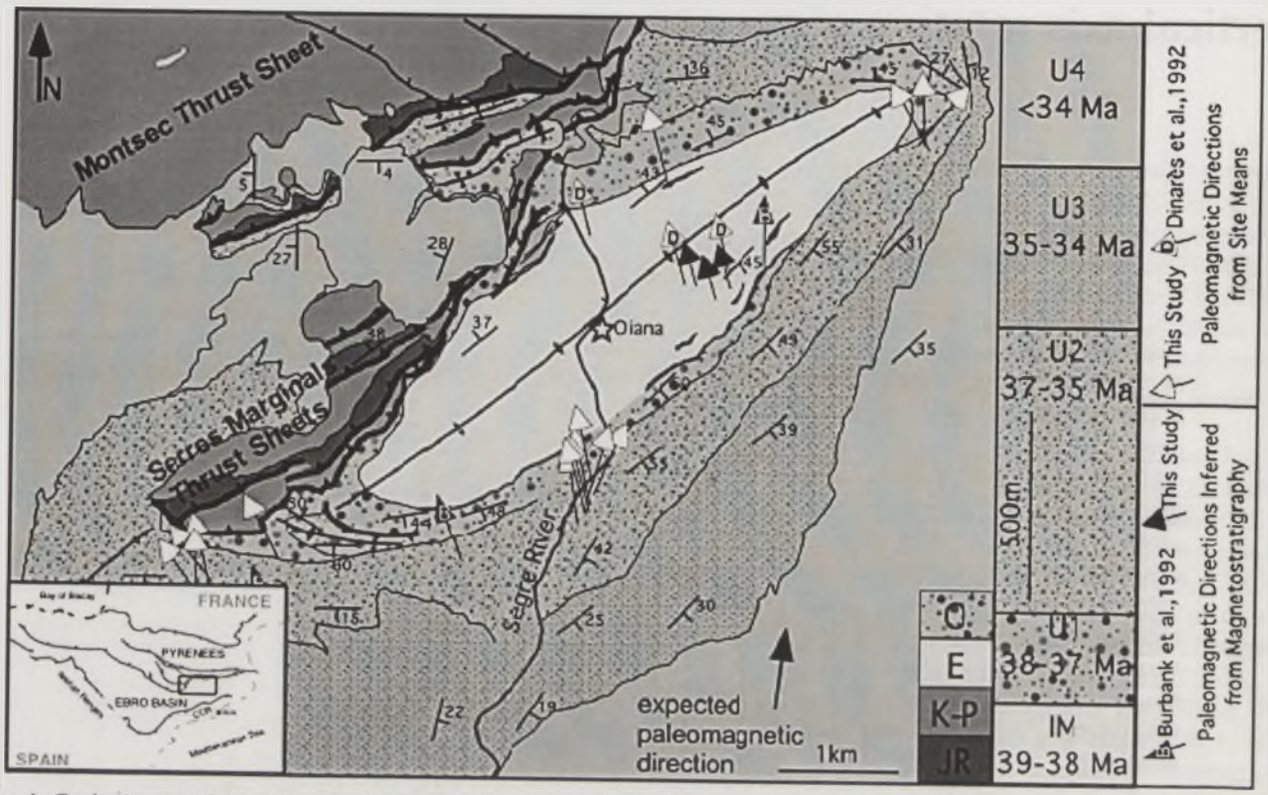


FIGURE 1. *Geologic map of the study area. The three main structural elements of the study area are the Montsec thrust sheet, the Serres Marginals thrust sheet, and the Oliana Anticline. The unique preservation of four continental synorogenic units (U1-U4) that provide reliable paleomagnetic declinations allows for the temporal and geometric relationship between thrusting, folding and rotation to be deciphered. The arrows on the map represent the 21 site mean directions from the best data (see Sussman et al., 2004 for details). Inset: The Pyrenees.*

the range 2 x 10^{-4} and 3 x 10^{-3} A/m. AF demagnetization employed 15 steps up to alternating fields of 100 mT. A total of 53 samples yielded demagnetization trajectories of sufficient quality to provide rotational constraints for the Oliana anticline, with details in Sussman *et al.* (2004). In order to further substantiate the vertical-axis rotation of the Oliana anticline, site-mean ChRM directions were determined from these marine data and incorporated with continental data.

Cumulatively, the grand-mean paleomagnetic direction from the Upper Eocene – Lower Oligocene synorogenic deposits (D-347.9°, I=46.6°, α_{95} = 9.0°) indicate that the Oliana anticline has rotated counterclockwise about a vertical axis (Fig. 2). Using the Ebro Basin (Chattian) Late Oligocene reference direction (Gomis *et al.*, 1997), the expected direction at the collecting location is: inclination (I) = 51.2°±2.3° and declination (D) = 8.2°±3.3°. Comparing the observed and expected declinations using methods of Beck (1980) and Demarest (1983) yields rotation values (R±ΔR) of –20.3°±10.9° (95% confidence limits), indicating a counterclockwise rotation of ~20°. The observed inclination is concordant (F±ΔF = 4.6° ± 7.4°) with the expected inclination.

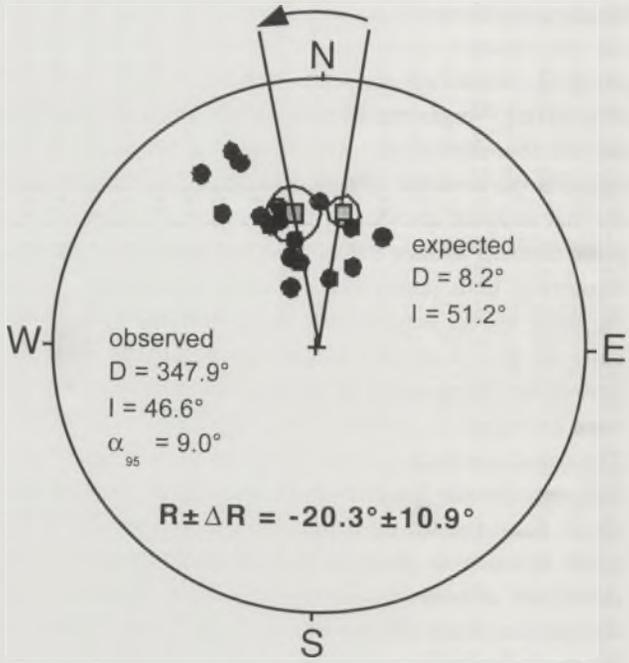


FIGURE 2. *Combined site-mean paleomagnetic directions from continental strata and marine marls. Grand mean observed paleomagnetic direction are shown by gray squares with surrounding 95% confidence limits. R±ΔR is the vertical-axis rotation determined by comparison of mean observed and expected declinations.*

CONCLUSIONS

In the Oliana area, the youngest rocks sampled were from Unit 2 (37-35Ma), bounding the oldest events that

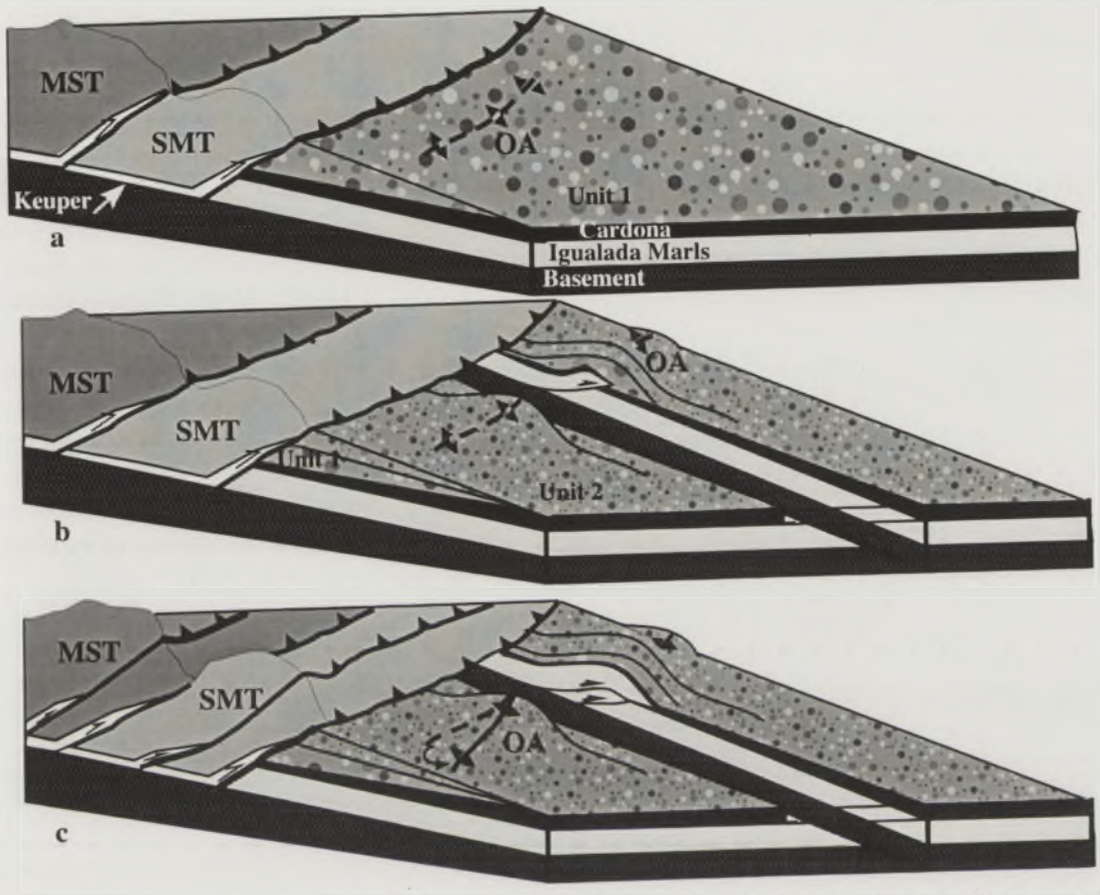


FIGURE 3. *Rotation of the Oliana anticline: (a) Incipient development of the Oliana Antcline. (b) By ~37 Ma, the Oliana anticline has developed into a small duplex. (c) With continued motion along a regional detachment (the Cardona evaporite), and emplacement of thrusts in the north, the Oliana anticline is carried forward and is rotated counterclockwise by ~20°.*

could have served as the cause for the recorded rotation (Fig. 1). Therefore, the most likely mechanisms for rotation are emplacement of breakback imbricates in the Serres Marginals and Montsec thrust sheets and late stage motion along the Serres Marginals thrust (Fig. 3). By combining these data with previous investigations of the region (e.g. Vergés and Muñoz, 1990; Burbank *et al.*, 1992a y b; Dinarès *et al.*, 1992; Meigs and Burbank, 1997), Sussman *et al.* (2004) interpret that the following sequence of events took place:

1. (~38-37 Ma) Deposition of Unit 1, reactivation of the Serres Marginals thrust and initiation of blind thrusts coring the Oliana anticline
2. (~37- 35 Ma) Deposition of Unit 2 during breakback imbrication of the Serres Marginals thrust and continued folding of the Oliana anticline. Rotation begins during this time interval as the Serres Marginals thrust sheet begins to move towards the foreland.
3. (~36-34 Ma) Deposition of Unit 3 by 3 km of shortening along the reactivated Montsec thrust. Tightening of the Oliana anticline and additional motion along the Serres Marginals thrust occurs during this time interval. The whole region is translated ~11 km to the south over a footwall ramp in the core of the duplex underlying the Oliana anticline.

Analysis of synorogenic units in the Oliana Anticline allows us to constrain the direction and magnitude of vertical-axis rotations. In terms of timing, the data suggests that most of the ~20° of counterclockwise rotation occurred after ~34 Ma, because there does not appear to be any increase in rotation magnitudes back through time. The timing of the rotation age constraint suggests that emplacement of thrust imbricates and continued motion of thrusts behind the Oliana anticline served to drive the system forelandward, with the rotation taking place on evaporites underlying the area.

REFERENCES

Beck, M.E. (1980): Paleomagnetic record of plate-margin tectonics processes along the western edge of North America. *Journal of Geophysical Research*, 85: 7115-7131.

Burbank, D.W., Puigdefabregas, C. y Muñoz J.A. (1992a): The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin,

northeast Spain, *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1101-1120.

Burbank, D.W., Verges, J., Muñoz, J.A. y Bentham, P. (1992b): Coeval hindward- and foreward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 3-17.

Demarest, H.H. (1983): Error analysis of the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*, 88: 4321-4328

Dinarès, J., McClelland, E. y Santanach, P. (1992): Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.). Chapman and Hall, London 265-275.

Gomis, E.M., Parés, J. y Cabrera, L. (1997): Nuevos datos magnetostratigraficos del transito Oligocene-Miocene en el sector SE de la Cuenca del Ebro (provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca, NE de España). *Acta Geológica Hispánica*, 32: 185-199.

Meigs, A.J. y Burbank, D.W. (1997): Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics*, 16: 239-258.

Sussman, A.J. y Curtin, T.M. (2002): Structural and stratigraphic controls on the development of joints within the Oliana Anticline, southern Pyrenees, Spain. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts*, 34: 165.

Sussman, A.J., Butler, R.F., Dinarès-Turell, J. y Vergés, J. (2004): Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 218: 435 - 449.

Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequence in the southern central Pyrenees. *Bulletin of the Société Géologique de France*, 6: 265-271.

Interpretación tectónica de la remagnetización terciaria del segmento Sur de la Sierra Madre Oriental Mexicana

J.J. Villalaín[1], V.C. Ruiz[2], D. Rey[3], M.L. Osete[2] y C. Caballero[4]

1 Dpto. de Física, E. Politécnica Superior, Universidad de Burgos, Avda. Cantabria S/N, 09006 Burgos. villa@ubu.es
2 Dpto. de Geofísica, Facultad de C.C. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.
3 Dpto. de Xeociências Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidade de Vigo, 36200 Vigo.
4 Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán México, 04510 D.F., México.

ABSTRACT

A total amount of 22 Mesozoic sedimentary sites have been sampled in southern Sierra Madre Oriental (SMO), México. Stepwise demagnetization analyses have been carried out in Jurassic to Cretaceous carbonates ("Group 1") and Late Triassic to Early Jurassic mudstones and sandstones ("Group 2"). Both groups showed a common Characteristic Remanence Magnetization (ChRM), always of reversed polarity despite the different lithologies and ages, which is considered a synchronous remagnetization. These 22 sites were grouped in 7 localities in order to perform statistical fold tests with their paleomagnetic directions for tectonic purposes. Fold test results shows a pre-, post- and sin- tectonic ChRM acquisition, implying that the remagnetization is simultaneous with the Early Tertiary shortening period of the southern SMO Laramide Orogeny. Very similar ChRM paleolatitudes were found in between localities, and they are also in agreement with the expected paleoinclination obtained from the 50 Ma paleomagnetic poles of North America's Apparent Polar Wander Path (Besse and Courtillot, 2002). Paleomagnetic poles of the studied localities lies in an equal paleolatitud minor circle evidencing the existence of great post-Paleocene anticlockwise differential vertical axis rotations, which increases eastwardly up to 43º.

Key words: *Remagnetization, Sierra Madre Oriental, Block rotations, Laramide Orogeny, APWP.*

INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Oriental (SMO) es un cinturón de pliegues y cabalgamientos formado por una potente secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas, deformadas durante la Orogenia Larámide (Cretácico Superior – Terciario Inferior) en el Oeste de Norte América. El área investigada en este trabajo es el Anticlinorio de Huayacocotla, estructura que expone prácticamente toda la serie sedimentaria (desde el Pérmico en el núcleo, hasta el Eoceno).

Existen varios estudios paleomagnéticos previos en la SMO: En la parte norte de la cadena, diferentes estudios en unidades mesozoicas han sugerido la existencia de rotaciones regionales de sentido antihorario (Gose *et al.*, 1982; Bonfiglio, 1982; Kleist *et al.*, 1984; Nowicki *et al.*, 1993; por ejemplo). En la región del presente estudio, la zona sur de la cadena, Böhnel *et al.* (1990) demostraron que la mayoría de los sitios muestreados (del Triásico Superior y Cretácico Inferior) habían sufrido también una reimanación de edad incierta, por lo que estos autores proponen dos interpretaciones a sus datos: (i) Si la región muestreada no ha sufrido rotaciones significativas alrededor de ejes verticales, entonces puede concluirse que la remagnetización, tras la comparación con la Curva de Deriva Polar de Norte América, es de edad Cretácico Inferior y (ii) Si la región hubiera sufrido una rotación antihoraria de unos 20º, entonces la reimanación podría haber sido registrada en algún momento entre el Cretácico Superior y el Terciario Inferior, y por tanto podría estar relacionada con la deformación Larámide.

Se han muestreado 22 sitios (Fig. 1) que se agrupan en 7 localidades. La estrategia de muestreo se ha establecido de modo que todos los datos pudieran estar garantizados por un test del pliegue. Por ello cada una de las localidades se corresponde con uno o más pliegues de diferentes escalas (métrica, hectométrica y kilométrica) y contiene entre 2 y 4 sitios en sus flancos. Las secciones muestreadas se agrupan en tres áreas de estudio que, a su vez, definen tres perfiles que atraviesan el anticlinorio más o menos perpendicularmente. Las secciones investigadas pertenecen a seis unidades estratigráficas (Huizachal, Huayacocotla, Santiago/Tamán, Pimienta, Tamaulipas y San Felipe) cuyas edades están comprendidas entre el Triásico Superior y el Cretácico Superior (Suter, 1987). Estas unidades pueden agruparse en dos secuencias litoestratigráficas diferentes que caracterizan el anticlinorio de Huayacocotla. En la parte externa del anticlinorio, que está formada fundamentalmente por rocas carbonatadas de edades comprendidas entre el Jurásico Medio y el Cretácico Superior, se han muestreado los sitios JTC1, JTC2, JTC3, JTC4, JZZ1, JZZ2, JCZ1, JCZ2, KCH1, KCH2, KTC3, KHX1, KHX2, KTC1, KTC2, KZZ1 y KZZ2, que se han englobado

FIGURA 1. *Situación geográfica del área de estudio (derecha). Localización de los afloramientos muestreados en el sur de la Sierra Madre Oriental.*

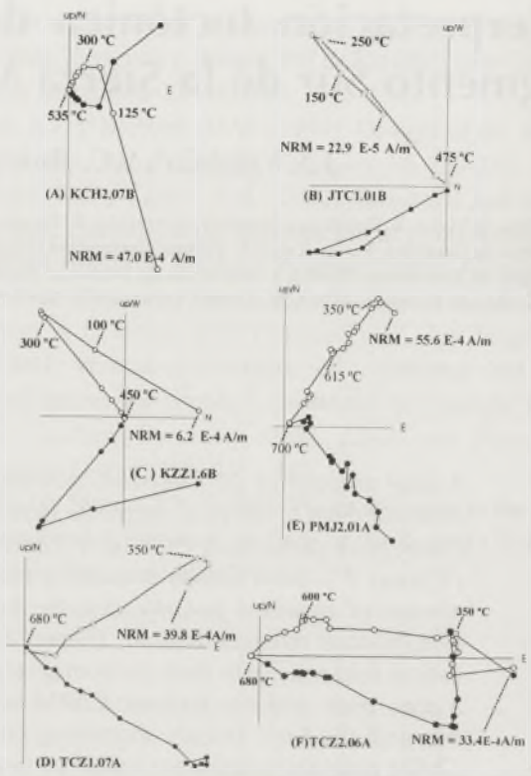


FIGURA 2. *Diagramas de Zijderveld con la desimanación térmica de la NRM representados en coordenadas geográficas. Círculos negros/blancos, proyección en el plano horizontal/Vertical.*

en el denominado "*Grupo 1*". Las rocas más antiguas que afloran en el núcleo de esta estructura son areniscas y lutitas, con edades comprendidas entre Triásico Superior y Jurásico Inferior, donde se han muestreado los sitios TMJ1, TMJ2, TCZ1, TCZ2 y JMJ1, que componen el "*Grupo 2*". El principal objetivo de este trabajo es investigar las características de la reimanación identificada en estudios previos, evaluar si se ha preservado la magnetización primaria y estudiar la posible ocurrencia de rotaciones alrededor de ejes verticales en esta área.

RESULTADOS

Los dos tipos litológicos mencionados (*Grupo 1* y *Grupo 2*) han presentado propiedades magnéticas distintas entre sí, las cuales se describen a continuación:

Grupo 1 (Calizas del Jurásico y Cretácico)

La intensidad de la imanación remanente natural (NRM) varía entre 0,2 mA/m y 3 mA/m; con la excepción de algunos afloramientos (KTC1, KTC2, KTC3, KHX1 y KHX2 de las Fms Tamaulipas y San Felipe) que han presentado intensidades mucho menores, del orden de 0,01 – 0,07 mA/m. En estos últimos sitios, esta baja intensidad y otras propiedades de su NRM han impedido obtener resultados paleomagnéticos. La desimanación térmica de la NRM permite identificar dos componentes paleomagnéticas en estas rocas (Fig. 2a, b y c): (i) Una componente de baja temperatura de desbloqueo (T_{DB}) que se destruye entre 200ºC y 250ºC, que presenta siempre polaridad normal y la dirección del campo magnético actual. Se trata de una remanencia viscosa adquirida recientemente por los granos magnéticos más inestables. (ii) Una vez destruida ésta, se aísla una componente muy estable con una máxima T_{DB} que varía entre los 450ºC y los 575ºC, que presenta sistemáticamente polaridad invertida, a pesar de que en todos los afloramientos se han muestreado secciones de suficiente espesor como para encontrar una secuencia de inversiones de polaridad. Esta componente es la que se ha considerado como característica (ChRM) y es la que se interpretará más adelante desde un punto de vista estructural.

Grupo 2 (Areniscas y lutitas del Triásico Superior - Jurásico Inferior)

Las propiedades magnéticas de estas rocas resultan algo más heterogéneas. Las intensidades de la NRM varían entre 5 10^{-2} mA/m (en TMJ1) hasta 5 – 30 mA/m. De los cinco sitios investigados sólo se han obtenido resultados en TCZ1, TCZ2 y TMJ2. En los sitios JMJ1 y TMJ1, la intensidad de la imanación era demasiado baja o bien la remanencia se hacía muy inestable a partir de 350ºC. En la desimanación térmica de la NRM de los sitios TCZ1 y TCZ2 pueden dis-

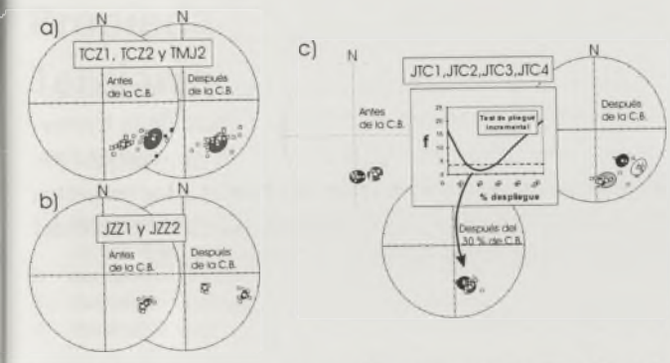


FIGURA 3. *Proyecciones estereográficas que representan el test de pliegue realizado en tres localidades representativas. Los puntos negros/blancos representan proyecciones en el hemisferio inferior/superior. Se representan los círculos de confianza 95% para cada sitio. En c se incluye el test de pliegue incremental. La línea de trazos representa el valor de f con un nivel de confianza del 95%. (C.B.: corrección por basculamiento).*

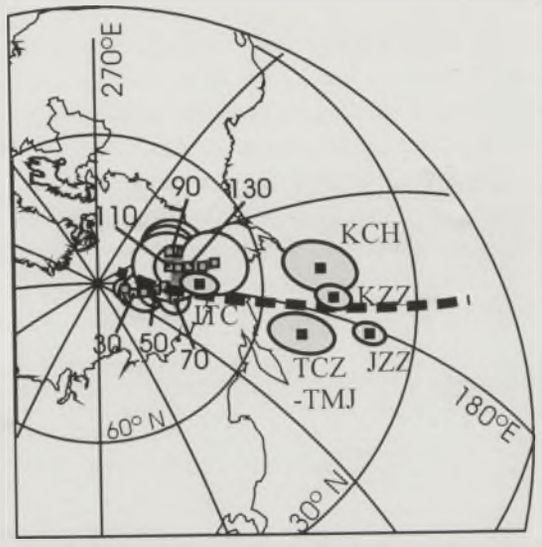


FIGURA 4. *Polos paleomagnéticos calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas de cada localidad (en gris) y Curva de Deriva Polar Aparente de la placa Americana (ventanas temporales de 20 Ma) entre 150 y 10 Ma (en blanco). La línea de trazos representa el lugar geométrico de los paleopolos procedentes de paleodirecciones que representan la misma paleolatitud en el sitio de muestreo.*

tinguirse al menos tres componentes con direcciones diferentes, como puede observarse en los diagramas de Zijderveld (Fig. 2 d, e y f): (i) Una componente de baja T_{DB} (hasta 300ºC -350ºC) con la dirección del campo magnético actual; (ii) una componente que se desimana entre los 350ºC y los 500ºC-550ºC; y (iii) por encima de 600ºC se desimana una componente de hematites con máxima T_{DB} (hasta 660ºC-680ºC). El sito TMJ2 (Fig. 2e) presenta una componente que se desimana entre los 350ºC y los 550ºC; seguida de otra con la misma dirección que la anterior pero que se destruye súbitamente entre 615 y los 630ºC. En unos pocos casos (Fig. 2d), se observa otra componente que se desimana por encima de los 660ºC. La componente común observada en los sitios del grupo 2, entre 350ºC y 550ºC, se ha considerado la componente característica (ChRM) de este grupo litológico, y presenta sistemáticamente polaridad invertida al igual que la ChRM descrita para el grupo 1. Por otra parte, y como se verá a continuación, presentan direcciones coherentes entre sí, por lo que se ha identificado esta componente con la ChRM del grupo 1. Las direcciones de la ChRM se muestran dispersas tanto antes como después de la corrección por basculamiento. En cinco de las localidades investigadas ha sido posible realizar un test del pliegue, dando como resultado adquisiciones pre-, post- y sin-tectónicas en los distintos pliegues investigados (Fig. 3). El test del pliegue es negativo en las localidades KZZ, JZZ y KCH (Fig. 3b), pues las direcciones medias de la ChRM en la configuración in situ son iguales con un nivel de confianza del 95% (McFadden y Jones, 1981). Es decir, la magnetización se adquirió con posterioridad a la formación de estos pliegues. En la localidad JTC (Fig. 3c) las direcciones divergen tanto antes como después de la corrección por basculamiento. El test de pliegue incremental realizado muestra un mínimo del parámetro estadístico f de McFadden y Jones (1981) (máxima convergencia de las direcciones) para un 30% de la rotación de la capa. Para esta configuración las direcciones medias de cada flanco son comunes con un nivel de confianza del 95%. Finalmente el test del pliegue es positivo con un nivel de confianza del 95% para la localidad compuesta por los sitios TCZ1, TCZ2 y TMJ2 (Fig. 3a). Considerando este resultado, y que la distinta mineralogía magnética de los sitios es diversa, podría plantearse la hipótesis de que la ChRM del grupo 2 sea original, es decir de edad Triásico Superior – Jurásico Inferior y, por tanto, no correlacionable con la ChRM del grupo 1. Podemos excluir esta posibilidad por las siguientes razones: (i) la paleoinclinación obtenida es estadísticamente diferente de la paleoinclinación esperada para el Triásico Superior - Jurásico Inferior (D_{esp} = 355º y I_{esp} = 2º) obtenida a partir del polo calculado por Besse y Courtillot (2002) para la placa de Norte América estable a los 200 ± 10 Ma; (ii) todas las muestras presentan sistemáticamente polaridad inversa; y (iii) la inclinación paleomagnética (y por tanto la paleolatitud) obtenida en esta localidad es del mismo orden que la obtenida para el grupo 1.

DISCUSIÓN

De los resultados del test del pliegue podemos concluir que la ChRM es una remagnetización adquirida, según las distintas estructuras, antes, durante y también después de la deformación por plegamiento (fundamentalmente después). Esta remagnetización debe ser un fenómeno sincrónico en todo el área si consideramos que presenta sistemáticamente polaridad invertida y que desde la edad de las muestras más jóvenes (Berriasiense-Aptiense) no ha habido crones de

polaridad inversa con una duración superior a unos pocos millones de años. Además, las direcciones representativas de la ChRM, tras la corrección tectónica adecuada proporcionada por el test del pliegue, presentan paleoinclinaciones muy similares entre sí, a pesar de la mencionada amplitud de tiempo geológico muestreado.

Los resultados de nuestras pruebas de pliegue, realizadas en estructuras concretas, implican claramente que la reimanación se produjo de forma simultánea al periodo de acortamiento principal del sur de la SMO, pues la ChRM es pre-, post- y sin- tectónica en las distintas localidades investigadas. Para sostener la primera hipótesis de las sugeridas por Böhnel *et al.* (1990) para la edad de la reimanación (Cretácico Inferior) sería necesaria la existencia de un evento tectónico pre-Larámide, contradiciendo la mayoría de las interpretaciones sobre la evolución tectónica del área. Si existió este evento, no fue mucho más activo que la deformación Larámide.

Aunque la edad de la deformación que originó la SMO no es bien conocida en algunos segmentos de la cadena, los datos disponibles son consistentes con una progresiva disminución en edad desde el Noroeste hacia el Sureste, al igual que en Estados Unidos (De Cserna, 1989). Por ejemplo, el acortamiento principal ocurrió probablemente durante el Cretácico en Sonora y Sinaloa y, posteriormente, entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio en el segmento de Monterrey a Veracruz (p. ej., Pindell y Kennan, 2001). Por tanto, en la zona de estudio la principal fase de acortamiento puede situarse entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio (~50 Ma). Y éste es el rango de edades posible para la reimanación. Esta hipótesis puede reforzarse si comparamos las paleoinclinaciones observadas (la inclinación media obtenida para las distintas localidades es de $I_{med} = 38{,}9^{o}$) con la deducida para esta época a partir de los polos calculados por Besse y Courtillot (2002), que es $I_{(50\ Ma)} \approx 36\text{-}39^{o}$. Podemos concluir que la reimanación fue adquirida en el Terciario Inferior, muy probablemente entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Medio.

En la figura 4 se han representado los polos paleomagnéticos calculados a partir de las direcciones paleomagnéticas de cada localidad, comparados con la rama de la Curva de Deriva Polar Aparente de Besse y Courtillot (2002) para la placa Norteamericana entre 150 y 10 Ma. La desviación observada de los polos obtenidos a partir de nuestros datos respecto de los calculados por Besse y Courtillot (2002) implican importantes rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales en sentido antihorario, incluso si se considera una edad de la reimanación más antigua, como supone la primera de las hipótesis de Böhnel *et al.* (1990). Estos resultados demuestran, por tanto, la existencia de rotaciones de bloques post-Paleocenas en el segmento sur de la Sierra Madre Oriental. Además, la distribución de los polos a lo largo de un círculo menor que une puntos de igual paleolatitud implica que se trata de rotaciones diferenciales, que varían desde 0º (para JCZ, que es la localidad más oriental) hasta unos 43º (para JZZ, la localidad más occidental).

AGRADECIMIENTOS

El tratamiento de las muestras se realizó en los laboratorios de paleomagnetismo del ETH de Zurich, de la Universidad Complutense de Madrid y de la Universidad de Burgos. Este trabajo se ha realizado gracias a los proyectos CI1-CT94-0114 de la Unión Europea, BTE2002-04168 del MCyT y BU30/04 de la Junta de Castilla y León.

REFERENCIAS

Besse, J. y Courtillot, V. (2002): Apparent and true polar wander and the Geometry of the magnetic Field in the last 200 Million Years. *Journal of Geophysical Research*, 107, NO. B11, 2300, doi:10.1029/2000JB000050.

Böhnel, H., Gose, W.A., Testarmata, M.M. y Bocanegra-Noriega, G. (1990): Palaeomagnetic results from the southern Sierra Madre Oriental, México: evidence for Early Cretaceous or Laramide remagnetization? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64: 211-223.

Bonfiglio, J.R. (1982): *Paleomagnetic study of the Cretaceous (Albian) Aurora Limestone, Coahuila, Mexico*. M.S. Thesis, Univ. of Houston, 99 p.

De Cserna, Z. (1989): An outline of the geology of Mexico. En: *The Geology of North America An overview* (A.W. Bally y A.R. Palmer, Eds.). The Geology of North America, Boulder, Colorado Geological Society of America, 233-264.

Gose, W.A., Belcher, R.C. y Scott, G.R. (1982): Paleomagnetic results from northeastern Mexico: evidence for large Mesozoic rotations. *Geology*, 10: 50-54.

Kleist, R.J., Hall, S. A. y Evans, I. (1984): A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido Limestone, northeast Mexico: Evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 55-60.

Nowicki, M.J., Hall, S.A. y Evans, I. (1993): Palaeomagnetic evidence for local and regional post-Eocene rotations in northern Mexico. *Geophysical Journal International*, 114: 63-75.

McFadden, P.L. y Jones, D.L. (1981): The Fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67: 53-58.

Pindell, J.L. y Kennan, L. (2001): Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCAGST (Gulf Coast Association of Geological Societies Convention Abstract). En: *21st Annual BOB F. Perkins Research conference* (R.H. Fillon, N.C. Rosen, P. Weimer, A. Lowrie, H. Pettingil, R.L. Phair, H.H. Roberts y B. van Hoorn, Eds.). Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation (GCSSEPM), Houston, Texas, Abstract in p. 9, Paper: 30 p.

Suter, M. (1987): Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central México. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1387-1397.

Propiedades magnéticas en varias secciones del límite Cretácico-Terciario

V. Villasante Marcos[1], M.L. Osete[1], F. Martínez Ruiz[2], J. Urrutia Fucugauchi[3] y M.A. Lamolda[4]

1 Dpto. Geofísica y Meteorología, F. de CC. Físicas, U. Complutense de Madrid, Avda.Complutense s/n, 28040 Madrid. vicvilla@fis.ucm.es, mlosete@fis.ucm.es
2 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, F. de Ciencias, Campus Fuentenueva, 18002 Granada. fmruiz@ugr.es
3 Instituto de Geofísica, UNAM, Ciudad Universitaria, Coyoacan 04510, México D.F., México. juf@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
4 Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Campús de Lejona, E-48940 Leoia. gpplapam@lg.ehu.es

ABSTRACT

A characterization of the magnetic properties of the sediments spanning the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary has been carried out in different sections in Spain and northeastern Mexico. The aim of this study is to check the possibility that rock magnetic properties can serve as a macroscopic tracer of the well known geochemical, mineralogical and petrologic anomalies associated with the K-T boundary layer, anomalies that are widely view as world-wide distributed consequences of the impact of a large (~10 km) extraterrestrial body. Several magnetic parameters have been measured: bulk magnetic susceptibility, hysteresis cycles and parameters, IRM acquisition curves, thermal demagnetization of an IRM imparted along three orthogonal axis, thermomagnetic curves and magnetic behavior at low temperatures. A clear magnetic signature has been found in association with the reddish iridium-rich layer that defines the K-T boundary in well preserved distal sections (Agost and Caravaca), consisting mainly in an abrupt increase in magnetic susceptibility and a decrease in remanence coercivity. Its association with the diagenetically altered extraterrestrial fraction of the impact ejecta is strongly suggested by the behavior observed in El Mimbral proximal section, in which the magnetic anomaly is associated uniquely to the finer fraction of the ejecta.

Key words: *K-T boundary, magnetic properties, impact markers.*

INTRODUCCIÓN

Desde que Alvarez *et al.* (1980) y Smit y Hertogen (1980) descubrieran la abundancia anómalamente elevada de iridio en los sedimentos del límite K-T y la achacaran al impacto de un cuerpo extraterrestre contra la superficie de la Tierra, se ha descubierto que este límite está asociado a la presencia de diversos marcadores de impacto, que van desde anomalías geoquímicas, hasta microtectitas y microcristitas alteradas, pasando por minerales con rasgos de impacto o espinelas ricas en magnesio y níquel. El impacto del límite K-T se ha correlacionado con el cráter de Chicxulub en Yucatán, México (Swisher *et al.*, 1992; Sharpton *et al.*, 1992). El objetivo del presente trabajo es verificar si estas anomalías se corresponden con anomalías en las propiedades magnéticas. Para ello se intentan caracterizar en detalle éstas y ver si son distintivas de la capa donde se registran los marcadores de impacto.

SECCIONES ESTUDIADAS

Se presentan los resultados de dos secciones españolas y una mexicana. Las secciones españolas son Agost (Alicante) y Caravaca (Murcia). Son secciones distales, pelágicas y muestran un grado de preservación muy bueno. En ellas el límite K-T está determinado por una capa de arcilla rojiza de 1-2 mm de espesor, rica en esmectita, en iridio y en esférulas de óxidos de hierro de hasta 500 μm de diámetro que son consideradas microcristitas alteradas diagenéticamente (Martínez Ruiz *et al.*, 1997). Al menos en el caso de Caravaca, se han encontrado también en esta capa espinelas ricas en magnesio y níquel (Robin *et al.*, 1991). A esta capa le sigue otra de arcilla verdosa de unos 5-15 cm de espesor, correspondiente al inicio del Daniense. Por debajo de la capa de arcilla roja y por encima de la de arcilla verde están las secuencias de margas calcáreas y calizas margosas del Maastrichtiense terminal y del Daniense basal. La sección mexicana de El Mimbral se sitúa en el noreste de México, a unos 1.000 km del cráter de Chicxulub. En ella el límite K-T está formado por un paquete siliciclástico dividido en tres unidades básicas y encajado entre las formaciones de margas Méndez (Cretácico terminal) y Velasco (Paleógeno basal). La primera unidad, de unos 80 cm de espesor, está formada por una capa de esférulas alteradas. A continuación aparecen varias capas de areniscas, con una potencia total de 2-3 m. Encima de las areniscas aparece una capa de 0,5-1 cm de espesor de arcilla roja rica en iridio. Por encima se sitúan las margas de la formación Velasco. La

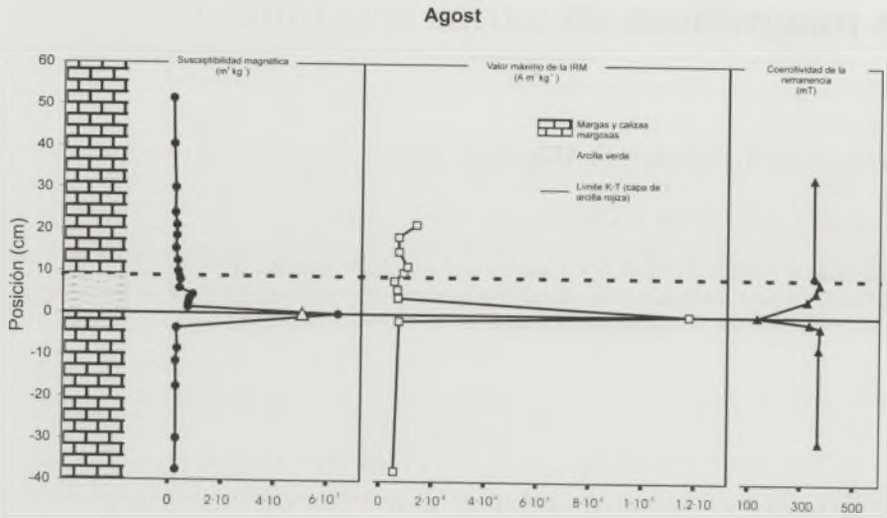


FIGURA 1. *Perfiles de susceptibilidad magnética, SIRM y coercitividad de la remanencia para la sección de Agost. También se ha representado la susceptibilidad de un extracto de esférulas de óxidos de hierro (triángulo blanco).*

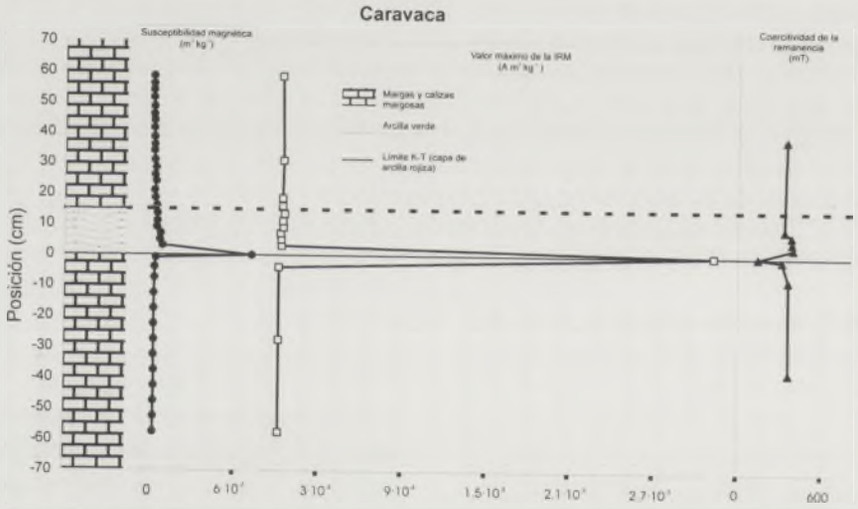


FIGURA 2. *Perfiles de susceptibilidad magnética, SIRM y coercitividad de la remanencia para la sección de Caravaca.*

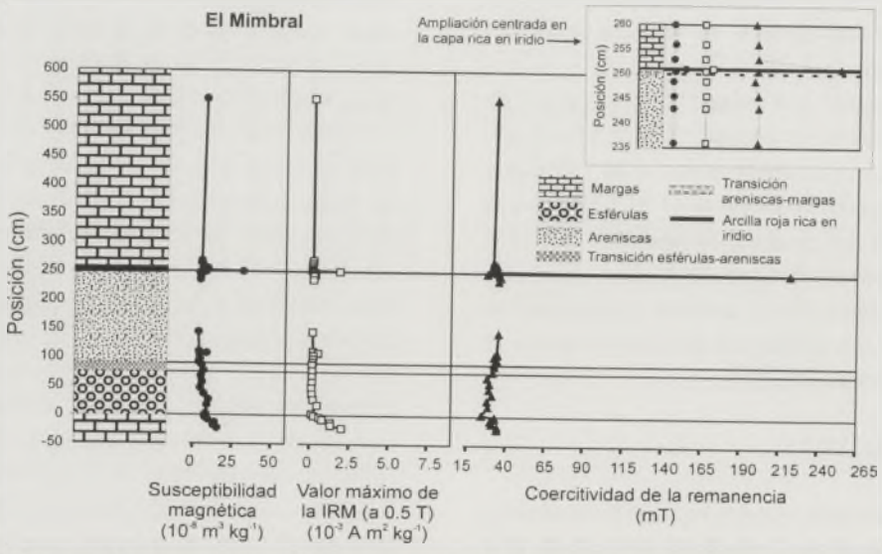


FIGURA 3. *Susceptibilidad magnética, SIRM y coercitividad de la remanencia para la sección de El Mimbral.*

interpretación más aceptada para esta secuencia es la siguiente: la capa de esférulas corresponde a la sedimentación del material eyectado balísticamente por el impacto de Chicxulub; las areniscas corresponden a depósitos de material arrastrado por las tsunamis generadas por el impacto o por corrientes turbidíticas causadas por la desestabilización gravitacional de la cuenca; la capa rica en iridio corresponde al material fino eyectado por el impacto, con alta concentración de la fracción de material extraterrestre, que se habría depositado en las semanas o meses siguientes al evento (Smit, 1999; Arz *et al.*, 2001).

RESULTADOS

En las figuras 1, 2 y 3 se puede observar un resumen de los resultados. Aparecen los perfiles de susceptibilidad magnética, de SIRM (valor máximo de la IRM) y de coercitividad de la remanencia, junto a la litología de cada sección. En Agost y Caravaca se observa un aumento importante de la susceptibilidad en la capa de arcilla rojiza que determina el límite K-T. Este aumento es del mismo orden en ambas secciones. También la SIRM experimenta un fuerte aumento en la capa rojiza, mayor en el caso de Caravaca. Estos incrementos son coherentes con un aumento en la proporción de material ferromagnético en la capa de arcilla roja. La coercitividad de la remanencia disminuye en la capa del límite K-T, informando de un cambio en el tipo de fase magnética presente: en la capa roja, la fase magnética responsable de los incrementos de susceptibilidad y SIRM es claramente distinta de las fases presentes en las litologías infra y suprayacentes, con una diferencia en coercitividades de entre 100 y 200 mT. En el perfil de susceptibilidad de Agost se ha representado también el valor correspondiente a un extracto de esférulas de óxidos de hierro. Se observa que la susceptibilidad de las esférulas es inferior a la susceptibilidad de la muestra total. De aquí se concluye que el aumento de susceptibilidad en la capa roja no es debido solamente a la presencia de las esférulas, sino que el resto de los componentes tienen una contribución importante.

Además de estas medidas, se han efectuado otras cuyos resultados indican que esta fase magnética no es magnetita, al menos no magnetita pura. Las curvas termomagnéticas muestran temperaturas de transformación no reversible entre 300 y 400° C, lo que sería compatible con la presencia de magnetita muy oxidada (maghemita). No aparecen, o aparecen muy atenuadas, temperaturas de Curie de 580° C, que corresponderían a la magnetita pura. En la desimanación térmica de la IRM impartida en tres ejes ortogonales se pone de relieve la existencia de una fase de baja coercitividad (< 0,12 T) con temperaturas máximas de desbloqueo de 400-500° C. Además, en las medidas efectuadas a baja temperatura (entre 4 y 300 K) no aparece la transición de Verwey, siendo por el contrario compatibles con la presencia de maghemita y/o ferritas con sustitución catiónica.

En la sección de El Mimbral (Fig. 3), se observa un aumento de la susceptibilidad magnética, y el correspondiente incremento en la SIRM, en la capa rica en iridio de la parte superior del paquete siliciclástico que define el límite K-T. En este caso la fase magnética responsable de esta anomalía presenta una coercitividad de la remanencia muy elevada. Los ciclos de histéresis y las curvas de IRM y de relajación de la IRM indican que esta fase de alta coercitividad es, muy probablemente, goethita, y que una fracción significativa de esta goethita tiene tamaños de grano muy pequeños. Esto está en concordancia con los resultados obtenidos por Wdowiak *et al.* (2001) mediante espectroscopía Mösbauer.

CONCLUSIONES

Se concluye que los sedimentos de la capa que define el límite K-T presentan propiedades magnéticas que los distinguen de los materiales infra y suprayacentes, y que por tanto existe una "firma" magnética del límite K-T. En Agost y Caravaca, dicha firma consiste en aumentos de la susceptibilidad y de la SIRM, y en disminución de la coercitividad de la remanencia. El mineral responsable de estas características parece ser magnetita oxidada y/o espinelas ricas en níquel y magnesio. Además, estas propiedades no están exclusivamente ligadas a las esférulas de óxidos de hierro. Los aumentos de susceptibilidad detectados son concordantes con los obtenidos por Worm y Banerjee (1987) en la sección italiana de Petriccio, pero hay discordancia en cuanto a la naturaleza y localización del mineral responsable. Estos autores encontraron que la señal magnética se concentraba en las esférulas magnéticas halladas en Petriccio, y que el mineral responsable era una ferrita con composición muy cercana a la magnetita. Las diferencias entre sus resultados y los presentados aquí se pueden interpretar como debidas a diferencias en las historias diagenéticas de las secciones consideradas.

En la sección proximal de El Mimbral, volvemos a encontrar una firma magnética. Aparece en la capa de iridio correspondiente a la sedimentación de material fino enriquecido en su fracción extraterrestre. Esta capa podría considerarse equivalente a la capa del límite K-T que aparece en las secciones distales, ya que a grandes distancias del cráter de impacto, según los modelos, el material depositado debe corresponder a material fino eyectado a grandes alturas e inyectado en la estratosfera o transportado por la nube de vapor post-impacto. La fracción de material procedente del cuerpo que impacta, por ser este el de mayor energía cinética, debe ser mayor en la fracción fina del material eyectado y en las secciones más distales.

Todo esto parece apuntar a que los productos de alteración diagenética del material extraterrestre inyectado por el impacto finicretácico y distribuido globalmente, aún siendo distintos según la historia concreta de cada sección, son responsables de las anomalías en las propiedades magnéticas detectadas en el límite K-T.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. J.C. Gómez Sal, a Pedro Arredondo y a Guillermo Villasante.

REFERENCIAS

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. Experimental results and theoretical interpretation. *Science*, 208: 1095-1108.

Arz, J.A., Arenillas, I., Soria, A.R., Alegret, L., Grajales Nishimura, J.M., Liesa, C.L., Meléndez, A., Molina, E. y Rosales, M.C. (2001): Micropaleontology and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 505-519.

Martínez Ruiz, F., Ortega Huertas, M., Palomo, I. y Acquafredda, P. (1997): Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113: 137-147.

Robin, E., Boclet, D., Bonte, Ph., Froget, L., Jehanno, C. y Rocchia, R. (1991): The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122). *Earth and Planetary Science Letters*, 107: 715-721.

Sharpton, V.L., Dalrymple, G.B., Marin, L.E., Ryder, G., Schuraytz, B.C. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1992): New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 359: 819-821.

Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 27: 75-113.

Smit, J. y Hertogen, J. (1980): An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 285: 198-200.

Swisher, III., Carl, C., Grajales-Nishimura, J.M., Montanari, A., Margolis, S.V., Claeys, Ph., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurrasse, F.J-M.R., Curtis, G.H., Smit, J. y McWilliams, M.O. (1992): Coeval $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites. *Science*, 257: 954-958.

Wdowiak, Th.J., Armendarez, L.P., Agresti, D.G., Wade, M.L., Wdowiak, S.Y., Claeys, Ph. e Izett, G. (2001): Presence of an iron-rich nanophase material in the upper layer of the Cretaceous-Tertiary boundary clay. *Meteoritics and Planetary Science*, 36: 123-133.

Worm, H.U. y Banerjee, S.K. (1987): Rock magnetic signature of the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geophysical Research Letters*, 14: 1083-1086.

PLANETOLOGÍA, IMPACTOS Y EVENTOS DE EXTINCIÓN

Bioestratigrafía y reconstrucción paleoambiental del tránsito Cretácico-Paleógeno en El Mimbral (México)

L. Alegret[1,2], I. Arenillas[2], J.A. Arz[2] y E. Molina[2]

1 Dept. Earth Sciences, University College London, WC1E 6BT Londres (Reino Unido).
2 Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza (España). laia@unizar.es, ias@unizar.es, josearz@unizar.es, emolina@unizar.es

ABSTRACT

Upper Cretaceous and Lower Paleogene benthic and planktic foraminifera from the El Mimbral section (Mexico) were analysed in order to infer the biostratigraphy and the paleoenvironmental turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary. In the El Mimbral section, the Upper Cretaceous marly Méndez and the Lower Paleogene marly Velasco Formations are separated by a 0.5 to ~3 m-thick-Clastic Unit. We studied the upper 2 m of the Méndez Formation and the lowermost 3 m of the Velasco Formation, comprising the upper Maastrichtian A. mayaroensis and P. hantkeninoides Biozones, and the lower Danian G. cretacea and Pv. eugubina Biozones, respectively. Planktic foraminifera were affected by a catastrophic extinction at the K/Pg boundary, whereas benthic foraminifera show reorganization of the community structure rather than significant extinction. The benthic foraminiferal turnover may have resulted from the drop in primary productivity after the asteroid impact at the K/Pg boundary.

Key words: *foraminifera, Cretaceous/Paleogene, Mexico.*

INTRODUCCIÓN

El límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) ha atraído la atención de la comunidad científica desde que se descubrió la coincidencia de dicho límite con una extinción en masa catastrófica de foraminíferos planctónicos y una serie de anomalías geoquímicas y mineralógicas de origen meteorítico. La identificación del cráter de impacto de Chicxulub (Península de Yucatán, México) y el hallazgo de la eyecta proximal y distal han contribuido a que la comunidad científica acepte el impacto meteorítico como la teoría más plausible para explicar los cambios paleobiológicos y geológicos observados en el límite K/Pg. En las áreas circundantes a la estructura de Chicxulub (Sureste de México, Guatemala, Belice y Cuba) se formó una "Unidad Brechificada" o "Brecha de Impacto" como consecuencia del impacto, mientras que en el área del Golfo de México y Caribe se depositó una "Unidad Clástica" que puede correlacionarse a lo largo de centenares de kilómetros. Actualmente todavía existe una importante controversia científica que hace referencia al origen de los depósitos característicos del límite K/Pg, a los patrones de extinción observados en medios marinos y terrestres, y a los cambios paleoambientales ocurridos en el Daniense basal.

Los cortes mexicanos del límite K/Pg son particularmente interesantes debido a su proximidad al cráter de impacto. En concreto, el perfil de El Mimbral es un corte clásico del límite K/Pg en México, y constituye por tanto uno de los perfiles más conocidos y estudiados en el Golfo de México (ej., Smit *et al.*, 1992, 1996; Keller *et al.*, 1994; Rocchia *et al.*, 1996). En el presente trabajo presentamos un detallado análisis de las asociaciones de foraminíferos del tránsito K-Pg en El Mimbral, que nos han permitido detallar la bioestratigrafía y la evolución paleoecológica y paleoambiental en torno al límite K/Pg.

MATERIAL Y MÉTODOS

El corte de El Mimbral (23°12'42"N, 98°40'29"O) está situado en el Estado de Tamaulipas, 10 km al Este de la carretera nacional que comunica Ciudad Victoria y Tampico (Fig. 1). Los materiales del tránsito K-Pg afloran en la orilla Sur del Arroyo El Mimbral, a unos 4,5 km al Este de las líneas eléctricas. De los 35 m de potencia que alcanza la Formación Méndez en este sector (Smit *et al.*, 1996), se han estudiado en detalle los 4 m superiores, que consisten en margas grises masivas del Cretácico Superior, dispuestas en niveles tabulares de potencia decimétrica. Sobre éstas se dispone la Unidad Clástica, que varía desde 0,5 m hasta 3,20 m de potencia Esta unidad se inicia con una alternancia de niveles detríticos constituidos principalmente por areniscas y microesférulas. Las microesférulas se concentran hacia la base de esta unidad, y están recristalizadas a calcita en su mayoría, aunque algunos autores han hallado vidrio en el interior de algunas de ellas (Smit *et al.*, 1992). Además de las microesférulas, en este cuerpo se identifican cuarzos de

FIGURA 1. *Localización geográfica del corte de El Mimbral.*

choque (Smit *et al.*, 1992) y cantos blandos de margas. Sobre esta alternancia se disponen una serie de cuerpos tabulares de potencia centimétrica constituidos por areniscas ocres de grano medio a fino. Las bases de los estratos, ocasionalmente canaliformes, contienen abundantes restos de plantas y cantos blandos de margas. Sobre la Unidad Clástica se dispone la Formación Velasco, de la cual se han estudiado los 3 m inferiores. Esta unidad consiste en margas grises masivas, dispuestas en niveles tabulares de potencia decimétrica. Smit *et al.* (1992, 1996) y Rocchia *et al.* (1996) hallaron concentraciones anómalas de Ir y un aumento en el número de espinelas ricas en níquel en los últimos centímetros de la Unidad Clástica y en la base de la Formación Velasco en El Mimbral.

Tanto la Formación Méndez como la Formación Velasco contienen abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, siendo el índice P/B ~90%. Se ha realizado un estudio cuantitativo de las asociaciones de foraminíferos mayores de 63 micras, obtenidos mediante la técnica del levigado (ej., Alegret y Thomas, 2001). La interpretación paleoambiental se ha basado en el análisis morfotípico de las conchas de los foraminíferos bentónicos, en función de las cuales se han inferido sus microhábitats, explicados en términos de aporte de nutrientes al fondo marino (Jorissen *et al.*, 1995).

BIOESTRATIGRAFÍA

En este trabajo se ha aplicado la biozonación basada en foraminíferos planctónicos propuesta por Molina *et al.* (1996). En el corte de El Mimbral se reconocen las Biozonas de *Abathomphalus mayaroensis* y de *Plummerita hantkeninoides* en el Maastrichtiense superior, y las Biozonas de *Güembelitria cretacea* y *Parvularugoglobigerina eugubina* en el Daniense inferior. En la figura 2 se muestra la potencia que alcanza cada una de estas biozonas en el corte de El Mimbral. La parte basal del Daniense (primeros 30 cm sobre la Unidad Clástica) contiene abundantes foraminíferos del Cretácico Superior,que muestran importantes evidencias de reelaboración. El límite entre las Biozonas de *G. cretacea* y *Pv. eugubina* se sitúa aproximadamente 120 cm por encima de la Unidad Clástica. La primera muestra por encima de esta unidad contiene ya *Parvularugoglobigerina longiapertura*, por lo que la Biozona P0 de Berggren *et al.* (1995) está ausente en El Mimbral.

ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

En el corte de El Mimbral predominan los foraminíferos bentónicos de conchas calcíticas, excepto en la Biozona de *P. hantkeninoides*, donde aparecen asociaciones mixtas de foraminíferos calcíticos y aglutinados. Las asociaciones de foraminíferos bentónicos del Maastrichtiense superior (Biozona de *A. mayaroensis*, excepto los 50 cm superiores de ésta) están dominadas por taxones de conchas cilíndricas alargadas, como *Eouvigerina subsculptura* y *Clavulinoides trilatera*, que se interpretan como infaunales (Alegret *et al.*, 2001). Estas dos especies constituyen hasta el 66% de las asociaciones (Fig. 2); sin embargo, en la parte superior de la Biozona de *A. mayaroensis* y la Biozona de *P. hantkeninoides*, el porcentaje de *E. subsculptura* disminuye progresivamente mientras que el de *Cl. trilatera* aumenta, convirtiéndose finalmente en la especie dominante. Otras especies infaunales comunes en el Maastrichtiense son *Spi-*

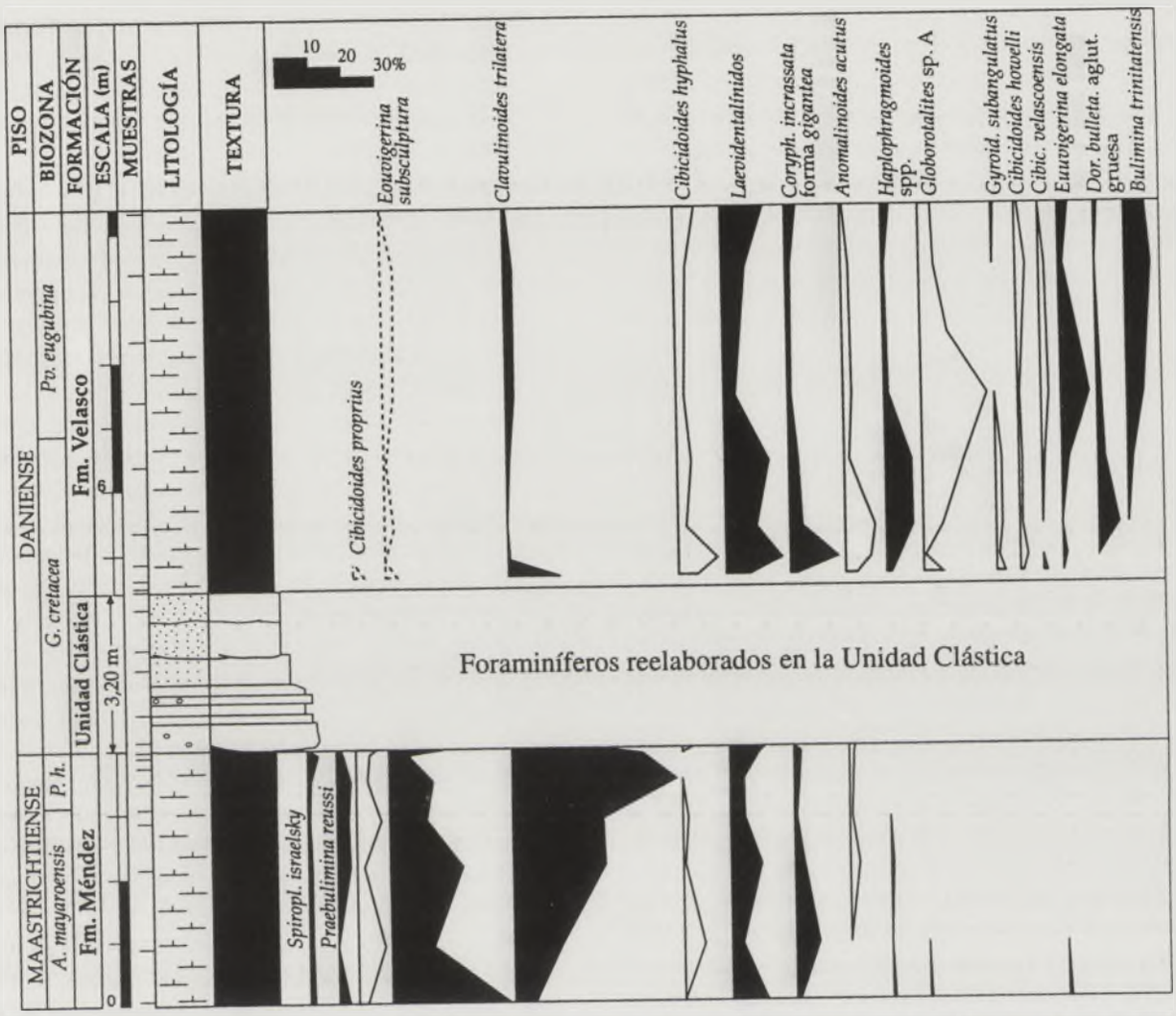


FIGURA 2. *Porcentajes de las especies de foraminíferos bentónicos más abundantes en el tránsito K-Pg de El Mimbral. Las especies sombreadas en gris se interpretan como epifaunales, mientras que los porcentajes en negro corresponden a especies infaunales. P.h.= Biozona de P. hantkeninoides.*

roplectammina israelskyi o *Praebulimina reussi*, cuyo último registro ocurre justo en la base de la Unidad Clástica (Fig. 2). Sin embargo, la especie *Eouvigerina subsculptura*, al contrario de lo que ocurre en otros cortes del límite K/Pg en México (Alegret y Thomas, 2001; Alegret *et al.*, 2001), se ha identificado varios metros por encima de dicho horizonte. La peor conservación de sus ejemplares, su escasez y su distribución estratigráfica anómala y discontinua indica que se trata de ejemplares reelaborados. La presencia de abundantes foraminíferos planctónicos cretácicos reelaborados en las margas de la Formación Velasco confirma esta hipótesis y sugiere que los procesos de reelaboración fueron muy intensos en la parte basal de la Formación Velasco en El Mimbral.

Los foraminíferos bentónicos infaunales disminuyen en las primeras muestras de la Formación Velasco; por el contrario, aumentan las formas trocospiraladas planoconvexas y biconvexas (ej., *Anomalinoides acutus, Cibicidoides hyphalus, Globorotalites* sp. A), que son interpretadas como epifaunales. En los 4 primeros centímetros de la Formación Velasco los foraminíferos bentónicos son muy escasos. Los primeros registros de *Cibicidoides howelli, C. velascoensis, Euuvigerina elongata, Gyroidinoides subangulatus* se sitúan 6 cm por encima de la Unidad Clástica. Posteriormente se ha identificado el primer registro de *Dorothia bulleta* var. aglutinada gruesa y *Bulimina trinitatensis*, y un incremento en el porcentaje de *Globorotalites* sp. A. En la parte superior del intervalo estudiado no se observan especies dominantes.

INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos del tránsito K-Pg en el Mimbral contienen abundantes representantes de la fauna tipo Velasco y especies típicas de medios profundos, y sugieren que las formaciones Méndez y

Velasco se depositaron a unos 1000 metros de profundidad, en la parte inferior del talud (Alegret *et al.*, 2001). Por el contrario, la Unidad Clástica contiene elementos procedentes de medios someros (neríticos) mezclados con microesférulas. Estas características han sido puestas de manifiesto en otros perfiles del golfo de México por Soria *et al.* (2001) y Alegret *et al.* (2001, 2002), e interpretaron que esta unidad se depositó en medios profundos como consecuencia de los flujos de masas originados por el impacto del límite K/Pg.

El elevado porcentaje de foraminíferos infaunales refleja un elevado aporte de nutrientes al fondo marino durante el Maastrichtiense terminal. El estudio de los foraminíferos bentónicos muestra la existencia de una importante reorganización de sus comunidades en el límite K/Pg. El descenso en el porcentaje de los morfogrupos infaunales indica una drástica reducción en el aporte de nutrientes al fondo marino, ligado al colapso de la productividad primaria. Los cambios experimentados por las asociaciones de foraminíferos bentónicos, su recuperación escalonada durante el Paleógeno Inferior, y la extinción en masa de los foraminíferos planctónicos son compatibles con un evento único y catastrófico. La hipótesis de un impacto meteorítico parece ser la hipótesis más plausible para explicar el descenso de la productividad primaria y los cambios faunísticos observados en coincidencia con el límite K/Pg.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por los proyectos DGES BTE2001-1809 (Ministerio de Ciencia y Tecnología) y DGA 2002-4 (Dirección General de Aragón). L. A. disfruta de una beca postdoctoral del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte (EX2003-0007).

REFERENCIAS

Alegret, L. y Thomas, E. (2001): Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico. *Micropaleontology*, 47 (4): 269-316.

Alegret, L., Molina, E. y Thomas, E. (2001): Benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary around the Gulf of Mexico. *Geology*, 29 (10): 891-894.

Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Liesa, C., Meléndez, A., Molina, E., Soria, A.R. y Thomas, E. (2002): The Cretaceous/Tertiary boundary: sedimentology and micropaleontology at El Mulato section, NE Mexico. *Terra Nova*, 14 (5): 330-336.

Berggren W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. y Aubry, M.P. (1995): A revised Paleogene Geochronology and Chronostratigraphy. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Hardenbol, Eds.). Society of Economic Geologist and Paleontologist Special Publication 54, SEPM, Tulsa, 129–213

Jorissen, F.J., Stigter, H.C. y Widmark, J.G.V. (1995): A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.

Rocchia, R., Robin, E., Froget, L. y Gayraud, J. (1996): Stratigraphic distribution of extraterrestrial markers at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico area: Implications for the temporal complexity of the event. En: *New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth History* (G. Ryder, D. Fastovsky y S. Gartner, Eds.). Geological Society of America, Special Paper, 307: 279-286.

Smit, J., Montanari, A., Swinburne, N.H.M., Alvarez, W., Hildebrand, A.R., Margolis, S.V., Claeys, P., Lowrie, W. y Asaro, F. (1992): Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico. *Geology*, 20: 99-103.

Smit, J., Roep, Th.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J.M. y Bermudez, J. (1996): Coarse-grained, clastic sandtone complex at the Cretaceous/Tertiary boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunamy waves induced by the Chicxulub impact? En: *New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth History* (G. Ryder, D. Fastovsky y S. Gartner, Eds.). Geological Society of America, Special Paper, 307: 151-182.

Soria, A.R., Liesa-Carrera, C.L., Mata, M.P., Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. y Meléndez, A. (2001): Slumping and a sandbar deposit at the Cretaceous/Tertiary in the El Tecolote sector (northeastern Mexico): An impact induced sediment gravity flow. *Geology*, 29 (3): 231-234.

Indicadores de contaminación extraterrestre en secciones distales del tránsito Cretácico-Terciario

F. Martínez-Ruiz[1], M. Ortega Huertas[2] e I. Palomo[2]

1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada. fmruiz@ugr.es
2 Dpto. de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada. mortega@ugr.es, ipalomo@ugr.es

ABSTRACT

Several lines of evidence have been cited to support the Chicxulub structure as the crater site for the major extraterrestrial impact occurred at the end of the Cretaceous. The location of the crater explains the different nature of proximal and distal Cretaceous-Tertiary (K/T) boundary deposits. The impact produced distinctive dispersal materials, mostly derived from target rocks and the vaporized bolide. Within distal sites, those located closer to Chicxulub, as it is the case for Blake Nose (NW Atlantic), a higher contribution of target rocks is recorded in the ejecta materials, whereas at the most distal sections as those from Agost and Caravaca (SE of Spain) spherules and trace-metal anomalies evidence a significant bolide contribution. At Blake Nose, K/T boundary spherule compositions can be related to different precursors materials: Si-rich and Ca-rich materials, which is in agreement with the composition of impact glasses reported in the Gulf of Mexico area and Chicxulub pre-impact stratigraphy. Here there is little evidence for significant extraterrestrial contribution suggesting that the spherule-bed material mainly originated from the alteration of target-rock-derived material, which is also evidenced by REE C1-normalized patterns.

Key words: *Chicxulub, impact crater, geochemical anomalies, spherules.*

INTRODUCCIÓN

El impacto meteorítico que marcó el final del Cretácico representa una de las mayores catástrofes acaecidas a lo largo de la historia de la Tierra. A pesar de que la caída de meteoritos sobre nuestro planeta es algo frecuente, los impactos que han provocado grandes desastres han sido poco comunes, y menos aún aquellos que han modificado drásticamente la evolución de la vida sobre la Tierra como es el caso del límite Cretácico-Terciario (K/T). Aunque la gran extinción masiva que marca este límite de la historia geológica se conocía desde hace siglos, las causas han constituido uno de los grandes enigmas en el campo de las Ciencias de la Tierra hasta que en las últimas décadas se ha demostrado la existencia del mencionado impacto. Hasta la localización del cráter, las pruebas más sólidas que apoyaron la hipótesis extraterrestre inicialmente propuesta por Alvarez y sus colaboradores en 1980, fueron las evidencias de contaminación extraterrestre en los sedimentos de esta edad. El comienzo de la década de los 90 estuvo marcado por el descubrimiento de las primeras evidencias que apoyaban la localización del cráter en la Península de Yucatán, concretamente en Chicxulub, lo que revitalizó la controversia científica en relación con este límite (p. ej., Alvarez *et al.*, 1995). La naturaleza de sus materiales depende esencialmente de la distancia al cráter. Así, el material terrestre procedente del cráter se depositó en zonas próximas, mientras que la contribución de material extraterrestre es relativamente mayor en las secciones más alejadas. Ello origina notables diferencias en litología, espesor y características mineralógicas y geoquímicas en los sedimentos del K/T (p. ej., Smit, 1999; Ortega-Huertas *et al.*, 2002). Adicionalmente, existen también diferencias como resultado de los procesos de alteración diagenética que estos han sufrido, que dependen de factores locales en las distintas cuencas de depósito. Un estudio comparativo de diversas secciones situadas a diferente distancia del cráter permite establecer la contribución extraterrestre en relación al material terrestre procedente del cráter, así como la evolución diagenética y preservación de evidencias primarias en cada uno de los casos. Las secciones seleccionadas para dicho estudio corresponden a la Cordillera Bética (Agost y Caravaca), a la Cuenca Vasco-Cantábrica (Monte Urko, Sopelana, Zumaya, Hendaya y Biarritz) y al Atlántico NO (Blake Nose).

MATERIALES Y MÉTODOS

En todas las secciones mencionadas se realizó un muestreo de alta resolución de la capa de sedimento que marca el límite y de los sedimentos supra- e infrayacentes. Todas ellas corresponden a secciones marinas en las que el Cretá-

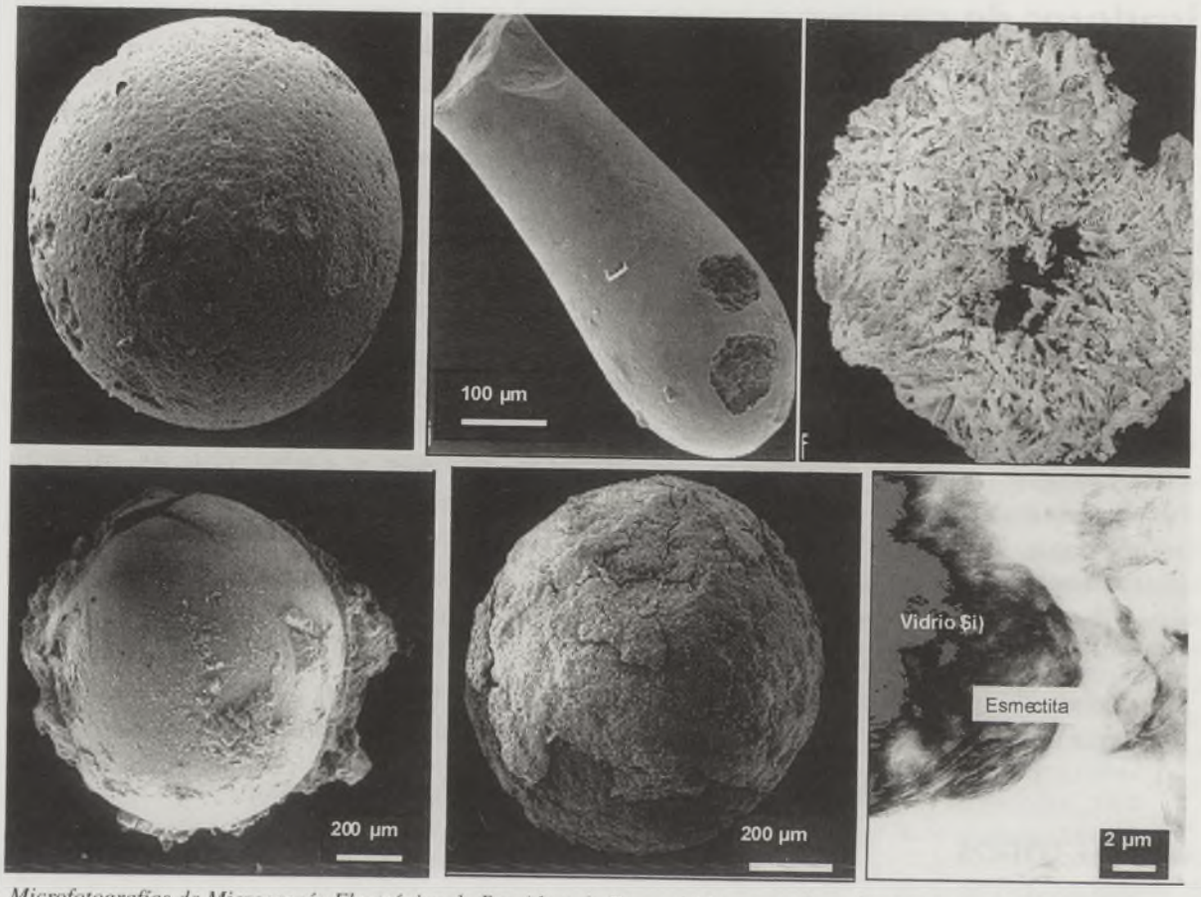


FIGURA 1. *Microfotografías de Microscopía Electrónica de Barrido y de Transmisión mostrado en la parte superior las morfologías y texturas de las esférulas de las secciones de la Cordillera Bética y en la parte inferior las morfologías de las esférulas de Blake Nose, así como un detalle de la transformación del vidrio en esmectita.*

cico está representado por materiales margosos o margocalizos sobre los que se deposita, con un contacto muy neto, la capa de sedimento del límite K/T cuyo espesor varía según la distancia al cráter, hasta 17 cm en Blake Nose, y tan solo 2-3 mm de espesor en las secciones de la Cordillera Bética y de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En estas últimas, sobre esta lámina aparece una capa de arcilla donde gradualmente aumenta el contenido en carbonatos hasta dar lugar a materiales margosos y margocalizos similares litológicamente a los del Cretácico Superior. La capa del límite en Blake Nose está compuesta casi exclusivamente de esférulas (Fig. 1), mientras que en Agost y Caravaca existen abundantes esférulas de feldespato potásico y óxidos de hierro en una matriz de arcilla compuesta de esmectitas. En la cuenca Vasco-Cantábrica la diagénesis ha originado la transformación de las esmectitas (Ortega-Huertas *et al.*, 1998) y las escasas esférulas suelen estar alteradas a pirita y feldespato potásico. Las muestras se molieron y homogeneizaron tomando partes representativas para análisis mineralógicos y geoquímicos. También se realizó la separación de esférulas sobre las que igualmente se realizaron análisis mineralógicos y geoquímicos. En el primer caso se ha utilizado Difracción de rayos X y Microscopía Electrónica de Transmisión y de Barrido, y los análisis químicos se han realizado mediante Fluorescencia de rayos X, Absorción Atómica, Espectrometría de Masas con Antorcha de Plasma y Activación Neutrónica.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la sección de Blake Nose los materiales del Cretácico Superior y Terciario basal están compuestos por calcita, minerales de la arcilla, cuarzo y cantidades menores de feldespatos. Las asociaciones de minerales de la arcilla están compuestas por esmectitas, micas detríticas y caolinita. La capa que marca el límite está compuesta casi únicamente de esmectitas y proporciones muy minoritarias de carbonatos (dolomita y calcita). Mediante microscopía electrónica de transmisión también se han reconocido ceolitas y paligorskita. Se han distinguido diferentes tipos de esférulas: de color verde oscuro y otras de color amarillento que responden a diferentes composiciones de la esmectita: en el primer caso son más ricas en Fe y en el segundo son relativamente ricas en Ca (Martínez-Ruiz *et al.*, 2001a). Esta composición concuerda con la que presentan los vidrios de impacto descritos en diversas secciones del Golfo de México (Koeberl y Sigurdsson, 1992; Kettrup *et al.*, 2000). Además de ello, en las esférulas se han reconocido relictos de vidrio que igualmente responden a este tipo de

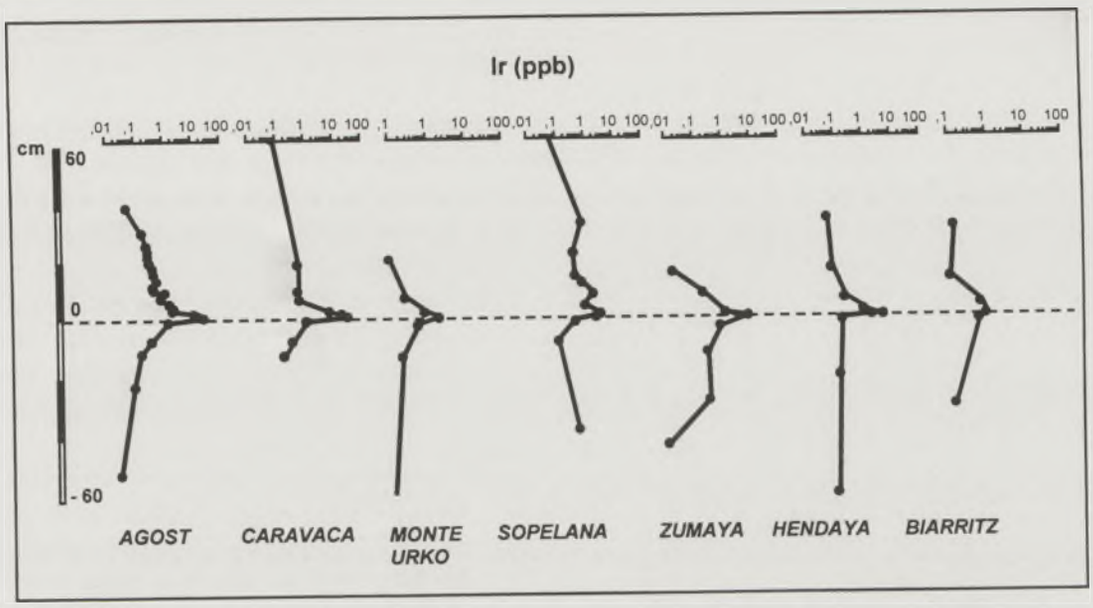


FIGURA 2. *Concentraciones de Ir en las secciones de la Cordillera Bética y cuenca Vasco-Cantábrica (Martínez-Ruiz, 1994).*

composiciones, las cuales se ajustan a la estratigrafía pre-impacto de Chicxulub. Este hecho sugiere una importante contribución de material terrestre procedente del cráter, lo que se confirma a partir de la composición química y los perfiles de elementos mayores y traza (Martínez-Ruiz *et al.*, 2001b). Los elementos típicamente extraterrestres como Ir, Ni, Co, no presentan concentraciones elevadas, apoyando una procedencia fundamentalmente terrestre de los materiales que aquí marcan el límite. Existen además relictos de calcita y dolomita en la capa del límite que probablemente corresponden a fases originales derivadas de la plataforma carbonatada en Chicxulub hace 65 M.a.

En las secciones más distales tanto las características mineralógicas como geoquímicas de los sedimentos del límite sí confirman una importante contribución de material extraterrestre (Fig. 2). En la cuenca Vasco-Cantábrica la deformación y alteración diagénetica han eliminado parcialmente algunas evidencias de dicha contribución, siendo las concentraciones de Ir y otros elementos del grupo del Pt más bajas que en las secciones de Agost y Caravaca (Fig. 2) donde una mejor preservación ha dado lugar a claras evidencias de la presencia de material extraterrestre. Entre ellas cabe destacar la abundancia de esférulas, sus morfologías análogas a las de microtektitas y sus texturas fibroso-radiadas, la presencia de posibles relictos de este material, como son los núcleos ricos en C, elementos del grupo del Pt y Ni (Martínez-Ruiz *et al.*, 1997), las altas concentraciones de elementos típicamente extraterrestres como todos los elementos del grupo del Pt, Ni, Co, Cr. Además de ello existe una evidencia adicional de estas diferencias en la naturaleza de los sedimentos del límite, la concentración de tierras raras y sus patrones normalizados a condritos. En el caso de Blake Nose, aunque se ha producido un empobrecimiento en tierras raras en la capa de esférulas del K/T debido a la alteración diagenética y a la transformación del vidrio a esmectita, estos patrones señalan una procedencia de la corteza continental superior.

En el caso de Agost y Caravaca donde la mejor conservación de la lámina de sedimento del límite (Ortega-Huertas *et al.*, 1998) permite la separación de abundantes esférulas, éstas han sido analizadas separadamente y las tierras raras presentan patrones de normalización que se asemejan a materiales máficos.

CONCLUSIONES

El material de la lámina de sedimento que marca el límite K/T en las secciones más alejadas del cráter de Chicxulub registra una importante contribución de material extraterrestre dispersado y distribuido globalmente tras el impacto. Aunque la alteración diagenética ha modificado sustancialmente algunas evidencias primarias como la composición original de las esférulas, por el contrario su morfología, textura, y relictos del material original demuestran un origen en relación con el impacto. Las elevadas concentraciones de elementos típicamente extraterrestres son también prueba de la contribución extraterrestre. En las secciones distales más próximas a Chicxulub, como es el caos de Blake Nose, la contribución relativa de material extraterrestre es reducida. Aquí los sedimentos que marcan el límite tienen una composición que se ajusta a la estratigrafía pre-impacto en Chicxulub, mostrando las esférulas evidencias de precursores vítreos ricos en Si y Ca, así como relictos del vidrio original y posibles fases originales como calcita y dolomita derivadas de la zona del cráter.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al "Ocean Drilling Program", al Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada donde se ha realizado los análisis, a los Proyectos BTE 2000-1493 y REN2003-09130-CO2-01 y al Grupo RNM-0179 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Alvarez, W., Claeys, P. y Kieffer, S. (1995): Emplacement of Cretaceous-Tertiary boundary shocked quartz from Chicxulub crater. *Science*, 269: 930-935.

Kettrup, B., Deutsch, A., Ostermann, M. y Agrinier, P. (2000): Chicxulub impactites: Geochemical clues to the precursor rocks. *Meteoritics and Planetary Science*, 35: 1229-1238.

Koeberl, C. y Sigurdsson, H. (1992): Geochemistry of impact glasses from the K-T boundary in Haiti: relation to smectites and a new type of glass. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 2113-2129.

Martínez-Ruiz, F. (1994): *Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en la Cordillera Bética y cuencas Vasco-Cantábrica*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 281 p.

Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I. y Acquafredda, P. (1997): Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 113: 137-147.

Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Palomo, I. y Smit, J. (2001a): K-T boundary spherules from Blake Nose (ODP Leg 171B) as a record of the Chicxulub ejecta deposits. *Geological Society of London Special Publications*, 183: 149-161.

Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M., Kroon, D., Smit, J., Palomo, I. y Rocchia, R. (2001b): Geochemistry of the Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose (ODP Leg 171B). *Geological Society of London Special Publications*, 183: 131-148.

Ortega-Huertas, M., Palomo, I., Martínez-Ruiz, F. y González, I. (1998): Geological factors controlling clay mineral patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary in Mediterranean and Atlantic sections. *Clay Minerals*, 33: 483-500.

Ortega-Huertas, M., Martínez-Ruiz, F., Palomo, I. y Chamley, H. (2002): Review of the Mineralogy of the Cretaceous-Tertiary Boundary Clay: Evidence Supporting a Major Extraterrestrial Catastrophic Event. *Clay Minerals*, 37: 395-411.

Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 27: 75-113.

Evidencias de impacto meteorítico en el Eoceno Superior de Fuente Caldera (Granada, Cordilleras Béticas)

E. Molina[1], L.E. Cruz[1,2], C. Gonzalvo[1], S. Ortiz[1] y E. Robin[3]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España. emolina@unizar.es, lecruz@unizar.es, concha@unizar.es, silortiz@unizar.es

2 Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. lecruz@uis.edu.co

3 CEA/CNRS-UMR 1572, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, 91198 Gif-sur-Yvette, Francia. robin@lsce.cnrs-gif.fr

ABSTRACT

The Fuente Caldera section has been sampled at high resolution in search of meteorite impact evidence and a Ni-rich spinel level has been found in the middle Priabonian (Late Eocene). The biostratigraphic study allowed us to precisely date the meteorite impact evidence in the lower part of the Globigerapsis index Biozone of planktic foraminifera and in the middle part of the Cibicidoides truncanus (BB4) Biozone of small benthic foraminifera. The impact evidence does not coincide with any planktic or benthic foraminiferal extinction events. In contrast to the Cretaceous/Tertiary boundary catastrophic mass extinction event, this meteorite impact was smaller and it did not cause any mass extinction in foraminifera.

Key words: *Biostratigraphy, Priabonian, Eocene, Ni-spinel, foraminifera.*

INTRODUCCIÓN

El corte de Fuente Caldera permite estudiar una serie muy potente desde el Eoceno Inferior (Ypresiense) hasta el Oligoceno (Chatiense). Su posición paleogeográfica en un surco del Subbético medio dio lugar a la acumulación de una gran cantidad de materiales caídos de la plataforma (calciturbiditas), las cuales se encuentran intercaladas con sedimentos hemipelágicos (Comas *et al.*, 1984-85). Se trata del mejor corte español conocido de este intervalo y fue propuesto como candidato para la definición del límite Eoceno/Oligoceno (Molina, 1986). Los foraminíferos fueron estudiados por Molina *et al.* (1986), los nanofósiles por Monechi (1986) y la geoquímica por Berthenet *et al.* (1986). Sin embargo, el estratotipo del límite Eoceno/Oligoceno fue definido en Massignano (ver Gonzalvo y Molina, 1992), ya que en aquel corte italiano se encontraron niveles volcánicos que permitieron realizar dataciones de edad absoluta. Además, se encontraron anomalías de iridio y, más recientemente, un nivel con espinelas ricas en níquel (Pierrard *et al.*, 1998) que coincidía con el nivel que mostraba mayor anomalía de iridio y cuarzos de choque. Este nivel ha sido datado en 35,7 ± 0,4 Ma. y parece corresponder al nivel más antiguo de microtectitas encontrado por Glass *et al.* (1973) en Norte América. Estas evidencias de impacto meteorítico se han encontrado en diversas partes del mundo y la mayoría de los investigadores parecen estar de acuerdo en que existen varios niveles de impacto (Molina *et al.*, 1993). Para encontrar estos niveles de impacto meteorítico en España se ha muestreado el corte de Fuente Caldera con una metodología de alta resolución en intervalos continuos en los 15 m alrededor del nivel donde los foraminíferos indicaban una edad relativa equivalente a los 35,7 ± 0,4 Ma, habiendo encontrado un nivel con espinelas ricas en níquel.

MATERIALES Y MÉTODOS

El corte de Fuente Caldera está situado en la provincia de Granada, pocos kilómetros al Norte del cerro Mencal en el término municipal de Pedro Martínez, concretamente en el barranco del Gavilán que discurre un kilómetro al Oeste del cortijo de Fuente Caldera (Fig. 1). Geológicamente esta región está enmarcada en el sector central de las Cordilleras Béticas. El corte de Fuente Caldera se encuentra en el Subbético medio y el intervalo estudiado presenta una facies de calizas turbidíticas alternantes con margas grises hemipelágicas que pertenecen a la Formación Cañada del Grupo Cardela y, tanto por encima en el Oligoceno, como por debajo en el Eoceno Medio/Superior, se han reconocido varios olistostromas (Comas *et al.*, 1984-1985). Esto indica la existencia de paleopendientes tectónicamente activas y un ámbito de sedimentación próximo a la base del talud del área fuente. Sin embargo, la serie estudiada (109 m perfectamente expuestos), perteneciente al Eoceno Superior y Oligoceno basal, no presentan ningún olistostroma y predominan las margas hemipelágicas sobre las calizas turbidíticas.

Se han realizado varios muestreos, los primeros fueron para el estudio de los foraminíferos, y el último para la búsqueda de las evidencias de impacto. Este último fue un

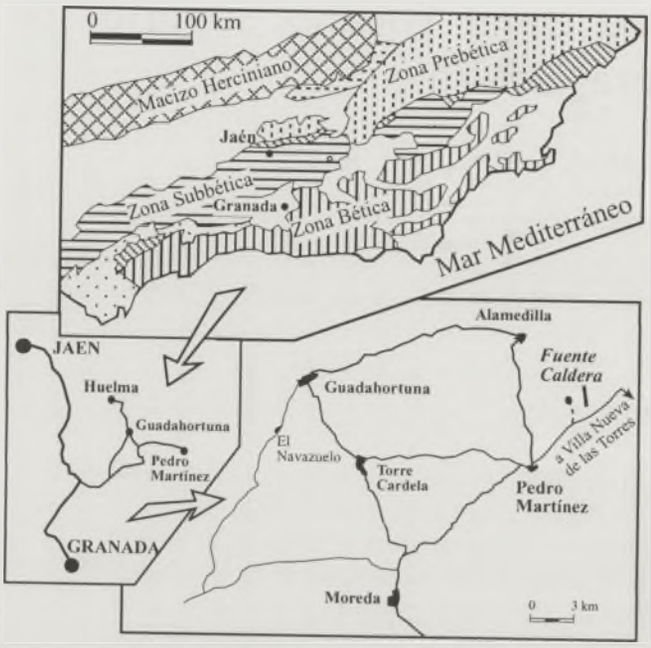


FIGURA 1. *Situación geológica y geográfica del corte de Fuente Caldera.*

muestreo continuo de las margas hemipelágicas, tomando 45 muestras de un intervalo de 15 m donde se suponía que debían estar las evidencias de impacto. Estas muestras fueron analizadas en el *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (CEA/CNRS-UMR 1572). Por otra parte, se tomaron algunas muestras de los estratos calcareníticos para estudios preliminares sobre los macroforaminíferos. Los foraminíferos planctónicos y pequeños bentónicos han permitido establecer la bioestratigrafía y precisar el paleoambiente de formación de esta unidad. Han sido estudiados en 75 muestras tomadas en los intervalos margosos, que constituyen la litología más apropiada para este tipo de estudios. Las muestras recogidas en el campo se han preparado en el laboratorio de Micropaleontología de la Universidad de Zaragoza, mediante la técnica de levigado, utilizando mallas de 100 µm y 63 µm.

BIOESTRATIGRAFÍA

La distribución estratigráfica de las especies de foraminíferos planctónicos encontradas en este corte ha permitido reconocer la biozonación establecida por Gonzalvo y Molina (1992) para el tránsito Eoceno Superior - Oligoceno (Fig. 2). Así se han podido distinguir las siguientes biozonas:

Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*

Corresponde al intervalo de extensión entre el primero y el último registro de *Porticulaspahera semiinvoluta*. El intervalo estudiado está caracterizado por 35 m de margas entre las que se intercalan 14 estratos calizos pertenecientes a la parte alta del Priaboniense inferior. Está representada la parte media y superior de esta biozona, ya que la parte inferior es muy margosa y no se ha podido muestrear por estar cultivada. Las especies más características presentes en el intervalo muestreado son *Porticulasphaera semiinvoluta, Porticulasphaera howei, Globigerinateka subconglobata, Globigerapsis index, Turborotalia pomeroli, Turborotalia cerroazulensis, Turborotalia cocoaensis* y *Subbotina transdanubica.*

Biozona de *Globigerapsis index*

Corresponde al intervalo comprendido entre el último registro de *Porticulasphaera semiinvoluta* y el último registro de *Globigerapsis index*. Está caracterizada por 37 m de margas entre las que se intercalan 19 estratos calizos pertenecientes al Priaboniense medio. Las especies más características presentes en esta biozona son *Globigerapsis index, Globigerinateka luterbacheri, Hantkenina brevispina, Hantkenina alabamensis, Cribrohantkenina inflata* y *Turborotalia cocoaensis.*

Biozona de *Cribrohantkenina inflata*

Corresponde al intervalo comprendido entre el último registro de *Globigerapsis index* y el último registro de *Cribrohantkenina inflata*. Está caracterizada por aproximadamente 10 m de margas entre los que se intercalan 3 estratos calizos pertenecientes al Priaboniense medio. Las especies más características presentes en esta biozona son *Cribrohantkenina inflata, Hantkenina brevispina, Hantkenina alabamensis, Cribrohantkenina lazzarii, Turborotalia cocoaensis* y *Pseudohastigerina micra.*

Biozona de *Turborotalia cocoaensis*

Corresponde al intervalo comprendido entre el último registro de *Cribrohantkenina inflata* y el último registro de *Turborotalia cocoaensis*. Está caracterizada por 20 m de margas entre las que se intercalan 9 estratos calizos pertenecientes al Priaboniense superior. Las especies más características presentes en esta biozona son *Turborotalia cocoaensis, Turborotalia cunialensis, Hantkenina brevispina, Hantkenina alabamensis* y *Cribrohantkenina lazzarii.*

Biozona de *Cribrohantkenina lazzarii*

Corresponde al intervalo comprendido entre el último registro de *Turborotalia cocoaensis* y el último registro de *Cribrohantkenina lazzarii*. Está caracterizada por 1,5 m de margas, siendo la biozona más breve establecida para caracterizar la parte más alta del Priaboniense en el límite Eoceno/Oligoceno. Las especies más características son *Cribrohantkenina lazzarii, Hantkenina brevispina* y *Pseudohastigerina micra.*

Biozona de *Paragloborotalia increbescens*

Corresponde al intervalo comprendido entre el último registro de *Cribrohantkenina lazzarii* y el primer registro de

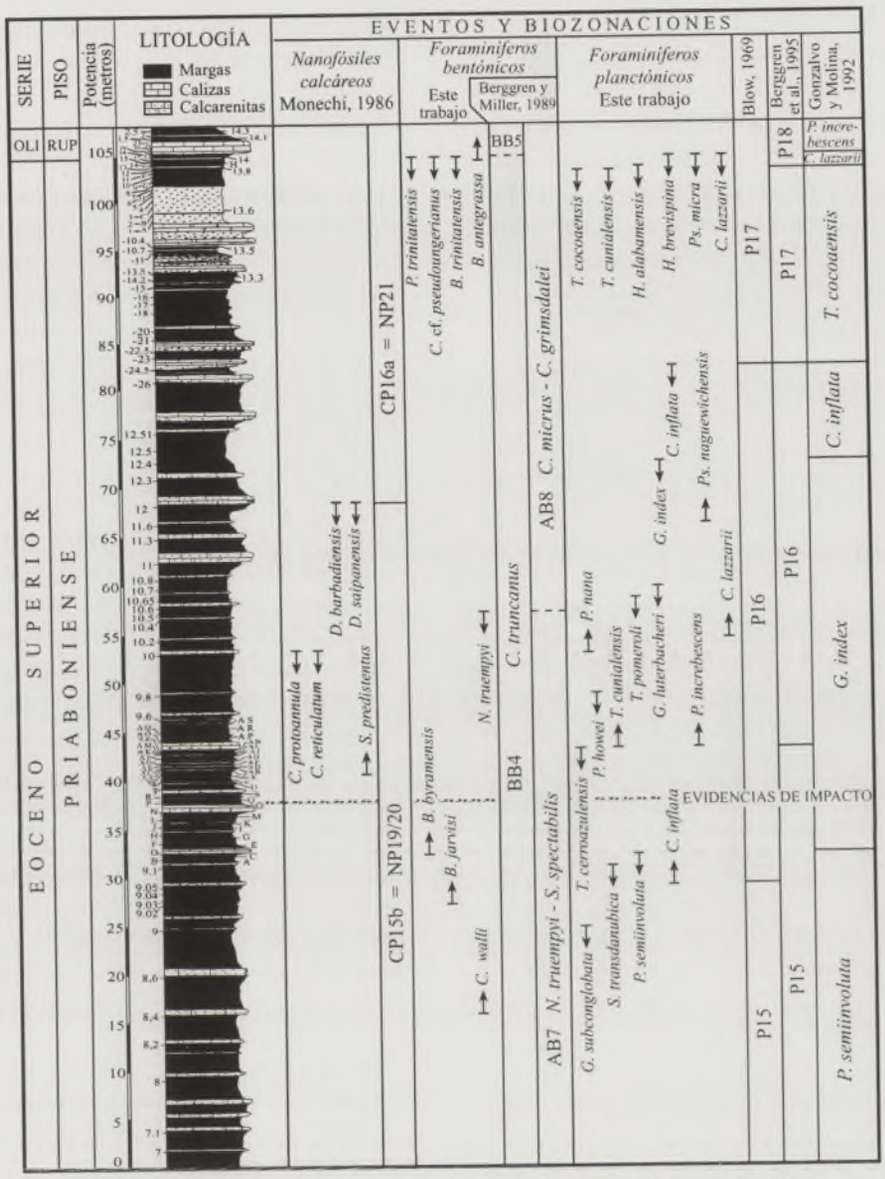


FIGURA 2. *Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del corte de Fuente Caldera.*

Globigerina tapuriensis. El intervalo estudiado está caracterizado por 3 m de margas entre las que se intercala un potente estrato calizo pertenecientes al Rupeliense basal. Las especies más características son *Paragloborotalia increbescens*, *Globigerina ampliapertura, Pseudohastigerina naguewichiensis* y *Globigerina gortanii*. El corte continúa perfectamente expuesto hasta el Oligoceno Superior, pero este intervalo no es objeto de estudio en el presente trabajo.

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

La mayor parte de los estratos calizos turbidíticos presentan abundantes macroforaminíferos procedentes de medios ambientes someros de plataforma. Las asociaciones están caracterizadas principalmente por discociclínidos, nummulítidos, pellatispíridos, amphistegínidos y algas rojas. Los *Nummulites y Spiroclypeus* son raros, *Heterostegina* y *Pellatispira* son frecuentes, y *Discocyclina*, *Asterocyclina* y *Actinocyclina* son abundantes. *Discocyclina* continúa presente durante el Oligoceno, siendo relevada por *Lepidocyclina* en el tránsito Rupeliense/Chatiense, tal y como ya fue puesto de manifiesto por Molina *et al.* (1986).

Los pequeños foraminíferos bentónicos se han estudiado en las margas hemipelágicas en las mismas muestras que los foraminíferos planctónicos. Las asociaciones de pequeños foraminíferos bentónicos, dominadas por especímenes de conchas calcáreas, indican un ambiente batial superior-sublitoral externo, ya que las especies de *Asterigerina* son abundantes así como otras especies típicas de medios sublitorales, tales como *Bolivinoides crenulata*, *Angulogerina muralis, Cibicidoides eocaena* y *Pararotalia* spp. Las asociaciones son bastante diversas y heterogéneas y están constituidas tanto por morfogrupos infaunales como epifaunales, lo que indica un medio mesotrófico en el que el aporte de materia

orgánica era suficientemente alto y el medio estable para que ambos morfogrupos convivieran. Estas asociaciones no muestran cambios significativos en relación a las evidencias de impacto. Sin embargo, durante el Eoceno Superior se observan varias apariciones (ej. *Bolivinoides byramensis*, *Cibicidoides mexicana*) o extinciones de pequeños foraminíferos bentónicos como consecuencia del progresivo enfriamiento que dio lugar a la formación de casquetes polares en el Oligoceno. *Nuttallides truempyi* en medios batiales y abisales parece extinguirse en el límite Eoceno/Oligoceno, aunque en Fuente Caldera se encuentra muy esporádicamente y desaparece antes. *Bulimina trinitatensis* también es muy esporádica, aunque se extingue en el límite Eoceno/Oligoceno junto con *Pseudoclavulina trinitatensis, Cibicidoides cf. pseudoungerianus* y la aparición de *Bolivina antegrassa*.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El reciente muestreo en el perfil de Fuente Caldera ha permitido reconocer un nivel con abundantes cristales de espinelas ricas en níquel, que se interpreta como un nivel con evidencias de impacto meteorítico. Estos cristales se forman por las enormes temperaturas alcanzadas en la superficie del meteorito al entrar en la atmósfera terrestre, éstas espinelas caerían por toda la Tierra y se encuentran más concentradas que las anomalías de iridio. Por tanto, son una evidencia muy precisa del impacto de grandes meteoritos (Pierrard *et al.*, 1998). Se trata de la primera vez que se encuentran este tipo de evidencias en un corte de España.

El estudio bioestratigráfico ha permitido datar el nivel con evidencias de impacto muy precisamente dentro del Eoceno Superior y más concretamente en el Priaboniense medio, parte inferior de la Biozona de *Globigerapsis index* según la biozonación de Gonzalvo y Molina (1992). Según la biozonación de Blow el nivel de impacto se situaría en la parte inferior de su Zona P16, pero según la biozonación de Berggren *et al.* se situaría en la parte superior de su Zona P15. Según la biozonación de pequeños foraminíferos bentónicos de medios batiales el nivel se sitúa en la zona de *Cibicidoides truncanus* (BB4) de Berggren y Miller. Según la biozonación de nanofósiles calcáreos establecida por Monechi (1986) se situaría en la parte alta de la Biozona CP15b de Bukry y en la NP19/20 de Martini (Fig. 2).

Los estudios micropaleontológicos realizados en el corte de Fuente Caldera permiten afirmar que el nivel de impacto no coincide con ningún evento de extinción. Las principales extinciones son ligeramente más antiguas (parte alta de la Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*) o más recientes (Biozona de *Globigerapsis index*) y especialmente en el límite Eoceno/Oligoceno. Por tanto, el impacto meteorítico no produjo extinción en masa porque no fue de una magnitud tan grande como el del límite Cretácico/Terciario. La catástrofe no afectaría a toda la Tierra, las áreas afectadas serían recolonizadas y no se produjeron extinciones en los medios marinos. La causa más probable del patrón de extinción gradual a lo largo de todo el Eoceno Superior parece ser el progresivo enfriamiento que culminó en el Oligoceno basal.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto BTE2001-1809 del Ministerio Español de Ciencia y Tecnología, del grupo consolidado y proyecto P131/2001 del Gobierno de Aragón, de la Consejería de Educación de la Comunidad de la Rioja y del programa Alban (becas de la Unión Europea para América Latina).

REFERENCIAS

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubrry, M.P. (1995): A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En*: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (W.A. Berggren *et al.*, Eds.). SEPM Special Publication, 54: 130-212.

Berthenet, F., Clauser, S. y Renard, M. (1986). Geochemistry of the Fuente Caldera section (Spain). En: *Terminal Eocene Events* (Ch. Pomerol e I. Premoli Silva, Eds.). Elsevier: 71-74.

Comas, M.C., Martínez-Gallego, J. y Molina, E. (1984-85): Litofacies y sucesión estratigráfica del Eoceno y Oligoceno al Norte del cerro Mencal (zona Subbética, Prov. de Granada). *Cuadernos de Geología*, 12: 145-155.

Glass, B.P., Baker, R.N., Storzer, D. y Wagner, G.A. (1973): North American microtektites from the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 184-192.

Gonzalvo, C. y Molina, E. (1992): Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del tránsito Eoceno-Oligoceno en Torre Cardela y Massignano (Italia). *Revista Española de Paleontología*, 7(2): 109-126.

Molina, E. (1986): Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. En: *Terminal Eocene Events* (Ch. Pomerol e I. Premoli Silva, Eds.). Elsevier, 53-63.

Molina, E., Gonzalvo, C. y Keller, G. (1993): The Eocene-Oligocene planktic foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses. *Geological Magazine*, 130(4): 483-499.

Molina, E., Monaco, P., Nocchi, M. y Parisi, G. (1986): Biostratigraphic correlation between the central subbetic (Spain) and umbro-marchean (Italy) pelagic sequences at the Eocene/Oligocene boundary using foraminifera. En: *Terminal Eocene Events* (Ch. Pomerol e I. Premoli Silva, Eds.). Elsevier, 65-69.

Monechi, S. (1986): Biostratigraphy of Fuente Caldera section by means of calcareous nannofossils. En: *Terminal Eocene Events* (Ch. Pomerol e I. Premoli Silva, Eds.). Elsevier: 53-63.

Pierrard, O., Robin, E., Rocchia, R. y Montanari, A. (1998): Extraterrestrial Ni-rich spinel in upper Eocene sediments from Massignano, Italy. *Geology*, 26(4): 307-310.

Análisis estructural y fractal del área caótica de Conamara (Europa, satélite de Júpiter): Estructuras compresivas y de desgarre en un satélite en expansión

M.A. Rodríguez Pascua[1], R. Pérez López[1] y O. Prieto Ballesteros[2]

1 Facultad de Ciencias Experimentales y de la Salud, Universidad San Pablo CEU, 28668 Boadilla del Monte, Madrid. marodpas@ceu.es, rperez.fcex@ceu.es

2 Centro de Astrobiología (CSIC/INTA), 28850 Torrejón de Ardoz, Madrid. prietobo@inta.es

ABSTRACT

Conamara Chaos is one of the most studied chaotic terrains on Europa (satellite of Jupiter). It is located at 8ºN, 274ºW. The structural analysis shows two different tectonic episodes over a relic background have been recognised and described in Europa, both with strike-slip regimes: ancient faults affected by active faults according to a present-day stress tensor. The strike-slip regime implicates compressive structures (reverse faults) due to horizontal movements in the Europa surface. Active fault family has a greater fractal dimension (1.77) than ancient faults (1.41). Therefore, active faults are formed by re-activated and new-formed faults. Fracturing density and geostatiscs analysis are robust with this explanation and complete the structural and tectonic knowledge of Conamara Chaos.

Key words: *Conamara Chaos, active fault, strike-slip fault, compressive structures, pull-apart basin.*

INTRODUCCIÓN

Las particulares características, tanto físico-químicas como geológicas, del satélite joviano Europa hacen de éste satélite de hielo uno de los cuerpos planetarios más interesantes del Sistema Solar. La posibilidad de que su interior albergue un océano de agua líquida es uno de sus principales atractivos, debido al potencial astrobiológico que se asocia a la presencia de agua. Dicho océano puede estar conectado con la superficie por vías como las fracturas que se observan en la superficie.

Las imágenes de las sondas espaciales han desvelado que la tectónica de Europa es muy compleja. La mayor parte de la superficie se encuentra intensamente fracturada debido a diferentes etapas tectónicas superpuestas. Para descifrar la evolución geológica de este satélite se ha llevado a cabo un análisis estructural regional de zonas cubiertas mediante imágenes de gran detalle como el área caótica de Conamara. Dentro de las fallas reconocidas destacan las de tipo desgarre al ser las de mayor desarrollo y las más abundantes. Las interpretaciones más recientes las asocian a tensiones mareales que actúan deformando continuamente la superficie de éste satélite. Contrariamente a lo asumido hasta ahora, este trabajo describe estructuras compresivas superficiales generadas a partir de movimientos en la horizontal tal y como reflejan las cuencas "*pull apart*" y estructuras "*puss up*" reconocidas.

Un paso más en la interpretación geométrica de las fallas reconocidas consiste en aplicar las técnicas geométricas fractales, las cuales permiten evidenciar patrones de fracturación dentro de distribuciones espaciales aparentemente caóticas. De esta forma, contamos con una útil y potente herramienta que cuantifica decisiones cualitativas sobre las diferentes etapas tectónicas reconocidas.

TECTÓNICA DEL ÁREA CAÓTICA DE CONAMARA

Las principales estructuras tectónicas del área caótica de Conamara son los lineamientos de *Ágave* y *Asterius*, que tienen una orientación N135ºE y N60ºE respectivamente. Ambas estructuras han sido clasificadas como "bandas triples" según la denominación de Geissler *et al.* (1998), y generalmente han sido interpretadas como de origen extensional, aunque se han reconocido evidencias que señalan la existencia desplazamientos en la horizontal (movimiento de desgarre). El área de bloques caóticos de Conamara se localiza cerca del vértice del ángulo agudo de la confluencia de ambas estructuras (Fig. 1).

Los movimientos de desgarre han sido ampliamente citados por diferentes autores (Shenk y McKinnon, 1989; Pappalardo y Sullivan, 1996; Tufts *et al.*, 1999; Hoppa *et al.*, 1999). Sullivan *et al.* (1998) han interpretado las bandas oscuras como bordes de placas, las cuales se han movido y rotado entre sí. Según estos autores, la creación de estas bandas es el resultado de tensiones en la superficie que abren fracturas preexistentes, por donde asciende material que, retroalimentan el sistema abriendo más la fractura. Hoppa *et al.* (1999) explica la tectónica de Europa, incluida la responsable de los desgarres debidos a tensiones de marea como en la región de *Astyphalea Linea*. Hasta el

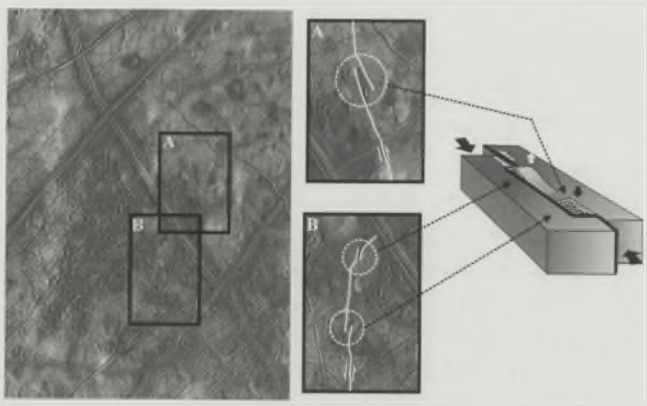


FIGURA 4. *Detalle y esquemas tectónicos de las cuencas* pull apart *(transtensión) y transpresión en dos áreas de la zona de Conamara: a) transtensión y b) transpresión y transtensión.*

A partir del recubrimiento de un mallado regular sobre los campos de fracturas interpretados en la criosfera de Europa (Júpiter), se obtuvo una dimensión fractal $D_0 = 1,41$ (Fig. 2d) para el conjunto de fracturas formadas en la etapa tectónica más antigua (Fig. 2) y de $D_0 = 1,77$ (Fig. 3g) para el conjunto de fallas activas (Fig. 3). De esta forma, el análisis fractal llevado a cabo sobre los patrones de fracturación reconocidos en la superficie de Europa son congruentes con el análisis tectónico y estructural de esas mismas estructuras.

CONCLUSIONES

Se han descrito dos episodios tectónicos diferentes actuando sobre un sistema relicto en el área caótica de Conamara en Europa, ambos dominados por regímenes de desgarre y donde las fallas antiguas se han visto afectadas por el sistema activo, descrito según el tensor de esfuerzos actual. Ambos regímenes de tipo desgarre han desarrollado estructuras compresivas debido a los movimientos en la horizontal sobre la superficie de Europa, tal y como indican las zonas transpresivas y transtensivas. Estas zonas han sido reconocidas a partir de dos cuencas activas *pull-apart* conjugadas desarrolladas sobre desgarres de orientación cercana a N-S.

La familia de fallas activas presenta orientaciones principales según N55°E, N150°E y N75°E, con σ_1 N-S y σ_3 E-O. Las fallas antiguas se orientan según N65°E, N45°E y N-S, con σ_1 NNE-SSO, σ_3 ESE-ONO. Ambos sistemas presentan σ_2 en la vertical (régimen en desgarre). La dimensión fractal de las fallas activas (1,77) es mayor que los conjuntos de fallas más antiguos (1,41). Consecuentemente, el sistema de fallas activas se formó por neo fracturación SE-NO y por reactivación de orientaciones NE-SO ya presentes. Análisis posteriores geoestadísticos de la densidad de fracturación apoyan esta explicación y completan el conocimiento estructural y tectónico del satélite Europa.

AGRADECIMIENTOS

Queremos mostrar nuestro agradecimiento al Dr. Jeffrey Kargel, con quien hemos compartido discusiones fructíferas al respecto de la geología de Europa. Además damos las gracias al Dr. Carlos Paredes por sus acertados comentarios acerca de las dimensiones fractales aquí obtenidas.

REFERENCIAS

Geissler, P.E., Greenberg, R., Hoppa, G., McEwen, A., Tufts, R., Phillips, C., Clark, B., Ockert-Bell, M., Helfenstein, P., Burns, J., Veverka, J., Sullivan, R., Greeley, R., Pappalardo, R.T., Head III, J.W., Belton, M.J.S. y Denk, T. (1998): Evidence for non-synchronous rotation of Europa. *Icarus*, 135: 107-126.

Hoppa, G.H., Tuff, B.R., Greenberg, R. y Geissler, P.E. (1999): Formation of cycloidal features on Europa. *Science*, 285: 1899-1902.

Pappalardo, R.T. y Sullivan, R.J. (1996): Evidence for separation across a grey band on Europa. *Icarus*, 123: 557.

Pérez-López, R., Muñoz-Martín, A., Paredes, C., De Vicente, G. y Elorza, J.F. (2000): Dimensión fractal de la distribución espacial de fracturas en el área granítica de El Berrocal (Sistema Central): Relación con el tensor de esfuerzos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13(3-4): 487-503.

Prockter, L.M. y Pappalardo, R.T. (2000): Folds on Europa: implications for crustal cycling and accomodation of extension. *Science*, 289: 911-943.

Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987): *Modern Structural Geology. Vol 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London, 700 p.

Schenk, P. y McKinnon, W. (1989): Fault offsets and lateral crustal movement on Europa: Evidence for a mobile ice shell. *Icarus*, 79: 75-100.

Sullivan, R., Greeley, R., Homan, K., Klemaszewski, J., Belton, M.J.S., Carr, M.H., Chapman, C.R., Tufts, R., Head, J.W., Pappalardo, R., Moore, J. y Thomas, P. (1998): Episodic plate separation and fracture infill on the surface of Europa. *Nature*, 391: 371-373.

Tufts, B.R., Greenberg, R., Hoppa, G. y Geissler, P. (1999): Astypalaea Linea: A large-scale strike-slip fault on Europa. *Icarus*, 141: 53–64.

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN Geo-Temas

1. Los artículos publicados en **Geo-Temas**, 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 con el tipo de letra Times de 10 puntos. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo de las páginas de *Geo-Temas* (240 x 175 mm), 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, tramados, etc, ... Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, al igual que en las figuras, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.

3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

a. Título (en el idioma correspondiente al texto del trabajo).
b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
c. Resumen en inglés (abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
d. Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.
e. Texto principal que incluye, como referencia general, un apartado de introducción-antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión y conclusiones. La extensión de este texto principal debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo.
f. Agradecimientos, con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.
g. 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. La normativa empleada para redactar las referencias será igual a la utilizada en la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto en forma de manuscrito (junto con las figuras originales) como, preferiblemente, en CD-ROM. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del CD, la versión y programa empleado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de figuras se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF, PDF o EPS. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.