Geotemas



Volumen 1 (1)

V Congreso Geológico de España, Alicante, 10-14 julio, 2000

V CONGRESO GEOLOGICO DE ESPAÑA
ALICANTE 2000

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Instituto Tecnológico GeoMinero 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 divulgativa 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

Jorge Civis Llovera (Presidente)
José Manuel González Casado (Secretario 1º)
Javier Elorza Zaldueta (Tesorero)
Angel García Cortés (Vicepresidente)
César Suárez de Centi (Secretario 2º)
Javier González Yélamos (Vicesecretario)
Antonio Barnolas Cortina (Vocal)
Fernando Díaz del Olmo (Vocal)
Juan José Durán Valsero (Vocal)
Jorge Femández Gianotti (Vocal)
Juan Antonio Morales González (Vocal)
José E. Ortiz Menéndez (Vocal)

Editores de la Sociedad Geológica de España

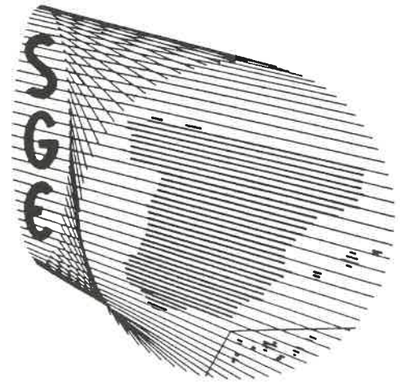
José Pedro Calvo Sorando (Editor principal)
Trinidad de Torres Pérez-Hidalgo (Editor adjunto)
Ferran Colombo Piñol (Editor adjunto)

Dirección de la sede de la Sociedad Geológica de España: C/ Alenza 1, 28003 Madrid, España.

GEOTEMAS

GEOTEMAS 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 GEOTEMAS. Al no constituir una publicación de carácter periódico y no estar contemplada estatutariamente dentro de la SGE, GEOTEMAS 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: MU-1170-2000
ISSN: 1576-5172
Fotocomposición e impresión: Compobell, S.L. (Murcia)



V CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA



Editores:
J.C. Cañaveras
F. Colombo
MªA. García del Cura

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Geotemas 1(1), 2000

Foto portada: Pliegues en acordeón afectando a turbiditas calcáreas del Cretácico superior, Playa de la Cantera, Getxo, Vizcaya (Fotografía: Miguel Ángel Rodríguez Pascua).

V CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

PRESIDENCIA DEL COMITÉ DE HONOR

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

COMITÉ DE HONOR

D. José María Aznar
Excmo. Sr. Presidente del Gobierno de España

Eng. Antonio Guterres
Ilmo. Sr. Primer Ministro del Gobierno de Portugal

Mrs. Ruth Dreifuss
Ilma. Sra. Primer Ministro del Gobierno de Suiza

D. Eduardo Zaplana Hernández-Soro
Molt Honorable Sr. President de la Generalitat Valenciana

D. Mariano Rajoy Brey
Excmo. Sr. Vicepresidente Primero y Ministro de Presidencia

Dr. Pina Moura
Excmo. Sr. Ministro de Economía del Gobierno de Portugal

Dr. Guilherme Oliveira Martins
Excmo. Sr. Ministro de Educación del Gobierno de Portugal

Dr. Mariano Gago
Excmo. Sr. Ministro de Ciencia y Tecnología del Gobierno de Portugal

Mr. Tadeusz Bachleda-Curus
Excmo. Sr. Ministro de la Gobernación de Polonia

D. Josep Piqué i Camps
Excmo. Sr. Ministro de Asuntos Exteriores

D. Jaime Mayor Oreja
Excmo. Sr. Ministro del Interior

D. Francisco Álvarez-Cascos Fernández
Excmo. Sr. Ministro de Fomento

Dña. Pilar del Castillo Vera
Excma. Sra. Ministra de Educación, Cultura y Deporte

D. Jaume Matas Palou
Excmo. Sr. Ministro de Medio Ambiente

Dña. Anna Birulés i Bertrán
Excma. Sra. Ministra de Ciencia y Tecnología

D. Luis Díaz-Alperi
Ilmo. Sr. Alcalde de Alicante

D. Vicente Rambla Momplet
Honorable Sr. Conseller D'Economia i Hisenda

D. José Ramón García Antón
Honorable Sr. Conseller D'Obres Publiques

D. Manuel Tarancón i Fandos
Honorable Sr. Conseller de Cultura i Educació

D. Fernando V. Castelló Boronat
Honorable Sr. Conseller D'Industria i Comerç

Dña. Mª Angels Ramón-Llin i Martínez
Honorable Sra. Consellera de Agricultura, Pesca i Alimentació

D. Carlos González Cepeda
Honorable Sr. Conseller D'Justicia i Administracions Públiques

D. Julio de España Moya
Ilmo. Sr. Presidente de la Diputación de Alicante

D. Clemente Sanz Blanco
Excmo. Sr. Senador del Senado Español

Dña. Carmina Virgili Rodón
Excma. Sra. Ex-Senadora del Senado Español

Eng. Luis Costa
Presidente del Instituto Geológico y Minero de Portugal

D. Emilio Custodio Gimena
Director del Instituto Tecnológico y Geo-Minero de España

Dr. Ac. Attila Mesko
Secretario General de la Academia de Ciencias de Hungría

V CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

PRESIDENCIA DEL COMITÉ DE HONOR

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

COMITÉ DE HONOR

D. José María Aznar
Excmo. Sr. Presidente del Gobierno de España

Eng. Antonio Guterres
Ilmo. Sr. Primer Ministro del Gobierno de Portugal

Mrs. Ruth Dreifuss
Ilma. Sra. Primer Ministro del Gobierno de Suiza

D. Eduardo Zaplana Hernández-Soro
Molt Honorable Sr. President de la Generalitat Valenciana

D. Mariano Rajoy Brey
Excmo. Sr. Vicepresidente Primero y Ministro de Presidencia

Dr. Pina Moura
Excmo. Sr. Ministro de Economía del Gobierno de Portugal

Dr. Guilherme Oliveira Martins
Excmo. Sr. Ministro de Educación del Gobierno de Portugal

Dr. Mariano Gago
Excmo. Sr. Ministro de Ciencia y Tecnología del Gobierno de Portugal

Mr. Tadeusz Bachleda-Curus
Excmo. Sr. Ministro de la Gobernación de Polonia

D. Josep Piqué i Camps
Excmo. Sr. Ministro de Asuntos Exteriores

D. Jaime Mayor Oreja
Excmo. Sr. Ministro del Interior

D. Francisco Álvarez-Cascos Fernández
Excmo. Sr. Ministro de Fomento

Dña. Pilar del Castillo Vera
Excma. Sra. Ministra de Educación, Cultura y Deporte

D. Jaume Matas Palou
Excmo. Sr. Ministro de Medio Ambiente

Dña. Anna Birulés i Bertrán
Excma. Sra. Ministra de Ciencia y Tecnología

D. Luis Díaz-Alperi
Ilmo. Sr. Alcalde de Alicante

D. Vicente Rambla Momplet
Honorable Sr. Conseller D'Economia i Hisenda

D. José Ramón García Antón
Honorable Sr. Conseller D'Obres Publiques

D. Manuel Tarancón i Fandos
Honorable Sr. Conseller de Cultura i Educació

D. Fernando V. Castelló Boronat
Honorable Sr. Conseller D'Industria i Comerç

Dña. Mª Angels Ramón-Llin i Martínez
Honorable Sra. Consellera de Agricultura, Pesca i Alimentació

D. Carlos González Cepeda
Honorable Sr. Conseller D'Justicia i Administracions Públiques

D. Julio de España Moya
Ilmo. Sr. Presidente de la Diputación de Alicante

D. Clemente Sanz Blanco
Excmo. Sr. Senador del Senado Español

Dña. Carmina Virgili Rodón
Excma. Sra. Ex-Senadora del Senado Español

Eng. Luis Costa
Presidente del Instituto Geológico y Minero de Portugal

D. Emilio Custodio Gimena
Director del Instituto Tecnológico y Geo-Minero de España

Dr. Ac. Attila Mesko
Secretario General de la Academia de Ciencias de Hungría

Patrocinadores

Sociedad Geológica de España (S.G.E.)
Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España (I.C.O.G.)
Instituto Tecnológico y Geominero de España (I.T.G.E.)
Universidad de Alicante (U.A.)

Comité organizador

Presidente:	Salvador Ordóñez (Universidad de Alicante)
Vicepresidente:	Juan José Durán (Instituto Tecnológico y Geominero de España)
Secretario General:	Juan C. Cañaveras (Universidad de Alicante)
Presidente Comité Científico:	José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid)
Tesorero:	Javier Elorza (Universidad del País Vasco)
Excursiones:	Alfonso Meléndez (Universidad de Zaragoza)
Simposios:	Antonio Estévez (Universidad de Alicante)
Posters:	Jesús Soria (Universidad de Alicante)
	Alfonso Yébenes (Universidad de Alicante)
Ediciones:	Mª A. García del Cura (Instituto de Geología Económica. CSIC)
	Ferrán Colombo (Universidad de Barcelona)
	Juan C. Cañaveras (Universidad de Alicante)

Comité científico

Dr. Francisco J. Álvarez Pulgar	Universidad de Oviedo
Dr. José Miguel Andreu	Universidad de Alicante
Dr. Francisco Anguita	Universidad Complutense de Madrid
Dr. Daniel Barettino	Instituto Tecnológico y Geominero de España
Dr. Benjamín Calvo	Fundación Gómez Pardo
Dr. Juan Carlos Cañaveras	Universidad de Alicante
Dr. César Casquet	Universidad Complutense de Madrid
Dr. Juan Ramón Colmenero	Universidad de Salamanca
Dra. Purificación Fenoll	Universidad de Granada
Dra. Mercedes Ferrer	Instituto Tecnológico y Geominero de España
Dr. Vicente Gabaldón	Instituto Tecnológico y Geominero de España
Dra. Mª Ángeles García del Cura	Instituto de Geología Económica. CSIC
Dr. José M. González Casado	Universidad Autónoma de Madrid
Dr. Juan Antonio González Martín	Universidad Autónoma de Madrid
Dr. José Luis Goy	Universidad de Salamanca
Dr. José López Ruiz	Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC
Dr. Ramón Mas	Universidad Complutense de Madrid
Dr. Guillermo Meléndez	Universidad de Zaragoza
Dr. Eustoquio Molina	Universidad de Zaragoza
Dr. Jorge Ordaz	Universidad de Oviedo
Dr. Ramón Salas	Universidad de Barcelona
Dr. Pere Santanach	Universidad de Barcelona
Dr. Alfonso Sopeña	Instituto de Geología Económica. CSIC
Dr. Gerardo de Vicente	Universidad Complutense de Madrid
Dr. Fermín Villarroya	Universidad Complutense de Madrid
Dra. Cari Zazo	Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC

Índice

CONFERENCIAS

Lucila Candela Lledó
Las aguas subterráneas y la agricultura: uso y protección 11

Federico Ortí
Depósitos neógenos de boratos evaporíticos: nuevas aportaciones 15

E. Suriñach
Los aludes. Actuaciones para la reducción de su peligrosidad 21

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

P. Alfaro, J. Galindo-Zaldívar, A. Jabaloy, A.C. López Garrido y C. Sanz de Galdeano
Rotación de la falla de Padul (Granada) durante el Cuaternario 29

A. Amilibia, F. Sàbat, G. Chong, J.A. Muñoz, E. Roca y B. Gelabert
Criterios de inversión tectónica, ejemplos de la Cordillera de Domeyko (II Región de Antofagasta) 33

S. Arcos-Fernández, G. Gutiérrez Alonso y G. Santos
Aplicación del análisis de curvaturas al estudio de superficies fracturadas: un ejemplo de fallas de pequeña escala en la FM. Barrios (Asturias) 37

L.E. Arlegui, R.J. Lisle y T. Orife
Un nuevo método de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas sin estrías 41

J. Carreras, E. Druguet y A. Griera
Desarrollo de zonas de cizalla conjugadas por deformación coaxial de materiales analógicos anisótropos 47

A.L. Cortés Gracia, J.L. Simón Gómez y A.M. Casas Sainz
Coexistencia de varias direcciones de esfuerzos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en la Cordillera Ibérica . 53

A. Crespo-Blanc
Contractional and extensional tectonics in the Gibraltar Arc accretionary prism (Western Betics) 57

A. Griera
Estudio experimental sobre la influencia de la geometría inicial con la formación de sistemas con orientaciones preferentes 61

J. Guimerà, R. Salas, R. Mas, C. Martín-Closas, A. Meléndez y A. Alonso
The Iberian Chain: tertiary inversion of a mesozoic intraplate basin 67

A.M. Negredo, P. Bird y E. Buforn
Modelización neotectónica en elementos finitos del Mediterráneo Occidental: sur de Iberia y noroeste de África ... 71

B. Oliva, H. Millán, A. Casas y A. Pocoví
Estructura del Frente Subpirenaico en el sector central de la cuenca de Jaca-Pamplona 75

D. Pedreira, J.A. Pulgar, J. Gallart, D. Córdoba, J. Díaz, R. Carbonell y J.J. Dañobeitia
Tectónica colisional alpina y estructura sísmica de la corteza entre el Pirineo y la Cordillera Cantábrica 79

J.L. Simón, L.E. Arlegui, A.L. Cortés, C.L. Liesa y A. Maestro
Evaluación de la calidad de los tensores de esfuerzos: el índice IQ 83

R. Soto Marín, F. Storti, C. Faccenna y A.M. Casas Sainz
Influencia de la variación de espesor en cuñas de acreción: Modelización analógica 87

J.E. Tent, M. Martín-Martín y A. Estévez
Estructura tectónica de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar 91

G. de Vicente, S. Martín Velázquez, M.A. Rodríguez Pascua, A. Muñoz Martín, M. Arcila y B. Andeweg
Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica 95

PALEOMAGNETISMO

J.L. Gallardo-Millán y A. Pérez González
Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del campo de Calatrava (Ciudad Real) 101

M. Garcés y W. Krijgsman
Remagnetizaciones y migración de fluidos en la cuenca neógena de Fortuna, Cordilleras Béticas 105

N. López-Rodríguez, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas
Correlación negativa entre la susceptibilidad magnética y el contenido en metales pesados de origen antropogénico en un medio litoral 111

M.L. Osete, J.J. Villalaín, C. Osete y P.R. Gialanella
Evolución de Iberia durante el Jurásico a partir de datos paleomagnéticos 117

A. Palencia, M.L. Osete, R. Vegas, V. Villasante, P. Silva, P.E. Fonseca y J.M. Miranda
Datación paleomagnética de la parte sur del dique de Messejana-Plasencia 121

D. Rey y J.B. Díez
El límite Anisiense-Ladiniense (Triásico) en el Buntsandstein de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos 125

V.C. Ruiz-Martínez, M.L. Osete y A. Sopeña
Propiedades magnéticas de sedimentos del Triásico Medio-Jurásico Inferior de la Coordillera Ibérica Occidental ... 131

V. Villasante, M.L. Osete, F. Gervilla y V. García Dueñas
Rotaciones dextrales en el complejo ultrabásico de Ronda. Nuevos datos paleomagnéticos 137

GEOFÍSICA

J. Delgado, A. Estévez, C. López Casado, A. Cuenca y S. Molina
Aplicación del ruido ambiente como técnica de prospección geofísica 143

S. García-Gil, A. García García y F. Vilas
Estudio sísmico-acústico de alta resolución de la discontinuidad sedimentaria del Würm en la Ría de Vigo (NO España) 149

R. Tejero, D. Gómez Ortiz, C. Rey Moral y P. Villamor
Campaña gravimétrica en el extremo meridional de la zona volcánica de Taupo (Nueva Zelanda) 155

TELEDETECCIÓN E INFORMÁTICA GEOLÓGICA

C. Antón-Pacheco, J.C. Gumiel, E. de Miguel, J.A. Gómez, M. Giménez; J.G. Rejas, D. Barettino, E. López Pamo, G. Ortiz y O. Gutiérrez
La utilización de imágenes Daedalus ATM para la cartografía del lodo pirítico remanente procedente del vertido de la mina de Aznalcollar 161

M. Castellote, J. Fleta, X. Goula, E. Suriñach, J. Talaya y A. Térmens
Red GPS para el control de las fallas activas del SE de la Península Ibérica (Proyecto CuaTeNeo) 167

P. Ferrer, G. Furdada y J.M. Vilaplana
Organización e informatización del catastro de aludes de Andorra 173

J. Gil, P. Gumiel, M. Segura y J. García Hidalgo
Aplicación del análisis fractal al estudio de la ciclicidad en secciones estratigráficas del Turoniense superior-Coniaciense inferior al SE de Burgos (España) 177

P. Gumiel, J.M. González-Casado, J. Giner, J. López-Martínez y J.J. Durán
Sistemas filonianos multifractales en la península Hurd, Isla Livingston, Antártida Occidental 181

J.A. de la Orden Gómez, J.M. Murillo Díaz y L. Rodríguez Hernández
Los modelos matemáticos: una herramienta básica para evaluar la viabilidad de operaciones de recarga artificial de acuíferos. Aplicación al acuífero Plana de Gandía-Denia, sector Vergel (Alicante) 185

I. Rodríguez Santalla
Evolución geomorfológica pasada y futura del Delta del Ebro 189

PLANETOLOGÍA

F. Anguita, A. Farelo, A. Márquez, V. López, C. Mas, M.J. Muñoz Espadas y J. Ruiz
Tectónica de piel fina en el Domo de Tharsis, Marte: pruebas de una neotectónica marciana 195

E. Sanz-Rubio, E. Díaz Martínez y J. Martínez Frías
Search criteria and evidence for impact-induced beds in the geological record of Spain 199

INGENIERÍA GEOLÓGICA

J. J. Alonso Blanco
Evaluación de inestabilidad de taludes de carreteras en Canarias 207

E. Aracil Ávila, F.J. Lillo Ramos y F.J. López Mendieta
Influencia de la variación litológica y textural en la verticalidad de sondeos 211

J. Ayuso Muñoz, A.J. González Barrios, A. Caballero Repullo, J. González de Canales Torralbo y F. Pérez García
Estudio de viabilidad para el aprovechamiento de los R.C.D. en obras de infraestructura. Su aplicación a unidades geotécnicas 215

R. Copons, J. Altimir, J. Amigó, A. Díaz y J.M. Vilaplana
EUROBLOC: Un modelo de simulación de caída de bloques y su máxima adaptación a la realidad 219

J.A. Díez Torres y J. Estaire Gepp
Estudio geológico-geotécnico y medidas de estabilización de la ladera del Miriñaque en la CN-323: Bailén-Motril (España) 223

F. Fernández de la Llave
Caracterización geotécnica del Complejo Esquisto Grauváquico 227

R. Gómez-López de Munain y R.J. Lafuente
Caracterización geológico-geotécnica de la presa de la Loteta 231

I. Jambrina Bermejo
Control geológico y geotécnico en la obra civil. Caso práctico en la construcción de la central hidroeléctrica «Ricobayo II» 235

S. Monterrubio Pérez y M. Yenes Ortega
El deterioro de los suelos del parque de La Marina (Zamora): combinación de problemas de drenaje y de heladicidad 239

E. Rocamora Álvarez, F.J. González-Gallego, J. Rodríguez-Barbero y J. Barea Luchena
Algunas consideraciones acerca de la cimentación de obras de ingeniería sobre macizos cársticos. Caso de estudio 245

L. Rodríguez Bouzo, M. Gutiérrez Claverol y M. Torres Alonso
Importancia del diámetro de la muestra en los valores de la resistencia al rebote determinados con el martillo de Schmidt 249

ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

D. Benavente García, A. Bernabeu, R. Fort, M.A. García del Cura, A. La Iglesia y S. Ordóñez
Caracterización mineralógica, petrológica y petrofísica del mármol comercial Rojo Alicante (Cavarrasa, Alicante) . 255

A. Gajardo
Mineralización clástica, biogénica, química y evaporítica de rocas y minerales industriales del Cenozoico, en el borde pacífico de Sudamérica 261

D. García del Amo y B. Calvo Pérez
Factores de prevención de la reacción álcali-sílice en los áridos del hormigón 265

M.M. Jordán Vidal, T. Sanfeliu Montolio y C. de la Fuente
Mineralotecnia de soportes cerámicos obtenidos con arcillas cretácicas de Castellón 271

J.D. Martín, T. Sanfeliu, D. Gómez-Gras y C. de la Fuente
Aplicación cerámica de los materiales permotriásicos de la Serra d'Espadà (Castellón) 275

A. Rojo, F.J. Alonso y R.Mª Esbert
Influencia de las características mineralógicas y texturales en el comportamiento hídrico de rocas graníticas 281

T. Sanfeliu, M. Ovejero, C. de la Fuente, J.D. Martín y M. Salamero
Caracterización petrofísica y cualitativa de las calizas aptienses de Borriol (Castellón) 287

T. Sanfeliu, M. Ovejero, C. de la Fuente, J.D. Martín y M. Salamero
Caracterización petrográfica y tecnológica de las calizas aptienses de Xert (Castellón) 291

R. Vigil de la Villa, S. Ramírez, J. Cuevas y S. Legney
Formación de filipsita en la alteración hidrotermal de la bentonita de la Serrata de Níjar (Almería) a pH Básico 295

RECURSOS ENERGÉTICOS

A.M. Gutiérrez Rodríguez y J.A. Sáenz de Santa María y Benedet
Recuperación, conservación y gestión documental geológica y minera en Hunosa 301

J.A. Sáenz de Santa María y Benedet, A.M. Gutiérrez Rodríguez, C. Brime Laca y M. Castro Rivas
Una forma de metamorfismo térmico: incendios de minas de carbón 307

CONFERENCIAS

Las aguas subterráneas y la agricultura: uso y protección

Lucila Candela Lledó

Dep. de Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica-UPC. C/ Gran Capitán s.n 08034-Barcelona. Plan Nacional de I+D en Recursos Naturales. lucila.candela@upc.es

ABSTRACT

The effect of agricultural practices on groundwater due to improper agricultural management and cropping patters have led to various undesirable water degradation. Groundwater problems are widespread in varying scope and severity and can be grouped into two main categories: those caused by contamination and those caused by overexploitation. Groundwater quality problems related to agricultural practices can only be resolved using a more holistic approach to agricultural management, water protection, management technologies and education programmes.

Key words: *groundwater, agricultural management, water protection.*

INTRODUCCIÓN

Durante el último cuarto de siglo se ha originado un importante desarrollo agrícola, especialmente en las regiones templadas del mundo, y con una gran intensidad en las zonas costeras mediterráneas, donde además se producen las siguientes circunstancias: la agricultura intensiva constituye una aportación económica importante, el agua para abastecimiento procede de acuíferos profundos, los afloramientos de los acuíferos están afectados por agricultura intensiva y existe déficit de agua durante el verano.

En general se desconoce el porcentaje de agua subterránea utilizada en agricultura. Las extracciones agrícolas están poco documentadas al corresponder generalmente a la iniciativa privada y a que en muchos casos se desconoce con exactitud el número de pozos existentes y el volumen de agua bombeado. Por otro lado, estimar el volumen de agua utilizado por los diversos cultivos no es una tarea fácil, si se tiene en cuenta que sobre una misma parcela suelen desarrollarse varias cosechas a la vez y que en la mayoría de los casos las dotaciones no suelen ser las recomendadas por las prácticas agronómicas, especialmente en horticultura.

Paralelamente, las prácticas agrícolas han originado toda una serie de impactos sobre las aguas subterráneas de escala y complejidad variable. Las principales amenazas de la agricultura son los descensos de niveles piezométricos (causados por bombeos, drenajes, etc.), la presencia de intrusión marina en acuíferos costeros, la contaminación por agroquímicos, la afección a zonas húmedas y el incremento de la mineralización de las aguas debido al reciclaje por retorno de regadío.

Aunque las prácticas agrícolas como fuente de contaminación no se consideraron un problema prioritario hasta finales de los 70, actualmente ya están plenamente aceptados los problemas derivados de los retornos de riego, uso de agroquímicos, cambios de vegetación y regadío con aguas residuales en las aguas subterráneas. Las principales causas del desinterés pueden atribuirse a la lenta velocidad de transporte de los contaminantes, falta de concienciación de la importancia de las aguas subterráneas y escaso interés del sector agrícola por el problema. La mayoría de acuíferos detríticos localizados en zonas de gran demanda y con zona saturada inferior a 30 m presentan problemas de contaminación por nitratos (DGOH, 1994). De especial interés son las zonas de agricultura intensiva donde las prácticas de regadío permanecen relativamente ineficientes, con un exceso de agua aplicado en cada dotación. En estas áreas se genera un lixiviado profundo, que puede ser muy importante en suelos bien drenados (Candela y Varela, 1998).

Los datos existentes sobre contaminación por plaguicidas son puntuales y bastante dispersos. La complejidad del comportamiento de los plaguicidas en las zonas vadosa y saturada de los acuíferos, el gran número de aplicaciones realizadas por cultivo y el desconocimiento de compuesto activo aplicado han conducido a esta situación. A estos hechos debe añadirse la complejidad que encierra su determinación analítica (Candela, 1999).

LA PROTECCIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

La protección de acuíferos es un tema que pese a estar relacionado con los problemas de contaminación, sobrepasa dicho ámbito para ocuparse además de los problemas ligados a la protección del recurso disponible. Así, la protección de la cantidad puede realizarse mediante la prohibición de extracciones y construcción de nuevas captaciones. La protección de la calidad presenta dos vertientes, consi-

derar la protección de los abastecimientos frente a procesos contaminantes o bien para que esta agua siga siendo potable. Los métodos más habituales se pueden clasificar en:

— *Programas de prevención voluntaria*: Medidas dirigidas al sector agrícola orientadas a la reducción de plaguicidas y nitratos en las aguas subterráneas mediante el desarrollo y aplicación de técnicas agrícolas más sostenibles con el medio ambiente. Algunos de estos programas gozan de incentivos de tipo económico, como el programa agroambiental de la Comunidad Europea e integrado en la política agraria común (EEC/2070/92). Otros programas como Farm*a*syst (Nevers y Moreau, 1998) ayuda a prevenir la contaminación de las aguas superficiales y subterráneas con la colaboración directa del agricultor mediante una simple auditoría.

— *Códigos de buenas prácticas agrícolas*: El objetivo de estos códigos es el de establecer una guía práctica para ayudar a los agricultores a una explotación sostenible. Para ello orientan al agricultor y describen los principios sobre almacenamiento y aplicación de compuestos agroquímicos, riesgos principales y causas de contaminación por actividades agrícolas, leyes que regulan el problema de la contaminación y códigos que minimizan los problemas de contaminación (MAFF, 1991; Cartwright *et al.*, 1991).

— *Áreas de protección/zonificación*: En general se contemplan dos tipos de estrategias para la protección de los recursos, las ligadas a los perímetros de protección y las basadas en los conceptos de vulnerabilidad de acuíferos. Mediante los perímetros de protección se establecen zonas alrededor de los pozos en las que se imponen restricciones al uso del territorio y actividades que supongan un riesgo de contaminación (CEE/676/91, DGOH, 1994). En algunos casos los perímetros se han definido mediante modelos de simulación (Foster, 1995). La evaluación de la vulnerabilidad de los acuíferos se ha realizado a través de diversos métodos, entre los que cabe destacar DRASTIC (Aller *et al.*, 1987), GOD (Foster e Hirata, 1991), aunque actualmente se tiende a la obtención de mapas de vulnerabilidad de acuíferos mediante SIG acoplados a modelos de transporte (Tim y Jolly, 1993).

— *Medidas legislativas, políticas de protección:* La aplicación de medidas legislativas que abarcan aspectos medioambientales, hídricos y agrícolas han sido desarrolladas en función de las necesidades derivadas por los problemas creados por el uso del agua. De especial interés es la propuesta: Programa de acción para la gestión y la protección integrada de las aguas subterráneas de la Unión Europea, originada como respuesta al problema de las aguas subterráneas en los estados miembros (UE, 1996).

AGUAS SUBTERRÁNEAS Y AGRICULTURA: PRINCIPIOS DE UNA INTEGRACIÓN SOSTENIBLE

De acuerdo con los datos proporcionados por diversos estudios, es previsible que en el futuro se produzca un aumento de la agricultura intensiva en zonas favorables (valles aluviales y llanuras costeras) y abandono de áreas marginales (RIVM, 1991; FAO, 1993; MAPA, 1999), es necesario poder alcanzar la gestión de las aguas a partir de un punto de vista integral. Para ello es necesario el aplicar el principio de prevención, definir un nivel de protección par aun uso sostenible multifunción y elaborar prioridades realistas y de medidas de control de acuerdo con la región a estudiar.

Es de todos conocido el principio moral de prevenir dañar el medio ambiente y la dificultad y coste de rectificar el daño cometido. El primer paso para prevenir es conocer el estado de los acuíferos mediante el establecimiento de unidades de control y monitoreo que permitan conocer los niveles de contaminación de los acuíferos y sus posibles orígenes. El segundo paso es conocer el nivel del daño ocasionado, y por último conocer perfectamente el funcionamiento de los sistemas acuíferos para poder actuar perfectamente.

Dado que las medidas que contribuyen a prevenir, reducir o remediar implican un coste a la sociedad, se debe añadir la dificultad de su valoración. Respecto a la máxima e*l que contamina paga*, dadas las dificultadas de la contaminación difusa, es bastante difícil que pueda ser aplicada al sector agrícola. Por otro lado, la remediación de un acuífero contaminado no es una solución realista, al ser una medida que pocos agricultores pueden llevar a cabo, debido a los costes y tecnología necesaria.

REFERENCIAS

Aller, L., Bennett, T., Lehr, J., Petty, R. y Hackett, G. (1987): DRASTIC: A standarised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. US-EPA Report 600/2-87-035.

Candela, L. y Varela, M., (1998): Groundwater pollution from mineral fertilizers and pesticides in Spain. En: Agricultural threats to groundwater quality. Candela, L.; Aureli, A. (Eds.). IHP-UNESCO, IAMZ-CIHEAM: 215-223.

Candela, L. (1999): La contaminación de la aguas subterráneas por las actividades agrarias en España: visión desde la investigación. En: La contaminación de las aguas subterráneas en España: un problema pendiente. Samper, J., Sahuquillo, A., Capilla J. y Gómez-Hernández, J. (Eds.). ITGE-AIH: 53-63.

Cartwright, N., Clark, L. y Bird, P. (1991): The impact of Agriculture on Water Quality. outlook on Agriculture. 20(3): 145-152.

DGOH, (1994): Libro Blanco de las aguas subterráneas. MOPTMA.

FAO, (1993): Prevention of water pollution by agriculture and related activities. Proc. of the FAO expert consultation. Santiago de Chile. Octubre 1992.

Foster, S. y Hirata R. (1991): Groundwater pollution risk assessmente: a methodology using available data. WHO-PAHO/CEPIS. Lima, Peru.

Foster, S. y Skinner, A. (1995): Protección de las aguas subterráneas: la ciencia y la práctica de la zonificación de la superficie. Curso la zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas. Barcelona Noviembre 1995.

MAFF, (1991): Code of Good Agricultural Practice for the Protection of Water. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food. Welsh Office.

MAPA (1999): Plan Nacional de Regadíos. Horizonte 2008. Documento de síntesis. Secretaria General de Agricultura y alimentación. Dir. Gral de Desarrollo Rural, 138 p.

Nevers, L. y Moreau, R. (1996): Preventing Agricultural Pollution in the US: the Farm*A*Syst Program. En: Agricultural threats to groundwater quality. Candela, L. y Aureli, A. (Eds.). IHP-UNESCO, IAMZ-CIHEAM: 71-88.

RIVM (1991): Sustainable use of Groundwater. Problems and threats in the European Community. National Institute for Public Health and Environmental Protection. Holanda.

Tim, U.S. y R. Jolly (1993): Evaluating agricultural non-point pollution using integrated geographic information systems and hydrologic/water quality model, J. Environ. Qual. 23: 25-35.

UE (1996): Propuesta de Decisión del parlamento Europeo y del Consejo relativa a un programa de acción para la gestión y la protección integrada de las aguas subterráneas. DO nº C355 de 25.11.1996.

Depósitos neógenos de boratos evaporíticos: nuevas aportaciones

Federico Ortí

Departament de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica; Universitat de Barcelona; Zona Universitària de Pedralbes; Barcelona 08071; orti@natura.geo.ub.es

ABSTRACT

Borate deposits of Neogene age and lacustrine setting usually have a high economic interest. In many sedimentologic/diagenetic aspects, these deposits are similar to other chemical formations, and their study accounts for a better understanding of the most common evaporites.

***Key words**: borates, evaporites, lacustrine environments, diagenesis, Neogene.*

INTRODUCCIÓN

En una nota previa (Ortí, 1996) se abordó algunos aspectos sedimentológicos y diagenéticos generales de los boratos de Ca-Na de ambientes evaporíticos lacustres. En el presente trabajo se amplía las observaciones a los boratos de Na y Mg (Tabla 1), insistiendo en la zonalidad y ciclicidad de los depósitos neógenos, los modelos diagenéticos, la relación sulfato-borato, y algunos aspectos de la composición isotópica.

DEPÓSITOS DE BORATOS DE SODIO

Por su alta solubilidad, los precipitados de *bórax* son en todo comparables a los de sulfato y cloruro de Na en las formaciones evaporíticas más comunes: se acumulan en los fondos lacustres, son de rápido crecimiento y están afectados por los cambios térmicos. Las *litofacies laminadas*, las más finas (del orden del cm) y plano-paralelas del conjunto de boratos, se interpretan como producidas por el enfriamiento de las soluciones en ambientes lacustres someros, mecanismo éste que igualmente controla la zonación interna (de décimas de mm) de los cristales. Las laminaciones presentan fábricas en empalizada, crecimientos gradados de origen químico y redistribución mecánica de los cristales a pequeña escala. Las *litofacies cristalinas masivas*, sin estructura interna y totalmente desprovistas de matriz sedimentaria, pueden ser precipitados de centro lacustre. Las *litofacies de crecimiento intersticial*, caracterizadas por grandes cristales rodeados de matrix, están ligadas a posiciones subterráneas de la lámina de agua. Los depósitos neógenos de Kramer (California), Kirka (Turquía), y Tincalayu y Loma Blanca (Argentina) son los mejores ejemplos conocidos. En ellos, la distribución de tincalconita y kernita, minerales que reemplazan al bórax, es irregular.

DEPÓSITOS DE BORATOS MAGNÉSICOS

En los depósitos neógenos de boratos de Ca-Na, se presentan también pequeñas cantidades de boratos de Mg (pinnoíta, hidroboracita, inderita, boracita, szaibelyita, etc.) como accesorios, formando tanto nódulos como cristales intersticiales o reemplazantes. La literatura suele asignar a estos minerales dos orígenes: (a) alteración de boratos de Ca y Na por la acción de aguas subterráneas ricas en Mg, y (b) reacción diagenética de varios boratos con arcillas magnésicas. Crowley (1996) propuso una explicación primaria para estos boratos basada en el fraccionamiento de las salmueras durante su evaporación: primero se fraccionaría el Ca mediante la precipitación de carbonatos de Ca y boratos de Na-Ca (inyoita, colemanita, ulexita, probertita), y luego precipitarían los boratos de Ca-Mg, o sólo Mg, como productos finales. Una excepción a los anteriores modos de ocurrencia y bajas abundancias de boratos con Mg lo constituye la Fm. Sijes (NW Argentina), que alberga el mayor depósito neógeno conocido de hidroboracita. En él, la secuencia es: yeso-inyoita/ulexita-hidroboracita, con salmuera final de Na^+, $SO_4^=$ y Cl^-. Ortí y Alonso (2000) consideran primaria esta hidroboracita.

DEPÓSITOS ZONADOS. CICLICIDAD ELEMENTAL DE ALGUNOS BORATOS

Los depósitos neógenos "zonados" tienen un núcleo central de: (a) boratos de Na (bórax, kernita), rodeado lateral y verticalmente por una aureola intermedia de boratos de Na-Ca (ulexita, probertita) y otra más externa de boratos de Ca (inyoita, colemanita) (Fig. 1A), o bien (b) boratos de Na-Ca, rodeado por una aureola externa de boratos de Ca (Fig. 1B). El conjunto constituye un macrociclo que alcanza potencias del centenar de metros. Esta zonación se interpreta como primaria (Palmer y Helvaci, 1995), o como

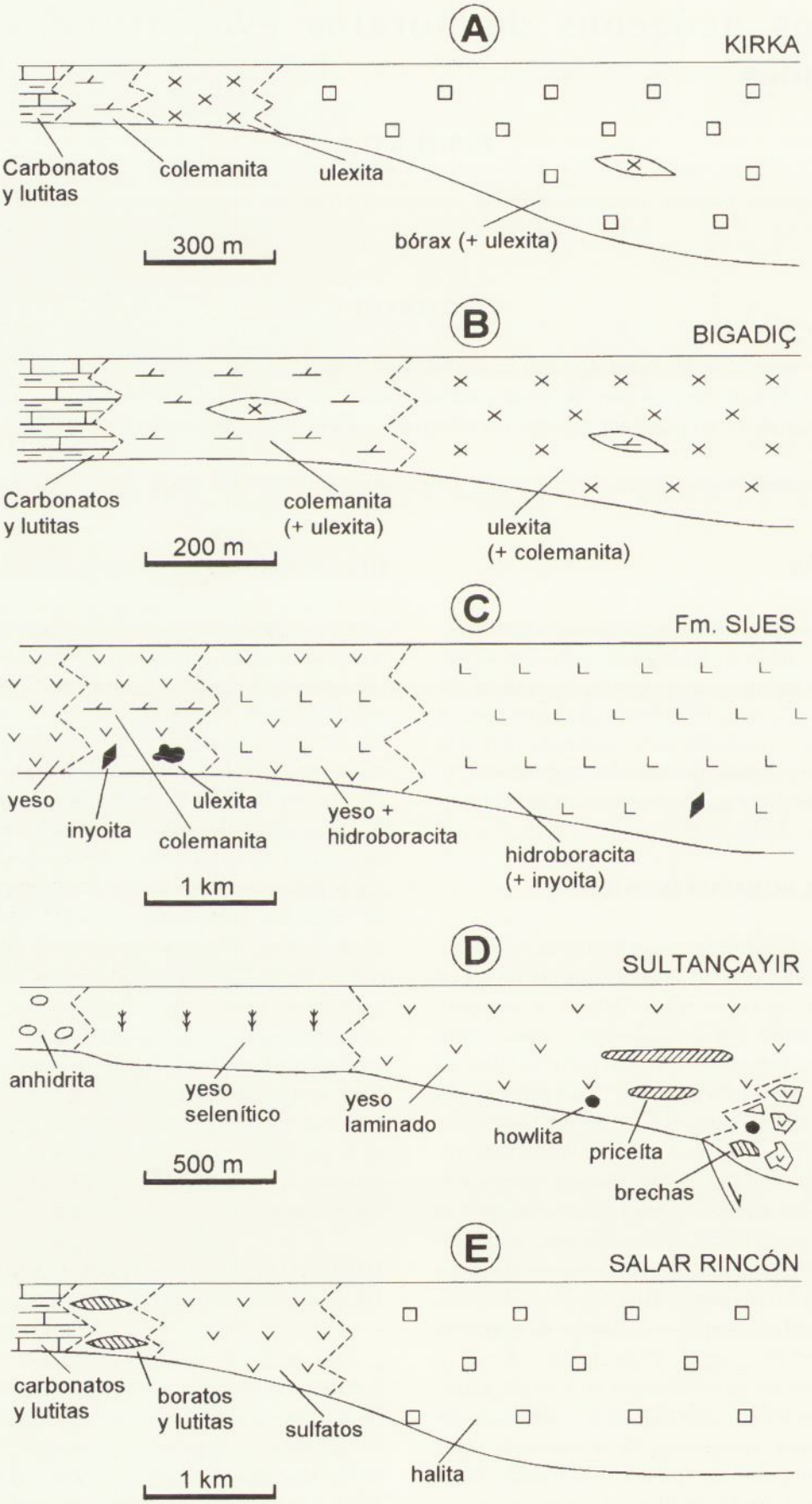


FIGURA 1: *Idealización de los cinturones de facies y dispositivos de cuenca en varios depósitos de boratos neógenos (A a D) y holocenos (E). Adaptado de, o basado en: A: Palmer y Helvaci (1995); B: Helvaci y Ortí (1998); C: Ortí y Alonso (2000); D: Ortí et al. (1998); E: Vandervoort (1997).*

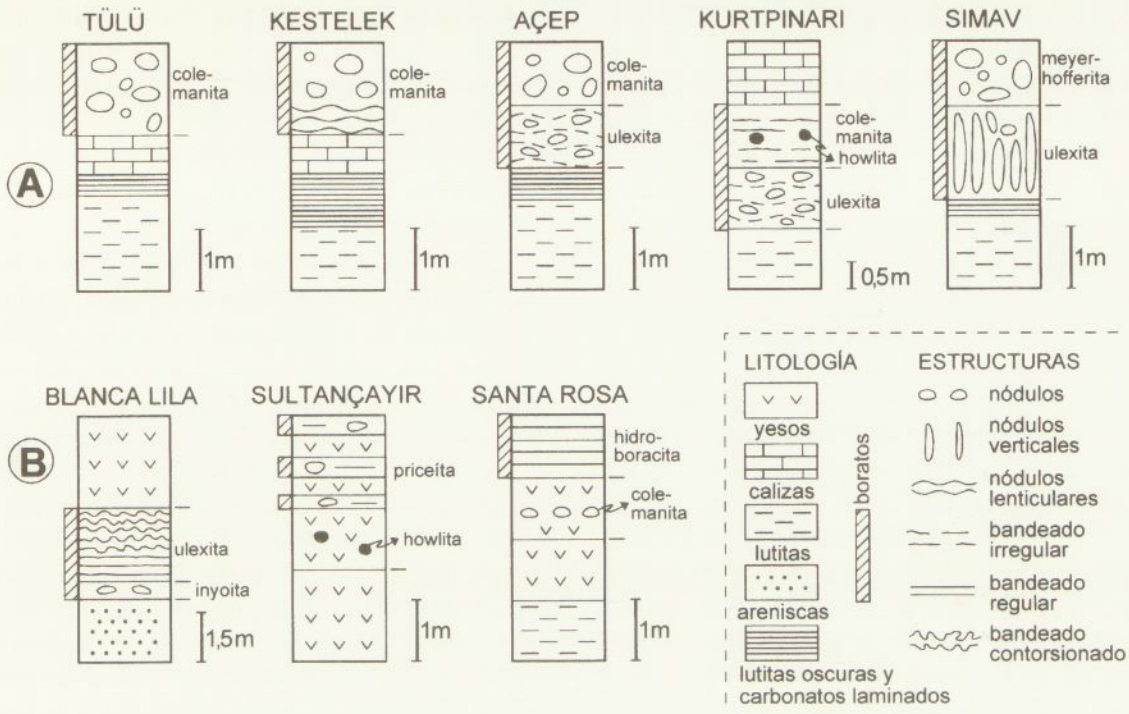


FIGURA 2: *Ciclos elementales de boratos en depósitos neógenos. (A) Ciclos sin sulfato asociado. Las localidades corresponden a los distritos boratíferos de Anatolia (Turquía). Los tres primeros ciclos están adaptados de Helvaci y Ortí (1998). (B) Ciclos con sulfato cálcico asociado. Adaptado de: Blanca Lila: Vandervoort (1997); Sultançayir: Ortí et al. (1998); Santa Rosa (distrito perteneciente al Miembro Monte Amarillo, de la Fm. Sijes): Ortí y Alonso (2000). Las escalas son sólo aproximadas.*

secundaria (Smith y Medrano, 1996). En este último caso las aureolas serían de reemplazamiento del núcleo central de boratos (ver más adelante). En la concepción deposicional de la zonación, la gradación lateral corresponde a cambios de facies e involucra un precipitado subacuoso lacustre (borax, ulexita), y precipitados intersticiales marginales (ulexita, inyoita, colemanita). Los depósitos neógenos de boratos también presentan ciclicidades menores, del orden métrico. La figura 2A muestra ejemplos de estos ciclos elementales incluyendo lutitas y carbonatos asociados a los boratos. En estos ciclos, el orden secuencial entre los boratos de Ca (de baja solubilidad) y los de Na-Ca (más solubles) es variable, pudiendo la ulexita preceder o suceder a los boratos de Ca. Este hecho se atribuye a la facilidad de la ulexita para precipitar a partir de soluciones con sólo contenidos moderados en Na. Todos los ciclos de la figura 2 están integrados por boratos de Ca (colemanita, meyerhofferita, priceíta) o con Ca (howlita, hidroboracita), que consideramos primarios, tanto haya sido libre o intersticial su crecimiento, aunque su escasez en los medios actuales no sugeriría un origen primario.

MODELOS DIAGENÉTICOS

En los depósitos neógenos se destaca dos grupos de transformaciones de boratos:

(A) Transformaciones por enterramiento y deshidratación-polimerización (*thermal diagenesis*). Afectan a las series: inyoita-meyerhofferita-colemanita (boratos de Ca), ulexita-probertita (boratos de Na-Ca), y bórax-kernita (boratos de Na). En los depósitos neógenos de Death Valley y de Kramer (California), Smith y Medrano (1996) calculan, asumiendo un gradiente geotérmico de 30ºC/km, los siguientes enterramientos para las diversas transformaciones minerales: 1.100 m (32ºC) para el paso de meyerhofferita a colemanita, 1.500 m (44ºC) para el de ulexita a probertita, y 1.900 m (58ºC) para el de bórax a kernita. Aunque la

Tabla 1
Minerales de borato citados en el texto (fórmula empírica).

Inyoíta	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Meyerhofferita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$
Colemanita	$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$
Priceíta	$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$
Ulexita	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$
Probertita	$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$
Bórax	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$
Kernita	$Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$
Tincalconita	$Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$
Hidroboracita	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$
Inderita	$Mg_2B_6O_{11} \cdot 15H_2O$
Pinnoita	$MgB_2O_4 \cdot 3H_2O$
Boracita	$Mg_3B_7O_{13}Cl$
Szaibelyita	$Mg_2B_2O_5 \cdot H_2O$
Howlita	$Ca_4Si_2B_{10}O_{23} \cdot 5H_2O$

literatura suele considerar a la colemanita como una fase diagenética, este mineral podría formarse en un ambiente sedimentario de temperatura relativamente alta si decrece significativamente la actividad del agua. Los principales mecanismos genéticos de este mineral son: (1) por deshidratación directa de inyoita; (2) por alteración (disolución incongruente) de ulexita; (3) por reacción de ulexita y carbonato cálcico; y (4) por precipitación primaria (Helvaci y Ortí, 1998).

(B) Transformaciones por reemplazamiento a partir de aguas subterránea ricas en Ca (*reaction diagenesis*). Este modelo diagenético, surgido para explicar la distribución mineral observada en los yacimientos zonados, implicaría el reemplazamiento de los boratos centrales por la acción de aguas subterráneas cálcicas circulando desde los márgenes hacia el interior del sistema lacustre. El mecanismo contempla que (1) los minerales de las aureolas, de crecimiento intersticial, son litofacies residuales de las (primarias) centrales, y (2) el mecanismo actuaría tanto en fase sinsedimentraria como de enterramiento, o durante la exhumación final del depósito. Sin embargo, y como ya se ha dicho, la citada distribución de facies también podría ser sedimentaria y responder a gradientes laterales de concentración iónica del sistema hidroquímico. Por otro lado, durante el enterramiento más bien se produce una expulsión de soluciones concentradas desde el interior hacia el exterior de los cuerpos centrales, ocasionando tranformaciones texturales o minerales en las facies periféricas. Respecto a la exhumación, aunque las aguas subterráneas afectan a los boratos cerca de la superficie (produciendo carbonatación de los boratos, formación de colapsobrechas, crecimiento de minerales intersticiales y reemplazantes, cementación por venas fibrosas de mineralogía diversa, etc.), lo hacen de un modo irregular, y es dudoso que este tipo de diagénesis pueda originar aureolas totalmente envolventes de los cuerpos centrales.

RELACIÓN SULFATOS-BORATOS

El amplio rango de solubilidades que presentan tanto los sulfatos como los boratos hace que, en las asociaciones evaporíticas de ambos grupos minerales, no sea fácil predecir la composición de las paragénesis, ni el orden preciso de precipitación. Así, los sulfatos pueden preceder o bien suceder a los boratos en los ciclos elementales (Fig. 2B). En relación con ello, también los cinturones de facies de sulfatos pueden envolver o englobar a los cinturones de boratos, o bien ser aquéllos envueltos por estos últimos. Así, en la Fm. Sijes (Fig. 1C) la hidroboracita ocupa el centro lacustre y el yeso los márgenes (Ortí y Alonso, 2000), y en la cuenca de Sultançayir (Mioceno, Turquía), la priceíta se intercala o alterna con el yeso (Fig. 1D), ocupando aquélla el depocentro lacustre (Ortí et al., 1998). Sin embargo, en el NW de Argentina, la ulexita precede al yeso en los ciclos elementales de la Fm. Blanca Lila (Pleistoceno; Vanderwoort, 1997) (Fig. 2B), y en el actual salar Rincón los boratos forman una aureola (Fig. 1E) en torno a un cinturón intermedio de sulfatos y a un núcleo central de cloruros (Igarzábal, 1991).

COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE LOS BORATOS

La composición isotópica del boro ($\delta^{11}B$, en ‰) se utiliza en la interpretación de los boratos para: (1) discriminar el origen marino o continental, y primario o secundario de los minerales y sus litofacies; (2) informar de la evolución del pH de las soluciones; y (3) conocer la fuente del boro (volcánica, hidrotermal, lixiviado del sustrato rocoso, etc.). En general, la evolución de las soluciones boratíferas, desde cálcicas a sódicas, se acompaña de valores $\delta^{11}B$ crecientes, lo se atribuye al fraccionamiento mineralógico, al menos en parte. En la Fm. Kirka, Palmer y Helvaci (1995) encuentran valores $\delta^{11}B$ promedio de -12.9 ‰ para la colemanita, -7.3 ‰ para la ulexita, y -3.7 ‰ para el bórax, por lo que interpretan que estos minerales son primarios y que la solución aumentó su alcalinidad a lo largo de la secuencia de precipitación. En el NW de Argentina, los valores $\delta^{11}B$ de algunos boratos neógenos coiciden con los de los actuales precipitados de las fuentes hidrotermales. Así, Kasemann *et al.* (1998) encuentran que los valores $\delta^{11}B$ de la ulexita en la surgencia de Antuco son idénticos (-22.4 ‰) a los de la ulexita de la Fm. Sijes, lo que les permite interpretar que los boratos de esta formación se alimentaron de soluciones hidrotermales ricas en B que vertían en la cuenca neógena.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto DGICYT, nº PB97-0905.

REFERENCIAS

Corwley, J.K. (1996): Mg- and K-bearing borates and associated evaporites at Eagle Borax Spring, Death Valley, California: A spectroscopic exploration. Economic Geology, 91: 622-635.

Helvaci, C. y Ortí, F. (1998): Sedimentology and diagenesis of Miocene colemanite-ulexite deposits (western Anatolia, Turkey). Jour. Sedim. Research, 68 (5): 1021-1033.

Igarzábal, A. (1991): Evaporitas cuaternarias de la Puna Argentina. En: Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos (J.J. Pueyo, Ed.). Estudi General 2, Universitat de Barcelona: 333-374.

Kasemann, S., Franz, G., Erzinger, J., Viramonte, J.G. y Alonso, R.N. (1998): Boron isotopic composition of Tertiary borate deposits in the Puna plateau of the central Andes, NW Argentina. X Congreso Latinoamerica-

no de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas, 3: 56.

Ortí, F. (1996): Boratos cálcico-sódicos de ambientes evaporíticos lacustres: aspectos sedimentológicos y diagenéticos generales. Geogaceta, 20, 2: 270-273.

Ortí, F., Helvaci, C., Rosell, L. y Gündogan, I. (1998): Sulphate-borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sultançayir Gypsum (Miocene, western Anatolia). Sedimentology, 45: 697-710.

Ortí, F. y Alonso, R.N. (2000): Gypsum-hydroboracite association in the Sijes Formation (Miocene, NW Argentina): implications for the genesis of Mg-bearing borates. Jour. Sedim. Research (en prensa).

Palmer, M.R. y Helvaci, C. (1995): The boron geochemistry of the Kirka borate deposits, western Turkey. Geochim. et Cosmochim. Acta, 59: 3599-3605.

Smith, G.I. y Medrano, M.D. (1996): Continental borate deposits of Cenozoic age. En: Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry (E.S. Grew y L.M. Anovitz, Eds.). Reviews in Mineralogy, 33: 263-298.

Vandervoort, D.S. (1997): Stratigraphy response to saline-lake level fluctuations and the origin of cyclic nonmarine evaporite deposits: The Pleistocene Blanca Lila Formation, northwest Argentina. Geol. Soc. America Bull., 109: 210-224.

Los aludes. Actuaciones para la reducción de su peligrosidad

Emma Suriñach

Grupo de investigación sobre nieve y avalanchas. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. Spain. emma@natura.geo.ub.es

ABSTRACT

Snow avalanches are a natural hazard whose negative consequences have multiplied in recent times owing to demographic expansion and increased infrastructures in mountain areas. Therefore, the minimisation of the negative consequences of avalanches is essential. The steps to be taken are as follows: make a snow avalanche cartography, know the avalanche return period, obtain some knowledge of the triggering mechanism in relation to the snow properties and determine the values of the physical parameters of the avalanche evolution in order to minimise the impact.

The complexity of this natural phenomenon calls for a multidisciplinary collaboration on a global scale in order to pool our efforts and lines of research. A number of strategies to improve the understanding of formation, evolution and effect of avalanches are presented.

Key words: *snow avalanches, minimisation of risks avalanche modelization.*

INTRODUCCIÓN

Los aludes de nieve son un fenómeno natural cuyo riesgo asociado ha aumentado recientemente (recordemos los aludes ocurridos en el invierno de 1996 en los Pirineos y en los Alpes en el invierno de 1999). La causa es el crecimiento del uso de las zonas montañosas debido al aumento de la ocupación del territorio por expansión de la población, vías de comunicación o las actividades relacionadas con el esquí y actividades de montaña en general. Se impone, por tanto, una mitigación de las consecuencias negativas de este peligro natural mediante su detección, prevención y reducción del impacto que provocan.

En zonas montañosas pobladas (con población establecida, véase, por ejemplo, en Europa, los países nórdicos, Islandia o zonas alpinas (Austria, Francia, Italia, Suiza, ...)) este riesgo natural ha estado siempre presente. En ellas, las investigaciones sobre las avalanchas tienen una larga historia y existen instituciones específica dedicadas a su estudio. Así, en Suiza los estudios se iniciaron en la segunda mitad de los años 1930 si bien es a partir de los 1950 que se empezó a progresar. En Austria, fue a raíz de un periodo de grandes avalanchas en 1951 y 1954 que se iniciaron los estudios. En Noruega en el año 1998 se celebró el 25 aniversario del inicio de las investigaciones sobre avalanchas de nieve. En Francia se iniciaron en 1977. En España, en concreto en Cataluña, en la temporada invernal 1986-1987 el Servei Geològic de Catalunya y la Universidad de Barcelona iniciaron los primeros estudios dentro del proyecto "Estudi del risc d'allaus al Pirineu" con carácter marcadamente de predicción espacial (cartografía de aludes) y de predicción temporal, con realización y emisión de boletines de peligro de avalanchas (Vilaplana y Martínez, 1996).

La actual creciente demanda de mapas de peligrosidad de aludes, precisos y fiables, ha potenciado el estudio de las avalanchas. Básicamente, las cuestiones que se plantean son: conocimiento del lugar de ocurrencia (cartografía de aludes), periodo de retorno de las avalanchas de un determinado tamaño, condiciones nivo-meteorológicas y causas físicas "favorables" para su desencadenamiento, y medidas a aplicar para reducir el impacto negativo sobre vidas humanas y propiedades. Estas cuestiones que, así planteadas, son de carácter general, deben particularizarse para cada una de las regiones afectadas dadas las características peculiares del territorio y de la nivo-meteorología. La complejidad del problema ha hecho necesario tener en cuenta el mayor número de casos conocidos de tal manera que se puedan considerar los distintos parámetros que controlan el fenómeno natural en todo su rango. Ello ha llevado a una colaboración a escala mundial entre los distintos colectivos que estudian esta temática. A continuación se presentan algunas de las actuaciones sobre el estudio de las avalanchas. Aunque no es el único, es un buen ejemplo para ilustrar la coordinación entre diferentes esfuerzos y líneas de investigación paralelas con el fin de solucionar un problema concreto. El método para conocer y para incrementar los conocimientos sobre este fenómeno natural, como en otros campos, es la comparación de los datos observados del fenómeno natural con los resultados obtenidos me-

diante modelización análogica y numérica, bajo determinadas hipótesis. El papel de la experimentación se hace imprescindible y complementario para validar las teorías propuestas.

CARACTERÍSTICAS

Un alud se puede definir como un flujo de nieve descendiendo a lo largo de una pendiente. No obstante, este fenómeno natural es complejo, y no es fácil describir sus características en vistas a una clasificación. Dado que generalmente las avalanchas se inician a temperaturas para la nieve próximas a su punto de fusión, pequeñas variaciones en la temperatura de la nieve del flujo pueden producir diferencias en las propiedades físicas de la nieve y, por tanto, diferencias en el comportamiento del flujo. Por esta razón, existe una gran variedad de tipos de aludes y su clasificación no es fácil. Los criterios de clasificación son diversos. Se consideran el tipo y forma de la zona de partida (puntual, lineal...), la calidad de la nieve en el flujo dependiendo del contenido en agua, cohesión y tipo de nieve (húmeda, seca...), el tipo de flujo (fluido, con o sin aerosol, con incorporación o no de nieve...), etc. Las velocidades de avance del flujo varían según la cantidad de masa involucrada, tipo de nieve y de flujo, y características de la pendiente. Pueden alcanzar valores de 60 m/s (≅200 km/h), aunque 20-30 m/s (≅90 km/h) son valores normales. Las presiones de impacto dependen de las velocidades y de las características de la nieve y pueden llegar a los 300-600 kPa. Estos valores proceden de medidas reales.

ESTUDIO

Al igual que para otros fenómenos naturales que ocasionan riesgo son varias las líneas de actuación para su predicción, prevención y detección, todas ellas relacionadas con la reducción de su impacto. Estas líneas están dirigidas al conocimiento de su formación, evolución y efectos, éstos dos últimos, directamente vinculados.

Formación

La formación o desencadenamiento de las avalanchas es un tema directamente relacionado con su predicción. En el desencadenamiento de un alud interviene la estabilidad de la nieve ante la presencia de cargas externas, ya sean naturales (por exceso de nieve) como antrópicas, en relación con sus propiedades físico-químicas. En este sentido, las propiedades mecánicas y termodinámicas de la nieve y su metamorfismo, dependiente de la evolución nivometereológica, son motivo de estudio en relación con el inicio de la fractura que, al propagarse, desencadena el alud. Estudios secundados por medidas en terreno y en laboratorio obtienen las condiciones de la nieve previamente al inicio de la fractura apuntando hacia un comportamiento dúctil de la nieve (Narita, 1983; H. Gubler, 1995). El conocimiento de la dependencia de la estabilidad de la nieve con los perfiles de variación en profundidad del gradiente de temperatura, resistencia y densidad de la nieve, ayuda a la predicción de aludes en zonas con características topográficas susceptibles de avalanchas.

Evolución

Los efectos de un alud están relacionados con la presión de impacto en estructuras a su paso. Por ello, para poder prevenir los daños de un alud es interesante conocer las zonas de máxima llegada (máximo alcance) de éste, así como la altura y las velocidades del flujo. Tanto el máximo alcance como las presiones de impacto (que dependen de la velocidad) están directamente relacionadas con la dinámica del alud y ésta depende del tipo de alud. Una manera de conocer estos valores es modelar los flujos ya sea mediante modelos analógicos, numéricos o estadísticos. Dependiendo del tipo de alud, existen diversos modelos para simular su avance. Para un mismo tipo de alud hay diferentes modelos de la dinámica del alud en función de las hipótesis de comportamiento: modelos en que se considera que la masa de nieve en el flujo se comporta como sólido o como fluido con diferentes reologías. Hay modelos que consideran el comportamiento del flujo en 1D y otros en 2D. En todos los casos interesa obtener los parámetros anteriormente citados (velocidades, altura del flujo, máximo alcance) y también confirmar las hipótesis sobre la dinámica del flujo.

Los modelos analógicos simulan a escala los aludes de nieve. Las imágenes de la evolución del alud y los valores de los parámetros se obtienen mediante sensores localizados a lo largo y al final del recorrido del alud. Algunos ejemplos: los aludes que generan aerosol se modelan en tanques de agua simulando el alud con una emulsión salina con partículas como marcadores (Naim y Pellarin, 1998) o con partículas de diferente material y tamaño (Keller, 1995) en ambos casos utilizando pendientes similares a las reales. Los aludes de nieve seca, se modelan experimentando con nieve real en pendientes a escala, utilizando sensores ópticos y capacitivos para medir la densidad, la fricción dinámica y la velocidad del alud (Dent *et al.*, 1998). También se han realizado simulaciones del comportamiento de un alud considerando la hipótesis de que el flujo es granular. En este caso se está utilizando pelotas de ping-pong (350.000!) descendiendo por un trampolín de esquí. En este experimento se midieron las velocidades del frente y las fluctuaciones de las partículas (pelotas) (Keller *et al.*, 1998).

Los resultados de los modelos analógicos siempre se comparan con los obtenidos a partir de modelización numérica con modelos más o menos simples. Los modelos analógicos, además, aportan ideas sobre la evolución del alud ya que, en general, hay una falta de información sobre ésta debido a que, al ser espontáneos, únicamente se conocen sus "resultados" finales.

En la modelización numérica se pretende conocer las velocidades tanto del frente de alud como de las partículas en el flujo, su altura y el máximo alcance. Los algoritmos de cálculo de estos parámetros son distintos dependiendo del tipo de alud (polvo, nieve densa, mixta) y de las hipótesis de su comportamiento dinámico. En los modelos numéricos se incorpora el modelo digital del terreno para simular aludes a lo largo de topografías reales. Dependiendo de este modelo de terreno (condiciones de contorno) y de las condiciones iniciales (cantidad y tipo de masa de nieve en el inicio del alud) los valores deseados varían. Así mismo, estos valores dependen fuertemente de las variables fricción dinámica y densidad de la nieve en el flujo que son difíciles de conocer.

Los modelos estadísticos permiten obtener el máximo alcance en función de parámetros topográficos. Utilizando una base de datos confeccionada con los parámetros topográficos de diferentes aludes con características similares y mediante modelos regresivos es posible predecir las zonas de máximo alcance probable para una determinada avalancha (p. ej. Furdada y Vilaplana, 1998).

En la actualidad se dispone de diversos modelos físico-numéricos, muy sofisticados, para simular la evolución de un alud. No obstante, existen muchos parámetros libres en el estudio de los aludes. Esta indeterminación está relacionada tanto con las diversas hipótesis sobre la dinámica del alud como con la falta de información sobre las variables físicas del flujo, además de las ventajas, inconvenientes y limitaciones de cada método (Harbitz, 1998). Quizás, la única manera de validar y restringir los modelos es comparar los resultados teóricos con los valores obtenidos en la realidad. En esta dirección, y para algunos casos reales (cinco), se han reproducido las avalanchas numéricamente utilizando diversos modelos. Los resultados obtenidos teóricamente se han comparado entre sí y éstos se han comparado con los datos reales (Barbolini *et al.*, 1999). No obstante, dado que las condiciones iniciales no eran conocidas con exactitud, ya que los aludes eran espontáneos, y los resultados son fuertemente dependientes de estas condiciones iniciales, la validación es relativa. A partir de la geometría de la zona de partida, los rasgos en terreno y las descripciones cualitativas de la evolución, así como a partir del alcance y daños producidos, y de las características de los depósitos, es posible tener información sobre el alud. No obstante, ésta no es suficiente para la validación modelos.

EXPERIMENTACIÓN A ESCALA REAL

Para poder restringir y validar los modelos actualmente en vigor se ha visto la necesidad de disponer de valores reales de las variables físicas del alud. Los correspondientes a las condiciones iniciales se introducirán como datos de partida en los modelos numéricos y los relativos a la evolución se compararan con los obtenidos teóricamente. Con esta finalidad se han construido y equipado canales experimentales de avalancha utilizando zonas en donde los aludes se repiten en el tiempo (Issler, 1999). Se han dispuesto sensores, tanto de implantación permanente como transitoria, a lo largo del recorrido y al final de éste. Éstos permiten obtener valores de las condiciones iniciales y finales (propiedades de la nieve, masa de partida, masa involucrada, trayectoria), valores promedio de las variables del flujo (velocidad del frente y su evolución a lo largo del descenso, altura del flujo, señales acústicas y sísmicas), variables internas (perfiles de velocidad y de densidad del flujo, perfiles de presión) y de la interacción con obstáculos (presiones de impacto). Se utilizan, dependiendo del tipo de alud, radar Doppler (con pulsaciones y en continuo), radar de frecuencia modulada en continuo (FMWC). Además, se utiliza fotogrametría, fotografía estereográfica, goniómetros acústicos, geófonos y estaciones meteorológicas. Las imágenes de vídeo son muy importantes para relacionar la variación temporal de los parámetros medidos con la evolución del alud (Sabot *et al.*, 1998). En aludes que desarrollan aerosol, no obstante, la utilización de la imagen vídeo para ese fin no es aplicable, ya que el aerosol no permite ver el avance de la parte densa. En este sentido, los sensores sísmicos dan información sobre el comportamiento de la nieve densa en el descenso (Suriñach y Sabot, 1999). En algunos casos, aún cuando los sensores están instalados permanentemente, éstos se ponen en funcionamiento de manera manual, previamente al desencadenamiento artificial de la avalancha. En otros casos, éstos se activan de manera automática. Ésta es la situación para el estudio de aludes espontáneos. Finalmente, también se instalan sensores temporalmente para seguir la evolución de las avalanchas desencadenadas artificialmente en estaciones de esquí. (p. ej. Núria y Boí- Taüll en el Pirineo catalán (Sabot *et al.*, 1998)).

CARTOGRAFÍA Y PERIODOS DE RECURRENCIA

Paralelamente al estudio del comportamiento dinámico de las avalanchas y en relación con la determinación de su peligrosidad, se elaboran mapas de peligrosidad de avalanchas. Ello comporta conocer las zonas potenciales de avalanchas, tanto a partir del rastro de avalanchas ya ocurridas, como considerando condiciones favorables en el terreno. También es necesario tener una estimación de las zonas de alcance máximo y de la amplitud de la zona afectada. Al igual que en otros fenómenos naturales que comportan riesgo (terremotos, aguas torrenciales...), es necesario conocer los valores máximos de los parámetros de los aludes y sus periodos de recurrencia con el fin de conocer realmente la peligrosidad de un área. De manera similar a otros riesgos, el catastro (censo) se puede ampliar utilizando la investigación histórica (en colaboración con historiadores, p.ej. Furdada *et al.*, 1998). En áreas donde no hay memoria histórica, ya sea por falta de testimonios o debido a un

periodo de recurrencia muy largo, los estudios geomorfológicos y geobotánicos, así como las técnicas dendrológicas, permiten detectar y clasificar avalanchas (p. ej. Sapunov y Sapunova, 1998). La vegetación existente, tanto su tipo como la extensión ocupada, permite determinar zonas y delimitar el tiempo de ocurrencia de una avalancha en una determinada área. Los estudios sedimentológicos y estratigráficos, junto con datación de radiocarbono, también se utilizan para detectar secuencias de avalanchas, ya que el tipo y la geometría de los depósitos son característicos de las avalanchas (p. ej. Blikra y Saemundson, 1998). Una herramienta indispensable para realizar y gestionar las cartografías de aludes son los sistemas de información geográfica (GIS).

DETECCIÓN

Paralelamente a la realización de cartografía de aludes y al estudio de éstos, la detección de aludes es necesaria para reducir riesgos. Actualmente existen diferentes métodos de reconocimiento y detección de avalanchas (cartografía, semáforos, observadores humanos...) que se aplican tanto en tiempo real como *a posteriori*. No obstante, la detección de avalanchas por un observador en tiempo real o casi-real es problemática en aquellas áreas de difícil acceso o en situaciones de baja o nula visibilidad. En estas situaciones la detección sísmica de avalanchas de nieve en tiempo real o casi-real puede ser un elemento que permita la disminución del riesgo de avalanchas. En esta línea, en 1993 se inició en la Universidad de Barcelona y en colaboración con el Institut Cartogràfic de Catalunya el estudio de las señales sísmicas producidas por avalanchas. Posteriormente, con tal de desarrollar un sistema de detección eficiente para el futuro, se creyó necesario tener información sobre la relación entre las avalanchas y la señal sísmica producida por éstas. Con este motivo a partir de 1994 se inició una nueva etapa experimental de obtención de señales de avalanchas desencadenadas artificialmente encaminada a conocer esta relación. El estudio de las señales obtenidas, actualmente en curso, se realiza bajo la óptica de la Sismología (Suriñach *et al.*, 1999).

COMENTARIOS FINALES

Las líneas de actuación presentadas no son todas las existentes en el estudio de las avalanchas. Sólo nos han servido como ejemplo para ilustrar la multiplicidad de líneas de investigación sobre este fenómeno natural. Los colectivos implicados son físicos, ingenieros, geofísicos, geólogos y geógrafos actuando con los conocimientos y procedimientos propios de su especialidad para resolver un problema común: la evaluación de la peligrosidad asociada a los aludes. Existen otros colectivos que están implicados en la reducción del riesgo asociado (gestores territoriales).

El proyecto SAME (Snow Avalanche Modelling and Warning in Europe) en el cual participaron la mayoría de los países comunitarios que investigan sobre el tema, así como Islandia, Noruega y Suiza ha sido un impulsor de la colaboración ya existente.

Actualmente el grupo de nieve y aludes de la UB (3130-UB-0) está llevando a cabo, en el marco del Grup de Recerca Consolidat de la Generalitat de Catalunya (SGR99-65), estudios que se encuadran en las líneas de investigación anteriormente presentadas Así, se está llevando a cabo el estudio de la relación nieve-viento en conexión con el peligro de aludes, el estudio de la dinámica de aludes mediante utilización de señales sísmicas en vistas a su detección en tiempo real, el estudio del flujo de fluidos viscosos mediante el análisis de imágenes de vídeo y la realización de la cartografía de avalanchas y recopilación de la documentación asociada en el territorio andorrano mediante utilización de sistemas GIS. El Servei d'allaus del Institut Cartogràfic de Catalunya emite diariamente durante el periodo diciembre- mayo los boletines de peligro de aludes. Además ya se han editado dos hojas del mapa de zonas de aludes del Pirineo a escala 1/25.000 (Val d'Aran Nord (ICC, 1997); Val d' Aran Sud (ICC, 1998)).

Para finalizar, únicamente remarcar que a pesar del esfuerzo de los diferentes colectivos y el grado de conocimiento sobre el fenómeno que se tiene hasta el momento, dada la complejidad del proceso de un alud, aún queda un largo camino que recorrer para la reducción de su peligrosidad.

REFERENCIAS

Barbolini, M., Savi, F., Gruber, U., Keylock, C. y Naaim, M. (1998): Application and evaluation of different avalanche models at five real sites in Europe. Deliverable 3. Fourth European Framework Programme, Environment and Climate SAME project, 50 p.

Blikra, L.H. y Saemundson, T. (1998): The potential of sedimentology and stratigraphy in avalanche-hazard research. En: Hestnes, E. Editor, 25 years of snow Avalanche Research, Voss, Norway; Pub. 203 N-0806 Oslo Norwegian Geothecnical Institute: 60-63.

Dent, J.D., Burrell, K.J., Schmidt, D.S., Louge, M.Y., Adams y E.E. Jazbutis, T.G. (1998): Density, velocity and friction measurements in dry –snow avalanche. Ann. of Glaciol., 26: 247-252.

Furdada, G. y Vilaplana, J.M. (1998): Statistical prediction of maximum avalanche run-out distances from topographic data in the western Catalan Pyreness (northeast Spain). Ann. of Glaciol., 26: 285-288.

Furdada, G., Vilaplana, J.M., Tomás, E., Mas, D. (1998): The avalanche of la Tartera de la Pica (Andorra) En: Hestnes, E. Ed. «25 years of snow Avalanche Research, Voss, Norway»; Pub. 203 N-0806 Oslo Norwegian Geothecnical Institute: 104-107.

Gubler, H. (1995): Measurement and modelling to improve our understanding of avalanche formation. En: Brugnot, G. (ed.). Actes de l'Université européene d'été sur les risques naturels. Neige et avalanches. Chamonix, Cemagref éditions ISBN 2- 85362-397-1: 89-98.

Harbitz, C.B., Issler, D. y Keylock, C.J. (1998): Conclusions from a recent survey of avalanche computational models. En: Hestnes, E. Ed. «25 years of snow Avalanche research, Voss, Norway»; Pub. 203 N-0806 Oslo, Norwegian Geothecnical Institute: 128-139.

Issler, D. (Editor) (1999): European Avalanche Test Sites. Overview and Analysis in View of Co-ordinated Experiments. ed. Mitteilung Nr. 59, Swiss Federal Institute of Snow and Avalanche Research, Davos. ISSN 0415-0759: 70-75.

Keller, S. (1995): Measurements of powder snow avalanches- laboratory. Surveys Geophys., 16: 661-670.

Keller, S., Ito, Y. y Nishimura, K. (1998): Measurements of the velocity distribution in Ping-Pong- ball avalanches. Ann. Glacio., 26: 259-264.

Naaim, M. y Pellarin, T. (1998): Physical and numerical analysis if the front of a gravity current on a horizontal bottom. Ann. Glaciol., 26: 289-295.

Narita, H. (1983): An experimental study on tensile fracture of snow. En: «Contributions series A25», Inst. of low temperature Science. Hokkaido University, Japan: 1-37.

Sabot, F., Naaim, M., Granada, F., Suriñach, E., Planet-Ladret, P. y Furdada, G. (1998): Study of the Avalanche Dynamics by means of Seismic Methods, Image Processing Techniques and Numerical Models. Ann. of Glaciol., 26: 319-323.

Sapunov, V. y Sapunova, G. (1998): Geomorphologic and geobotanical features of Slushflows (Khibiny mountains for instance) 221-223. En: Hestnes, E. Ed. «25 years of snow Avalanche Research, Voss, Norway»; Pub. 203 N-0806 Oslo Norwegian Geothecnical Institute: 128-139.

Suriñach, E., Sabot, F., Furdada, G., y Vilaplana, J.M. (1999): Seismology as a tool for the detection of snow avalanches. Implications for the mitigation of this natural risk. [cdrom]. En: J.M. García y M.D. Romacho, Eds. International Symposium: Assessment and reduction of natural risk. I Ass. Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Almería, I.G.N., Madrid, ISBN 84-95172-01-0, file SIM1-06.doc.

Vilaplana, J.M. y Martínez, P. (1996): El riesgo de aludes en el Pirineo de Cataluña. En: Chacón, J. y Irigaray, C. (Eds.). Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Riesgos naturales, ordenación del territorio y medio ambiente. Vol. I: 595-603.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

Rotación de la falla de Padul (Granada) durante el Cuaternario

P. Alfaro[1], J. Galindo-Zaldívar[2], A. Jabaloy[2], A.C. López-Garrido[3] y C. Sanz de Galdeano[3]

[1] Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ap. 99. E-03080 Alicante.
[2] Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n. 18002 Granada.
[3] Instituto Andaluz Ciencias Tierra. C.S.I.C.-Univ. Granada. Fac. Ciencias, Campus Fuentenueva s/n. 18071 Granada.

ABSTRACT

During the Quaternary, the central sector of the Betic Cordillera (southern Spain) has been subjected to NE-SW extension which has produced normal faults of various strikes. A series of NW-SE faults stand out, one of which is the Padul normal fault. Extension is accompanied by a process of rotation, responsible for: a) the coexistence of high-angle and low-angle fault planes, dipping between 20º and 70º, b) the morphology of the mountain front characterised by a segmented topographic profile, c) the active scarps of the Padul fault are mainly situated in the alluvial sediments of the hanging wall and not in the contact with the Alpujarride basement, d) the back-tilting towards the NE of sediments associated with the fault and e) the formation of the asymmetric extensional basin in the hanging wall of the Padul fault.

Key words: *normal fault evolution, neotectonics, rotation, Betic Cordillera.*

INTRODUCCIÓN

La falla normal activa de Padul se sitúa en el borde occidental de Sierra Nevada, sobre la Zona Interna de la Cordillera Bética (Fig. 1), que en este sector está representada por los complejos Nevado-Filábride en la base y el Alpujárride a techo, cada uno de ellos formado por varias unidades. Los estudios tectónicos y sismotectónicos realizados en este sector ponen de manifiesto que desde el Mioceno superior hasta la actualidad la parte más superficial de la corteza en la región ha estado sometida a un campo de esfuerzos en el que coexiste compresión NO-SE y extensión asociada NE-SO. Esta extensión regional está caracterizada por un esfuerzo máximo vertical que en profundidad se inclina ligeramente hacia el SO (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999). La extensión se acomoda principalmente por fallas normales NO-SE que ejercen un fuerte control sobre el relieve actual de la región. Entre estas fallas NO-SE destaca la falla de Padul que es objeto del presente estudio; esta falla también es conocida como falla de Padul-Nigüelas (Doblas *et al.*, 1997). Existen numerosas evidencias, tanto geomorfológicas como tectónicas, de que sigue siendo activa (abanicos aluviales holocenos deformados, facetas triangulares, escarpes de falla, fuerte encajamiento de la red de drenaje, etc.) (Lhénaff, 1965; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Riley y Moore, 1993; Calvache *et al.*, 1997, Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999). Sanz de Galdeano (1996) y Keller *et al.* (1996) comparan las diferentes altitudes de los depósitos neógenos y cuaternarios afectados por fallas en el borde occidental de Sierra Nevada y calculan índices de elevación; estiman un valor medio de 0.4 mm/año, que ocasionalmente alcanza valores de 0.84 mm/año.

En este trabajo describimos las principales características de la falla de Padul, que acomoda parte de la extensión NE-SO, característica de este sector de la Cordillera Bética. La extensión tiene carácter rotacional, es muy notable durante el Cuaternario y es la responsable de numerosos rasgos estructurales y geomorfológicos asociados a la falla de Padul que son analizados a continuación.

FALLA DE PADUL

La falla de Padul aflora al norte de la población de Acequias y se extiende hacia el NO a lo largo de aproximadamente 15 km de longitud (Fig. 1). Su trazado rectilíneo, de dirección NO-SE, se interrumpe bruscamente en la intersección con el río Torrente, formando un *step over* de aproximadamente 1 km de longitud. La falla reaparece en las proximidades de la población de Nigüelas y en el sector de Marchena se ramifica en varias trazas. La traza principal, que separa el basamento alpujárride de los sedimentos cuaternarios, sufre una inflexión hasta alcanzar una dirección ENE-OSO que se prolonga a lo largo de un tramo de aproximadamente 2 km de longitud. En el sector del Padul, una nueva inflexión vuelve a dar paso a un trazado rectilíneo de dirección NO-SE. En todos los tramos, esta falla normal tiene sentidos de buzamiento al SO y S.

Uno de los rasgos estructurales más evidentes es la presencia de superficies de falla, de geometría planar en afloramiento, con buzamientos que oscilan entre 20 y 70º. Por ejemplo, en la cantera de Marchena (Figs. 1 y 2) se

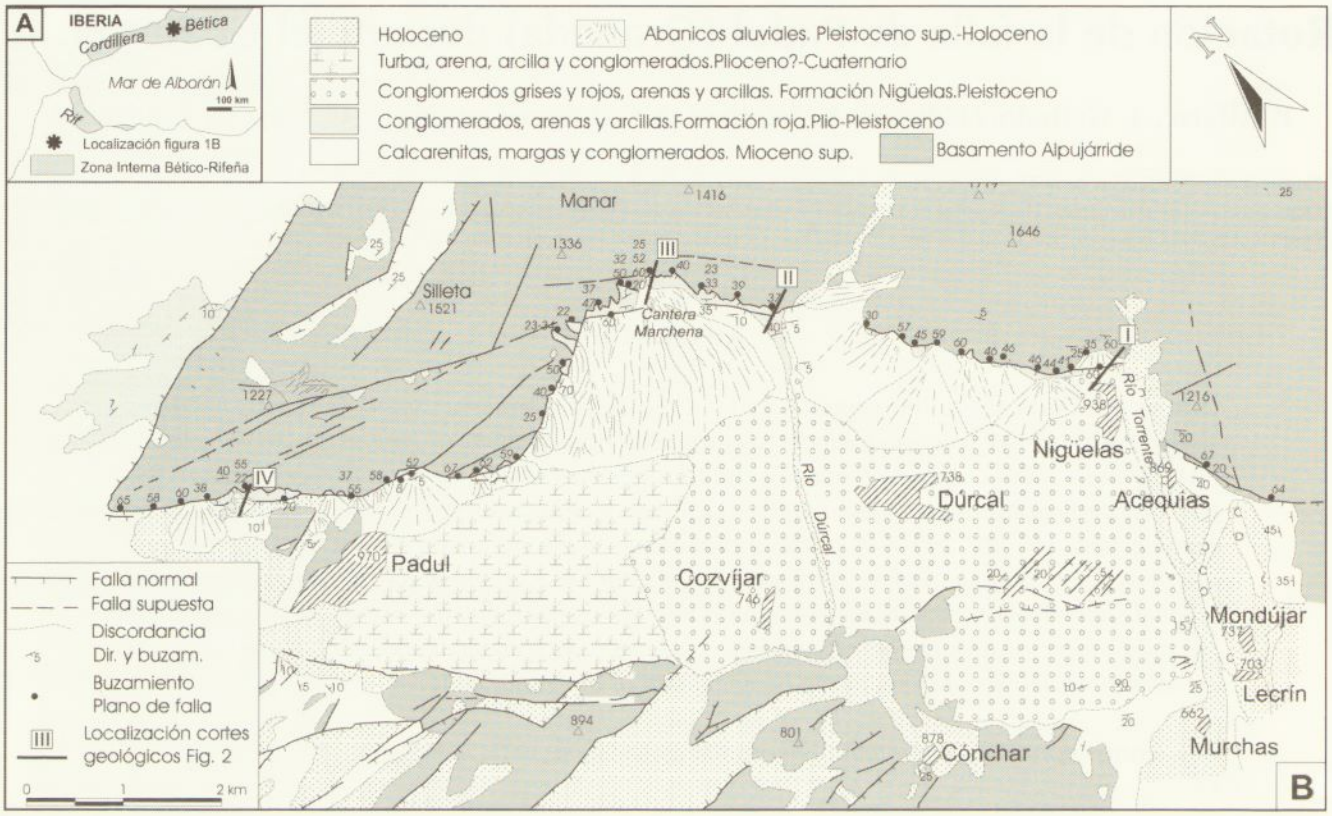


FIGURA 1: *Mapa geológico del sector occidental de Sierra Nevada donde se localiza la cuenca extensional de Padul-Nigüelas y la falla de Padul. Se han representado los diferentes buzamientos de los planos de falla y se señala la posición de los cortes de la figura 2.*

reconocen tres planos de falla con buzamientos entre 25° y 60°, y se disponen de forma que disminuye su buzamiento hacia el NE. Esta misma relación geométrica, con planos de alto buzamiento que cortan a planos de bajo buzamiento, está presente en otros puntos de la zona de falla como los barrancos del río Dúrcal o de la Raja (Fig. 2). En todos estos afloramientos los planos de alto buzamiento son los que presentan evidencias de actividad más reciente.

Estos planos de falla han generado un espectacular frente montañoso con una morfología convexa hacia arriba. Los perfiles topográficos transversales a la falla están caracterizados por segmentos aproximadamente planares que disminuyen de pendiente hacia el NE (conforme se alejan del segmento activo de la falla de Padul). Estos segmentos planares están separados entre sí por cambios repentinos de pendiente.

Otra característica es que los escarpes de falla activos de la falla de Padul se sitúan principalmente en los sedimentos aluviales del bloque de techo y no en el contacto con el basamento alpujárride. Aunque el plano principal de la falla de Padul separa el basamento alpujárride de los sedimentos aluviales más recientes, sin embargo, en las proximidades de la superficie este plano principal se ramifica en uno o más planos de mayor buzamiento. La actividad de estos planos de falla de refracción del plano principal produce inflexiones anómalas en la superficie topográfica de los abanicos aluviales, pliegues de arrastre y escarpes desarrollados en sedimentos aluviales.

La actividad de los distintos planos de falla que constituyen la zona de falla de Padul también ha generado una amplia variedad de buzamientos en los depósitos aluviales cuaternarios. Normalmente, los sedimentos aluviales del bloque de techo de la falla buzan hacia el SO. Sin embargo, en numerosos puntos próximos a la falla, los sedimentos más antiguos de edad Plioceno-Cuaternario (Formación Roja) muestran un basculamiento hacia el NE (Fig. 2). Este basculamiento hacia el NE a veces se manifiesta en los tramos de la falla de dirección NO-SE como un antiforme muy abierto definido por la estratificación en los depósitos aluviales rojos. El pliegue tiene un plano axial subvertical y su dirección también es NO-SE (Fig. 2).

Finalmente, otro rasgo estructural producido por la actividad de la falla de Padul es la geometría asimétrica de la cuenca extensional de Padul-Nigüelas. La asimetría de esta cuenca extensional es evidente tanto por la topografía, como por los movimientos verticales, batimetría y basculamiento de los sedimentos neógeno-cuaternarios que la rellenan. Los datos eléctrico-resistivos y los sondeos mecánicos realizados en el sector nororiental de la depresión (Domingo-García *et al.*, 1983), así como los datos gravimétricos, indican que el relleno de turba es asimétrico, con forma de abanico que se engruesa hacia el NE. Aunque en su borde occidental se localiza alguna falla normal de pequeño salto que buza hacia el NE, la principal falla activa del sector es la falla de Padul que se localiza en el borde oriental.

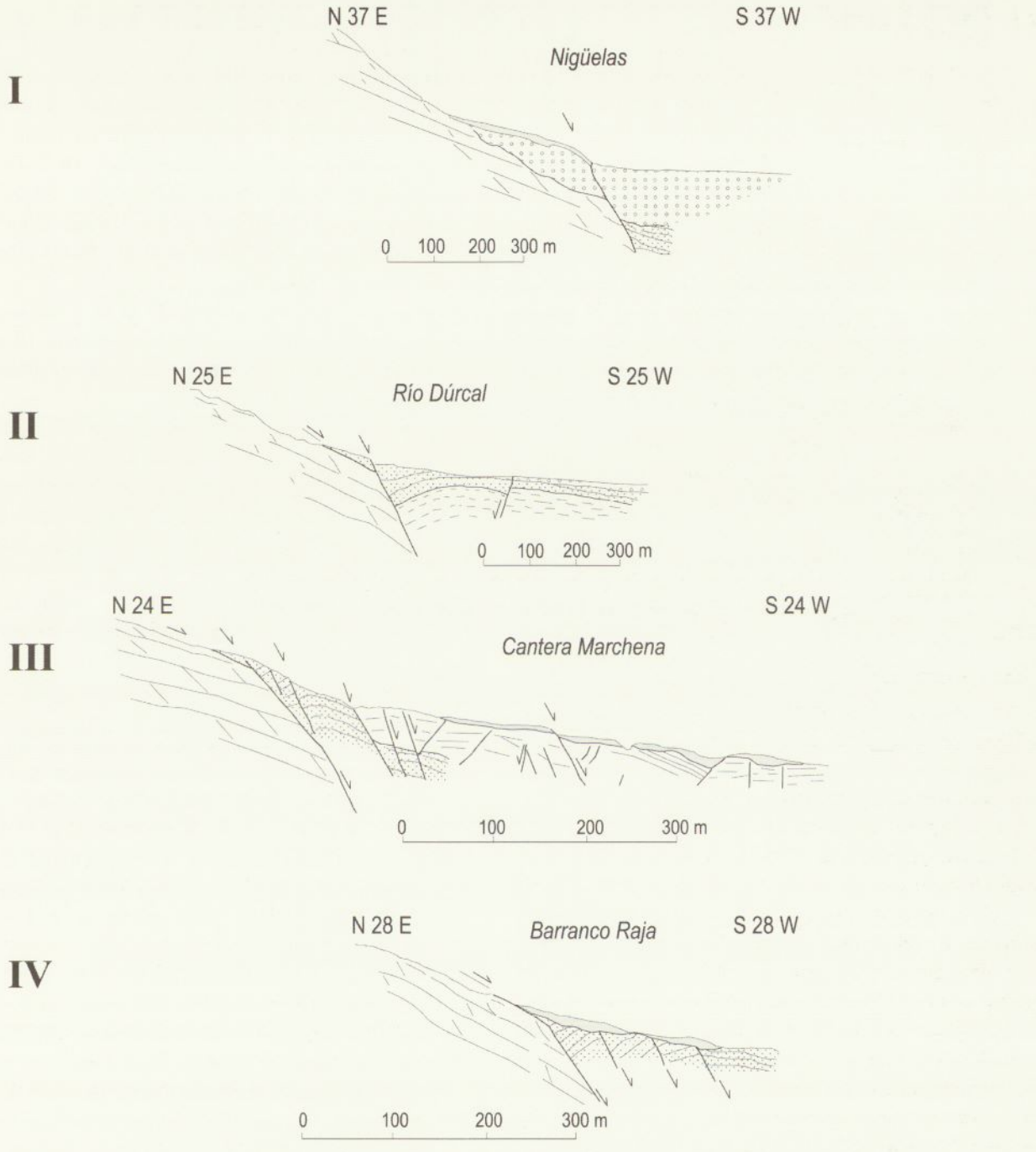


FIGURA 2: *Cortes geológicos detallados realizados a lo largo de la zona de falla de Padul. Estos cuatro cortes son un ejemplo de la gran heterogeneidad estructural de la zona de falla de Padul.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Durante el Cuaternario, el sector de la Cordillera Bética donde se sitúa la falla normal activa de Padul ha sufrido una extensión acompañada de una notoria rotación. Teniendo en cuenta que en la región los planos de falla de menor buzamiento tienen aproximadamente 20° y asumiendo un buzamiento estándar de 60° para fallas normales, se estima que la rotación durante el Cuaternario ha sido de al menos 40°. Esta rotación es responsable de: (1) la coexistencia de planos de falla de bajo buzamiento inactivos y planos de alto buzamiento activos. Los planos de falla, inicialmente de alto buzamiento, han rotado progresivamente hasta alcanzar valores críticos de buzamiento; a partir de entonces la deformación se ha acomodado a lo largo de nuevos planos de alto buzamiento y los antiguos planos inactivos han seguido rotando pasivamente pasando a tener buzamientos todavía menores. (2) la morfología del frente montañoso, caracterizada por segmentos planares cada vez menos pendientes conforme nos alejamos de la falla; cada uno de estos segmentos, separados por rupturas de pendiente, corresponde a antiguos planos de falla. (3) La presencia de escarpes de falla activos en sedimentos aluviales recientes. (4) el basculamiento hacia el NE de sedimentos aluviales, situados sobre los bloques de techo y muro de la falla. (5) la geometría asimétrica de la semifosa extensional de Padul-Nigüelas, por basculamiento hacia el NE del bloque de techo de la falla de Padul.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por los proyectos PB97-1267-C03 y PB96-1452-C03-01 de la Dirección General de Enseñanzas Superiores e Investigaciones Científicas y por el Grupo de Investigación RNM-0217 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Calvache, M.L., Viseras, C. y Fernández, J. (1997): Controls on fan development-evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain. Geomorphology, 21: 69-84.

Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M. y López-Ruiz, J. (1997): Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. Jour. Struct. Geol., 19, 2: 159-170.

Domingo-García, M., Fernández-Rubio, R., López, J.D. y González, C. (1983): Aportación al conocimiento de la Neotectónica de la Depresión de Padul (Granada). Tecniterrae, 53: 6-16.

Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques (Basins du Guadix-Baza et de Grenade). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 21: 23-34.

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F. y Torcal, F. (1999): Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. Tectonics, 18, 4: 686-702.

Keller, E.A., Sanz de Galdeano, C. y Chacón, J. (1996): Tectonic geomorphology and earthquake hazard of Sierra Nevada, Southern Spain. 1st Conferencia Internacional Sierra Nevada, 20-22 de marzo de 1996, Granada, 1: 201-218.

Lhénaff, R. (1965): Néotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada (province de Grenade, Espagne). Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. (2), vol. VII, 3: 205-207.

Riley, C. y Moore, J. McM. (1993): Digital elevation modelling in a study of the neotectonic geomorphology of the Sierra Nevada, southern Spain. Z. Geomorph. N.F., 94: 25-39.

Sanz de Galdeano, C. y López-Garrido, A.C. (1999): Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). Geomorphology, 30: 259-272.

Sanz de Galdeano, C. (1996): Neotectónica y tectónica activa en el sector de Padul-Dúrcal (Borde SW de Sierra Nevada, España). 1st Conferencia Internacional Sierra Nevada, 20-22 de marzo de 1996, Granada, 1: 219-231.

Criterios de inversión tectónica, ejemplos de la Cordillera de Domeyko (II Región de Antofagasta)

A. Amilibia[1], F. Sàbat[1], G. Chong[2], J.A. Muñoz[1], E. Roca[1] y B. Gelabert[3]

1 Universitat de Barcelona, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Zona Universitària de Pedralbes, Barcelona 08028, España. amilibia@geo.ub.es, sabat@geo.ub.es, josep@geo.ub.es, eduard@geo.ub.es
2 Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
3 Universitat de Les illes Balears, Dept. de Ciencies de la Terra, Palma de Mallorca, España.

ABSTRACT

Domeyko range is located in the Andean Precordillera in northern Chile. During Triassic the Pacific margin of Southwest Gondwana underwent a rifting that created several narrow and elongated basins oriented NW-SE. When subduction of Farallon plate beneath South American plate began, a back-arc basin developed in the area superimposed on the Triassic basin. Around early Cretaceous the extensional setting in the upper plate changed into a compresional one. During this stage Domeyko range was uplifted as a result of the inversion of previous extensional structures. The resulting thrust and folds structures involved both, the paleozoic basement and mesozoic cover.

Key words: *Central Andes, Triassic rifting, Inversion tectonics.*

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de Domeyko forma parte de la Precordillera del norte de Chile (II Región de Antofagasta) (Fig. 1), y esta constituida por un complejo sistema de pliegues y cabalgamientos de dirección N-S. Estas estructuras afectan a rocas del zócalo paleozoico, exhumándolas y deformando fuertemente su cobertera mesozoica. La Cordillera andina ha sido interpretada como una cordillera de subducción con convergencia oblicua. Esta oblicuidad ha sugerido interpretar estructuras paralelas a la fosa como fallas direccionales, el caso de la Falla de Atacama es un ejemplo. Utilizando este criterio regional, también se ha interpretado el levantamiento de la Precordillera de Domeyko como un sistema direccional resultado del régimen transpresivo.

El área de estudio estuvo sometida a un rifting durante el Triásico superior, que afectó gran parte de Sudamérica, resultado de la abertura del Atlántico (Tankard,1995). A las cuencas de orientación NW-SE resultantes se les sobrepuso la cuenca de tras-arco Jurásica relacionada con el inicio de la subducción de la placa de Farallon bajo la placa Sudamericana.

La formación del edificio de la Cordillera de Domeyko empieza en el Cretácico superior (Ladino, 1997), (Amilibia 1999). Poco antes la convergencia entre placas había cambiado de tener una oblicuidad sinistral a una dextral. Este cambio también coincidió con un incremento en la tasa de convergencia. Esto transformó la subducción de tipo B ("retreating subduction") en una de tipo A ("advancing subduction") según la terminología de Royden (1993); en este segundo caso la velocidad de convergencia es superior a la de subducción produciéndose acortamiento en la placa cabalgante. Este acortamiento sería el causante de la inversión de la Cuenca Triásico-Jurásica de Domeyko. A partir del Eoceno superior algunas de las fallas existentes en el área experimentan movimientos direccionales y normales.

ESTRATIGRAFÍA DE DOMEYKO

Rocas principalmente paleozoicas forman el basamento sobre el cual se depositaron los materiales de varias cuencas sobrepuestas. Esta evolución queda registrada en cinco unidades estratigráficas, cada una asociada a un contexto geodinámico particular (Fig. 2). Así definimos las siguientes unidades estratigráficas en la Cordillera de Domeyko:

1. Basamento paleozoico, formado por rocas volcánicas y volcanosedimentarias junto a una serie de cuerpos intrusivos asociados.
2. Materiales sin-rift y post-rift de la cuenca Triásica. Estas son rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico superior al Sinemuriense.
3. Materiales de la cuenca de tras-arco, constituidos por rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico inferior.
4. Materiales sin-inversión. Estos engloban rocas sedimentarias (Fm. Purilactis), vulcanosedimentarias e intrusivos sintectónicos (porfidos cupríferos).
5. Cobertera mioceno-cuaternaria. Son sedimentos aluviales con intercalaciones de rocas volcánicas.

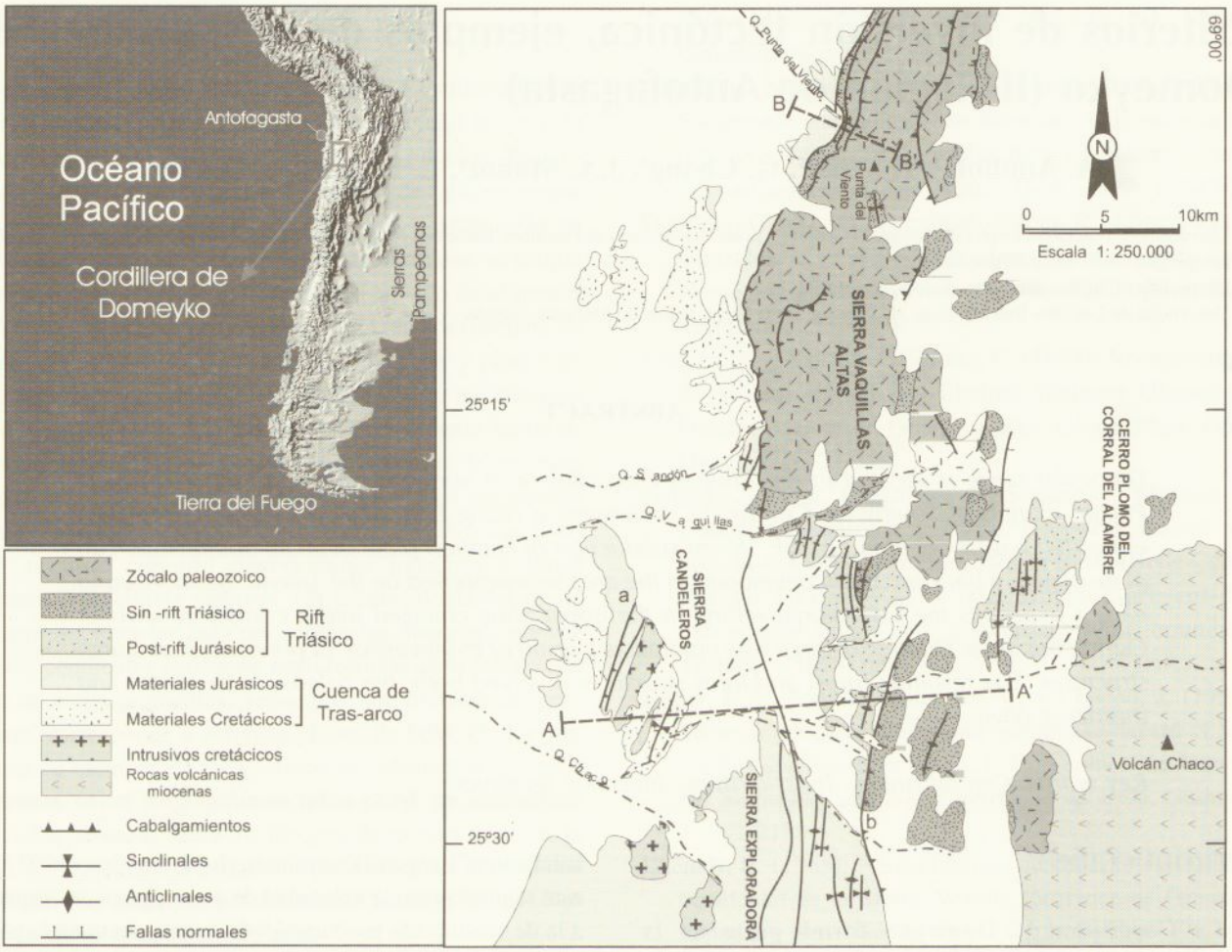


FIGURA 1: *Localización geográfica del área en estudio y mapa estructural de Sierra Vaquillas Altas y Sierra Candeleros. Los ejemplos de inversión presentados se sitúan sobre las transversales AA' y BB'.*

CRITERIOS DE INVERSIÓN TECTÓNICA

Se habla de inversión, cuando un área pasa de estar subsidiendo a estar elevándose respecto a un nivel de referencia indeformado o viceversa. Así se considera inversión positiva cuando se pasa de estar subsidiendo a elevarse. Diversos mecanismos pueden producir inversión (Gillcrist R. *et al.*, 1987). La compresión es uno de ellos, y permite que fallas normales preexistentes rejueguen como inversas, llegándose a exhumar la cuenca. Los criterios diagnósticos de inversión positiva son:

a) Una misma falla con desplazamiento normal e inverso.
b) Cambios de potencia en una misma unidad estratigráfica entre el bloque superior e inferior.

Además de estos criterios diagnósticos, existen una serie de morfologías así como relaciones estructurales que hacen pensar en la inversión tectónica. Son una serie de características comunes en la mayoría de los orógenos producidos por inversión de estructuras extensionales previas.

Estas características son: cabalgamientos fuera de secuencia, morfologías arqueadas de estos, "short-cuts" del bloque inferior de la falla invertida, estructuras de cobertera ("thin-skinned") deformadas posteriores por estructuras de zócalo ("thick-skinned"). También el cambio de vergencia longitudinal en las estructuras, la doble vergencia y el dominio de estructuras de plegamiento frente a las fallas inversas son característicos.

Haciendo uso de estos criterios y evidencias hemos interpretado estructuras observadas en la cordillera de Domeyko como estructuras de inversión tectónica. Aquí se exponen dos ejemplos puntuales, apoyados por características a mayor escala.

EJEMPLOS DE INVERSIÓN

En Quebrada Punta del Viento aflora el contacto entre el basamento paleozoico, en este caso formado por un intrusivo granodiorítico y estratos vulcanosedimentarios de la Fm. La Tabla (PTr), con los materiales de la cuenca Triásica. Los materiales sin-rift (Tr.Sup.) están constituidos por una unidad basal de rocas volcánicas, y una unidad sedimentaria compuesta por una gama de materiales detríticos que van de areniscas finas a conglomerados gruesos (Mckie, 1996) con algún nivel carbonatado intercalado.

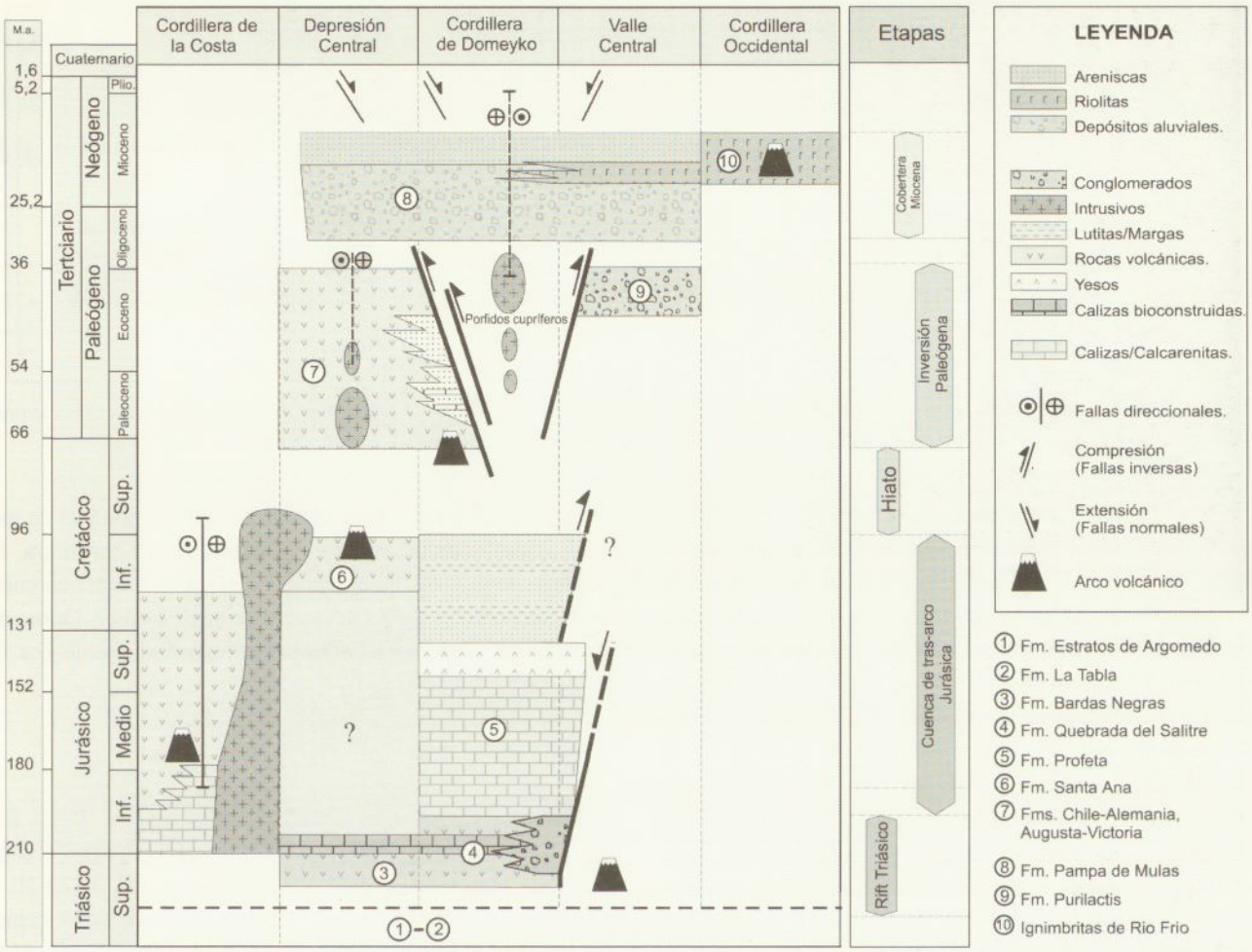


FIGURA 2: *Panel Cronoestratigráfico de la Cordillera de Domeyko. Están representadas las principales unidades y eventos tectónicos.*

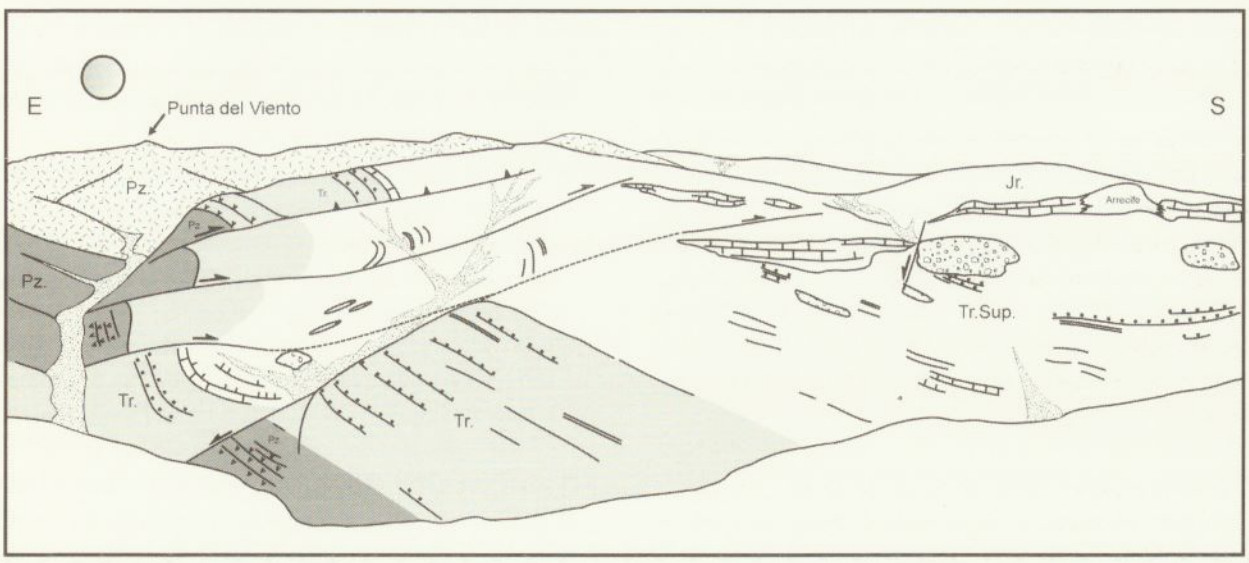


FIGURA 3: *Interpretación del afloramiento de Q. Punta del Viento. En éste se pueden ver las fallas con movimiento normal, que rejuegan inversamente durante la compresión. La panorámica E-S, corresponde a la transversal B-B' en la figura 1.*

Los sedimentos post-rift son calizas fosilíferas y bioconstruidas del Triásico superior, discordantes sobre los conglomerados triásicos. Al E de la Quebrada hay fallas normales preservadas, que en su parte superior presentan un desplazamiento inverso, poniendo en contacto los materiales más antiguos del bloque superior de la falla con más modernos en el inferior (Fig. 3). Este sería un criterio diagnóstico de inversión tectónica.

En los afloramientos de Quebrada Vaquillas y Chaco (Transversal A-A' en Fig. 1), diversas observaciones hacen

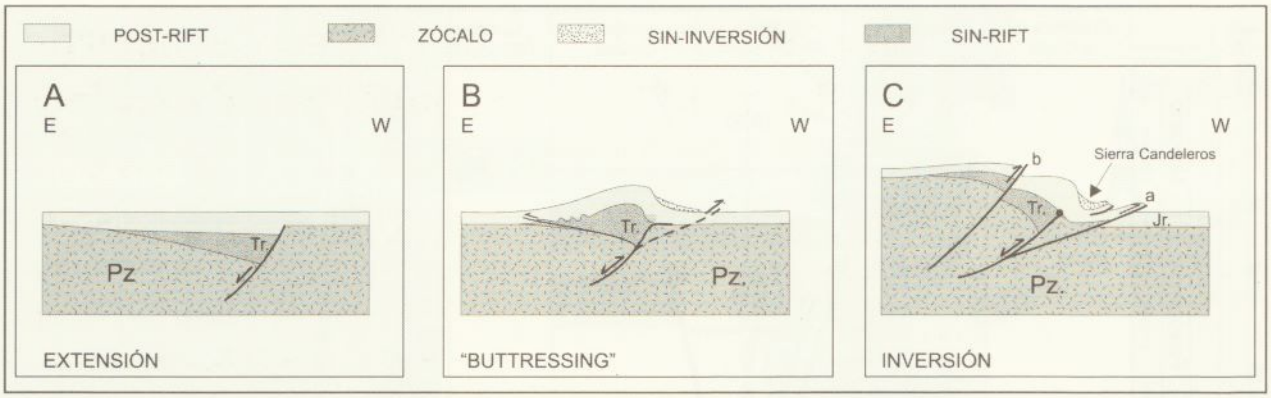


FIGURA 4: *Modelo evolutivo propuesto para la transversal A-A', a lo largo de la Q. Chaco. El modelo muestra como la estructura expuesta en Chaco puede resolverse mediante la inversión de una falla normal del rifting Triásico.*

pensar en la inversión como causa de la estructura en esta transversal. En la zona más oriental del corte de Q. Vaquillas afloran rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Triásico, sobre las cuales aparece de nuevo un nivel carbonatado discordante, interpretado como la unidad post-rift de la cuenca Triásica. Ambas unidades se ven afectadas por pliegues y cabalgamientos superficiales a la vez que se observan fallas normales preservadas. Hacia el oeste estas estructuras desaparecen y aparece un gran flanco buzando hacia el oeste. Paralelamente en la Q. Chaco este flanco está cabalgado por sedimentos triásicos. Este flanco se extiende hasta la Sierra de Candeleros donde esta formado por sedimentos detríticos del Cretácico inferior; éstos en su parte frontal describen un sinclinal con vergencia oeste.

Hacia el N, el flanco está cortado por un cabalgamiento de rocas del basamento paleozoico dirigido hacia el W. Este cabalgamiento corta estructuras de cobertera previas.

Además se puede observar un cambio de vergencia a lo largo de la estructura, así cuando nos desplazamos hacia el S, los cabalgamientos y pliegues son vergentes al E (Fig. 1).

Todas estas observaciones a mayor escala que en el ejemplo anterior: estructuras de plegamiento de distintas escala, estructuras de cobertera "thin-skin" afectadas por estructuras de basamento "thick-skin", así como la doble vergencia en la misma transversal, o cambio de vergencia longitudinal hacen pensar en un la inversión de estructuras previas como controlador de la morfología resultante (Fig. 4).

CONCLUSIONES

Junto a los ejemplos anteriores, la doble vergencia en la transversal (Fig. 1) así como el cambio de vergencia a lo largo de la cordillera, son criterios suficientes para pensar en la inversión tectónica, siendo esta una idea propuesta con anterioridad en otras zonas de Domeyko por diversos autores, Mopodozis (1997), Tomilson (1997), Muñoz N. (1997), Olson (1989). Resumiendo, pensamos que la inversión e interacción con estructuras extensivas preexistentes durante la fase compresiva, así como una posible oblicuidad entre estas dos fases son los controladores de la morfología estructural de Domeyko, y posibles causantes de movimientos direccionales y rotaciones en la cordillera. La oblicuidad en la convergencia es un factor a tener en cuenta, sin embargo no es suficiente para definir Domeyko como una estructura controlada mayoritariamente por fallas direccionales.

REFERENCIAS

Amilibia, A., Sábat, F., Chong, G., Muñoz, J.A., Roca, E. y Rodríguez, A. (1999): Evolution of Domeyko Range, Northern Chile, 4th ISAG (Germany), vol. 1: 25-29.

Cornejo, P. y Mopodozis, C. (1996): Geología de la Región de Sierra Exploradora (25°-26°S): Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe registrado IR 96-09, Santiago, 330 p.

Gillcrist, R., Coward, M. y Mugnier, J.L. (1987): Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps, Geodinamica Acta (Paris), vol. 1(1): 5-34.

Ladino, M., Tomlinson, A. y Blanco, N. (1997): Nuevos antecedentes para la edad de la deformación Cretácica en sierra del Moreno, II Región de Antofagasta-Norte de Chile. En: VIII Congreso geológico Chileno, Antofagasta, Chile, Vol. 1: 103-107.

McKie, F.J.L. (1996): The initiation and development of the early Mesozoic basin of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (24°50'-25°50'). Ph.D Thesis, University of Birmingham, United Kingdom. 262 p.

Olson, S.F. (1989): The stratigraphic and structural setting of the Potrerillos Porphyry Copper district, northern Chile, Revista geológica de Chile nº 16(1): 3-29.

Tankard, A.J. et al. (1995): Structural and Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic, En: A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (eds.), Petroleum Basins of South america: AAPG Memoir 62: 5-52.

Royden, L.H. (1993): The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries, Tectonics, Vol. 12(2): 303-325.

Aplicación del análisis de curvaturas al estudio de superficies fracturadas: un ejemplo de fallas de pequeña escala en la FM. Barrios (Asturias)

S. Arcos-Fernández[1], G. Gutiérrez-Alonso[2] y G. Santos[3]

1 Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Crta. Palos de la Frontera s/n. 21819 Palos de la Frontera, Huelva. saleta@uhu.es
2 Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca. gabi@usal.es
3 Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría, Escuela Politécnica Superior de Ávila, C/ Santo Tomás s/n, Ávila. gsd@usal.es

ABSTRACT

Curvature analysis is one of the most used technique in failure analysis and its relationships with the geometry of the fractured surface. This technique allows to quantify the geometry of a folded surface based on its topography.
In this study we made the curvature mapping of a quartzite layer which hosts two fault arrays, all the fractures being of centimetric to metric scale. Both fault spatial distribution and the curvature of the surfaces are different. One of the groups is located in a isometrically folded surface whilst the other is found in a basin-shaped folded surface. Therefore, differences in curvature values, which characterize each array, could influence fault distribution and the evolutive model of each fault group.

Key words: *curvature, surface topography, faults, isometric fold.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de curvatura es una técnica de reciente aplicación en geología estructural, que permite establecer una relación entre el tipo de fracturación que se observa en una superficie y la geometría de la misma (Lisle, 1992, 1994; Lisle y Robinson, 1995). La curvatura Gaussiana (K) en un punto se define como el producto de las curvaturas principales (k_1 y k_2), es decir, de los valores extremos de curvatura medidos según dos líneas perpendiculares que pasan por dicho punto. Los valores de curvatura se obtienen por distintos mecanismos (Lisle, 1994) partiendo de la topografía de cada superficie, existiendo una correspondencia clara entre los mecanismos de plegamiento y la distribución y magnitud de los valores de curvatura. Se hace posible de este modo diferenciar entre los pliegues isométricos, que se generan por rotación de los flancos y no conllevan deformación interna de los mismos, y los pliegues generados por otros mecanismos que dan lugar a superficies con geometría no cilíndrica. Mientras los primeros presentan al menos una curvatura principal nula, los segundos están caracterizados por una doble curvatura y por tanto un valor de K distinto de cero.

La mayoría de los autores que utilizan esta técnica asignan a las superficies densamente fracturadas unos valores altos (o bajos) de curvatura, consideración especialmente importante en el campo de los recursos naturales y concretamente de la explotación petrolífera (Steward y Podolski, 1998; Murray, 1968; Antonellini y Aydin, 1995).

METODOLOGÍA

El afloramiento estudiado se sitúa en el extremo más occidental de la Zona Cantábrica, dentro de la unidad conocida como Región de Pliegues y Mantos, en las cercanías del Antiforme del Narcea. Concretamente se localiza en el flanco occidental del Sinclinal de Villazón-Reigada, que forma parte de una de las escamas principales del Manto de Somiedo.

En este trabajo se aplicó la técnica del análisis de curvaturas al techo de una capa de cuarcita en la que se localizan dos conjuntos de fallas de escala centimétrica a métrica con desplazamientos milimétricos a centimétricos. Estos dos grupos, denominados A y B respectivamente, están separados uno del otro aproximadamente 50 cm y presentan unas características diferenciadoras de un grupo a otro: (1) En el grupo A las fracturas se disponen según una única orientación y se distribuyen homogéneamente; pensamos que este conjunto evoluciona a partir de la coalescencia lateral de fallas. (2) En el grupo B, por el contrario, las fallas se orientan en dos direcciones y se reparten de modo más heterogéneo; interpretamos que su crecimiento está marcado por la transferencia de desplazamientos de las fallas

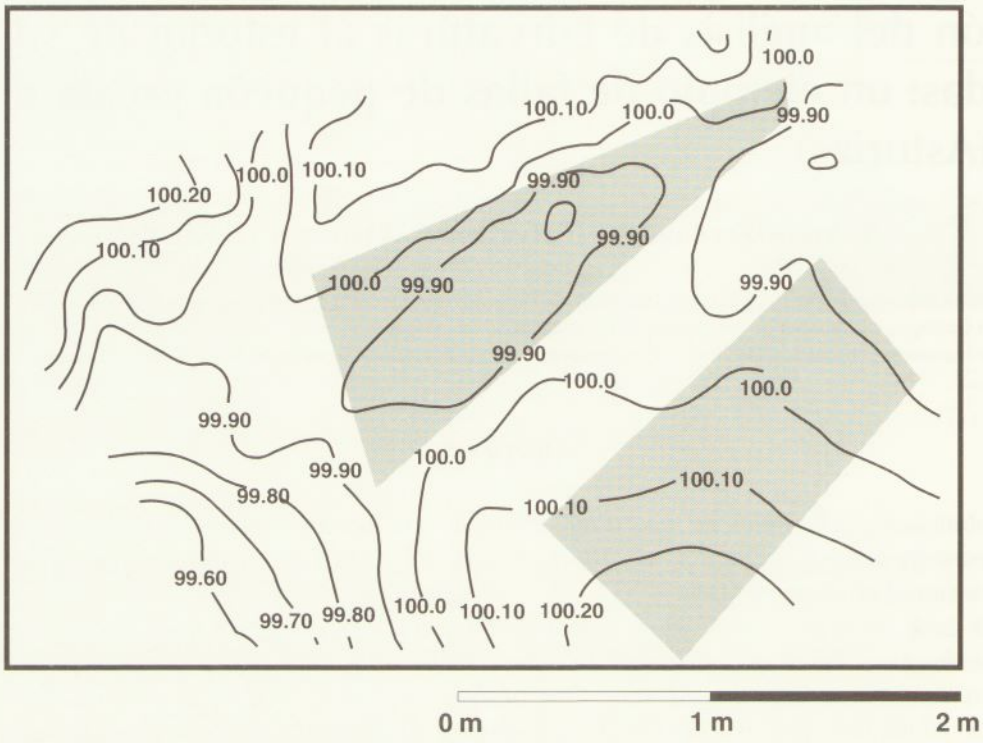


FIGURA 1: *Mapa topográfico del techo de la capa de cuarcita estudiada. El valor de z está ampliado en un orden de magnitud para exagerar los desniveles. Se señalan con un sombreado la situación de los grupos A, en la parte inferior, y B, en la parte superior.*

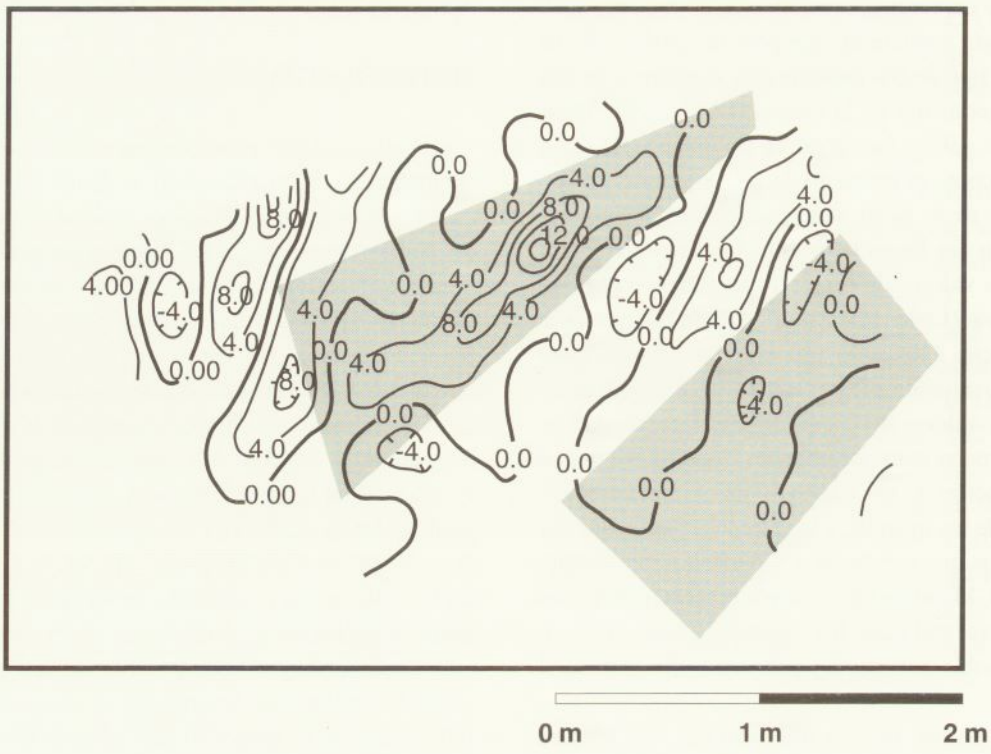


FIGURA 2: *Mapa de curvatura de la capa de cuarcita. Se indica con un sombreado la situación de los grupos A, en la parte inferior, y B, en la parte superior.*

dispuestas según una orientación a otras, de mayor tamaño, dispuestas oblícuamente a las primeras.

Se procedió a la realización de la topografía detallada de la capa de cuarcita, utilizando una estación total y cinta métrica. Se abatió la superficie a la horizontal para evitar valores erróneos de curvatura relacionados con la inclinación general de la superficie estudiada (Fig. 1). A partir de dicha topografía se obtuvo el mapa de curvaturas, en el que se localizó cada uno de los grupos de fallas, sombreados en la figura 2. En la zona en que se encuentra el grupo B, las isolíneas son cerradas y los valores de curvatura positivos, aumentando desde una curvatura nula en la periferia del grupo a un valor superior a 16 en el centro del mismo. Estas características corresponden a una superficie plegada en forma de cubeta. En la zona en que se encuentra el grupo A las isolíneas no presentan morfologías cerrada ni gradientes acusados y la curvatura es en casi toda la extensión del núcleo igual a cero, aunque en zonas concretas el valor llega a -4. Las características de esta zona son las propias de una superficie plegada isométricamente o incluso de una superficie que no registra pliegue alguno. Entre los dos grupos de fallas se localiza una región en la que la curvatura apenas varía, oscilando entre valores de 4 y -4.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La principal diferencia entre los grupos de fallas reside en la morfología y orientación de las fracturas que los componen, que a su vez condicionan la evolución de cada uno de los conjuntos. Mientras que el comportamiento del grupo A puede considerarse similar al de una fractura aislada, el grupo B evoluciona como una superposición de varias fracturas de morfología indeterminada. Las diferencias en la morfología de la superficie en que se aloja cada grupo, evidenciadas en el análisis de curvatura, pueden ser las responsables de las orientaciones de las fallas y por consiguiente de sus modelos evolutivos.

Las diferencias de curvatura entre A y B no parecen estar asociadas a la densidad de fracturación en cada grupo. Por tanto, la afirmación de que valores altos de curvatura corresponden a superficies densamente falladas no es evidente a partir de los datos obtenidos en este afloramiento.

REFERENCIAS

Antonellini, M. y Aydin, A. (1995): Effect of faulting on fluid flow porous sandstones: geometry and spacial distributions. AAPG Bulletin 79: 642-671.

Lisle, R.J. (1992): Constant bed-lenght folding: three dimensional geometrical implications. Jour. Structural Geology 14: 245-252.

Lisle, R.J. (1994): Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis. AAPG Bulletin 78: 1811-1819.

Lisle, R.J. y Robinson, J.M. (1995): The Mohr circle for curvature and its application to fold description. Jour. Structural Geology 17: 739-750.

Murray, G.H. (1968): Quantitative fracture study - Sanish Pool, McKenzie County, North Dakota. AAPG Bulletin 52: 57-65.

Stewart, S.A. y Podolski, R. (1998): Curvature analysis of gridded geological surfaces. En: "Structural Geology in Reservoir Characterization", Coward, M.P., Dalbatan, T.S. y Johnson, H. eds. Geological Society, London, Special Publications, 127: 133-147.

Un nuevo método de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas sin estrías

L.E. Arlegui[1,2], R.J. Lisle[1] y T. Orife[1]

1 Laboratory for Strain Analysis, Dept. Earth Sciences, Cardiff University, CF1 3YE, Cardiff, UK.
2 Depto. Geología, Universidad de Zaragoza, Plaza San Francisco, s.n., 50009-Zaragoza, Spain.

ABSTRACT

In numerous cases, the use of standard methods of palaeostress inversion from fault-slip data is prevented by the absence of slickenlines on the fault surfaces; structures that are necessary for determining the direction of slip on the fault. In such instances, the offset along the fault of planar markers, such as beds, often allows the sense of dip separation (normal or reverse) to be observed. Where such displaced markers are horizontal, it can be readily demonstrated that the sense of the dip-slip component of net slip is the same as the sense of dip separation.
Ways are explored for characterising the stress tensor from data consisting of the orientations of a collection of faults, each of known dip-slip sense (normal or reverse). Based on the properties of the stress quadric, the relationship between dip-slip sense, fault plane orientation and the stress tensor is discovered. The relationship forms the basis of a grid-search method of stress inversion, in which a large number of stress tensors differing in orientation and shape are systematically considered. Those tensors that best explain the senses of offset on the observed faults are potential solutions to the palaeostress problem. Examples of the different applications of the new stress inversion method are described, including the analysis of fault data from boreholes.

Key words: *stress, inversion methods, faults.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de esfuerzos a partir de poblaciones de fallas estriadas es una técnica bien conocida y que incluye una multitud de diferentes métodos. En ocasiones no es posible efectuar el estudio con los métodos clásicos debido a la carencia de datos sobre la estriación de los planos de falla, un dato vital en la mayoría de los métodos. El efecto de la erosión borrando estas tenues marcas, el que la falla afecte a rocas de litología poco favorable para su preservación, o el estudio de fallas detectadas por métodos geofísicos, son todos casos en los que el investigador se enfrenta a la imposibilidad de emplear los métodos de inversión más conocidos.

En este trabajo presentamos un método de análisis que permite acometer el estudio de los paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas sin estrías, de las que se conoce la orientación y el sentido de desplazamiento (por ejemplo, normal o inversa) de la falla.

ESFUERZOS Y SENTIDO DE DESPLAZAMIENTO

El sentido del desplazamiento de una falla puede predecirse a partir de un tensor de esfuerzos dado asumiendo que el deslizamiento se produce paralelo a la componente de cizalla del vector esfuerzo ***E*** actuando sobre ese plano (una hipótesis de partida común a la mayoría de los métodos de análisis). La relación geométrica entre E y la dirección normal al plano de falla se plasma en la representación cuadrática del tensor de esfuerzo (Durelli *et al.*, 1958, p. 68). La superficie cuadrática (Fig. 1a) viene representada por la ecuación

$$\sigma_1 x^2 + \sigma_2 y^2 + \sigma_3 z^1 = \pm 1 \qquad (1)$$

y corresponde a un elipsoide en el que los valores de los esfuerzos principales son positivos. Los ejes principales de este elipsoide son paralelos a los ejes principales de esfuerzo y tienen longitudes iguales a

$$1/\sqrt{\sigma_3} \geq 1/\sqrt{\sigma_2} \geq 1/\sqrt{\sigma_1}$$

La longitud de un radio (**R**) del elipsoide viene dada por:

$$R = 1/\sqrt{\sigma_n} \qquad (2)$$

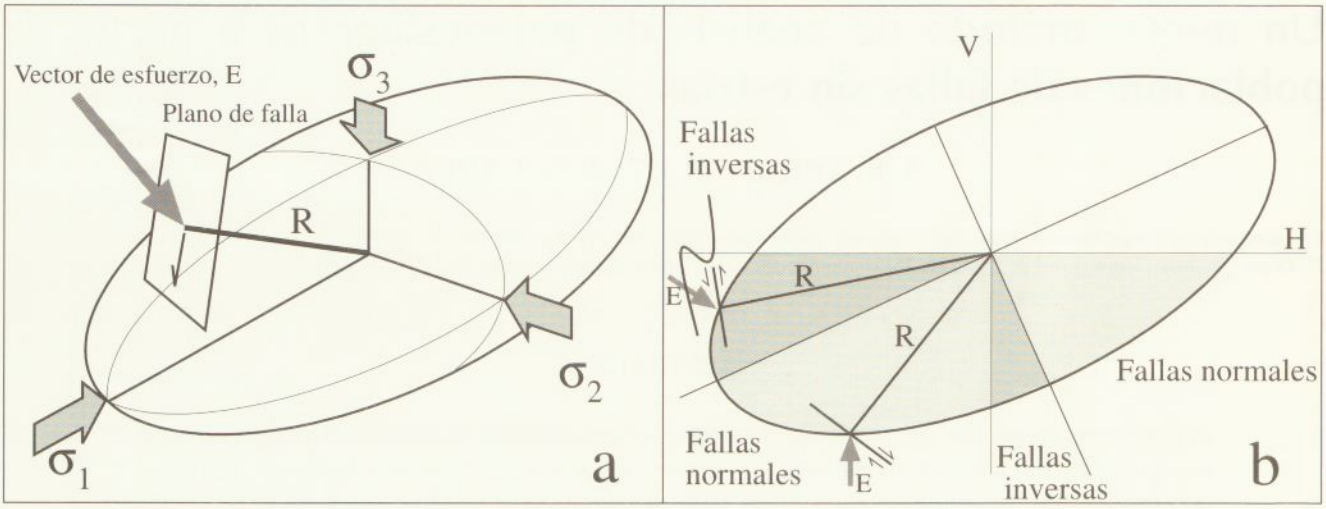


FIGURA 1: *a) Relación entre la orientación de un plano de falla y el vector de esfuerzo que actúa sobre él. Un radio del elipsoide paralelo a la normal del plano de falla determina un punto en la superficie del elipsoide. La normal a la superficie del elipsoide trazada en ese punto es paralela al vector de esfuerzo. b) El diagrama representa una sección vertical através de la representación cuadrática del esfuerzo. En la sección tenemos dos planos de falla cuyas normales están contenidas en el plano de la misma. Las flechas perpendiculares a la elipse (en gris) son la proyección del vector de esfuerzo sobre esta sección. La componente de cizalla de este vector sobre el plano de falla determina el sentido de movimiento, normal o inversa, de la falla. El cambio en el sentido de movimiento corresponde a fallas cuyas normales son horizontales, verticales o paralelas a los ejes principales de la sección elíptica de la cuadrática.*

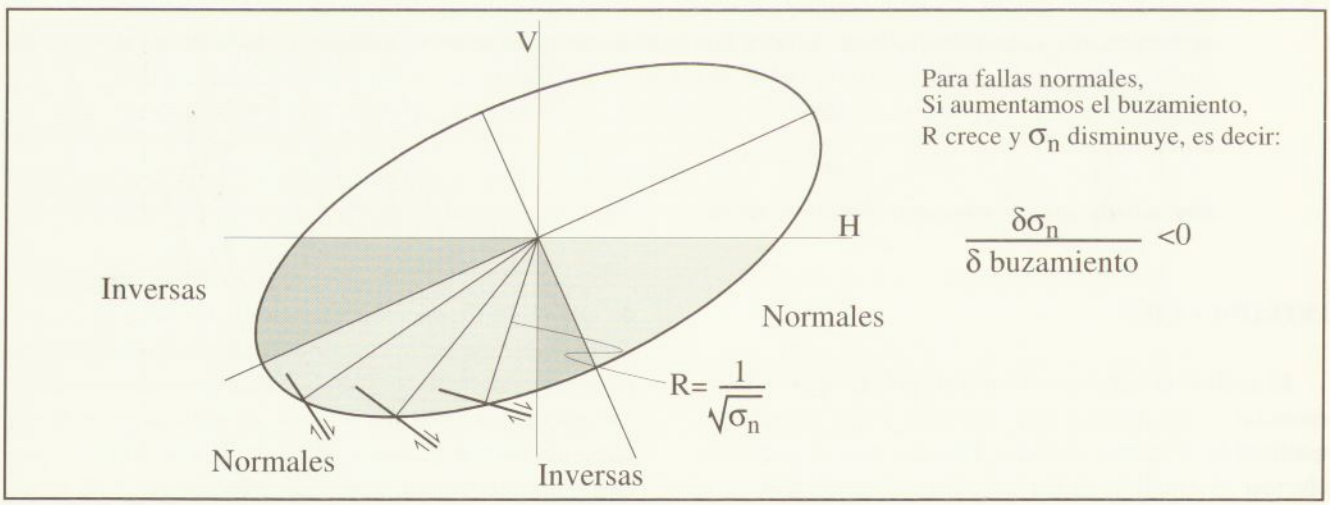


FIGURA 2: *Relación entre el sentido de movimiento de la falla y la variación del esfuerzo normal con el buzamiento de la falla. Para fallas normales, la longitud del radio R crece (por tanto la magnitud del esfuerzo normal sobre ese plano disminuye) al ganar buzamiento el plano, es decir:* $\delta\sigma_n/\delta$ *buzamiento* < 0. *Para fallas inversas:* $\delta\sigma_n/\delta$ *buzamiento* > 0.

donde σ_n es la magnitud del esfuerzo normal actuando sobre un plano cuya normal es paralela al radio. Esta relación geométrica es útil al considerar el tema del sentido de movimiento, dado que incluye la relación angular entre la normal de un plano dado, *n*, y la dirección del vector de esfuerzo, *E*, asociado (Fig. 1). Para encontrar la dirección de *E* correspondiente a una dirección determinada de *n*, basta con dibujar un radio paralelo a *n*, la normal a la superficie del elipsoide, dibujada en el punto en el que el radio la toca, es paralelo a *E* (Fig. 1b).

La figura 2 muestra una sección a través la cuadrática de esfuerzos para un tensor particular. Los radios de la elipse representan las normales a familias de planos de dirección común perpendicular al plano de la sección. Esta propiedad permite encontrar el vector de esfuerzo para cualquier plano perteneciente a esa familia. En tres dimensiones, el vector de esfuerzo asociado con esa familia de planos generalmente no está contenido en el plano de la sección vertical, pero la figura 2 muestra su proyección sobre el mismo, siendo esto suficiente para determinar el sentido de la componente según buzamiento de E. El sentido de desplazamiento esta relacionado con la variación de R con respecto al buzamiento, δ, de la falla:

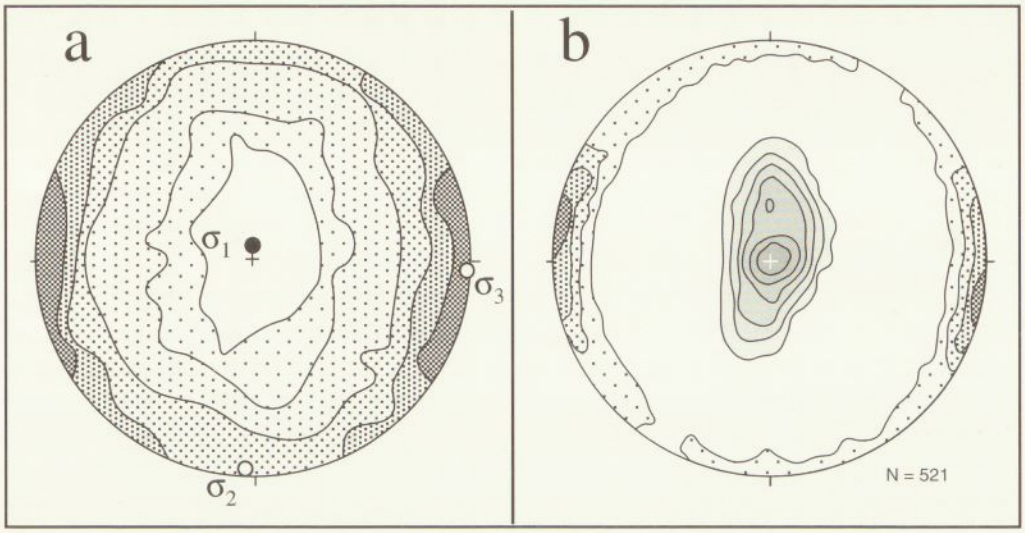


FIGURA 3: *a) Resultados del análisis de la estación Gelsa-02 (Arlegui, 1996; Arlegui y Simón, 1998). En el estereograma están representados los resultados del método de los Diedros Rectos, en punteado, y las direcciones de esfuerzo obtenidas con el método de Etchecopar y el Diagrama y-R. b) Análisis de la misma estación efectuado con el nuevo método después de eliminar la información correspondiente a las estrías. En punteado se muestra la densidad de las 521 posibles soluciones obtenidas para σ_3; en grises las obtenidas para σ_1.*

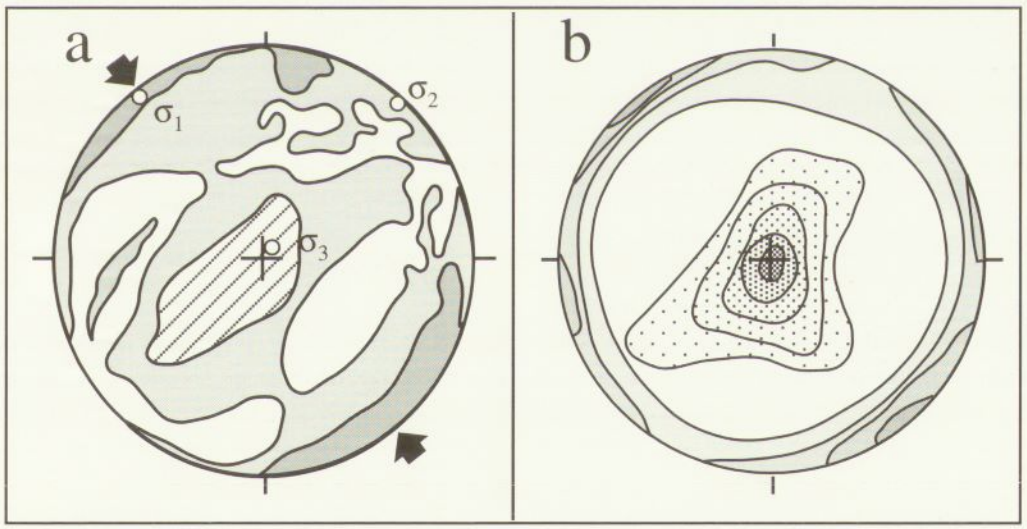


FIGURA 4: *a) Resultados obtenidos por Lallemant* et al. *(1993) para el testigo 14R (site 808; ODP Leg 131) en el prisma de acreción del surco de Nankai. En grises la compatibilidad con σ_1 según el método de los Diedros Rectos, en rayado, la compatibilidad con σ_3. Los resultados puntuales fueron obtenidos con un método basado en la ecuación de Bott. b) Resultados obtenidos con el nuevo método, una vez eliminada la estriación de las fallas. En gris, la densidad de soluciones (13277 posibles soluciones) obtenidas para σ_1; en punteado, la correspondiente a σ_3.*

Para fallas normales, según la figura 2 se deduce:

$$\frac{\partial R}{\partial \delta} > 0$$

y por tanto, según (2),

$$\frac{\partial \sigma_n}{\partial \delta} < 0 \qquad (3)$$

De forma análoga, para fallas inversas obtenemos

$$\frac{\partial \sigma_n}{\partial \delta} < 0 \qquad (4)$$

En una situación en la que se conoce el tensor de esfuerzos y la orientación del plano de falla, la determinación del sentido de movimiento se hace como sigue: primero, se calcula la magnitud del esfuerzo normal σ_n en el plano de falla con la ecuación clásica de Jaeger (1962, p. 15).

$$\sigma_n = l^2\sigma_1 + m^2\sigma_2 + n^2\sigma_3 \qquad (5)$$

donde l, m, n son los cosenos directores de la normal, n, al plano de falla. A continuación se determina el esfuerzo normal para un plano de la misma orientación, pero de

buzamiento ligeramente mayor. Si este plano auxiliar presenta un esfuerzo normal menor (menos compresivo) que la falla, entonces, según (3) el sentido de movimiento es normal. Por otra parte, si la magnitud del esfuerzo normal en el plano auxiliar es mayor, entonces el sentido de movimiento es inverso, según (4).

APLICACIÓN AL ANÁLISIS DE FALLAS SIN ESTRÍAS

El método propuesto consiste en realizar una búsqueda sistemática de los tensores de esfuerzo compatibles con una conjunto de datos dado, es decir las fallas y sus sentidos de movimiento observados en el campo. Para cada tensor que se prueba, se puede determinar el sentido de movimiento que tendría cada falla y compararlo con el que realmente tiene. Los tensores que predicen el sentido de movimiento correcto para todas las fallas (o un porcentaje preestablecido) se guardan en un fichero de resultados. Tal y como describíamos anteriormente, la determinación del sentido de movimiento se realiza basculando cada plano de falla ligeramente y comparando el nuevo valor del esfuerzo normal con el computado para la falla real. El método comprueba varios miles de posibles tensores que van variando de forma sistemática sus valores de orientación y relación de esfuerzos. Es decir, el proceso consiste en una búsqueda de tipo «grid» en la cual las variables definiendo el tensor cambian de forma sistemática. Esto se realiza mediante el uso de un programa en Quick Basic (Sens.bas) que se describirá en un artículo futuro (Lisle *et al.*, in prep).

El método se ha aplicado tanto a datos artificiales como naturales para comprobar la validez de sus resultados. Los datos artificiales se generaron mediante la ecuación de Bott a partir de un tensor conocido y los resultados obtenidos con el nuevo método fueron excelentes. Los datos naturales usados corresponden a estudios de campo en la Cuenca del Ebro (Arlegui, 1996, Arlegui y Simón, 1998) y de fallas medidas en sondeos (Lallemant *et al.*, 1993) en ambos casos, los conjuntos de datos habían sido analizados previamente usando métodos convencionales. Tanto en el caso de los datos artificiales como en el de los naturales se eliminó la información relacionada con la estriación antes de someterla al nuevo método, y los resultados obtenidos se compraron con los resultados de los métodos convencionales analizando las fallas «completas».

A continuación describiremos varios ejemplos de los resultados de esta comparación, concretamente los correspondientes a una de las estaciones de la Cuenca del Ebro que se consideraron en esta evaluación del método (estación Gelsa-02, Fig. 3) y de una de las poblaciones de fallas (Fig. 4) descritas por Lallemant *et al.* (1993). La estación Gelsa-02, compuesta por 20 fallas normales estriadas fue analizada originalmente mediante el uso conjunto del método de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977), el Diagrama y-R (Simón, 1986) y el método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1983), en la figura 3a vemos el resultado de este análisis, mientras que en la figura 3b vemos el resultado obtenido con el nuevo método una vez descartada la información de la estriación (curvas de densidad de las soluciones). La solución modal del nuevo método coincide plenamente con los resultados previos. No sólo el método determinó correctamente esta solución, sino que podemos ver que la forma de las curvas de densidad es muy similar a las curvas solución del Diedros Rectos, y con un rango de soluciones comparable. En el segundo ejemplo presentado (Fig. 4), se trata de 8 fallas inversas medidas en testigos de sondeo obtenidos en el prisma de acreción del surco de Nankai. Los autores (Lallemant *et al.*, 1993) descartaron las fracturas inducidas por la propia perforación y efectuaron una reorientación de los testigos. Las fallas fueron analizadas con un método (Angelier, 1984) basado en la ecuación de Bott (1951) y con el método de los Diedros Rectos (Angelier y Mechler, 1977). De nuevo podemos ver la correcta orientación de la solución modal obtenida con el nuevo método sin usar la información contenida en las estrías. El rango de soluciones posibles obtenidas (Fig. 4b) es mayor que en las soluciones obtenidas con los métodos convencionales (Fig. 4a), pero no debemos olvidar que el método parte de una menor cantidad de información útil, ya que se elimina la contenida en las estrías de falla, indispensables en los métodos tradicionales citados.

CONCLUSIONES

Con la ayuda de esta nueva técnica se pueden analizar poblaciones de fallas de las que no se posee datos sobre la estriación, aplicable con facilidad en aquellos casos en los que existen marcadores horizontales que determinen el sentido de movimiento de las fallas.

Comparado con los métodos tradicionales, que requieren conocimiento de la estriación, este método proporciona un rango más amplio de soluciones, esto es de esperar dado que se parte de datos que contienen menos información y por tanto son menos útiles a priori para determinar los paleoesfuerzos implicados. Sin embargo, la aproximación usada por el método hace un uso muy eficaz de los datos disponibles y proporciona resultados satisfactorios y al menos comparables a algunos de los métodos que usan una mayor cantidad de información, como el método de los Diedros Rectos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer las discusiones y sugerencias de Norman Fry y Chris MacLeod, así como a las siguientes instituciones: Ministerio de Educación y Cultura, Programa de Perfeccionamiento de Doctores (LA); Amerada Hess Ltd, Shell Research (SIEP-RTS) y CVCP-Overseas Research Scholarship (TO).

REFERENCIAS

Angelier, J., y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. Fr. (7) 19: 1309-1318.

Arlegui, L.E. (1996): Diaclasas, fallas y campos de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro. Tesis Doct. Universidad de Zaragoza, 308 p. y anexos.

Arlegui, L.E., y Simón, J.L. (1998): Reliability of palaeostress analysis from fault striations in near multidirectional extension stress fields. Example from the Ebro Basin, Spain. J. Struct. Geol., 20(7): 827-840.

Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag., 96: 109-117.

Durelli, A.J., Phillips, E.A. y Tsao, C.H. (1958): Introduction to the Theoretical and Experimental Analysis of Stress and Strain. McGraw-Hill, New York.

Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol., 3: 51-65.

Jaeger, J.C. (1962): Elasticity, Fracture and Flow. Methuen

Lallemant, S.J., Byrne, T., Maltman, A., Karig, D. y Henry, P. (1993): Stress tensors at the toe of the Nankai accretionary prism: an application of inverse methods to slickenlined faults. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 131: 103-123.

Simón, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). Tectonophysics, 124: 37-53.

Desarrollo de zonas de cizalla conjugadas por deformación coaxial de materiales analógicos anisótropos

J. Carreras[1], E. Druguet[2] y A. Griera[1]

1 Dpto. de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona 08193 Bellaterra, España.
2 Institut für Geowissenschaften, Johannes-Gutenberg Universität, 55099 Mainz, RFA.

ABSTRACT

Experimental deformation of mechanically anisotropic rock analogues leads to the development of banded instabilities. The model material consists on plasticine and the anisotropy is created by the preferred orientation of paper-flakes. Under a coaxial shortening orthogonal to the anisotropy, two sets of conjugate shear zones form symmetrically at about 45° with regard to the maximum shortening direction. The nucleation and growth of the firsts perturbations leads to a softening evidenced followed by a sudden drop in stress. Progression of the deformation bands occurs in a sequential way. The analysis of the evolution of strain distribution reveals the existence of a complex strain pattern involving deviation from the simple shear model and a slight internal deformation of the less deformed lozenges.

Key words: *shear zones, analogue modelling, mechanical anisotropy, coaxial strain.*

INTRODUCCIÓN

El desarrollo de zonas de cizalla dúctiles por lo general es analizado bajo la óptica de la teoría de fractura. Sin embargo, tanto en la naturaleza como en experimentación existen muchas inestabilidades de plegamiento que adoptan geometrías propias de las zonas de cizalla. En general se observa que cuando materiales mecánicamente anisótropos son sometidos a un acortamiento transversal a la foliación, éstos pueden desarrollar estructuras del tipo *kink bands* normales o crenulaciones extensionales (ver Price y Cosgrove 1990 para una discusión detallada). En los experimentos de Cobbold *et al.* (1971), de Kidan y Cosgrove (1996) y Williams y Price (1990) se evidencia la nucleación de estructuras cuya geometría responde plenamente al concepto de zona de cizalla utilizado por Ramsay (1980).

Con objeto de profundizar en el conocimiento de este tipo de estructuras, se ha previsto desarrollar una serie de ensayos de deformación analógica, en donde se nucleen bandas de deformación cuyas características se sitúen en el campo de solapamiento entre las estructuras comúnmente analizadas en términos de fracturas con el que corresponde a las inestabilidades de plegamiento. La serie de ensayos de deformación con materiales anisótropos se ha iniciado con aquellas situaciones consideradas más simples. En en este trabajo se presentan los primeros resultados y que corresponden a ensayos de acortamiento coaxial ortogonal a la anisotropía. El aparato de deformación utilizado es el prototipo existente en el Dpto. de Geología de la UAB que permite aplicar deformaciones confinadas a materiales artificiales bajo vorticidad variable. El material utilizado son plastilinas (de la marca JOVI S.A) de 2 colores distintos formando láminas alternantes. La anisotropía mecánica se consigue mediante la inclusión de escamas de papel y acetato orientadas preferentemente. Los ensayos se realizan sobre modelos de dimensiones aproximadas y de 270 x 155 mm de sección horizontal y 10 cm de altura, comportando un acortamiento máximo de 45%.

Los objetivos planteados en estos experimentos preliminares son: 1) Determinar la proporción de acortamiento que es acomodado por deformación homogénea y el que es acomodado por deformación heterogénea, ligado a la formación de las bandas de cizalla. 2) Establecer la orientación inicial de las bandas así como su variación durante la progresión de la deformación. 3) Evidenciar el desarrollo temporal de dichas bandas y caracterizar la cinemática de la deformación que se produce en ellas.

DATOS Y RESULTADOS DE LA EXPERIMENTACIÓN

El modelo es sometido a un acortamiento bajo ritmo de deformación constante (*strain rate* = 2e-5 s^{-1}). Durante la etapa inicial del acortamiento (hasta un 15%) no se manifiesta la nucleación de inestabilidad alguna, acomodando el material el acortamiento por deformación homogénea y *slip* paralelo a la anisotropia. Esta etapa coincide con un



FIGURA 1: *Diagrama esfuerzo diferencial / deformación mostrando la coincidencia temporal de la localización de la deformación, por generación de zonas de cizalla, con la cesión y posterior* softening *del sistema.*

incremento del esfuerzo diferencial (Fig. 1). No es hasta alcanzar acortamientos de un 17% cuando aparecen las primeras inestabilidades correspondientes a zonas de cizalla incipientes, formando dos familias conjugadas (de movimiento dextral y senestral). La orientación de estas es a unos ±45° con respecto a la dirección de máxima compresión (Fig. 2). Esta nucleación coincide con el esfuerzo de cesión y el posterior *softening* del sistema, evidenciando el control clave de la localización de las deformaciones en la evolución de los esfuerzos. Durante la deformación progresiva, éstas tienden a girar y paralelizarse con la dirección de máxima extensión. Las nuevas cizallas que se localizan siguen tendiendo a generarse inicialmente también a 45°. Esto queda reflejado en la figura 2 en forma de ensanchamiento progresivo de los pétalos del diagrama de rosas y de un valor promedio de rotación aparentemente bajo (3 a 8°).

Se ha realizado un análisis de la deformación para distintos incrementos a partir de fotografías digitalizadas y utilizando el programa "Pattern Matching" (Bons y Jessell 1995). La figura 3 muestra en forma de mapas de contornos la distribución de la deformación finita (no acumulativa) y la rotación externa o vorticidad, para 4 incrementos de deformación ("i-l") correspondiente cada uno a intervalos de acortamiento de aproximadamente un 10%. Se observa la nucleación de zonas de cizalla incipientes durante el incremento "j", su amplificación, así como la evolución deformativa y rotacional del conjunto del modelo. La distribución de la deformación es heterogénea y con una tendencia progresiva a la localización a lo largo de las zonas de cizalla, separando cuerpos donde la deformación es relativamente homogénea y de menor intensidad. En los primeros incrementos se observa cierta variación en la intensidad de la deformación paralelamente a la anisotropía (fig. 3a). Parte de la deformación global coaxial es acomodada por rotación rígida, en sentido dextra y senestra, de las zonas de cizalla y, en menor grado de los cuerpos adyacentes (Fig. 3b). El desarrollo de las bandas de deformación se produce de forma secuencial, de manera que las cizallas activas en etapas iniciales pueden quedar bloqueadas e incluso quedar obliteradas cuando la deformación es asumida por otra banda (Fig. 3). El estado final se manifiesta por la presencia de zonas de cizalla conjugadas formando un angulo obtuso con la dirección de acortamiento maximo, aislando cuerpos con secciones romboidales mostrando deformaciones menores (Fig. 4a). La geometría de las zonas de cizalla responde a la coalescencia de zonas menores originando formas anastomosadas (Fig. 4b). Mientras que en los cuerpos menos deformados la deformación se evidencia por la presencia de un boudinage interno facilitado por la existencia de crenulaciones extensionales (Fig. 4c).

Se ha realizado un análisis aproximado de la deformación que ocurre en dos de las bandas conjugadas (Fig. 5), consideradas éstas aisladamente. Para ello se han trazado trayectorias de desplazamiento de algunos pares de puntos situados a ambos lados de las dos zonas de cizalla conjugadas mejor desarrolladas y activas durante el incremento "l" (Fig. 3 y Fig. 5). Se evidencia que, aunque dichas bandas de deformación responden globalmente al modelo de cizalla simple (con desplazamiento global paralelo a las bandas) la evolución individual responde a un modelo más complejo. Así, los puntos situados en el lado exterior de la muestra se desplazan paralelos a la banda pero con cierta tendencia a alejarse de ella (dominios transtensivo). Por contra, los puntos situados en el lado interior de la muestra tienden a desplazarse transversalmente hacia las bandas de deformación (dominios transpresivos) siendo la componente de cizalla menor.

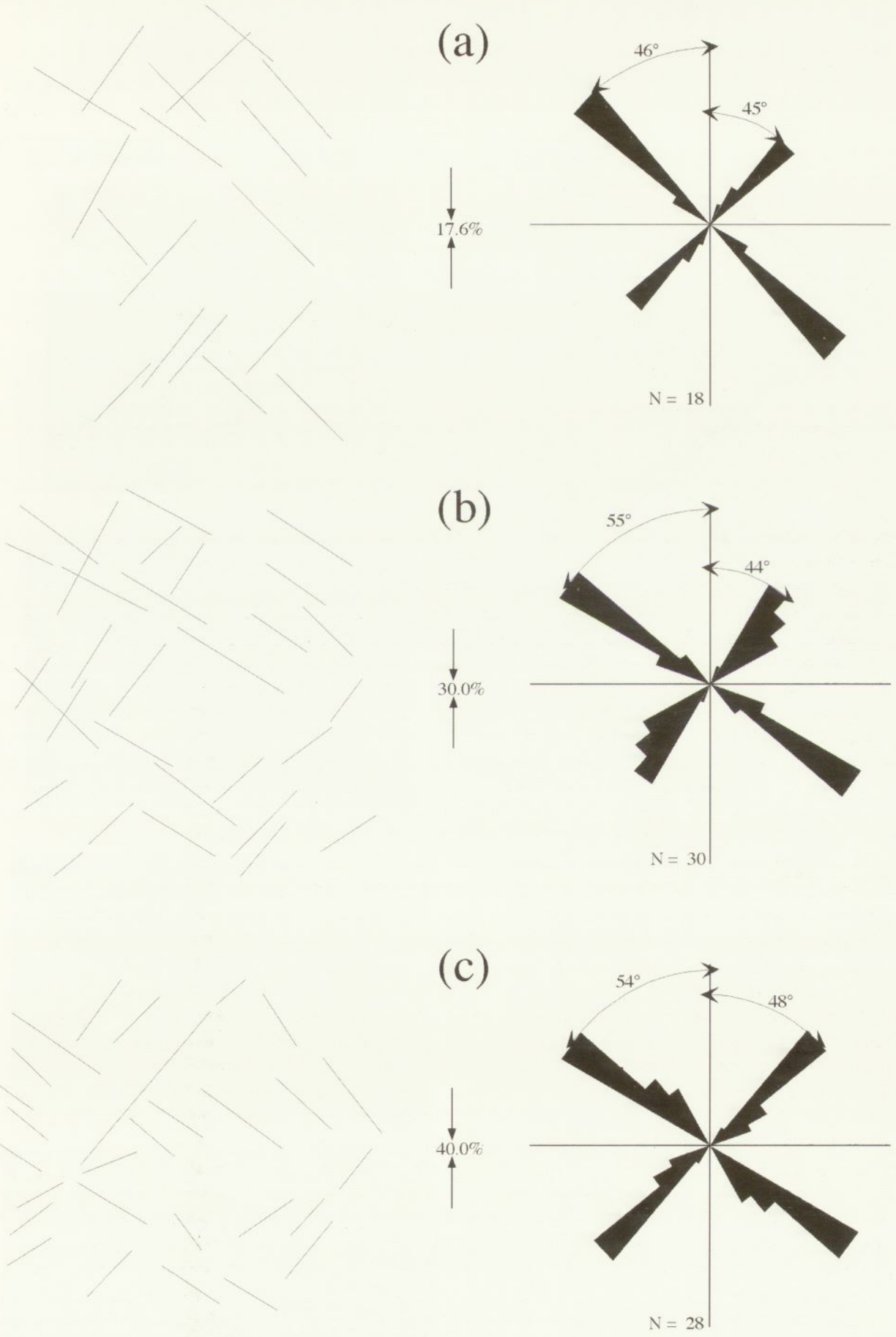


FIGURA 2: *Esquemas de nucleación y diagramas de rosa mostrando la orientación y abundancia relativa de zonas de cizalla para 3 estados de deformación finita (a, b y c). La frecuencia es proporcional a la longitud de los pétalos. N=número de zonas de cizalla.*

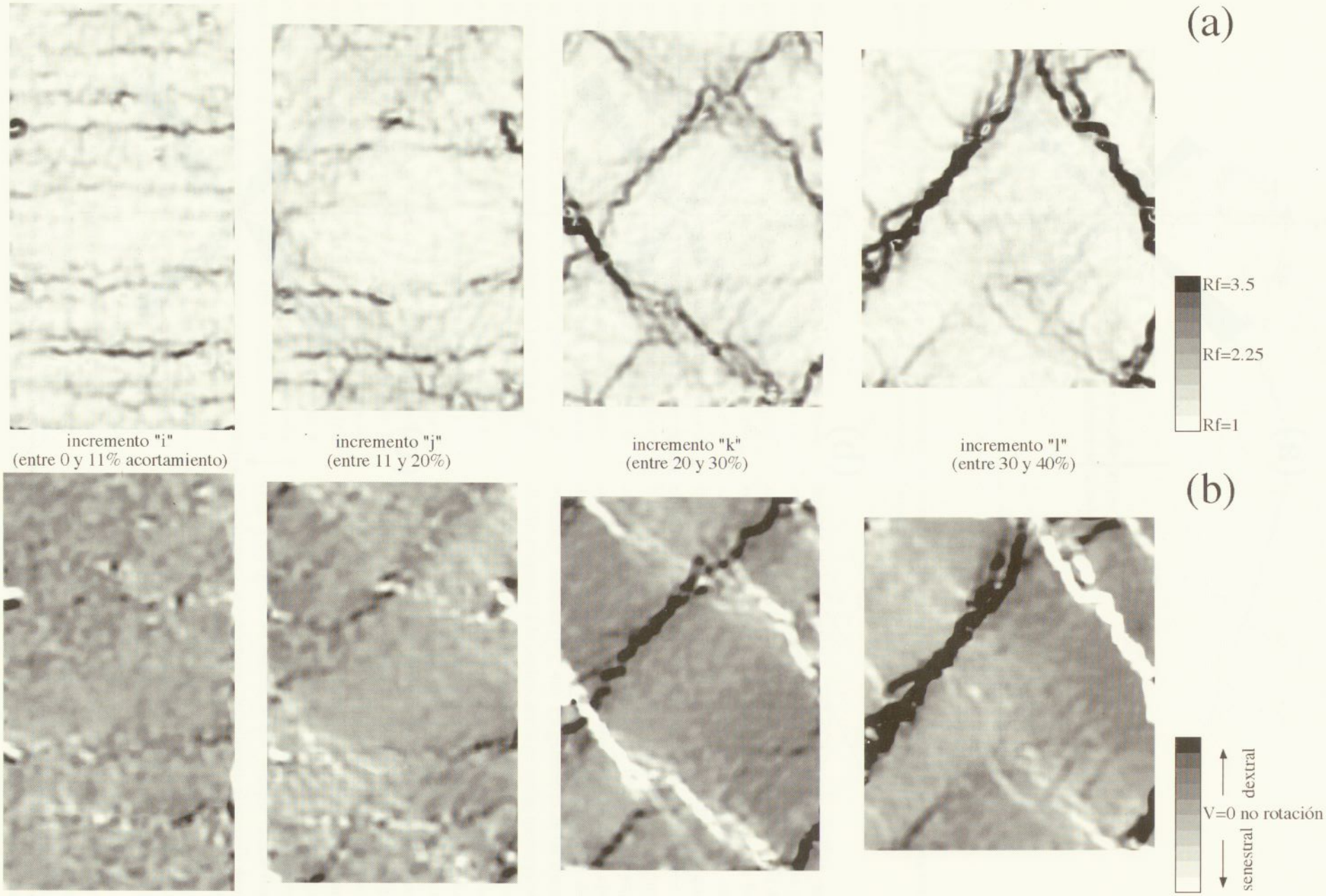


FIGURA 3: *Mapas de contornos de deformación (a) y de rotación (b) para 4 incrementos de deformación (de "i" a "l").*

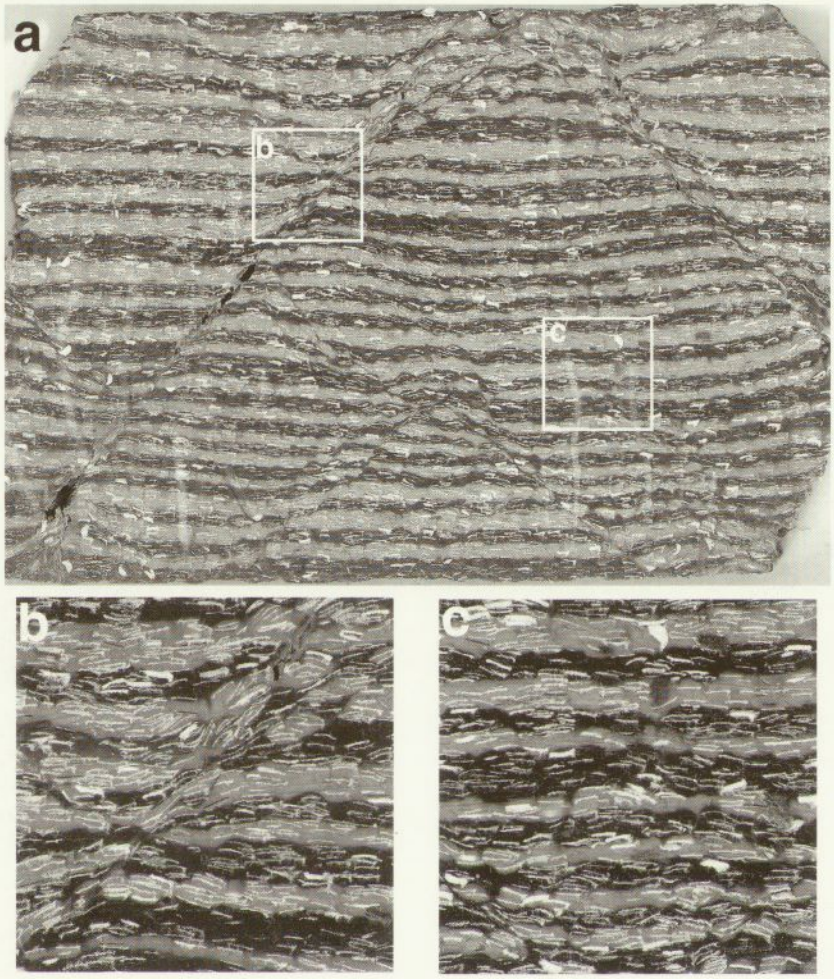


FIGURA 4: *(a) Estructura final resultante de un acortamiento del 45% de una muestra de plastilina anisotropizada mediante la inclusión de escamas de papel preferentemente orientadas. El bandeado visible responde a una distinta coloración pero no representa un sistema multicapa con contraste de competencia. (b) Detalle de una de las zonas de cizalla generadas (c) En el interior de los cuerpos menos deformados es manifiesto un boudinage interno definido por la presencia de sistemas conjugados de crenulaciones extensionales.*

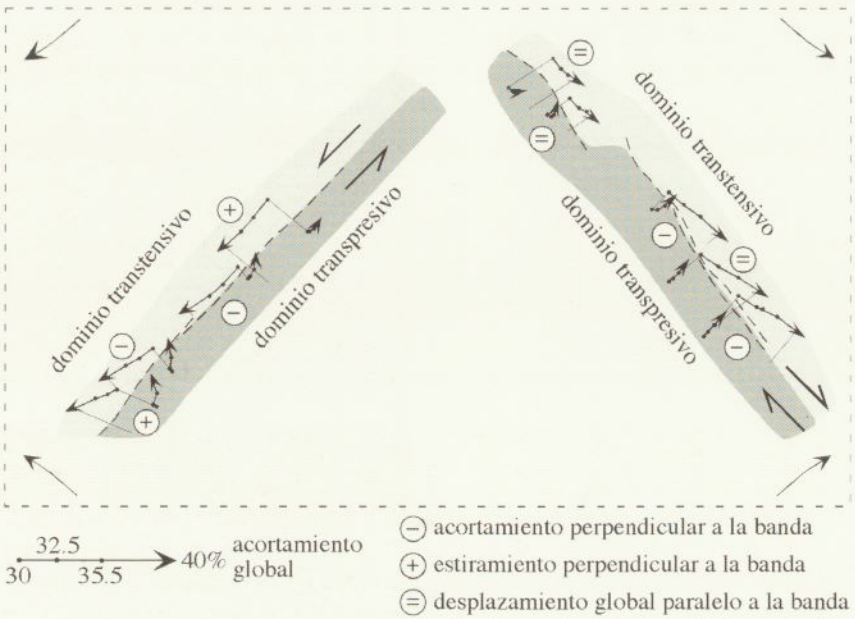


FIGURA 5: *Esquema mostrando trayectorias de desplazamiento de pares de puntos situados en ambos lados de zonas de cizalla activas durante al intervalo entre 30 a 40% de acortamiento global (incremento "1" de la fig. 3). Las trayectorias se alejan del modelo ideal de cizalla simple, mostrando componentes de acortamiento y estiramiento perpendiculares a la banda de cizalla (dominios transpresivos y transtensivos).*

CONCLUSIONES

La deformación experimental de modelos mecánicamente anisótropos tiende a generar bandas de deformación con geometrías de zonas de cizalla. Para deformaciones coaxiales con acortamiento principal ortogonal a la anisotropia se ha podido observar,

a) Las zonas se nuclean conjugadas y orientadas simétricamente a 45º con respecto a la dirección de acortamiento máximo. La localización y amplificación de las primeras inestabilidades se traduce en terminos de esfuerzo en un acusado *softening* del sistema.

b) La progresión de las bandas se produce de forma secuencial durante la deformación progresiva produciendose la obliteración de las iniciales cuando la actividad es asumida por otra banda.

c) El análisis de la evolución individual de las zonas de cizalla refleja un comportamiento heterogéneo y complejo, alejándose del modelo de cizalla simple. Mientras que la zona de cizalla responde a la coalescencia de zonas menores, originando formas anastomosadas, los cuerpos aislados entre ellas presentan una deformación interna desarrollada sincinematicamente con la evolución de las bandas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Paul D. Bons por facilitarnos su programa "Pattern Matching" para el análisis de *strain*, así como por mostrar su funcionamiento. También queremos dar las gracias a David Soler por su colaboración durante la experimentación. Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto DGICYT PB94-0685.

REFERENCIAS

Bons, P.D., y Jessell, M.W. (1995): Strain analysis in deformation experiments with pattern matching or a stereoscope. Journal of Structural Geology, 17: 917-921.

Cobbold, P.R., Cosgrove, J.W. y Summers, J.M. (1971): The development of internal structures in deformed anisotropic rocks. Tectonophysics, 12: 23-53.

Kidan, T.W. y Cosgrove, J.W. (1996): The deformation of multilayers by layer-normal compression; an experimental investigation. Journal of Structural Geology, 18: 461-474.

Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990): Analysis of geological structures. Cambridge University Press, U. K.

Ramsay, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology, 2: 83-99.

Williams, P.F. y Price, G.P. (1990): Origin of kinkbands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. Journal of Structural Geology 12: 145-164.

Coexistencia de varias direcciones de esfuerzos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en la Cordillera Ibérica

A.L. Cortés Gracia[1,2], A.M. Casas Sainz[1] y J.L. Simón Gómez[1]

1 Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. acortes@posta.unizar.es
2 Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS - BIBLIOTECA

ABSTRACT

Palaeostresses inferred from brittle mesostructures in the Iberian Chain suggest a recent stress field characterised by three directional modes of the maximum horizontal stress (S_{Hmax}): NNE to NE-SW, N-S and NW-SE. Geological and geophysical data indicate the co-existence of these orientations from the upper Miocene to present-day in NE Iberia. These orientations suggest the existence of several stress sources responsible for the dominant directions of S_{Hmax} in northeastern Iberia. Stress states with NW-SE trend of S_{Hmax} are compatible with the dominant pattern established for western Europe. N to NE orientations of S_{Hmax} suggest the occurrence of tectonic forces coming from the Pyrenean zone. Extensional structures within a broad-scale compressional stress field can be related to both the decreasing of relative stress magnitudes from active margins to intraplate regions and rifting proccesses ocurring in eastern Iberia.

Key words: *recent tectonics, palaeostress analysis, stress field, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

Al final del Neógeno la Cordillera Ibérica estuvo sometida a un régimen generalizado compresivo y de desgarre. El campo de esfuerzos funcional durante este periodo tuvo mucha menor intensidad que el responsable de la estructuración de la cordillera, aunque dio lugar a la formación de numerosas mesoestructuras y a la reactivación de algunas macroestructuras formadas durante el Paleógeno. Los esfuerzos compresivos y de desgarre se mantuvieron hasta el Cuaternario, como indican las fallas inversas y direccionales en materiales pliocenos-cuaternarios así como los mecanismos focales de los terremotos en áreas cercanas (Herraiz *et al.*, 1998). A partir del Mioceno superior-Plioceno, se registró además un estado de esfuerzos de carácter predominantemente extensional. La extensión neógena y cuaternaria fue especialmente importante en el margen oriental de la Placa Ibérica (Santanach *et al.*, 1980; Simón Gómez, 1989) y estaría directamente relacionada con los episodios tardíos del *rifting* del Mediterráneo occidental que originó el Surco de Valencia. En el interior de la placa se reconocen estructuras distensivas de menor escala (fallas normales y diaclasas) que debieron de formarse a partir del Plioceno (Simón Gómez, 1989; Arlegui, 1996; De Vicente *et al.*, 1996). Según algunos modelos existentes, la orientación del esfuerzo horizontal máximo (S_{Hmax}) a escala regional se dispondría perpendicular al margen activo de la placa (margen bético), es decir, NW-SE, similar al modelo propuesto para el resto de Europa occidental (Müller *et al.*, 1992).

ORIENTACIÓN DE LOS ESFUERZOS RECIENTES

En los últimos años varios autores han puesto de manifiesto la existencia en la zona estudiada de varias modas direccionales para los indicadores de esfuerzos determinados a partir de mesoestructuras en materiales recientes (Simón Gómez, 1989; De Vicente *et al.*, 1996; Cortés *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 1998; Cortés, 1999).

En este trabajo se presentan los resultados del análisis de paleoesfuerzos en materiales recientes de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes, determinados fundamentalmente a partir de fallas con estrías y diaclasas (Fig. 1a). Se han medido unos 1.100 planos de fallas con estrías, 250 fallas sin estrías (con marcadores desplazados) y más de 2.500 diaclasas, a los que hay que añadir más de 500 fallas con estrías recopiladas de trabajos previos. Las fallas normales representan un 60% del total, las direccionales el 39% y las inversas apenas superan el 1%.

A partir de estos datos, se han obtenido 135 direcciones de paleoesfuerzos (94 tensores de esfuerzos y 41 direcciones de ejes de esfuerzo). Predominan los estados de esfuerzos distensivos (56%), frente a los compresivos (7%) y de desgarre (22%), apareciendo un 15% de direcciones sin un régimen bien definido (obtenidas fundamentalmente a partir de diaclasas). Independientemente del régimen tectónico

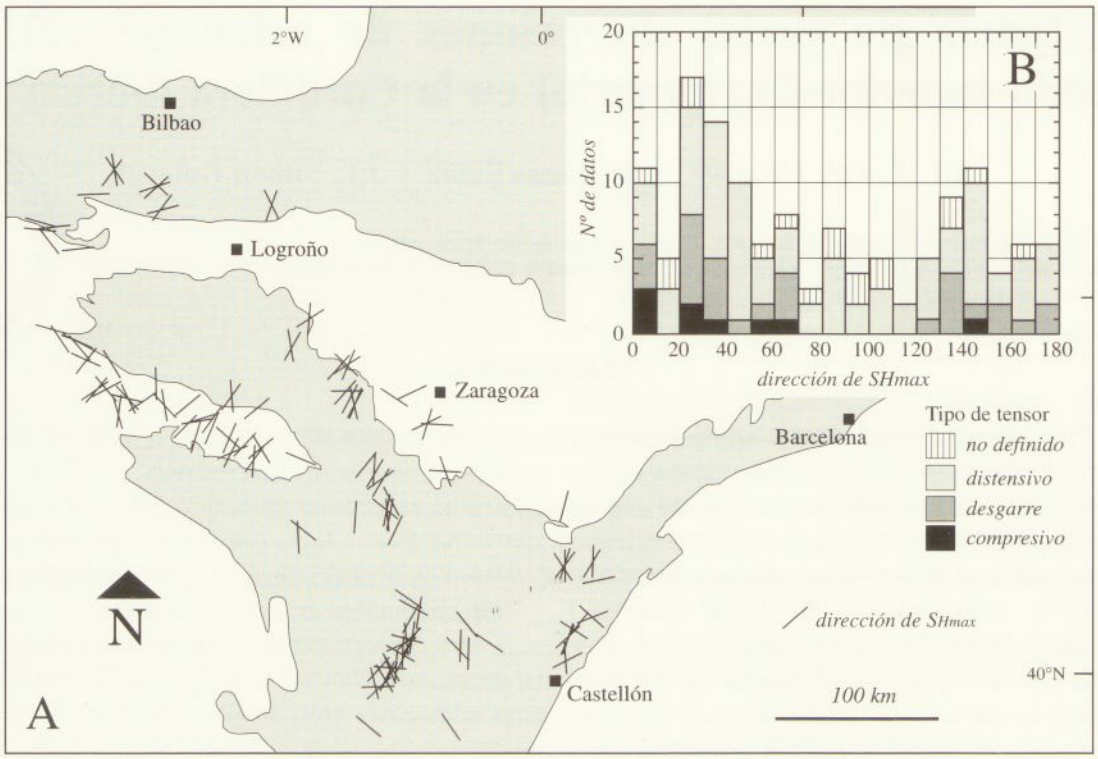


FIGURA 1: *Resultados del análisis de paleoesfuerzos en materiales recientes de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. A: distribución de las estaciones y representación del S_{Hmax} en cada una de ellas. B: histograma de frecuencias de las direcciones del esfuerzo horizontal máximo para el conjunto de la zona estudiada, diferenciando el tipo de tensor de esfuerzos.*

determinado, en los resultados se observa una importante dispersión direccional de S_{Hmax} con tres tendencias mayoritarias (Fig. 1b): NNE a NE (moda 1: 020-040), NW-SE (moda 2: 130-150) y N-S (moda 3: 000-010). Estas modas no son representativas de un tipo concreto de tensor de esfuerzos (distensivo, compresivo o de desgarre). Asimismo, todas ellas coexisten en la práctica totalidad del área estudiada.

DISCUSIÓN: ORIGEN DE LOS ESFUERZOS RECIENTES EN LA CORDILLERA IBÉRICA

El campo de esfuerzos complejo expuesto en este trabajo, con varias direcciones de S_{Hmax} desde el Mioceno superior hasta la actualidad, no es un caso aislado. Desde el punto de vista físico, en un punto y en un momento concreto, el estado tensional es único y el tensor de esfuerzos representativo debe tener una orientación bien definida, condicionada por las fuerzas dominantes a escala regional. Analizando la literatura geológica o simplemente el Mapa de Esfuerzos del Mundo (Zoback *et al.*, 1992) se observa cómo son frecuentes los casos en que, en un área determinada y dentro de un intervalo de tiempo bien acotado, coexisten varias direcciones de compresión o extensión que no siempre se pueden explicar por desviaciones debidas a estructuras mayores o por permutaciones de los ejes principales de esfuerzos.

En general, en los bordes de placa activos (de subducción, colisión o extensión) las direcciones de los esfuerzos (σ_1 ó σ_3) suelen estar bien definidas y normalmente se disponen paralelas a la dirección de movimiento de las placas litosféricas y/o perpendiculares al borde de colisión. En zonas de plataforma o cratón estable poco deformado las direcciones de los esfuerzos principales en la horizontal suelen reflejar la orientación del campo remoto que es consecuencia de las tensiones creadas por el empuje desde las dorsales y las fuerzas de resistencia en los bordes de colisión. En zonas rodeadas por dorsales (p.e. la Placa Africana, en este caso con un borde de colisión en el Mediterráneo) las direcciones de paleoesfuerzos dentro de la placa no parecen estar controladas por el empuje de las dorsales y responden a otros procesos geodinámicos (en el caso citado con direcciones de S_{Hmax} paralelas al *rift* intraplaca).

En algunos contextos tectónicos las direcciones de los esfuerzos muestran una fuerte incoherencia con los procesos que actúan a gran escala. En los márgenes pasivos, formados por procesos extensionales, las direcciones de S_{Hmax} tienden a disponerse paralelas al margen de la plataforma continental. La geometría de estos márgenes está normalmente controlada por las fallas normales formadas durante la extensión, que constituyen importantes discontinuidades a nivel de la litosfera frágil. El caso de las zonas complejas (cordilleras plegadas y/o fosas tectónicas)

en el interior de las placas está más documentado, y las direcciones de los esfuerzos no suelen mostrar una distribución fácil de valorar. La variabilidad direccional o la aparición de modas mayoritarias muy diferentes en áreas adyacentes ha dado lugar a diferentes interpretaciones en función de la cinemática de las macroestructuras presentes o de la existencia de diferentes mecanismos de deformación a escala regional.

Por su situación, la Cordillera Ibérica participaría en muchos de estos procesos, ya que constituyó una zona de deformación intraplaca localizada entre los bordes pirenaico y bético. El borde pirenaico, límite de placas entre Iberia y Europa, fue activo hasta bien entrado el Mioceno. El margen bético se considera activo como borde de colisión de placas (África-Alborán-Iberia) a partir del Mioceno, y actualmente registra la mayor sismicidad de la península. El sector oriental de la Cordillera Ibérica es adyacente al margen extensional del surco de Valencia, caracterizado por la presencia de fallas normales que han actuado en mayor o menor medida desde el Oligoceno superior hasta la actualidad.

A diferencia de lo que predicen diversos modelos anteriores, el campo de esfuerzos reciente en el NE de la Península Ibérica no estaría controlado únicamente por los procesos de colisión en el margen bético (moda NW-SE), sino que debemos considerar fuerzas diferentes procedentes del margen pirenaico (modas N a NE) o del margen mediterráneo (algunos procesos de extensión), así como otras fuerzas no ligadas al movimiento horizontal de las placas (isostasia, por ejemplo). No existen criterios cronológicos claros que permitan determinar el periodo de actuación concreto de estas fuerzas. Las evidencias de campo, el análisis de paleoesfuerzos y los datos geofísicos y sismológicos indican, más bien, que todas ellas coinciden o alternan espacial y temporalmente en el NE de Iberia (ver Cortés *et al.*, 1996).

Sí podemos acotar espacialmente los estados de esfuerzos con S_{Hmax} entre N-S y NE-SW, que aparecen registrados en el Pirineo, Cuenca del Ebro y la práctica totalidad de la Cordillera Ibérica, donde constituyen la moda dominante. Hacia el Sur, los registros de estos estados de esfuerzos son menores en número y se mezclan con posibles perturbaciones del campo NW-SE, dominante en la mitad sur peninsular. Por su orientación y representación regional, la moda NE-SW podría estar relacionada con fuerzas procedentes del margen pirenaico. Aunque el Pirineo puede considerarse como un margen de placa inactivo desde el inicio del Mioceno, existen numerosas evidencias de actividad tectónica reciente y actual a distintas escalas (pliegues, fallas y terremotos). Esto indica que en el Pirineo se están produciendo movimientos de cierta importancia, unos de carácter tectónico, posiblemente ligados a la dinámica de las placas litosféricas, y otros relacionados con la compensación isostática del orógeno, que produciría deformaciones de componente vertical dentro de la cadena y en áreas cercanas. Además, el Pirineo constituiría una importante anisotropía litosférica que opondría fuerzas de resistencia ante los movimientos relativos N-S entre África y Europa. El resultado de esta situación sería la creación de una serie de esfuerzos subperpendiculares a la cadena, no comparables en magnitud a los que se producen en un borde de colisión activo, aunque sí suficientes para reactivar estructuras previas o para crear mesoestructuras que registrarían ese régimen tectónico.

Los registros de actuación del campo de esfuerzos NW-SE en la Península Ibérica afectan a la Cordillera Ibérica, a sus cuencas interiores y a las cuencas del Duero y Almazán. Aunque en el sector central de la Cuenca del Ebro aparecen direcciones de S_{Hmax} compatibles con ese campo, los condicionantes impuestos por la presencia de estructuras de orientación NW-SE ante una distensión ligada a movimientos verticales ha podido pesar más que la influencia remota del campo «bético».

En la zona oriental de Iberia, a la actuación conjunta o alterna de las fuerzas procedentes de los bordes de colisión se unen los procesos de extensión recientemente asociados a estadios tardíos del *rifting* del Surco de Valencia. La influencia de esta extensión (de orientación general WNW-ESE) en el interior de la placa se concreta en la formación de nuevas fallas o reactivación de fallas previas en las fosas del Maestrazgo, Teruel y Jiloca. Más hacia el Oeste no existen macroestructuras distensivas significativas y las posibles mesoestructuras relacionadas con esta extensión son difíciles de separar de las compatibles con el campo de esfuerzos complejo a escala regional.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos PB97-0997 (DGES) y SHISTO2-SIGMA (CSN-ENRESA).

REFERENCIAS

Arlegui, L.E. (1996): Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro. Tesis Doct., Univ. Zaragoza, 308 p.

Cortés, A.L. (1999): Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental. Tesis Doct., Univ. Zaragoza, 409 p.

Cortés, A.L., Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. Geogaceta, 20 (4): 806-809.

De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of the present-day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. Tectonophysics, 266: 405-424.

Herraiz, M.ª, De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón,

J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M., Rodríguez, C., Cicuéndez, J.I., Casas, A.M., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Camacho, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998): Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual, en la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección Otros Documentos CSN 10.1998: 239 p.

Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonic stress in Europe. J. Geophys. Res., 97: 11783-11803.

Santanach, P., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (1980): Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). Bol. Geol. Min., 91-92: 417-440.

Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). Jour. Struct. Geol., 11 (3): 285-294.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpçao, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, Jacob, K., Kleinn, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suárez, G., Suter, M., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhizhin, M. (1989): Global patterns of tectonic stress. Nature, 341: 291-298.

Contractional and extensional tectonics in the Gibraltar Arc accretionary prism (Western Betics)

A. Crespo-Blanc

Departamento de Geodinámica, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Universidad de Granada- CSIC, c/ Fuentenueva s/n, 18071 Granada, Spain, acrespo@goliat.ugr.es

ABSTRACT

The Gibraltar Arc accretionary prism is formed by an arcuate fold-and-thrust belt, involving the South Iberian and Maghrebian paleomargins and the Flysch Trough Complex. Contractional structures within the prism, that is in the footwall of the Gibraltar Thrust, result from the westward migration of the Alboran Domain from the lower Miocene, partly accomplished by means of this main thrust. In Ronda area (western Betics), middle Miocene low- to moderate-angle faults affected the accretionary prism. These faults are thought to be associated with the middle Miocene rifting which led to the Alboran Basin formation, in the internal part of the Gibraltar Arc, and which occured at the same time as the accretionary wedge formed in the external part. Then, (negative) tectonic inversion of the Gibraltar Thrust took place and extension migrated outward.

Key words: *accretionary prism, tectonic complexes, Western Betics, Gibraltar arc.*

The Betic and Rif chains, respectively north and south of the Alboran Sea (Fig. 1) are linked by the Gibraltar Arc, which developed during and partly in response to late Mesozoic to Cenozoic convergence between Africa and Iberia. The Gibraltar Arc results from the westward migration of the Alboran Domain from the lower Miocene and was accomplished principally by means of a major thrust, known as the Gibraltar Thrust (Balanyá and García-Dueñas, 1988), associated with contractional structures that developed mainly at the front of and below this thrust. The subsequent emplacement of the Alboran Domain over the South Iberian and Maghrebian paleomargins, formed by Triassic to Paleogene deposits, led to the obliteration of major trough, which sedimentary infill (Cretaceous to lower Miocene, including deep water deposits) was detached from an unidentified basement (oceanic or very thinned continental crust) and formed the so-called Flysch Trough Complex. Then, shortening gave rise to the development of the so-called Gibraltar Arc accretionary prism, which can be described as a fold-and-thrust belt. In the western Betics, this belt is mostly W or NW vergent. The rifting that took place in the internal part of the Gibraltar Arc and led to the formation of the Alboran Basin occurred at the same time as this accretionary wedge developed. It finally gave rise to the tectonic (negative) inversion of the Gibraltar Thrust (Balanyá and García-Dueñas, 1988). The structure and kinematics of part of the accretionary wedge (now emerged due to late compression) in an area situated east of Ronda in the western Betics (Fig. 1) reveal that an extensional event, subsequent to the accretionary prism formation, affected part of the Flysch Trough Complex (Luján *et al.*, submitted) and the South Iberian paleomargin. It shows that extension migrated from the Alboran Basin outward of the Gibraltar Thrust.

THE GIBRALTAR ARC ACCRETIONARY PRISM: THE PENIBETIC AND FLYSCH TROUGH UNITS

In the study area, the tectonic units representing the Subbetic Domain all belong to the Penibetic units (Bourgois, 1978). Their lithostratigraphy is characterized from bottom to top by a Triassic sequence formed by Muschelkalk and Keuper facies, a massive sequence of Jurassic dolomite rocks and limestones, an Early Cretaceous unconformity marked by a hard ground on top of the Jurassic limestones and an alternating of pink pelagic marls and marly limestones, Late Cretaceous to Paleogene in age («red beds»). A lower Miocene flysch type sequence, whose uppermost levels are dated as lower Burdigalian lies on top of the column (see references in Bourgois 1978).

In short, the structure of the Subbetic units in the study area can be described as a fold-and thrust belt, post-lower Burdigalian in age (Fig. 2). The local deformation style is strongly controlled by the rheology of the Mesozoic sequence: the massive sequence of Jurassic dolomites and limestones draw 3 to 5 km wavelenghts synclines and anticlines (northwestern part of Fig. 2), meanwhile the Cretaceous to Paleogene «red

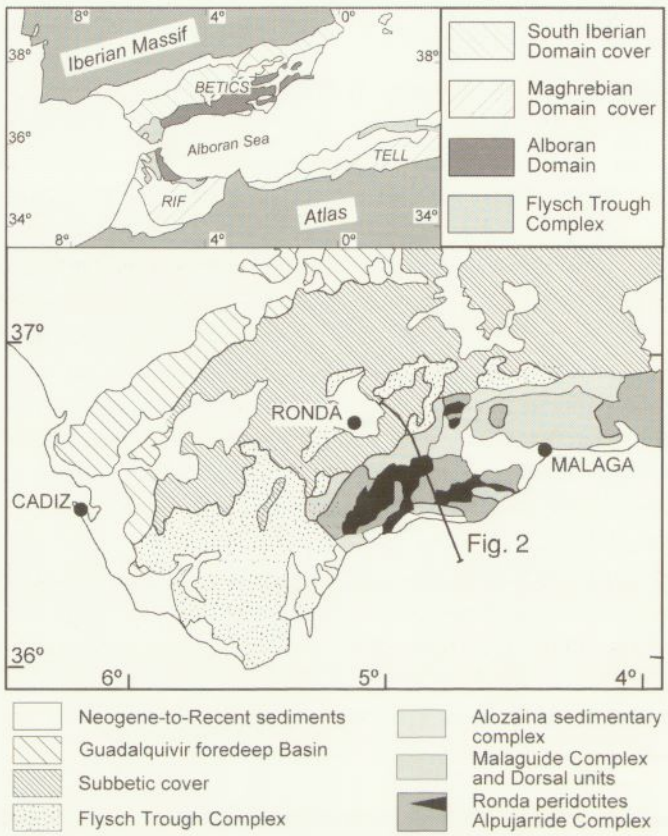


FIGURE 1: *Main tectonic complexes in the Western Betics.*



FIGURE 2: *Structural relationships between the Penibetic units (T, Triassic; J, Jurassic; K, Cretaceous to Paleogene), which belongs to the South Iberian paleomargin, the Flysch Trough units (F), the Alboran Domain (D, Dorsal units; Ma, Malaguide; A and H, Alpujarride units; V, peridotites) and the sedimentary deposits of the Alboran Basin, according to Comas* et al. *(1992) (1, Pliocene to Quaternary; 2, Messinian; 3, Tortonian to upper Serravallian; 4, Serravallian; 5, lower Serravallian to Langhian; 6, Burdigalian to Aquitanian). Hb.: Hercynian basement. Localization of the cross-section in figure 1.*

beds» form metric to decametric-scale polyharmonic folds. These folds are NW-vergent and their axial plane generally dips strongly towards the southeast. Structural evidences suggests a mechanism of flexural slip during the fold development. The fold axes are generally subhorizontal and NE-SW directed, although they can swing locally from NE-SW to NW-SE. The described folds are cut by thrusts, most of them rooted in the gypsiferous claystones and fine-grained sandstones of Triassic age (Fig. 2). Kinematic criteria along the thrusts reveal that the hangingwall movement along the thrusts is towards the NW, that is generally subperpendicular to the fold axes, although movements towards the W —and occasionally towards the SW, NE or E— have scarcely been observed along the same surfaces.

The superposition of the Flysch Trough units over the Penibetic units can be observed elsewhere. In turn, the Flysch Trough Complex is superposed by the Dorsal units which belong to the Alboran Domain (Figs. 1 and 2). It must be stressed that southwest of the studied area, the structure of one of the main units of the Flysch Trough Complex, the Aljibe unit, consists of a coherent W to WNW-vergent structure of folds and thrusts in sequence, rooted in clayey formations, associated with a backthrust system (Luján *et al.*, 1999). In Ronda area, the boundaries between Flysch Trough and Penibetic units are mainly thrusts which cut the folds developed in the Penibetic units and show NWward movement. They are sealed by the sedimentary rocks of Ronda basin, upper Tortonian (?) to Messinian in age (Serrano, 1979; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999).

EXTENSIONAL REACTIVATION OF THE ACCRETIONARY PRISM

Low- to-moderate-angle normal faults observed in the study area evidence an extensional reactivation of the accretionary prism. These faults are present within the Penibetic units, as illustrated in the northeastern part of cross-section of figure 2 (SEward movement of the hangingwall). It can be observed how such extensional faults cut the folds and thrusts developed during the accretionary prism formation (see also Luján *et al.*, submitted). Occasionaly, normal faults underline the boundaries between Flysch Trough and Penibetic units, and penetrate within the Alboran Domain. Kinematic indicators along these low- to-moderate-angle normal faults, together with those which affect the Alboran Domain in the western Betics (Balanyá *et al.*, 1997), show variable extensional directions, without well-defined pattern of extension. Regional considerations permit to attribute this extensional event to the middle Miocene. Indeed, García-Dueñas *et al.* (1992) evidenced Miocene extensional detachments in the Alboran Domain outcropping in the western Betics. Moreover, backstripping analysis in the Miocene Alboran Basin reveals two periods of main subsidence, during Langhian and Serravallian times (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1999), during which listric, synsedimentary faults developed, as illustrated in the southeastern part of cross-section of figure 2 (see also Comas *et al.*, 1992). Then, it is likely that the normal faults observed in the accretionary prism and those developed in its hangingwall (the Alboran Domain), southeast of the study area, developed during the same age interval. If it were the case, the compressional event that led to the fornation of the Gibraltar accretionary prism in Ronda area would took place during the upper Burdigalian / lower Langhian time interval.

UPPER MIOCENE LARGE-SCALE OPEN FOLDS

The last main event in the western Betics is related with kilometric-scale very open folds, NE-SW to NNE-SSW directed, drawn in particular by the thrusts and normal faults bounding the Penibetic and Flysch Trough units and by the Ronda basin sedimentary rocks. These folds have been dated by Serrano (1979) as upper (?) Tortonian to lower Messinian, which is coherent with the contractive reorganization observed by Comas *et al.* (1992) and Rodríguez-Fernández *et al.* (1999) in the Alboran Sea basin from the end of Tortonian.

CONCLUSIONS

The tectonic evolution deduced from the superposition of structures in Penibetic and Flysch Trough units constrain the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. It reveals an alternating of compressional and extensional events, which took place during an overall convergence of the plates bounding the system. Indeed, a lower Miocene compressional event, which produced the development of an accretionary prism associated with the main shortening in the South Iberian paleomargin and in the Flysch Trough Complex, were followed by an extensional event related with the middle Miocene rifting which led to the Alboran Basin formation. During this rifting, the tectonic inversion of the Gibraltar Thrust occurred (García-Dueñas *et al.* 1992) and the Gibraltar Arc accretionary prism were affected by normal faults due to the outward migration of the extension. In the western Betics, no pattern of extensional directions has been put forward. Finally, the Alboran region underwent N-S to NW-SE compression from upper Miocene onwards, which permits the extended prism to be now emerged.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded by the DGESIC (Project nº PB96-0924).

REFERENCES

Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1997): Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc), Tectonics, 16/ 2: 226-238.

Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. Actas, Segundo Congreso Geológico de España (Simposios), Sociedad Geológica de España, Granada: 35-44.

Bourgois, J. (1978): La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar, Annales Scientifiques de l'Université de Besançon (France), 30: 1-445.

Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data, Geo. Mar. Lett., 12: 157-164.

García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications, Geo. Mar. Lett., 12: 88-95.

Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá J.C. (1999): Structure and kinematics of the Aljibe Unit, south of Cadiz Province (Flysch Trough Complex, Betics). Geogaceta, 26: 47-50.

Luján, M., Balanyá, J.C. y Crespo-Blanc, A. (submitted) Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. C.R. Acad. Sci. Paris, Série II.

Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., Soria, J., Martín-Pérez, J.A. y Soto, J.I. (1999): The sedimentary record of the Alboran Basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. En: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, (Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A. Eds.), Vol. 161: 69-76.

Serrano, F. (1979): Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Ph.D Thesis, Universidad de Granada: 1-279.

Estudio experimental sobre la influencia de la geometría inicial con la formación de sistemas con orientaciones preferentes

A. Griera

Dpto. de Geología, Universitat Autònoma de Barcelona 08193 Bellaterra, España. geotec@geologia.uab.es

ABSTRACT

Asymmetric structures around rigid objects are commonly used shear sense criteria. It is often assumed that deformation regimes inferred from local kinematic analyses can be safely extrapolated to the crustal scale. However, strain partitioning is an effective process at all scales, and in consequence a kinematic indicator may record a local flow field rather than the bulk deformation. Experimental analoguel models have been carried out to study how initial irregular geometries control the evolution of the structures, and the possible factors that influence the particle rotation. Experimental results show that kinematic indicators only provide information about the local flow, and even in coaxial histories, a pre-boudined layer can give rise to asymmetric structures.

Key words: *kinematic indicators, particle rotation, analogue modelling.*

INTRODUCCIÓN

Aunque es bien conocido que los procesos deformativos en la naturaleza son en general heterogéneos tanto en el espacio como en el tiempo, en muchos trabajos en el momento de realizar interpretaciones y modelos de evolución de los orógenos, se asume (explícitamente o implícitamente) que existe una relación directa y simple entre la deformación local, una información puntual obtenida a partir de una estructura que observamos en una muestra o en lámina prima, con la deformación global, entendida como un concepto general de las condiciones de contorno de la deformación a cierto volumen y escala, o con el régimen tectónico a nivel de corteza. El sentido de la cinemática que se observa a partir de un indicador, o un mecanismo deformativo, se supone que se puede relacionar con la cinemática de la deformación global. En todo momento se piensa que las estructuras a pequeña escala son reflejo de la macroescala, aceptando como válido el concepto de fractal. ¿Pero lo es?

Cualquier estructura no es mas que el reflejo de una inhomogeniedad de la distribución del flujo, y por tanto siempre representara una desviación de la condiciones de la deformación. La geometría y evolución vendrá en parte controlada por la cinemática de la deformación, pero también por factores como la reología, los procesos metamórficos y magmáticos, o las condiciones geométricas iniciales. Demasiadas variables controlan las estructuras para que la correlación entre deformación local y global sea aparentemente tan sencilla.

Uno de los indicadores cinemáticos más utilizados para inferir el sentido de cizalla son las asimetrías y orientación preferentes de las partículas rígidas. Aunque existe una gran literatura sobre este tema (ver Ildefonse y Mancktelow, 1993), existe un vacío de estudios sobre la influencia de la orientación inicial y la interferencia de las partículas en la geometría final de los indicadores. La motivación del presente estudio arranca al intentar explicar el significado geométrico y la cinemática de los *rods* de cuarzo observados en un sector del Cap de Creus (NE de España). El término *rod* es aplicado a una gran variedad de estructuras, que independientemente de su origen, son formadas por cuerpos masivos caracterizados por su alta linealidad y su relación con pliegues, donde se localizan preferentemente en sus flancos cortos. De una forma general esta estructura ha estado explicada como venas de cuarzo boudinadas durante un episodio D1 que posteriormente fueron plegadas y rotadas durante un fase D2 (Carreras y Druguet 1994). Aunque la geometría típica es la de presentar estos cuerpos englobados dentro de venas de cuarzo, también los podemos encontrar aislados (Fig. 1). En las zona de baja deformación presentan una rotación preferencial senestra con ángulos de oblicuidad con la S1 variables (de 0 a 150º). Estas rotaciones son únicamente explicables a partir de las ecuaciones teóricas de rotaciones de partículas rígidas (Jeffrey 1922, Ghosh y Ramberg 1976) si suponemos altas deformaciones o un grado de no-coaxilidad elevado, cosa que va opuesto a los datos de campo que indican bajas deformaciones y elevado grado de coaxilidad (Druguet y Griera, 1998).

El objetivo de la presente comunicación es explorar a partir de modelos experimentales realizados con materiales analógicos, como la geometría inicial de los rods (entendi-

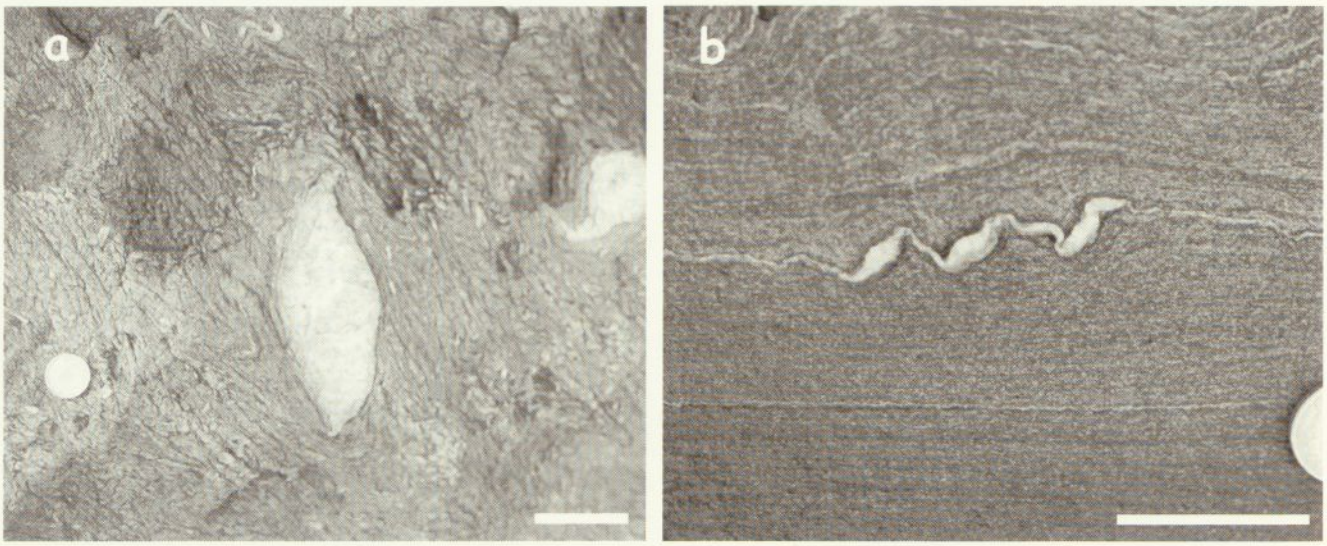


FIGURA 1: *Ejemplos de campo de* rods *de cuarzo tanto aislados(a) como mostrando geometrías imbricadas (b) (Escala 5 cm).*

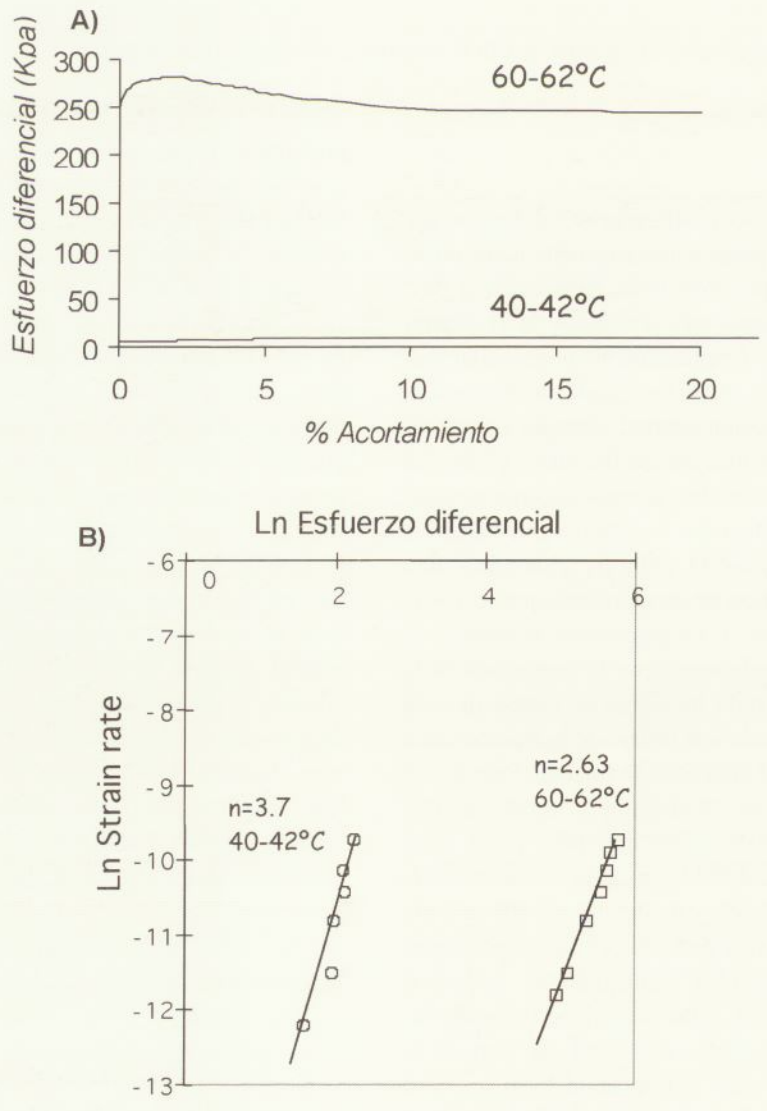


FIGURA 2: *Calibración de las propiedades reológicas de las parafinas. (a) Curvas esfuerzo diferencial /acortamiento, y (b) rectas de calibración del exponente de esfuerzo* (n).

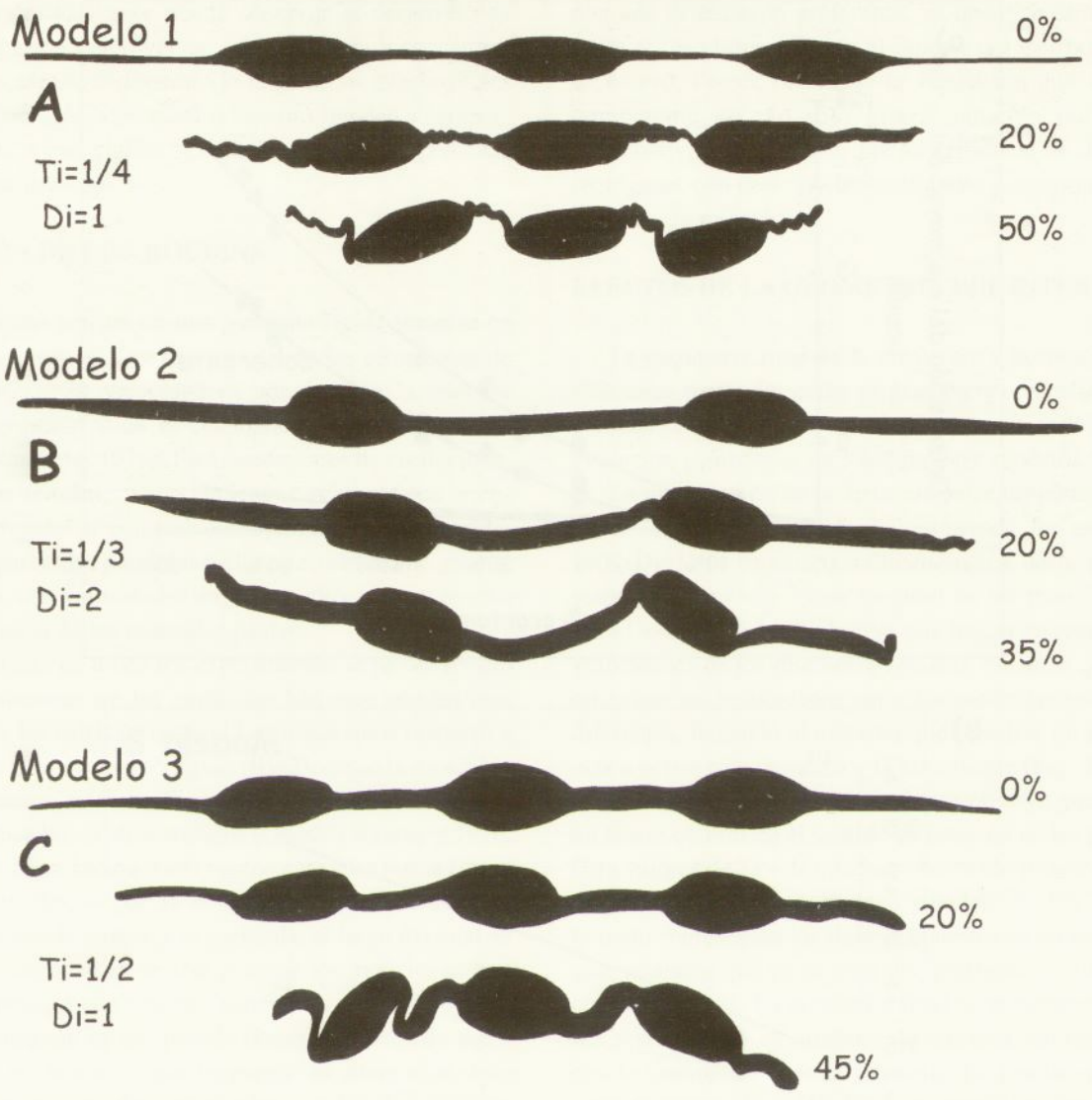


FIGURA 3. *Geometrías y evolución de los boudins de los diferentes modelos. Ti y Di representan el espesor y la longitud del interboudin normalizados respecto a la relación axial de las partículas.*

dos como un sistema boudin-capa) controla la evolución de la estructura y los posibles factores que gobiernan la rotación de estos cuerpos.

CONDICIONES EXPERIMENTALES

Todos los experimentos se han realizado en el prototipo de prensa experimental con materiales analógicos desarrollado en el laboratorio de deformación de la UAB. El fundamento geométrico y cinemático fue analizado por Carreras y Ortuño (1990). Las deformaciones se aplican a partir de dos movimientos básicos: desplazamientos longitudinales de las paredes de la celda, y rotaciones de uno de los lados. Estos movimientos son controlados por ordenador, lo que permite realizar experimentos en condiciones simultáneas de cizalla pura y simple tanto para flujos estacionarios, como también aplicar variaciones del flujo con el tiempo, ya sea por cambios de las tasas de deformación (*strain rates*), la vorticidad o la área del modelo.

Como material analógico se han utilizado parafinas de diferente punto de fusión. Este material ha sido muy utilizado para modelar estructuras originadas en condiciones dúctiles (Cobbold 1975, Ildefonse y Mancktelow 1993), por tractarse de una substancia cristalina, fácil de manipular y deformar a temperatura ambiente.

Para las condiciones de los experimentos las parafinas se comportan como un fluido viscoso con reología no newtoniana, que puede ser expresada a partir de una relación exponencial entre el esfuerzo diferencial (σ) y el *strain rate* $\dot{\varepsilon}$ (Cobbold 1975) de la forma,

$$\dot{\varepsilon} = B \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right)\sigma^n \varepsilon^k$$

donde B es una constante del material, Q es la energía de activación, R es la constante universal de los gases, n el exponente del esfuerzo y k es la sensibilidad con la deformación (refleja la tendencia de *hardening* o *softening* del

(1) la rotación por procesos de *buckling* es un factor importante. Puede ayudar a entender las elevadas rotaciones de las partículas naturales (como los *rods*), superiores a las previstas teóricamente, haciéndose necesario abordar el problema no solamente desde el punto de vista de la cinemática sino también teniendo en cuenta la mecánica del medio.

(2) la geometría inicial del sistema es un factor clave, que controla en gran parte la evolución y localización de la deformación. De esta forma un sistema geométricamente irregular es capaz de originar indicadores asimétricos preferentes a pesar de imponer condiciones de flujo coaxiales.

La información que podamos deducir a partir de un indicador cinemático, como la rotación de una partícula o la formación de orientaciones preferentes, sólo será válida en el volumen de roca más próximo sin implicar, al menos a priori, una relación directa con el régimen tectónico. La utilización a la ligera de estos indicadores es en gran parte la causa que provoca la generación de trabajos con resultados cuestionables, y evidenciados por la presentación de modelos contradictorios para mismas zonas.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido posible por la financiación del proyecto DGICYT PB 94-0685 y la concesión de una beca predoctoral del Comissionat de Recerca.

REFERENCIAS

Carreras, J. y Druguet, E. (1994): Structural zonation as a result of inhomogeneous non-coaxial deformation and its control on syntectonic intrusions: an example from the Cap de Creus area (Eastern-Pyrenees). J. Struct. Geol. 16: 1525-1534.

Carreras, J. y Ortuño, F. (1990): Fundamento geométrico y cinemático de la modelización teórica y experimental de deformaciones no-coaxiales. Acta Geol. Hisp., 25: 237-259.

Cobbold, P.R. (1975): Fold propagation in single embedded layers. Tectonophysics 27: 333-351.

Druguet, E., y Griera, A. (1998): Strain analysis using deformed quartz veins. Geogaceta, 24: 119-122.

Ghosh, S.K. y Ramberg, H. (1976): Reorientation of inclusions by combination of pure and simple shear. Tectonophysics, 34: 1-70.

Ildefonse, B. y Mancktelow, N.S. (1993): Deformation around rigid particles. The influence of slipt at the particle / matrix interface. Tectonophysics, 221: 345-359.

Jeffrey, G. (1922): The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. Proc. R. Soc. London, Series A, 102: 161-179.

Ranalli, G. (1987): Rheology of the Earth. Allen and Unwin. Boston. USA.

The Iberian Chain: tertiary inversion of a mesozoic intraplate basin

J. Guimerà[1], R. Salas[1], R. Mas[2], C. Martín-Closas[1], A. Meléndez[3] and A. Alonso[4]

1 Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08071 Barcelona, Spain.
2 Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain.
3 Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Spain.
4 Facultad de Ciencias, Universidad de A Coruña, Campus da Zapateira, 15071 A Coruña, Spain. joang@geo.ub.es.

ABSTRACT

The Mesozoic Iberian basin developed inside the Iberian plate in the eastern end of the Tethys sea. As a result of the Tertiary convergence between the Iberian plate with the European and African plates, the Iberian basin was contractionally inverted, giving rise to the Iberian and Catalan Coastal chains and the surrounding Tertiary basins. The Bouguer anomaly map of the area shows that the Iberian Chain has crustal roots which would have produced during the Tertiary contractional period.

Key words: *intraplate deformation, crustal-scale deformation, contractional basin inversion. Iberia.*

The Mesozoic Iberian basin spread in the present day Iberian and Catalan Coastal Chains and parts of the surrounding Ebro, Duero and Tajo Tertiary basins (Fig. 1). It developed since the late Permian, and four periods can be distinguished during its evolution (Álvaro *et al.*, 1979; Salas *et al.*, 2000): 1) late Permian-Triassic rifting, in which a Germanic-type Triassic sedimented in half grabens mostly oriented NW-SE; 2) early to middle Jurassic post-rift thermal subsidence, with late Triassic to middle Jurassic alkaline magmatism; 3) late Oxfordian to early late Albian rifting, which produced four localized, strongly subsident (up to 5 km of sediments) subbasins (Cameros, Maestrat, Columbrets and South Iberian basins); 4) late Albian to late Cretaceous post-rift thermal subsidence. As a result, the thickness of the Mesozoic rocks varies from 1.000 to 7.000 m within the Iberian Chain. Cumulative Mesozoic crustal extension across the Iberian Basin is difficult to estimate but may have been as much as 45 km.

Most of the Iberian Rift System was inverted during the Paleogene, forming the Iberian and Catalan Coastal Chains. These chains show intraplate contractional structures (thrusts, folds and strike-slip faults) that strike NW-SE, NE-SW and E-W. The Paleogene phase of contractional intraplate deformation was directly related to the collisional interaction of the Iberian craton with Europe during the Pyrenean orogeny (Guimerà and Álvaro, 1990) during the Eocene to early Miocene times, and with Africa during the Miocene (Betic Chain). The Ebro Basin is the southern flexural foreland basin of the Pyrenees.

The Iberian Chain (Fig. 2) is a double-vergent fold-and-thrust belt whose overall structure is defined by two arches striking NW-SE with a wave-length ranging from 71 to 119 km; within them Tertiary contractional deformation is basement involved. The cores of both arches are located on a thickened crust (deduced from the gravimetric anomalies) which mimics their shapes; the arches are neatly separated by the Almazán basin and merge towards the SE (Teruel area), where a wide gravimetric minimum can be observed, which corresponds to the area of thicker crust (up to 43 km, Salas and Casas, 1993). Hence, both arches are crustal-scale structures.

Many of the structures of the Iberian and Catalan Coastal Chain are interpreted as being associated with the compressional reactivation, during the Palaeogene and early Miocene, of the major extensional faults which bounded Mesozoic rift basins. The kinematics of reactivation of such faults depended largely on their orientation with respect to the regional compression (approximatively N-S, perpendicular to the Pyrenees, Guimerà and Álvaro, 1990).

The magnitude of Paleogene crustal shortening (Fig. 3) is estimated by 75 km ± 12 km during the Paleogene contractional phase by comparing the present-day crustal profile with a profile restored to end-Mesozoic times, prior to the Tertiary compression (Guimerà *et al.*, 1996). From geological cross-sections, a shortening of 38 km is reached across the northern arch, whereas in the southern arch shortening is estimated as being 19 km; a total shortening of 57 km is then obtained (Salas *et al.*, 2000), taking into account only plurikilometric folds and thrusts, giving a

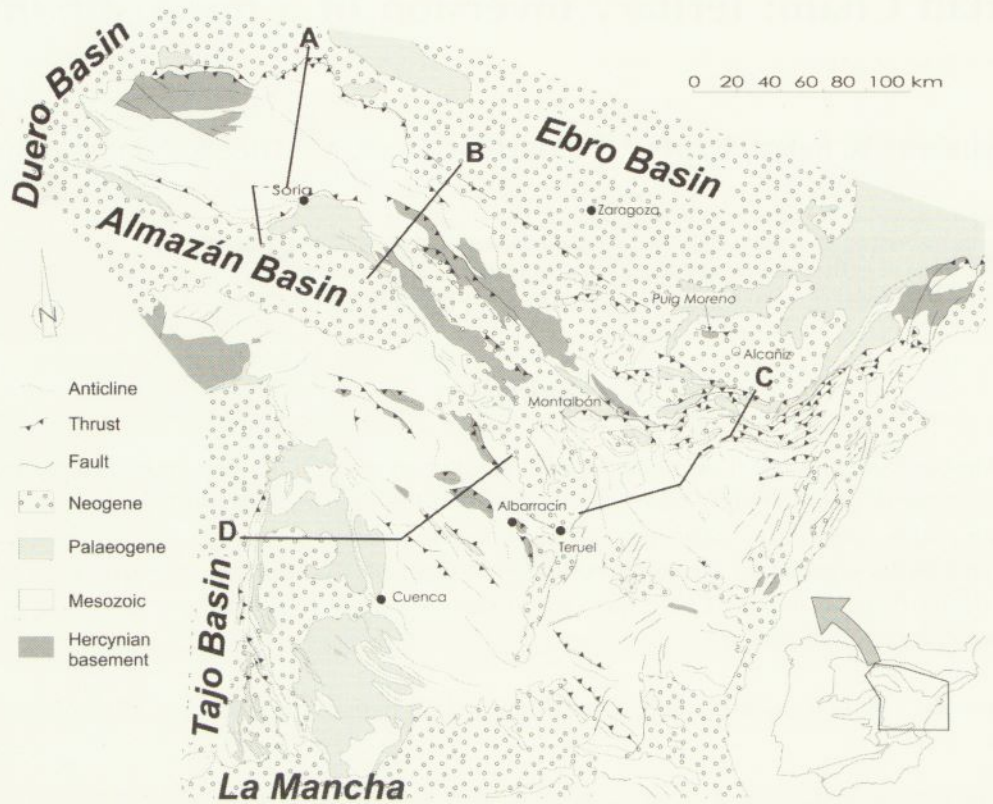


FIGURE 1: *Geological map of the Iberian Chain and surrounding Tertiary basins, showing location of structural cross-sections of figure 3.*

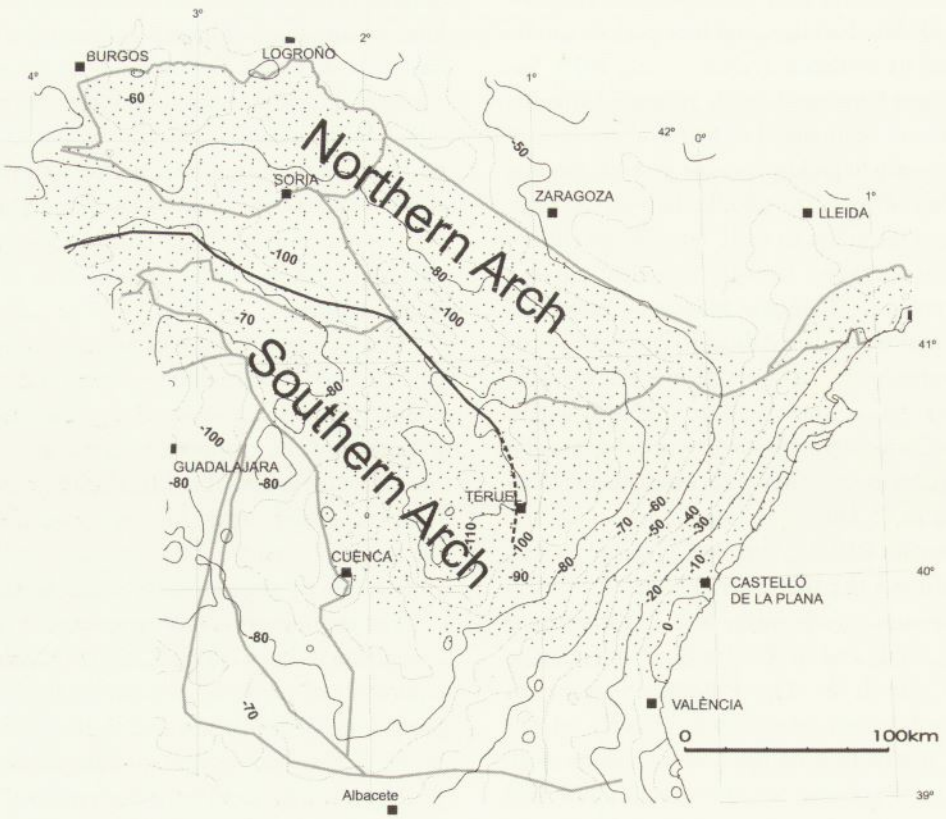


FIGURE 2: *Bouguer contour anomaly map of the Iberian Chain and surrounding areas (after Mezcua* et al., *1996). Contour intervals are 10 mGal. The boundaries between the main structural divisions of the Iberian Chain (gray lines), the basement-involved area (stippled) and the location of the two crustal arches (the thicker black line separates them) are also shown.*

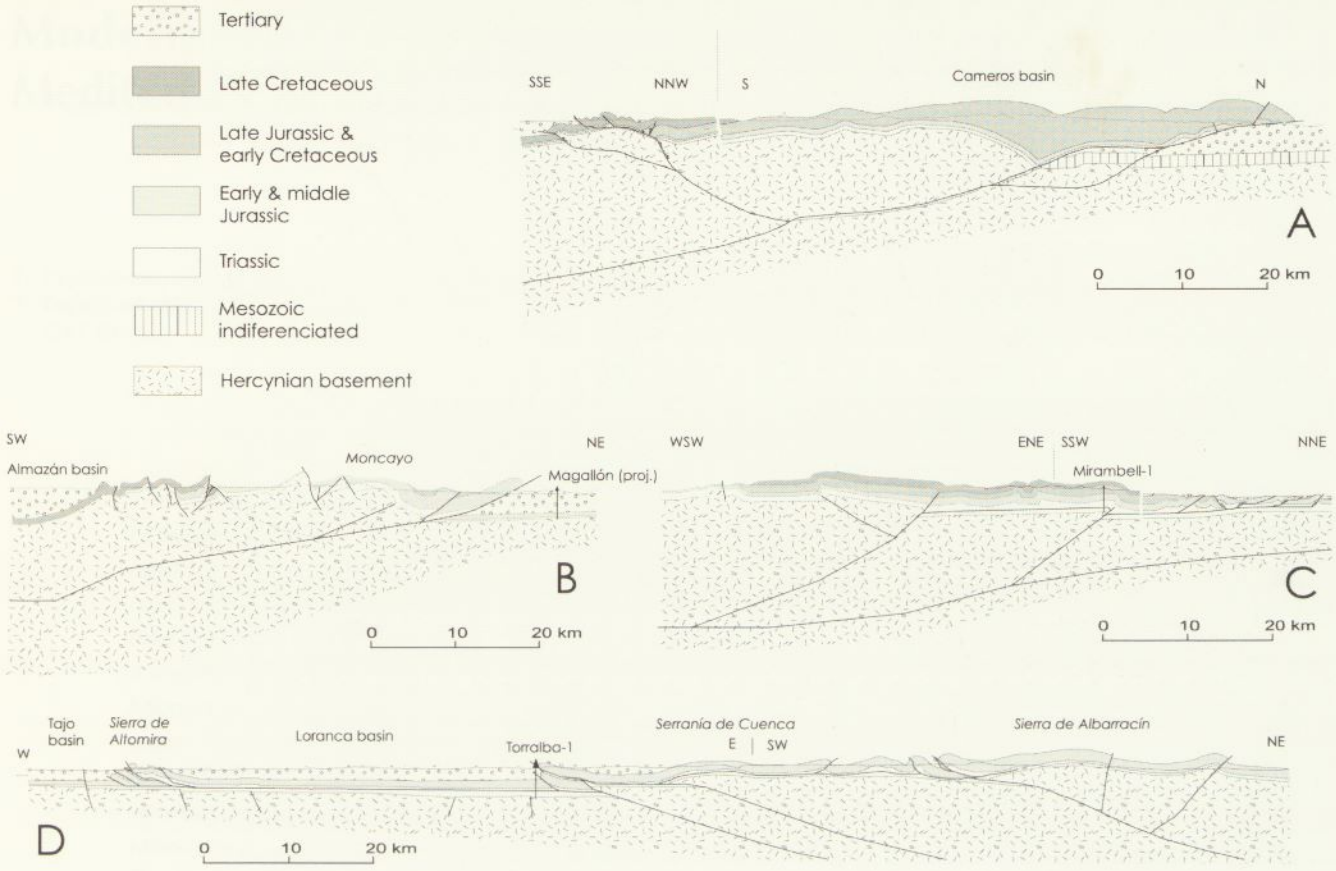


FIGURE 3: *Structural cross-sections of the Iberian Chain. Location in figure 1.*

conservative estimate: probably the total shortening should be larger. Hence, shortening deduced from the cross-sections and the crustal model compare fairly well.

The geometry and dimensions of the Paleogene thrust system, involving the basement of the Iberian Chain, indicates an upper to mid crustal detachment level that can account for upper crustal shortening. Therefore, shortening at deeper crustal and lithospheric levels must have been accommodated either by ductile mechanisms (Guimerà *et al.*, 1996), or by an incipient subduction mechanism (Salas and Casas, 1993). As indicated by the post-inversion crustal configuration of the area, syn-inversion deformation of the crust was probably of the heterogeneous pure-shear type (heterogeneous thickening), resulting in the development of a deep crustal keel (Guimerà *et al.*, 1996). Whether this keel is associated with an offset of the Moho discontinuity or not remains unsolved.

REFERENCES

Álvaro, M., Capote, R. & Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. Acta Geológica Hispánica, 14:172-181.

Guimerà, J. & Álvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). Bull. Soc. Géol. France, 6(2): 339-348.

Guimerà, J., Salas, R., Vergés, J. & Casas, A. (1996): Extensión mesozoica e inversión compresiva terciaria en la Cadena Ibérica: aportaciones a partir del análisis de un perfil gravimétrico. Geogaceta, 20 (7): 1691-1694.

Mezcua, J., Gil., A. & Benarroch, R. (1996): Estudio Gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares. Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional, 7 p., 11 fig., 2 maps.

Salas, R., & Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics, 228: 33-55.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. and Alonso, A. (2000): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). In: W. Cavazza, A.H.F. Robertson and P.A. Ziegler, Editors, Memoir on peritethyan rift/wrench basins and passive margins. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.

Modelización neotectónica en elementos finitos del Mediterráneo Occidental: sur de Iberia y noroeste de África

A.M. Negredo[1], P. Bird[2] y E. Buforn[1]

1 Departamento de Geofísica y Meteorología. Facultad de CC. Físicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. España.
2 Department of Earth and Space Sciences. University of California, Los Angeles. 3806 Geology building. BOX 951567. Los Angeles, California 90095-1567. EEUU.

ABSTRACT

The study area is characterized by a moderate seismicity associated with the convergence between African and Eurasian plates. In order to investigate the present-day stress and strain field and to better constrain the geometry of plate boundary, we have applied to the study area numerical finite element models using the thin shell approximation. We have tested two end-member models. The main differences between the two models is that the second one has a more continuous fault network and includes a vertical fault crossing the northern part of the Moroccan Atlantic margin. Results are quantitatively compared with data of direction of máximum horizontal compression and with the seismic strain rate. The second model is shown to reproduce the first-order characteristics of the present-day tectonic regime, the distribution of seismicity and the fault motion directions. The area with highest model-predicted faults slip rates corresponds to northern Algeria, in agreement with the high seismicity of this area. Furthermore, the results obtained support a bifurcation of the plate boundary to the west of Gibraltar Arc.

***Key words**: plate boundary, Neotectonics, thin-shell, stress, strain.*

INTRODUCCIÓN

La región del sur de Iberia y noroeste de África está caracterizada por una actividad sísmica moderada relacionada con la convergencia entre las placas de África y Eurasia. Esta zona ha suscitado un enorme interés científico debido a la complejidad de su régimen sismotectónico. Esta complejidad se pone de manifiesto en la existencia de sismicidad de profundidad intermedia (hasta 120 km) en la parte occidental del dominio de Alborán y en la presencia de esfuerzos extensivos dentro de un marco regional compresivo. Mientras que los terremotos en el norte de Argelia y en el Golfo de Cádiz muestran mecanismos de falla inversa, con esfuerzos compresivos en dirección N-S a NO-SE, las Béticas internas, el mar de Alborán y el norte de Marruecos se caracterizan por mecanismos de falla de desgarre y de falla normal con esfuerzos distensivos en dirección E-O a NO-SE (Buforn *et al.*, 1995; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999). Además, la distribución difusa de la sismicidad hace que sea difícil delimitar la geometría del límite de placas entre África y Eurasia en la zona de estudio. En consecuencia, los objetivos del presente estudio son determinar el régimen actual de esfuerzos y deformaciones y constreñir mejor la geometría del límite de placas en esta zona.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

En el presente estudio se ha utilizado el programa de modelización numérica en elementos finitos SHELLS (Kong y Bird, 1995). Este programa está basado en la aproximación de placa delgada para la litosfera y, por tanto, se considera que la componente horizontal de la velocidad no cambia con la profundidad. Al tratarse de un programa creado para el estudio de procesos neotectónicos, se consideran deformaciones infinitesimales y, por tanto, velocidades estacionarias. Se modela la parte anelástica de la deformación. La reología considerada es no lineal, con diferentes parámetros reológicos para la corteza y el manto litosférico. Los espesores de ambas capas se obtienen utilizando la hipótesis de isostasia local, a partir de la distribución de flujo de calor superficial y de la elevación topográfica. Los resultados son consistentes con los estudios de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo existentes en la zona. La malla de elementos finitos ha sido creada de manera que ajuste la geometría de las fallas activas en la zona (Fig. 1). La malla consta de elementos continuos y elementos discretos (de falla) a los que se asigna un coeficiente de rozamiento menor y un ángulo de buzamiento. Este ángulo es de 25° para las

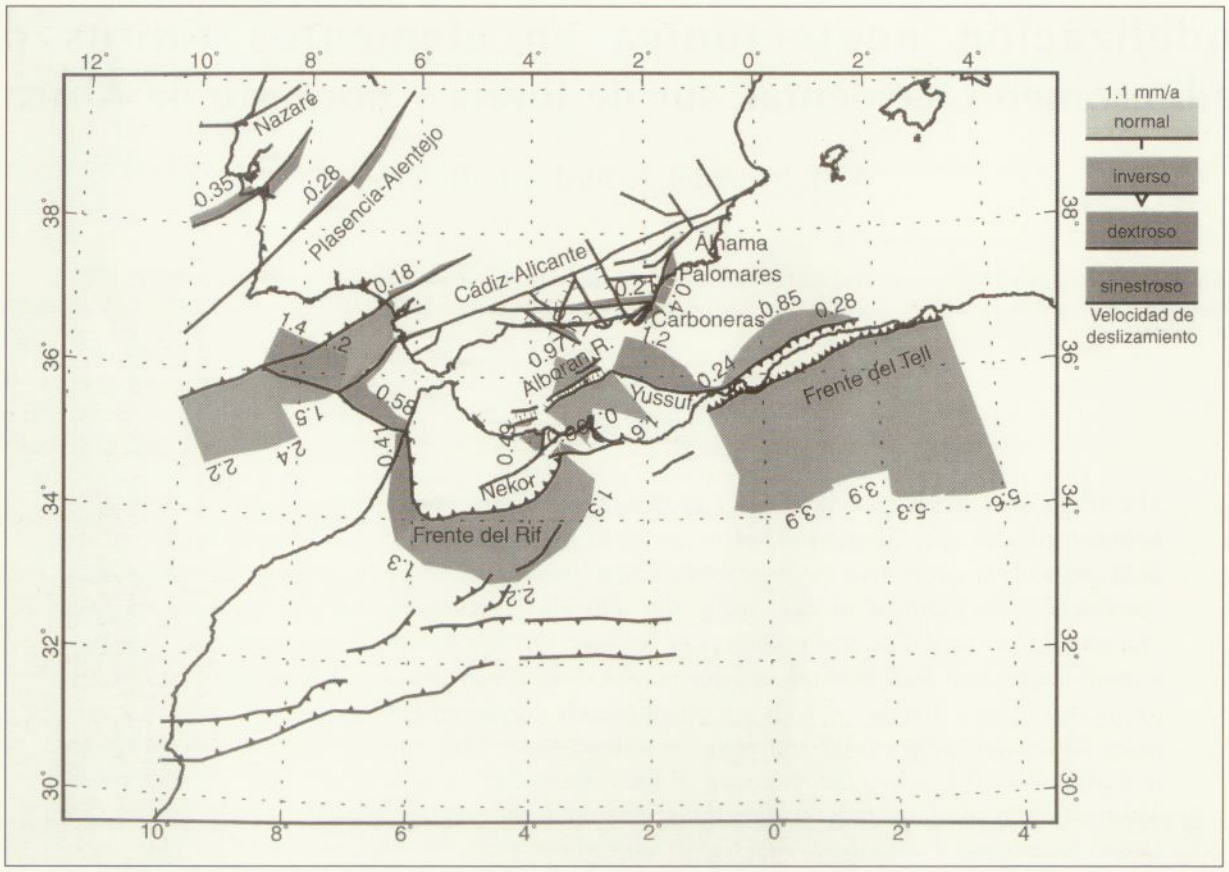


FIGURA 1: *Velocidades de deslizamiento (en mm/año) de las fallas consideradas en el modelo que mejor se ajusta las observaciones, Modelo 2. Los distintos colores indican las direcciones de movimiento de las fallas.*

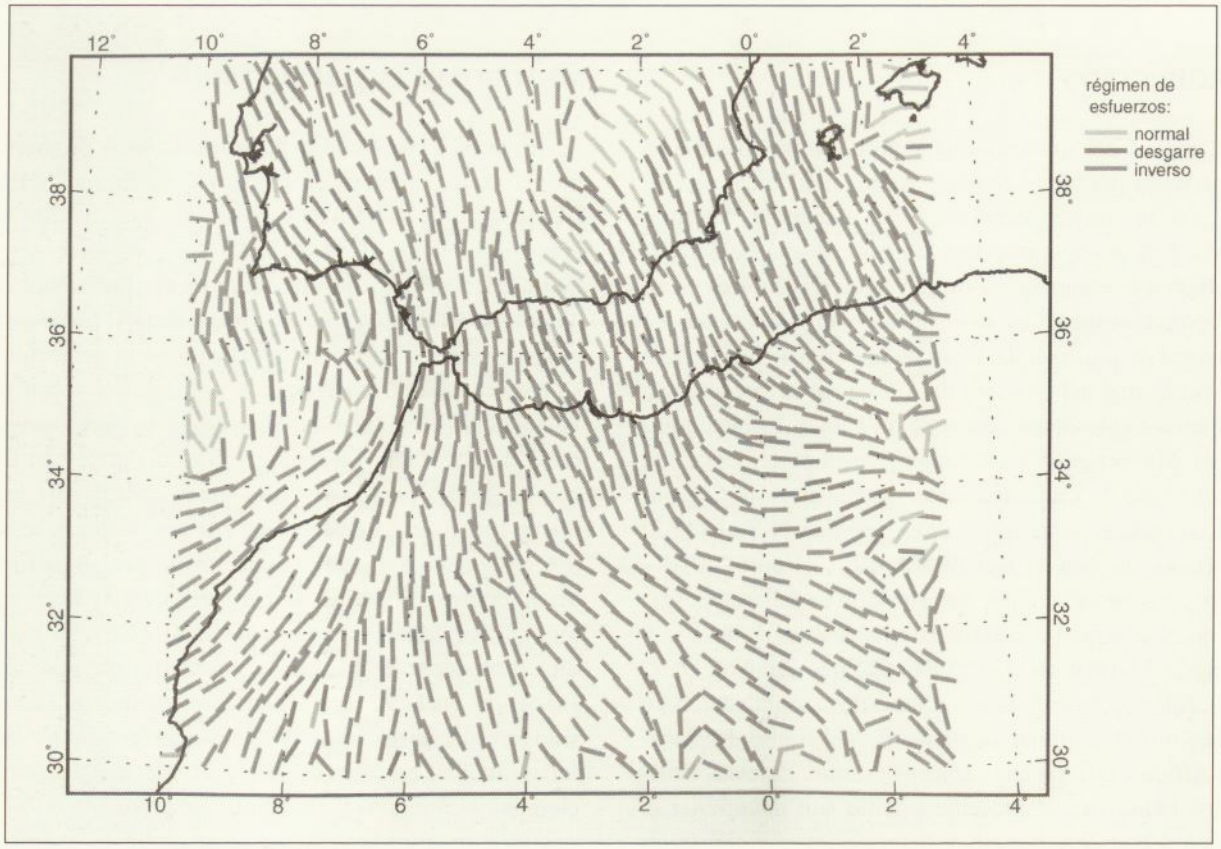


FIGURA 2: *Direcciones de esfuerzos de máxima compresión horizontal obtenidas con el Modelo 2.*

fallas de bajo ángulo, 65° para las de alto ángulo y 90° para las verticales.

La malla de elementos finitos cubre la zona indicada en la figura 1. Respecto a las condiciones de contorno aplicadas, se considera que la parte sur de la zona modelada pertenece a la placa africana, y por tanto se han aplicado velocidades tangenciales correspondientes a una rotación en sentido antihorario de África respecto a una placa euroasiática fija (Argus *et al.*, 1989).

La bondad de cada modelo se evalúa de manera cuantitativa comparando la distribución actual de esfuerzos y deformaciones que predice el modelo con los datos de dirección de esfuerzos y velocidad de deformación sísmica. Se han recopilado los datos de dirección de máxima compresión horizontal disponibles para la zona en el proyecto World Stress Map (Zoback, 1992). Estos datos se han completado con los obtenidos a partir de mecanismos focales de terremotos de magnitud superior a cuatro. La velocidad de deformación sísmica se obtiene a partir de la magnitud de ondas internas (m_0) de los terremotos de la zona.

En el presente trabajo hemos considerado dos modelos para la zona de estudio que difieren en la geometría del conjunto de fallas consideradas. Mientras que en el primer caso, Modelo 1, sólo hemos incorporado las fallas cuya geometría está bien determinada, en el segundo caso, Modelo 2, las fallas se han prolongado en las zonas donde se sospeche que puedan estar conectadas entre sí. Como diferencia fundamental entre ambos modelos, se ha introducido en el Modelo 2 una falla vertical que cruza la zona norte del margen atlántico de Marruecos. El ajuste de las observaciones en notablemente mejor en el Modelo 2. La figura 1 muestra la velocidad de deslizamiento y dirección de movimiento de las fallas consideradas en el Modelo 2. Las diferencias más notables entre ambos modelos se producen en la parte oeste de la zona modelada. Mientras que en el Modelo 1 resultan más activas las fallas del oeste de la Península Ibérica, en el Modelo 2 esta actividad afecta a las fallas del Golfo de Cádiz, lo cual es más acorde con la elevada sismicidad de esta zona. Según los resultados obtenidos, las fallas que acomodan mayor deformación son las del norte de Argelia, con velocidades de acortamiento que superan los 5 mm/año. También resulta activo, aunque en menor grado, el sistema de las fallas de Alborán y de Yussuf, y el frente de cabalgamientos del Rif. En el sur de España, las fallas que resultan más activas son las del sistema Alhama-Palomares-Carboneras. Las direcciones de movimiento obtenidas coinciden en general con las deducidas a partir de datos geológicos.

Respecto a la distribución de velocidades horizontales, éstas están dirigidas hacia el Noroeste en todo el dominio del modelo excepto en las Béticas y en el mar de Alborán, donde resultan dirigidas hacia el Oeste.

La figura 2 muestra los resultados de dirección de los esfuerzos de máxima compresión horizontal. Aunque en ambos modelos se obtiene una orientación predominante NNO-SSE de los esfuerzos compresivos, estas orientaciones resultan más oblicuas y más acordes con los datos en el Modelo 2. Además, en este segundo modelo aparece una zona de extensión en la parte central de las Béticas, de acuerdo con estudios anteriores (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1999).

CONCLUSIONES

El presente estudio permite constreñir mejor la geometría del límite de placas entre África y Eurasia en la zona de estudio. Los resultados obtenidos favorecen una geometría con forma de arco hacia el oeste del Arco de Gibraltar. El límite de placas se bifurcaría en esta región atravesando el Golfo de Cádiz y la zona norte del margen atlántico de Marruecos.

Las zonas con mayor velocidad de deformación y de mayor deslizamiento de las fallas en el Modelo 2 se corresponden con las zonas en donde se registra una mayor actividad sísmica. Además, el Modelo 2 reproduce las características generales del régimen actual de esfuerzos en el sur de la Península Ibérica y noroeste de África.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo ha sido financiado por el proyecto de la CICYT con referencia AMB97-0975-C02-01 y por una beca «Del Amo» de la Universidad Complutense de Madrid en la convocatoria de 1999. Agradecemos a Carlos Sanz-de Galdeano, Ivone Jiménez y Manel Fernàndez sus numerosas sugerencias.

REFERENCIAS

Argus, D.F., Gordon, RG., DeMets, C. y Stein, S. (1989): «Closure of Africa-Eurasia-North America plata motion circuit and tectonics of the Gloria fault». J. Geophys. Res., 94: 5485-5602.

Buforn, E., Sanz de Galdeano, C. y Udías, A. (1995): «Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region». Tectonophysics, 248: 247-261.

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González-Lodeiro, F. y Torcal, F. (1999): «Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic Cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary». Tectonics, 18: 686-702.

Kong, X. y Bird, P. (1995): «SHELLS: A thin plata program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faflts». J. Geophys Res., 100: 22129-22131.

Zoback, M.L. (1992): «First- and second-order patterns of stress in the lithopshere: The World Stress Map project». J. Geophys. Res., 97: 11703-11728.

Estructura del Frente Surpirenaico en el sector central de la cuenca de Jaca-Pamplona

B. Oliva, H. Millán, A. Casas y A. Pocoví

Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, 50.009 Zaragoza.

ABSTRACT

The structure of the Southern Pyrenean front to the West of the Aragonian External Sierras, is interpreted as an anticline detached at the Triassic. In the studied area, the structure is complicated by hinge collapses, usually associated with faulting within the Oligocene Campodarbe formation. The main structure is the Sos anticline, wich can be traced along 45 kms. This detachment fold is limited to the north by a basement thrust which cross-cuts the sedimentary sequence from the Paleozoic to the Oligocene. In the western part, the folds in the Campodarbe formation are gentler. The amplitude of the detachment fold is smaller and there are two basement thrusts which cross-cut the Paleozoic basement. The shortening rate decreases from east to west.

Key words: *detachment fold, hinge collapse, Jaca basin, Tertiary, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

La estructura de la zona que se sitúa entre las Sierras Exteriores Aragonesas y el sector occidental de la Cuenca molásica de Jaca (Fig. 1) consiste en una serie de pliegues apretados de longitud plurikilométrica y con una orientación WNW-ESE. Los materiales eocenos en los que se aprecia la estructura son la formación Guendulain y principalmente, la formación Campodarbe.

Estas estructuras son la expresión del frente sur pirenaico en el sector central de la cuenca de Jaca-Pamplona y se corresponden con la prolongación de la estructura que afloran la parte occidental de las Sierras Exteriores (Pocoví *et al.* 1990, Millán *et al.* 1992, Millán 1996, Oliva *et al.* 1996).

En este trabajo se presentan tres cortes geológicos que atraviesan el frente surpirenaico y la cuenca de Jaca-Pamplona para determinar la estructura de la zona estudiada y el acortamiento producido en la misma.

ESTRATIGRAFÍA

Los materiales representados en los cortes abarcan desde el Paleozoico hasta el Mioceno. El Triásico medio y superior esta formado por materiales lutíticos y yesíferos con intercalaciones de capas dolomíticas. El Cretácico superior por calizas arenosas marinas. El tránsito Cretácico-Terciario son las facies Garumn (areniscas y lutitas). El Eoceno está representado por la formación Guara (compuesta por calizas marinas fundamentalmente); el Grupo de Hecho (depósitos turbidíticos); Arenisca de Sabiñánigo (nivel guía de areniscas y limolitas) la formación Arguis (representada por depósitos margosos de plataforma) y la formación Belsué-Atarés (depósitos deltaicos y transicionales). El Oligoceno y el Mioceno están constituidos por la formación de Campodarbe, (depósitos de areniscas, lutitas y carbonatos continentales cuya potencia varía de 4.200 en el este, a 5.700 m en la parte occidental), y la formación Uncastillo, constituida por depósitos principalmente conglomeráticos aluviales.

GEOMETRÍA

La estructura del sector representada en los cortes (Fig. 2) viene definida por una serie de pliegues y cabalgamientos que se describen a continuación.

En el sector central de la cuenca molásica de Jaca-Pamplona se observa un tren de pliegues apretados de dirección WNW-ESE que afectan a los materiales oligocenos de la formación Campodarbe. En la parte oriental de la zona de estudio, estos trenes de pliegues se hallan cortados por el cabalgamiento de Botaya, que sitúa a la formación Guendulain en contacto con los materiales de la formación Campodarbe con un salto de unos 2 kms en el corte más oriental. El salto es de 200 m en el central y se amortigua hacia el oeste. En la parte occidental de la zona de estudio, es la falla de Loiti la que corta a estos trenes de pliegues. Esta estructura pone en contacto a las margas de Arguis con la formación Guendulain y es la que limita la cuenca molásica por el norte, en el corte occidental. En el sector oriental, la cuenca molásica se halla limitada al norte, por los afloramientos mesozoico-terciarios de las Sierras de

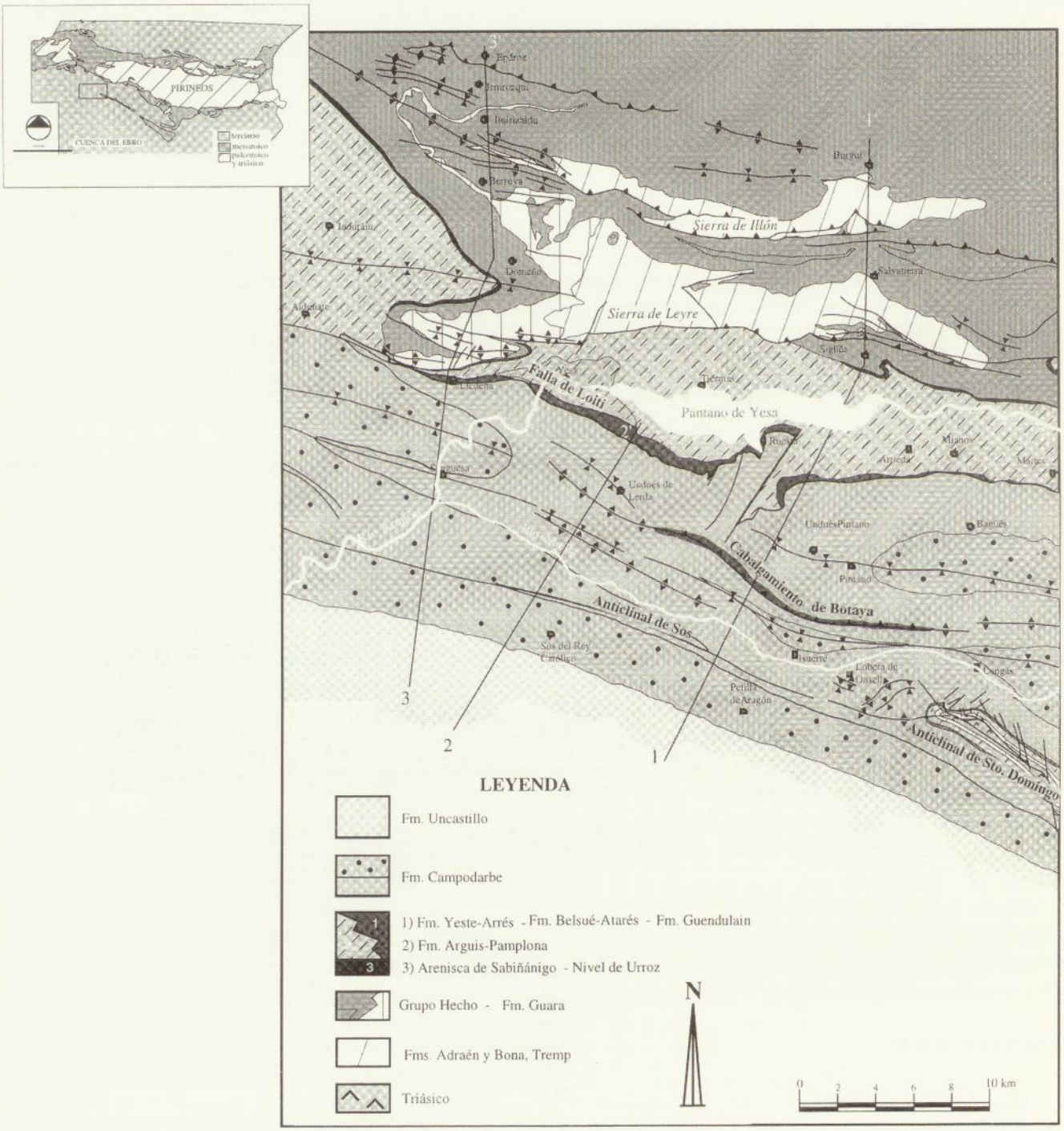


FIGURA 1: *Esquema geológico y situación de los cortes geológicos modificado de Puigdefábregas (1975) y Millán (1996).*

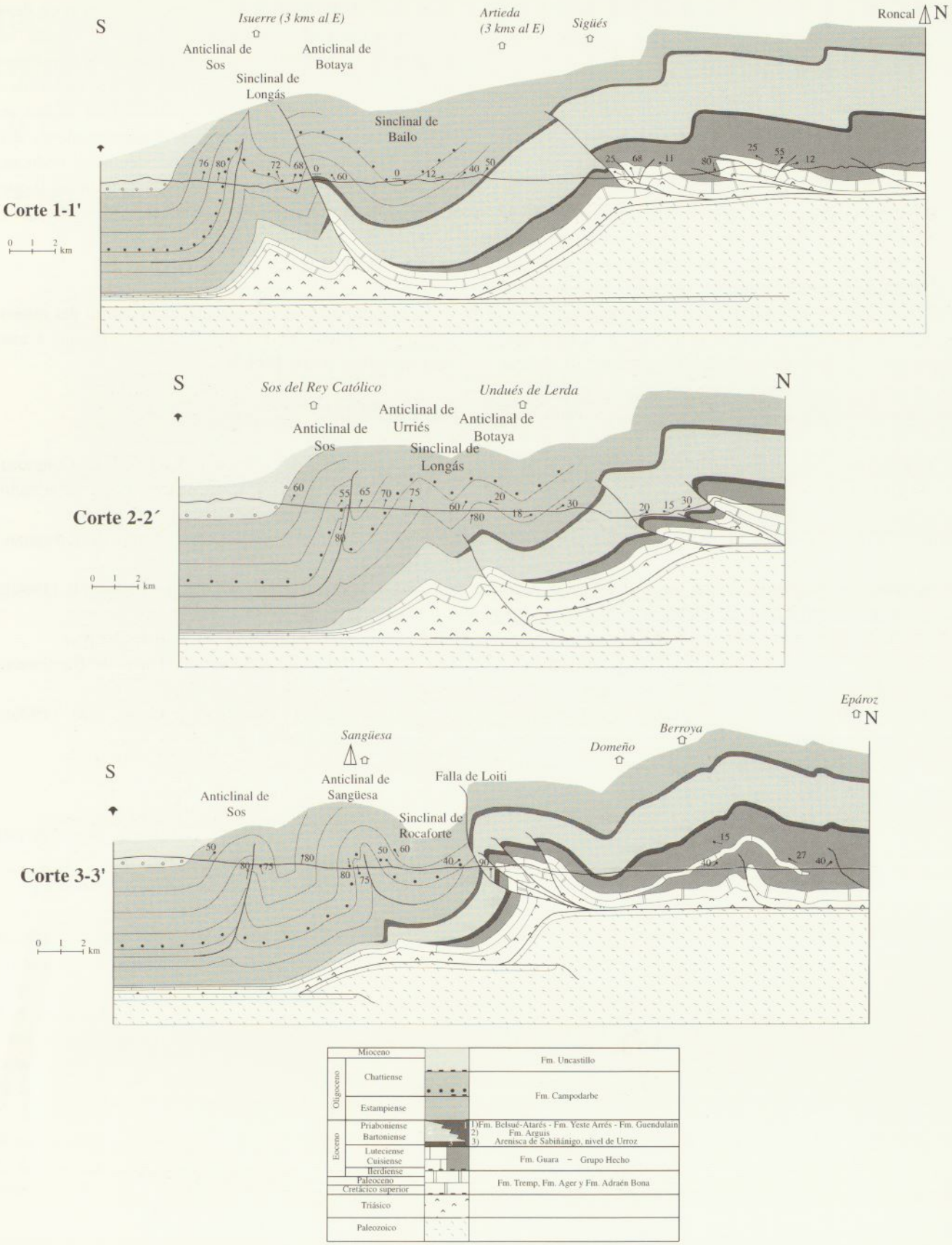


FIGURA 2: *Cortes geológicos (situación en Fig. 1).*

Leyre e Illón. Estos materiales se encuentran afectados por pliegues y cabalgamientos vergentes al sur, con desplazamientos de centenares de metros.

En la cuenca molásica, la estructura más meridional es el anticlial de Sos. Cerca del cierre periclinal de San Marzal en las Sierras Exteriores, se observan claramente los colapsos de charnelas (Millán 1996). En toda la zona de estudio las capas se encuentran verticalizadas a ambos lados de esta estructura. Aparece como un despegue dentro de la formación Campodarbe, que colapsa la charnela del anticlinal de Santo Domingo, amortiguándose este despegue hacia el W, donde pasa a ser de nuevo una estructura anticlinal (anticlinal de Tafalla). Los anticlinales que afectan a la formación Campodarbe en el área de estudio presentan fallas inversas en su núcleo: el anticlinal de Botaya en las proximidades de su cierre periclinal occidental, el anticlinal de Urriés en su cierre periclinal oriental y el anticlinal de Sos.

Los acortamientos deducidos varían entre el 23 % en el E a 11% en el W.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El frente sur pirenaico en esta zona está determinado por una serie de pliegues que afectan a los materiales oligocenos de la formación Campodarbe. Presentan despegues capa sobre capa, por lo que la acomodación del acortamiento se produce a veces mediante estructuras complejas. Estos pliegues se hallan relacionados con el despegue que se produce a nivel de Triásico que se va amortiguando hacia el W. La cobertera mesozoica acomoda el acortamiento cn cabalgamientos de vergencia sur con poco desplazamiento. En la zona oriental del área de estudio se puede deducir una lámina afectando al basamento, que permite el afloramiento en superficie de los materiales mesozoicos y eleva la cuenca turbidítica. Esta lámina se corresponde aproximadamente con el cabalgamiento del Guarga (Teixell 1992). En la zona occidental, se deducen dos láminas de basamento, siendo la más meridional la que se deduce a partir del sondeo de Sangüesa.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado dentro del marco del proyecto PB97-0997, de la D.G.E.S. y gracias a una beca concedida por la D.G.A.

REFERENCIAS

Millán, H., Parés, J.M. y Pocoví, A. (1992): III Congreso Geológico de España y XIV Congreso Latinoamericano de Geología. Simposioo, Tomo 2: 140-149 p.

Millán, H. (1996): Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 330 p.

Pocoví, A., Millán, H., Navarro, J.J., y Martínez, B. (1990): Geogaceta, 8: 36-39.

Puigdefábregas, C. (1975): Pirineos, 104, 108 p.

Teixell, A. (1992): Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 252 p.

Oliva, B., Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A.M. (1996): Geogaceta, 20 (4): 800-802.

Tectónica colisional alpina y estructura sísmica de la corteza entre el Pirineo y la Cordillera Cantábrica

D. Pedreira[1], J.A. Pulgar[1], J. Gallart[2], D. Córdoba[3], J. Díaz[2], R. Carbonell[2] y J.J. Dañobeitia[2]

1 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ J. Arias de Velasco, s/n, 33005 Oviedo.
2 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, C.S.I.C., C/ Lluis Solé y Sabaris, s/n, 08028 Barcelona.
3 Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.

ABSTRACT

The crustal structure of the transition zone between the Pyrenees and the Cantabrian Mountains was investigated from a set of seismic refraction / wide angle reflection profiles acquired in 1997. An E-W profile of 540 km shows important variations in crustal thickness and velocity distribution from the Cantabrian Mountains to the Western Pyrenees. A continuous Alpine crustal root is observed, with Moho depths of 46-48 km, except for the Western part of the Basque Cantabrian Basin, where the Moho is located at about 40 km. Another outstanding feature is the inferred presence of a discontinuous layer of 6.40-6.90 km s^{-1} at midcrustal depths beneath the Cantabrian Mountains and the Eastern Basque-Cantabrian Basin. Some geological and geophysical constraints suggest that it can represent a wedge of the lower crust of the Cantabrian Margin indenting the Iberian crust during the Alpine compression. This indentation was conditioned and/or affected by some NE-SW structures and this explains its discontinuous presence along the profile. The anomalously low velocity for this lower crustal material could be a consequence of its intense deformation during the collision and crustal indentation.

Key words: *seismic refraction, crustal wedging, Pyrenees, Cantabrian Mountains, Basque-Cantabrian Basin.*

INTRODUCCIÓN

El Pirineo es un orógeno de doble vergencia levantado como consecuencia de la colisión alpina entre la microplaca Ibérica y la placa Europea desde finales del Cretácico hasta el Mioceno. La rama de vergencia norte (Zona Norpirenaica) se continúa por la zona más nororiental de la Cuenca Vasco-Cantábrica y por el Margen Continental Cantábrico, y la rama de vergencia sur (Zona Surpirenaica) se continúa hasta la Cordillera Cantábrica a través de la zona suroccidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Fig. 1).

En los últimos años, la realización de diversos perfiles sísmicos profundos tanto en el Pirineo como en la Cordillera Cantábrica, han puesto de manifiesto la complicada interacción entre las placas en colisión, que muestran importantes interdigitaciones y el hundimiento de la mitad inferior de corteza Ibérica bajo la corteza Europea y bajo la corteza adelgazada del Margen Cantábrico formando una extensa raíz cortical (ej. Muñoz, 1992; Pulgar *et al.*, 1996, 1997).

El buen grado de conocimiento geofísico de las cordilleras Pirenaica y Cantábrica contrastaba con la escasa información disponible para la Cuenca Vasco-Cantábrica, la zona intermedia cuyo estudio era clave para entender globalmente la estructura y evolución tectónica de este sector del margen Noribérico. Para paliar esta falta de información, se llevó a cabo, en el año 1997, una campaña de adquisición de varios perfiles de sísmica de refracción que incluían también el estudio hacia el sur de la estructura cortical de la Cadena Ibérica (Fig. 1). En este trabajo se presentan los resultados para el perfil principal, que transcurre de Este a Oeste desde la Cordillera Cantábrica hasta el Pirineo occidental, con una longitud de 540 km. Este perfil atraviesa una zona de gran complejidad estructural, no sólo debido a la tectónica alpina, sino también a la presencia de estructuras previas de edad varisca (con orientaciones sub-perpendiculares a las alpinas en la Zona Cantábrica y sub-paralelas en la Zona Axial Pirenaica), la presencia de estructuras extensionales Mesozoicas de dirección NO-SE ligadas a la apertura del Golfo de Vizcaya (extensión que alcanza su máxima expresión en la Cuenca Vasco-Cantábrica) y finalmente, la presencia de fallas oblicuas de orientación NE-SO, de larga historia geológica y rejuegos alpinos, como las fallas de Hendaya y Pamplona.

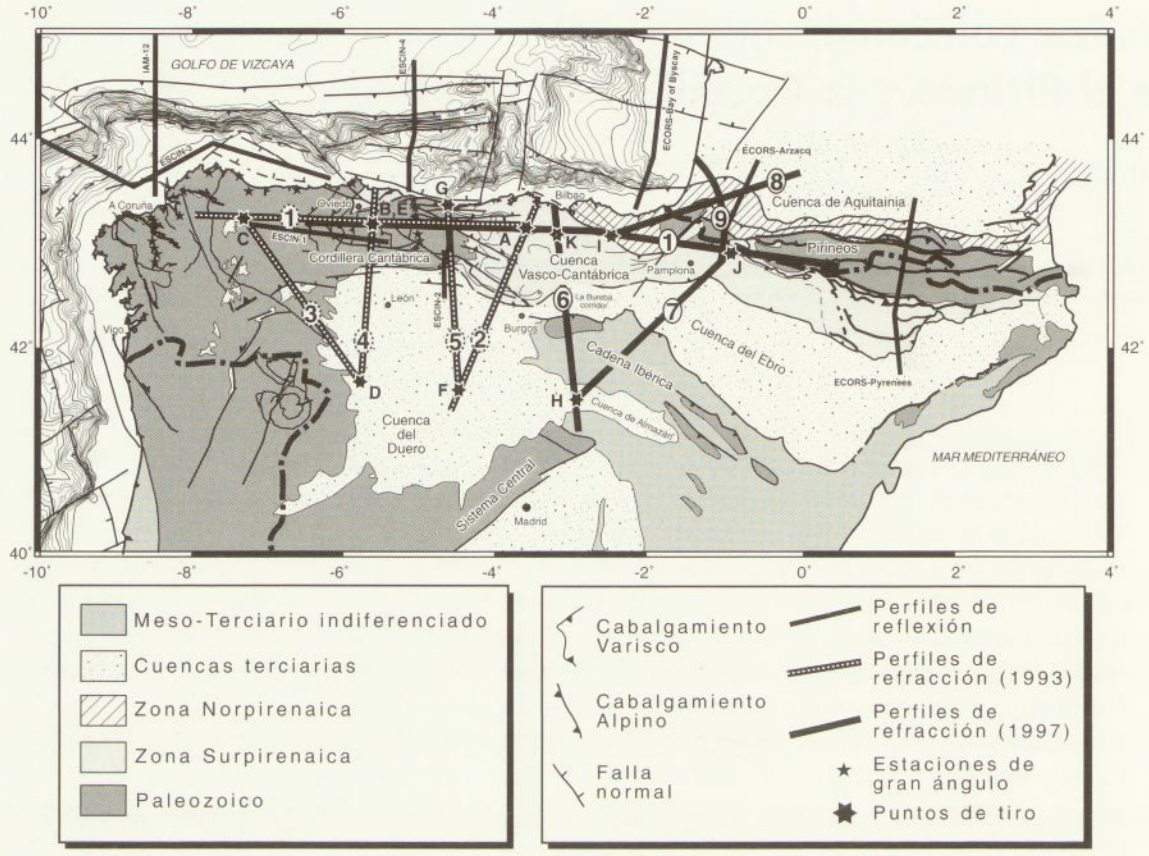


FIGURA 1: *Mapa geológico simplificado de la mitad septentrional de la Península Ibérica con la situación de los perfiles sísmicos realizados al amparo del programa ESCI y otros proyectos relacionados.*

ADQUISICIÓN, PROCESADO Y MODELIZACIÓN DE LOS DATOS

Para el registro de los perfiles de esta campaña se efectuaron un total de 9 disparos en 5 posiciones diferentes (A, K, H, I y J en la Fig. 1), cada uno de ellos registrado a lo largo de unos 200 km con una estacion cada 2.5-3 km. A pesar de la elevada cantidad de explosivos utilizados (aproximadamente 1.500 kg en cada tiro), no ha sido posible en general conseguir una óptima relación señal/ruido debido fundamentalmente a los condicionantes del terreno. Se han realizado ensamblajes convencionales con los registros de la componente vertical y de las dos componentes horizontales para cada tiro. Una vez identificadas las fases en los ensamblajes, la obtención de los modelos de estructura sísmica se ha basado en métodos iterativos de trazado de rayos, mediante modelización directa tanto de los tiempos de llegada de las distintas fases como de sus amplitudes, utilizando los programas RAYINVR, TRAMP y PLTSYN (Zelt and Smith, 1992). La figura 2 ilustra un ejemplo de datos e interpretación para el caso del tiro I.

RESULTADOS PARA LA TRANSECTA E-O

La transecta E-O a través de la Cordillera Cantábrica iniciada en un proyecto anterior mediante los registros sobre el perfil 1 de los tiros C y B (Fernández-Viejo, 1997; Fernández-Viejo *et al.*, 2000) se ha extendido hacia la Cuenca Vasco-Cantábrica y Cordillera Pirenaica mediante los tiros A, I y J ilustrados en la figura 1. Para la interpretación de este nuevo segmento oriental de la transecta se han considerado también los datos del tiro B de la campaña anterior, que permiten un ajuste más fiable del modelo entre los puntos B y A. Se ha tomado como modelo inicial en esa zona el propuesto por Fernández-Viejo *et al.* (2000), y se han considerado también los datos de sísmica de reflexión y de refracción a lo largo de una transecta N-S a través de la Cordillera Cantábrica. La interpretación de dichos datos (Pulgar *et al.*, 1996) puso de manifiesto una extensa raíz cortical alpina bajo la zona de mayor relieve de la Cordillera Cantábrica, que llegaba a profundidades de 55-60 km. bajo la línea de costa.

La modelización de este nuevo segmento del perfil E-O (Fig. 2e) presenta algunos resultados estructurales relevantes. En primer lugar, se pone de manifiesto que la raíz cortical Cantábrica se continúa hasta el Pirineo central y su profundidad sólo disminuye en unos 5-7 km bajo la zona más occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

En segundo lugar, es de resaltar la diferenciación estructural existente a niveles de corteza media y superior, cuya resolución es mayor que la obtenida por Fernández-Viejo *et al.* (2000) únicamente con datos del tiro B. Bajo la

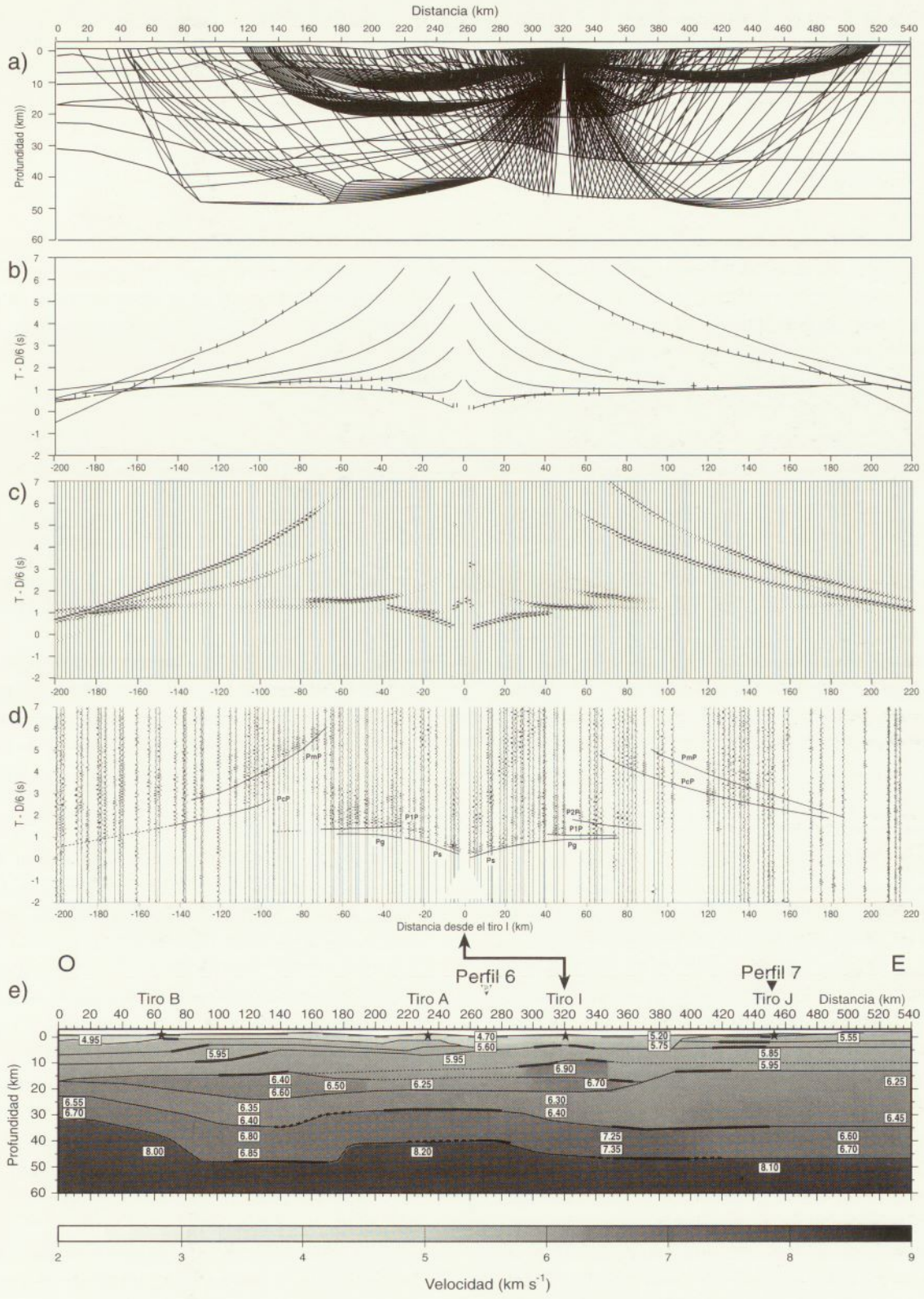


FIGURA 2: *a) Cobertura de rayos para el tiro I del perfil 1; b) ajuste entre los tiempos de llegada observados (barras verticales) y calculados (líneas continuas) para las distintas fases; c) sismograma sintético obtenido para el tiro I con el modelo de velocidades-profundidad del apartado e); d) ensamblaje de las trazas de componente vertical para el tiro I, con velocidad de reducción de 6 km s^{-1} y filtrado pasabanda entre 3 y 15 Hz; Ps y Pg: llegadas de ondas refractadas a través de los sedimentos y de la corteza superior, respectivamente; PiP, P1P, P2P, PcP y PmP: llegadas de reflexiones producidas en la corteza superior, en el techo de la capa anómala más superficial, en el techo de la capa interpretada como la corteza inferior del Margen Cantábrico, en el techo de la corteza inferior, y en la Moho, respectivamente; la PmP del registro oriental, que muestra una energía muy débil, se ha determinado a partir de los ensamblajes de componente horizontal y del ensamblaje de componente vertical de su tiro inverso (J); e) Modelo de velocidad-profundidad para la nueva porción del perfil 1. Las líneas finas discontinuas muestran zonas sin contraste de velocidad. Las líneas gruesas indican las zonas controladas por las reflexiones de los tiros B, I y J.*

Cordillera Cantábrica y a niveles intermedios de corteza (a partir de unos 15 km de profundidad) se ha distinguido una capa con velocidades entre 6.4 y 6.6 km s-1. Por su localización geográfica y profundidad, esta capa puede asociarse con la cuña de corteza inferior del Margen Cantábrico indentada en la corteza Ibérica interpretada en el perfil de reflexión vertical ESCIN-2, bajo la cual se hunde la corteza media e inferior Ibérica formando la raíz cortical (Pulgar *et al.*, 1997). Las velocidades obtenidas son algo menores que los valores típicos de una corteza inferior, lo cual debería atribuirse a la intensa tectonización acaecida a este nivel. Por debajo, la corteza anormalmente gruesa de Fernández-Viejo *et al.* (2000) se ha dividido en dos capas de velocidades 6.35-6.40 y 6.80-6.85 km·s^{-1} (Fig. 2e), que representarían las cortezas media e inferior Ibéricas introduciéndose bajo la cuña de corteza inferior del Margen Cantábrico, de acuerdo con la imagen del ESCIN-2 (Pulgar *et al.*, 1996, 1997).

La misma estructura anómala de alta velocidad se ha podido distinguir también en la parte central de la transecta cortical, bajo la cuenca Vasco-Cantábrica, aunque con algunas diferencias. Como se puede ver en el ejemplo mostrado del tiro I hacia el Este (Fig. 2d), se observan dos llegadas consecutivas bastante energéticas a distancias entre 40 y 70-80 km y a tiempos reducidos de 1-1.5 s. Estas llegadas se han interpretado como reflexiones en dos horizontes situados respectivamente a 9-12 y 16 km de profundidad. En el tiro I hacia el Oeste sólo se distingue la P1P muy energética ya desde los 30 km de distancia del punto de tiro. Bajo estos horizontes se situarían capas de alta velocidad y de escasa continuidad lateral, como se desprende de la pérdida brusca de energía de estas fases lateralmente, siendo la más superficial de mayor velocidad (6.90 km s^{-1} frente a los 6.70 km s^{-1} de la inferior). Dicha capa anómala podría asociarse con la estructura causante de la anomalía magnética del País Vasco (Ardizone *et al.*, 1989), la mayor de toda la Península Ibérica, centrada en la vertical del tiro I y a la que se superpone otra importante anomalía gravimétrica positiva que se prosigue por la Zona Norpirenaica (Casas *et al.*, 1997).

En la zona intermedia, el tiro A presenta una relación señal/ruido más bien baja, pero, en cualquier caso, no parece evidenciar la presencia de una capa de alta velocidad sísmica a niveles medios de la corteza en esta zona. La ausencia de esta cuña explicaría también el menor espesor cortical entre los km 190 y 290 del perfil (Fig. 2e). Por lo que se refiere al extremo oriental del modelo, la corteza se muestra engrosada hasta los 47 km, y aunque tampoco se corta la cuña indentada, ésta debe pasar muy pocos kilómetros al norte de la línea del perfil.

Las variaciones detectadas a lo largo de la transecta E-O sugieren que la interdigitación entre las cortezas de Iberia y del Margen Cantábrico pudo haber estado condicionada por estructuras laterales o fallas profundas de dirección NNE-SSO a NE-SO como las de Hendaya o Pamplona, y quizás también la que generó el Cañón de Santander, lo que se refleja en la presencia discontinua de la cuña indentada de la corteza inferior del Margen Cantábrico a lo largo del perfil modelizado.

AGRADECIMIENTOS

Estas investigaciones se han financiado con cargo a los proyectos CICYT AMB95-0922 y AMB98-1012.

REFERENCIAS

Ardizone, J., Mezcua, J. y Socías, I. (1989): Mapa Aeromagnético de España Peninsular. Instituto Geográfico Nacional.

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L. y Adam, C.R. (1997): Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. Earth and Planet. Sci. Lett., 150: 65-78.

Fernández-Viejo, G. (1997): Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo. Tesis Doctoral. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología de la Universidad de Barcelona.

Fernández-Viejo, G., Gallart, J., Pulgar, J.A., Córdoba, D. y Dañobeitia, J.J. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero Basin. Journal of Geophysical Research, Vol. 105, NO. B2: 3001-3018.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: McClay, K.R. (Editor): Thrust Tectonics, Chapman & Hall: 235-246.

Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. Tectonophysics, 264: 1-19.

Pulgar, J.A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J., Alonso, J.L., y ESCIN Group (1997): The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin. Rev. Soc. Geol. España, 8 (4), 1995: 383-394.

Zelt, C.A. y Smith, R.B. (1992): Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys. J. Int., 108: 16-34.

Evaluación de la calidad de los tensores de esfuerzos: el índice IQ

J.L. Simón[1], L.E. Arlegui[1,2], A.L. Cortés[3], C.L. Liesa[1] y A. Maestro[1]

1 Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
2 Laboratory for Strain Analysis, Dept. Earth Sciences, Cardiff University, CF1 3YE Cardiff, UK.
3 Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

Most inversion methods for palaeostress analysis yield criteria enough to judge the overall quality of the obtained solutions. That assessment, however, lacks of an objective quality and the comparison of results obtained from different methods is difficult. The main criteria in such evaluation are the degree of directional dispersion of the results, the proportion of explained faults with respect to the full population, and the mechanical compatibility of fault orientations with the obtained stress tensor. In order to achieve an objective value of quality, and to be able to use it as a numerical tool when comparing the quality of results among different analysis, the IQ index is proposed. The algorithm includes the above mentioned parameters and yields a quantitative result, allowing to classify the results as a function of their quality: the obtained tensors can be classified according to their IQ ranking, irrespectively of the inversion method used. Though the use of the numerical value stands alone and it is enough to compare results, we propose a ranking spanning from «unacceptable» to «excellent» solutions.

Key words: *palaeostress analysis, stress tensor, fault, quality index.*

INTRODUCCIÓN

Un problema común en el análisis de paleoesfuerzos es la valoración de la calidad de los resultados obtenidos. En la actualidad existen diversos métodos numéricos que proporcionan los valores de la dispersión o desviación media de la solución, el número de datos explicados por esta solución frente al total de la población y la compatibilidad mecánica de las fallas explicadas con el tensor desviatorio de esfuerzos. La mayor parte de los métodos de análisis utilizados más frecuentemente, tanto los que se basan en la ecuación de Bott como en el modelo de Reches (p.e.: Etchecopar *et al.*, 1981; Reches *et al.*, 1992; Delvaux *et al.*, 1992), permiten identificar por separado la influencia de cada parámetro y, por tanto, valorar de forma cualitativa la calidad de la solución.

En este trabajo se presenta una propuesta de Índice de Calidad para la evaluación de tensores de esfuerzos obtenidos mediante métodos de aná¹isis poblacional de fallas. Este índice ha sido aplicado a más de 200 tensores de esfuerzos calculados por distintos autores con el fin de valorar, a partir de poblaciones de fallas reales, la aplicabilidad del mismo, así como la influencia de cada uno de los parámetros que intervienen en su diseño.

EL ÍNDICE IQ

El índice de calidad presentado en este trabajo fue diseñado en 1996 (inédito) y posteriormente discutido y utilizado en diversos trabajos, especialmente en tensores de esfuerzos obtenidos a partir de fallas en materiales recientes (Muñoz Martín, 1997; Cortés y Maestro, 1998; Herraiz *et al.*, 1998; Cortés, 1999; Maestro, 1999). El índice propuesto es el producto de cuatro factores, cada uno de los cuales tiene en cuenta un parámetro distinto:

$$IQ = \left(\frac{7}{\alpha}\right) \cdot \left(\frac{t}{t+n}\right) \cdot \left(1 - \frac{4}{t}\right) \cdot \left(\frac{c}{t}\right)$$

donde:

α = desviación media (ángulo en grados) entre estrías teóricas y reales

t = nº de fallas explicadas por el tensor solución

n = nº de fallas de la población no explicadas por nigún tensor

c = nº de fallas explicadas con el criterio mecánico de Mohr-Coulomb

De esta forma se pretende valorar la calidad de la solución de forma cuantitativa (o semicuantitativa, ya que la valoración de alguno de los factores incluye un cierto gra-

do de arbitrariedad), buscando que el rango final de variación del índice se encuentre entre 0 y 1, aunque el límite superior siempre está abierto a la aparición de tensores de mayor calidad. Para referirnos a los factores por separado, designaremos cada uno de ellos como:

$$A = 7 / \alpha;\ N = t / (t+n);\ T = 1 - (4 / t);\ C = c / t$$

El diseño del factor A ($7 / \alpha$) o «ángulo de dispersión» puede considerarse un tanto «artificial». El numerador «7» sirve para obtener un valor final del índice de calidad entre 0 y 1 (apoyado por un estudio preliminar con más de 100 estaciones propias, cuyo IQ no superaba el valor de 0.85).

El factor N considera el número de fallas explicadas por el tensor solución (t) frente al número de fallas no explicadas por ningún tensor (n). En poblaciones monofásicas $t + n$ representa la totalidad de la población, mientras que en poblaciones polifásicas las fallas explicadas por otro tensor no son tenidas en cuenta en el cómputo.

El número absoluto de fallas explicadas por el tensor (t) es recogido en el factor T. El número mínimo de fallas para poder contrastar un tensor desde el punto de vista estadístico es t=5, ya que t=4 es el valor para el cual la solución queda determinada algebraicamente, perdiendo así validez. Por tanto, para t=4 el índice de calidad debe ser cero, criterio suficiente para rechazar un tensor.

El factor C hace referencia a la proporción de fallas explicadas según el criterio de Coulomb. Una forma sencilla de determinar la compatibilidad mecánica de las fallas

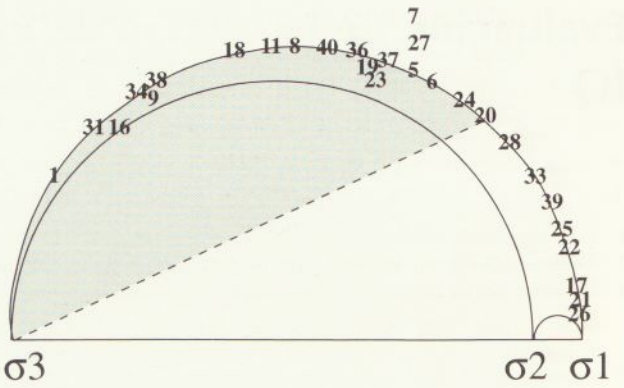


FIGURA 1: *Compatibilidad mecánica de las fallas explicadas por el tensor solución (ver texto). Se consideran compatibles las fallas situadas por encima de la línea de resistencia intrínseca (zona gris).*

con el tensor solución consiste en trazar, desde el extremo izquierdo del semicírculo de Mohr, una recta que forme un determinado ángulo con la horizontal como aproximación a la línea de resistencia de la roca o de las discontinuidades (Fig. 1). En este trabajo se propone la utilización de un ángulo de rozamiento de 25° (se puede utilizar 30°) para establecer dicha línea, entendiendo que se trata de un valor medio razonable (valor medio para diferentes litologías calculado por Barton y Choubey, 1977). Si ninguna falla tiene una colocación aceptable en el círculo de Mohr (c=0, C=0) el índice de calidad es cero y la solución debe rechazarse. En algunos casos pueden aparecer planos de falla «estilolitizados», cuya orientación formaría teóricamente

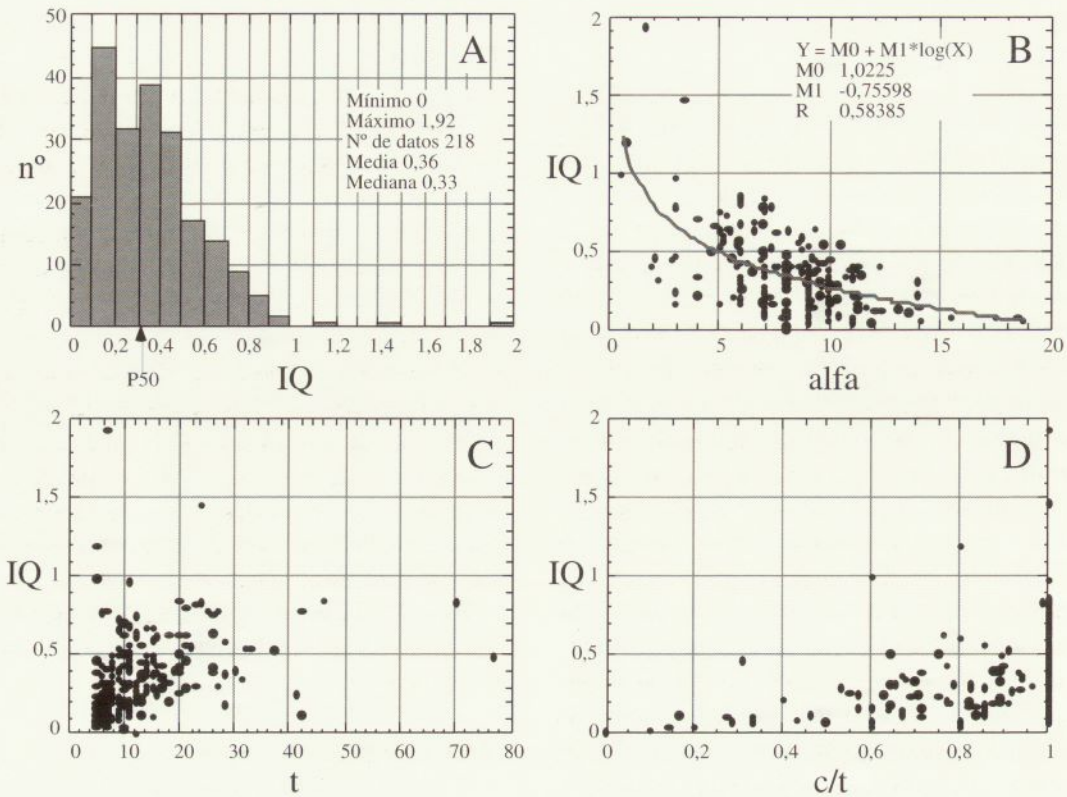


FIGURA 2: *A: Histograma de frecuencias de los valores del índice de calidad (IQ) obtenido para los tensores analizados (218 datos). B, C, D: influencia relativa de los distintos factores que intervienen en el cálculo del índice de calidad.*

un alto ángulo con el eje de esfuerzos σ_1. Estos planos quedan situados en el círculo de Mohr por debajo de la línea de resistencia intrínseca en la parte inferior derecha del diagrama (Fig. 1). Si los criterios de campo están claros, no se debería rechazar esta solución aunque existan algunos planos de estas características, si bien su índice de calidad debe disminuir lógicamente.

Una vez determinado un valor del índice IQ, éste se debe valorar dentro de su posible rango de variación, a fin de contar con un criterio que permita aceptar con mayor o menor confianza, o incluso rechazar, el tensor correspondiente. De esta forma, se proponen 5 categorías de calidad para los tensores de esfuerzos:

A) EXCELENTES	$IQ \geq 0.7$
B) MUY BUENOS	$0.4 \leq IQ < 0.7$
C) BUENOS (estándar de calidad)	$0.1 \leq IQ < 0.4$
D) MEDIOCRES (cuestionables)	$0 < IQ < 0.1$
E) RECHAZABLES	$IQ = 0$

INFLUENCIA DE LOS DISTINTOS FACTORES

En este trabajo se ha aplicado el índice IQ a 218 tensores de esfuerzos procedentes de análisis de poblaciones de fallas realizados por los propios autores. La muestra estudiada contiene una gran diversidad de tensores de esfuerzos obtenidos a partir de poblaciones muy diferentes en cuanto al número y tipo de fallas analizadas, así como a la litología y edad de los materiales en que fueron medidas. De esta forma se pretende valorar la utilidad de IQ en distintos contextos desde el punto de vista tectónico y metodológico.

Los tensores de esfuerzos determinados muestran, en general, valores de IQ menores de 1, con una moda principal situada en torno a 0.2 y una mediana cercana a 0.33 (Fig. 2a). En lo referente a los intervalos de calidad, los tensores de credibilidad cuestionable (IQ<0.1) suponen menos del 10% del total. Los tensores buenos (0.1<IQ<0.4) representan el 53%, mientras que los tensores muy buenos a excelentes (0.4<IQ<0.8) suponen el 33% de los resultados. Por último, se han determinado varios tensores con un valor de IQ muy alto (mayor de 0.8), que constituyen menos del 5% de todo el conjunto.

La influencia de cada uno de los factores que definen el índice de calidad IQ se pone de manifiesto mostrando por separado los parámetros determinados en cada tensor frente al índice de calidad correspondiente (Fig. 2b,c,d). De esta forma, se observa que el aumento de la desviación media entre estría teórica y real hace disminuir marcadamente el valor del índice de calidad (Fig. 2b). Aunque la mayor parte de los tensores analizados en este trabajo presentan valores de IQ menores de 1, se han obtenido varios tensores con valores de IQ superiores a 1 (hasta 1.93). Esto demuestra que cuando la desviación media entre estrías teóricas y reales es muy baja (entre 0 y 3°), la calidad de la solución adquiere valores «insospechados». El número de fallas que explican el tensor también tiene una gran influencia, si bien aparecen varios casos en los que IQ presenta un valor alto con pocas fallas debido a la baja desviación media existente (Fig. 2c). En general, la calidad del tensor aumenta con el número de fallas, observándose un aumento significativo, por ejemplo, al pasar de 5 a 15 fallas, mientras que éste se hace prácticamente irrelevante a partir de 20-30 fallas (Arlegui y Simón, 1998). El índice IQ aumenta a medida que lo hace el número de fallas explicadas por el criterio de Mohr-Coulomb (Fig. 2d). La fuerte dispersión de los valores de IQ en las soluciones bien explicadas mecánicamente (c/t=1) está claramente condicionada por la desviación angular media de las mismas.

Un parámetro no considerado en el diseño del índice de calidad ha sido el error en el cálculo de los ejes de esfuerzos. Este estará condicionado en muchos casos por el valor de la relación $R = (\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, ya que cuando R tienda a $\pm\infty$ (extensión o compresión radial) aumentará el error en el cálculo de los ejes en la horizontal. En estos casos el valor del índice de calidad disminuiría frente a otros tensores con valores de los ejes de esfuerzos bien diferenciados (posiblemente con menor error en el cálculo de la dirección). Así, consideramos que la expresión del ángulo o cono de confianza en torno a la dirección del eje calculado (en representaciones gráficas como mapas, diagramas y-R, etc.) debería estar separada del índice de calidad del tensor tal y como está diseñado en este trabajo.

CONSIDERACIONES FINALES

El índice de calidad IQ nos permite valorar de forma objetiva la fiabilidad de las soluciones obtenidas mediante los métodos de análisis poblacional de fallas. En esta valoración se tienen en cuenta varios parámetros númericos que proporcionan los programas de análisis de esfuerzos: número de fallas que determinan la solución frente al resto de la población, error o desviación media de la solución y compatibilidad mecánica de las fallas que explican el tensor de esfuerzos.

Se proponen varias categorías de calidad (que van desde tensores «rechazables» a «excelentes»), indicando que el estándar de calidad (basado en análisis propios) se sitúa en valores de IQ entre 0.1 y 0.4. De esta manera, se pueden representar los resultados locales en función de su calidad (por ejemplo, con flechas de tamaños proporcionales a la calidad del tensor de esfuerzos), quedando a discreción del investigador la utilización de aquellos tensores cuestionables en función de criterios claros de campo o de los resultados a escala regional.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado dentro del marco del proyecto SHISTO2-SIGMA (CSN-ENRESA).

REFERENCIAS

Arlegui, L.E. y Simón, J.L., (1998): Reliability of palaeostress analysis from fault striations in near multidirectional extension stress fields. Example from the Ebro Basin, Spain. J. Struct. Geol., 20 (7): 827-840.

Barton, N. y Choubey, V. (1977): The shear streght of rock joints in theory and practice. Rock Mechanics, 10: 1-54.

Cortés, A.L. (1999): Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 409 p.

Cortés, A.L. y Maestro, A. (1998): Recent intraplate stress field in the eastern Duero Basin (N Spain). Terra Nova, 10 (5): 287-294.

Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R. y Sarota, J. (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa-north Malawi rift valley (East African Rift System). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 16 (2): 383-406.

Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. J. Struct. Geol., 3 (1): 51-65.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O.; Rodríguez Pascua, M., Rodríguez, C., Cicuéndez, J.I., Casas, A.M., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Camacho, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998): Proyecto SIGMA. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual, en la Península Ibérica. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección Otros Documentos CSN 10.1998, 239 p.

Maestro, A. (1999): Estructura y evolución alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 334 p.

Muñoz Martín, A. (1997): Evolución geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad. Tesis Doctoral, Univ. Comp. de Madrid, 500 p.

Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of faults slip data. J. Geophys. Res., 97: 12481-12493.

Influencia de la variación de espesor en cuñas de acreción: Modelización analógica

R. Soto Marín[1], F. Storti[2], C. Faccenna[2] y A.M. Casas Sainz[1]

1 Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50.009 Zaragoza. 180102@docto.unizar.es
2 Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi "Roma Tre". L. Murialdo 1, 00146, Roma.

ABSTRACT

Scaled analogue sandbox models are used to simulate the growth of doubly-vergent thrust wedges that include lateral thickness variations. Initial variations in thickness, due to variable tapers of 0º, 2º, 4º y 6º are perpendicular to the direction of shortening. The angle between the deformation front of thrust belts with respect to the backstop (perpendicular to the shortening direction) increases as a linear function of the initial lateral sedimentary taper. The number of foreland-vergent thrusts and their spacing decreases with increased initial thickness. Lateral variations in the sedimentary thickness cause transfer zones, plan-view curved and oblique thrusts.

Key words: *analogue experiments, doubly-vergent wedges, thrust tectonics, lateral thickness variations.*

INTRODUCCIÓN

El estudio de las cuñas orogénicas a partir de modelos analógicos se basa en el modelo de pendiente crítica de la cuña de Coulomb (*critical taper Coulomb wedge model*), el cual permite comprender la geometría y cinemática de los prismas de acreción y cinturones orogénicos y obtener parámetros que controlan su evolución (Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984).

En este trabajo se investiga la geometría y cinemática de los sistemas de cabalgamientos cuando existe una geometría previa de los materiales involucrados en forma de cuña, cuyo eje es perpendicular a la dirección de acortamiento.

MÉTODO EXPERIMENTAL

En el dispositivo utilizado (120x80cm), la deformación dentro del paquete de arena se produce gracias a la introducción de la lámina de despegue basal bajo un tope trasero (*backstop*) rígido fijado al soporte basal horizontal (Fig. 1).

El material utilizado para la modelización es arena cuarcítica seca eólica de 400 µm de tamaño de grano, que simula la deformación frágil de los materiales de la corteza superior.

La lámina basal de despegue es una lámina de acetato unida a un motor eléctrico. Éste tira de ella produciendo compresión en el modelo al chocar el paquete de arena que tiene encima contra el backstop y la arena que hay sobre éste, en el momento en que la lámina se introduce bajo el backstop.

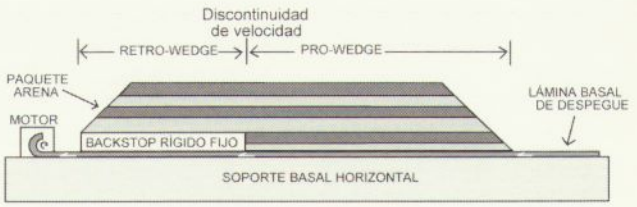


FIGURA 1: *Diagrama del dispositivo utilizado.*

PARÁMETROS MEDIDOS

En este trabajo se estudia el comportamiento de cuñas orogénicas de acreción de doble vergencia (Storti *et al.*, in press). En los modelos, la lámina basal de despegue se introduce bajo el backstop rígido simulando así el proceso de *underthrusting* y produciendo en ese mismo punto una discontinuidad de velocidad. La región en la cual el material se mueve hacia este punto se denomina *pro-wedge* y aquella en la que el material está fijo y sobre el backstop, *retro-wedge* (Fig. 1).

En este trabajo se ha realizado una serie de cuatro experimentos con el fin de estudiar cómo influye la diferencia de espesor del paquete de arena en la cuña de acreción y además, cómo influye el que en un mismo modelo el espesor no se distribuya uniformemente. Los modelos tenían las siguientes características (Fig. 2): en el primero de ellos y más simple, R5, el espesor de 4 cm del paquete de arena es

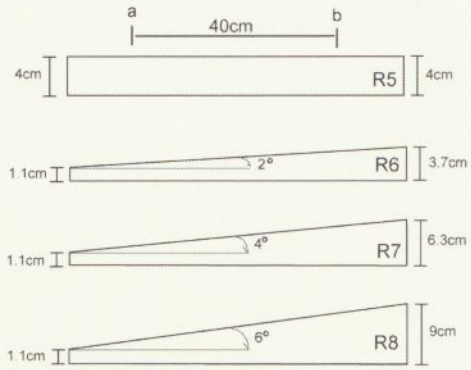


FIGURA 2: *Esquema de los modelos en un corte perpendicular a la dirección de acortamiento.*

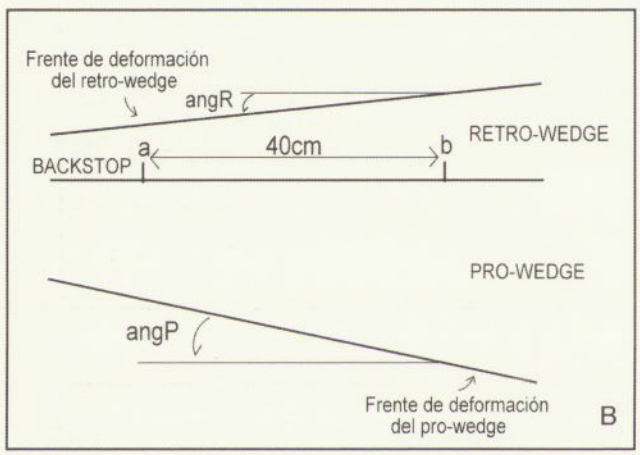


FIGURA 3: *Esquema mostrando una vista en planta de los modelos con variación lateral del espesor.*

homogéneo en toda su extensión. Para los siguientes modelos, R6, R7 y R8 el paquete de arena presenta un gradiente de variación del espesor perpendicular a la dirección de transporte tectónico, es decir, paralela al backstop, de 2°, 4° y 6° respectivamente.

Los experimentos fueron fotografiados cada 2 cm de acortamiento, y con las imágenes obtenidas hemos medido en planta el ángulo que forman ambos frentes (ang_P y ang_R para el *pro-wedge* y el *retro-wedge* respectivamente; ver Fig. 3) con respecto a la dirección del backstop a partir de dos puntos, a y b, situados simétricamente a partir del punto central de cada uno de los modelos y separados 40 cm (Figs. 2 y 3).

RESULTADOS

En la figura 4 se muestra una vista en planta de los 4 modelos a los 40 cm de acortamiento junto con un esquema de los mismos.

En los modelos R6, R7 y R8 se observa, sobre todo en sus primeros estadios evolutivos, que en la parte menos potente del modelo se nuclean mayor número de cabalgamientos y menos espaciados y conforme aumenta el espesor en el mismo modelo, el número de cabalgamientos disminuye y son más espaciados. Esto no ocurre en el modelo R5, puesto que presenta el mismo espesor en toda su extensión (Figs. 2 y 4). Estas diferencias en el número de cabalgamientos y diferentes espaciados dentro del mismo modelo, se acomodan mediante zonas de transferencia y pequeñas rotaciones y la geometría de los cabalgamientos deja de ser lineal como ocurre en R5 y aparecen numerosos cabalgamientos arqueados y oblicuos (Fig. 4).

Uno de los parámetros analizados es el ángulo del frente de deformación en relación con el gradiente de variación de espesor del paquete de arena que en nuestros modelos es de 0°, 2°, 4° y 6°. Así, tanto el ángulo que forma el frente de deformación del *retro-wedge* (ang_R) como el que forma el frente de deformación del *pro-wedge* (ang_P) con respecto a la dirección del backstop aumentan proporcionalmente al aumentar el gradiente de variación de espesor (Figs. 4 y 5), aunque existen fuertes variaciones de ese ángulo a lo largo de los experimentos. Para determinados acortamientos (entre 35 y 40 cm) no se encuentra una relación clara entre las dos variables. Para R5 no hemos representado ang_P en el gráfico 5 puesto que se mantiene en 0° al ser horizontal y sin gradiente de espesor.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Ya en anteriores trabajos (Liu *et al.*, 1992 entre otros) se comprueba que el número de cabalgamientos que aparece en una cuña de acreción y su espaciado es inversamente proporcional al espesor del paquete de arena. Marshak y Wilkerson (1992) y Marshak *et al.* (1992) señalan que variaciones en el espesor de la serie pueden influir en la trayectoria que siguen los cabalgamientos y ser una de las causas de la formación de salientes y cabalgamientos arqueados allí donde la serie es más potente.

Los resultados de los modelos analógicos realizados muestran que existe una clara relación entre las estructuras formadas y la geometría previa del material que forma parte de la cuña orogénica. La variación lateral de espesor implica que los cabalgamientos dejan de ser globalmente paralelos a la discontinuidad de velocidad (como ocurre en los modelos de espesor uniforme) y que su ángulo con el backstop es tanto mayor cuanto mayor es la pendiente inicial de la cuña, aun cuando la dirección de compresión es siempre la misma.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido elaborado en el marco del proyecto PB97-0997 financiado por la DGICYT y realizado en el Laboratorio de Tectónica Experimental de la Università Roma Tre.

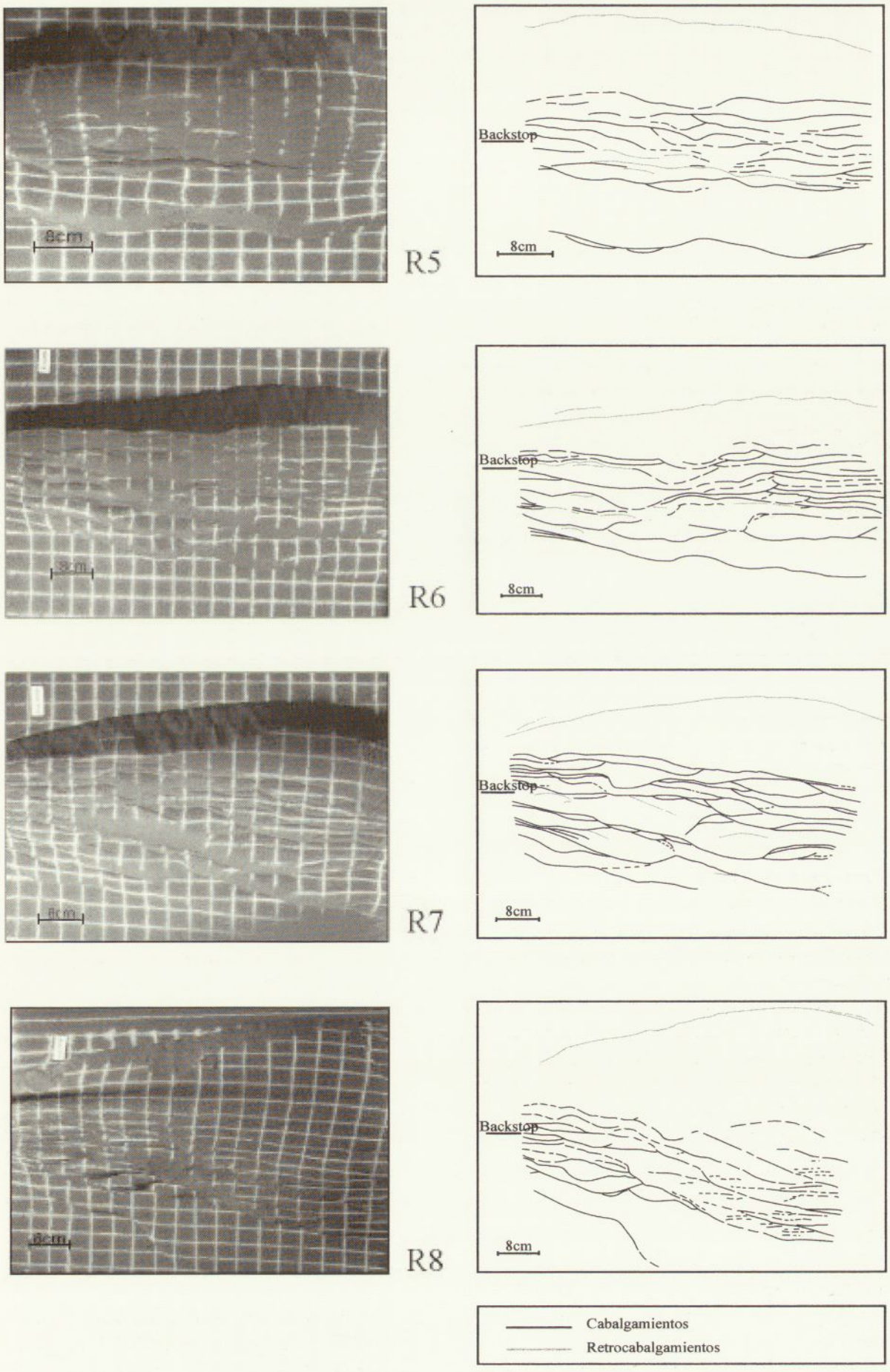


FIGURA 4: *Vista en planta de los experimentos a los 40 cm de acortamiento, junto con un esquema.*

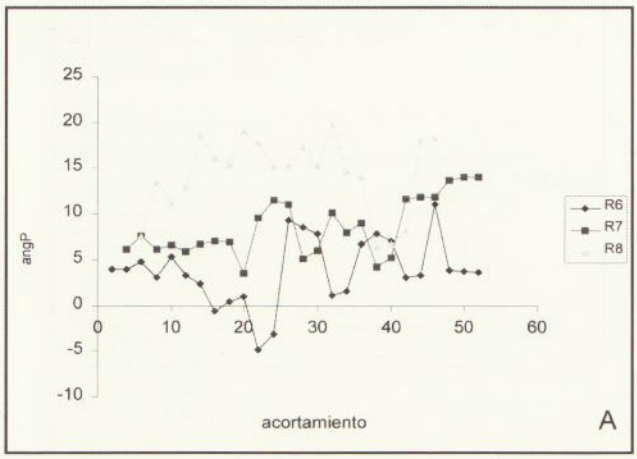


FIGURA 5: *Gráfico del ángulo que forma el frente de deformación en el* pro-wedge *(ang$_p$) con el backstop (perpendicular a la dirección de acortamiento) frente al acortamiento.*

REFERENCIAS

Dahlen, F.A., Suppe, J. y Davis, D.M. (1984): Mechanics of fold-and-thrust and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory; Journal of Geophysical Research, 89: 10.087-10.101.

Davis, D.M., Suppe, J. y Dahlen F.A. (1983): Mechanics of fold-and- thrust belts and accretionary wedges; Journal of Geophysical Research, 88: 1153-1172.

Lui, H., McClay, K.R. y Powell, D. (1992): Physical models of thrust wedges, en McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics: London, Chapman y Hall: 71-81.

Marshak, S., Wilkerson, M.S. y Hsui, A.T. (1992): Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models, en McClay, K.R., ed., Thrust Tectonics: London, Chapman y Hall: 83-93.

Marshak, S. y Wilkerson, M.S. (1992): Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development. Tectonics, 11, no. 3, 560-566.

Storti, F., Salvini, F. y McClay, K.: Synchronous and velocity-partitioned thrusting, and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: Implications for natural orogens. In press.

Estructura tectónica de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar

J.E. Tent-Manclús, M. Martín-Martín y A. Estévez

Dept. de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Ap. 99. E-03080-Alacant.

ABSTRACT

The Internal-External Betic Zone Boundary between Bullas and Zarzadilla de Totana is composed by the tectonic units of Peñarrubia-Castellar, El Francés Chaotic Complex, Las Canteras, Sierra de Ponce and Alquería, in the External Zone, and by the Morrón de Totana Unit belonging to the Malaguide Complex, in the Internal Zone. The structure of the Peñarrubia-Castellar Unit can be described as an ESE overturned synclinal whose hinge runs along the upper part of the Peñarrubia-Castellar mountain range.

***Key words**: Subbetic, Internal-External Betic Zone Boundary, Tectonic Units.*

INTRODUCCIÓN

En la zona de estudio, situada en el centro de la provincia de Murcia, al Oeste de la capital, entre la localidad de Bullas al Norte y de Lorca al Sur (Fig. 1), se han diferenciado multitud de unidades tectónicas pero pocas veces han sido explicadas las relaciones entre ellas. Lo cual ha llegado a que con el paso de los años la nomenclatura se haya ido complicando, incluso a veces, repitiendo nombres de otras unidades de las Cordilleras Béticas.

Geográficamente la zona de estudio comprende las Sierras de Ponce y de la Peñarrubia-Castellar, separadas por una depresión y al Este de esta última sierra, la Depresión Mula-Pliego. La primera, está formada por materiales jurásicos y en menor medida cretácicos, la segunda por materiales terciarios y algo de cretácico; las depresiones, por su parte, están formadas por materiales terciarios.

En este trabajo se aborda la descripción de la estructura de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar y sus relaciones con las diferentes unidades localizadas en la región.

MARCO REGIONAL Y ANTECEDENTES

Desde un punto de vista tectónico se pueden diferenciar las unidades de: la Sierra de Ponce, la Peñarrubia-Castellar, el Complejo Caótico El Francés, las Canteras, el Manto del Morrón de Totana y la Alquería (Fig. 1). A continuación se describen someramente en este orden:

Unidad de la Sierra de Ponce

El nombre fue introducido por Paquet (1969) originalmente incluía toda la Sierra de Ponce, la Sierra de la Peñarrubia-Castellar y la depresión entre ambas. Posteriormente Nieto Albert (1996) utiliza el nombre de Unidad de Ponce separando claramente los materiales de la Unidad de las Canteras. Su serie va desde el Triásico Superior al Cretácico Superior y es de tipo Subbético Medio (Rey Arrans, 1993). Al Norte y Noroeste es cortada por el Accidente Cádiz-Alicante (encontrándose al Norte del cual la Unidad del Charco), y al Sur por la Falla del Suroeste de Sierra Espuña (Rodríguez Estrella *et al.*, 1992). Por el Este cabalga a la Unidad de las Canteras y al Complejo Caótico El Francés.

Unidad de la Peñarrubia-Castellar

El nombre de Unidad de la Peñarrubia resulta confuso al existir en la literatura de las Cordilleras Béticas distintas unidades tectónicas con la misma denominación. En este trabajo se propone el nombre de Unidad de la Peñarrubia-Castellar para el conjunto de materiales del Cretácico Superior-Terciario que forman los relieves de la Sierra de la Peñarrubia y el Cerro Castellar. Sus límites son al Norte el Accidente Cádiz-Alicante, por el Oeste subyace bajo el Complejo Caótico El Francés. El límite sur lo constituye la Falla del Suroeste de Sierra Espuña y su borde oriental está recorrido por el cabalgamiento sobre los materiales maláguides del Manto del Morrón de Totana y el Grupo Viñuela (Martín-Martín, 1996).

Complejo Caótico El Francés

Estos materiales diferenciados primeramente bajo el nombre de «Complejo Caótico» (Tent-Manclús y Martín-Martín, 1997), constituyen el denominado más tarde como Complejo Caótico El Francés, (Tent-Manclús *et al.*, 1999). Se trata de una melange tectónica, tanto con materiales resedimentados como autóctonos y de disrupción de series previas, cuya edad es Burdigaliense inferior y medio (Tent-

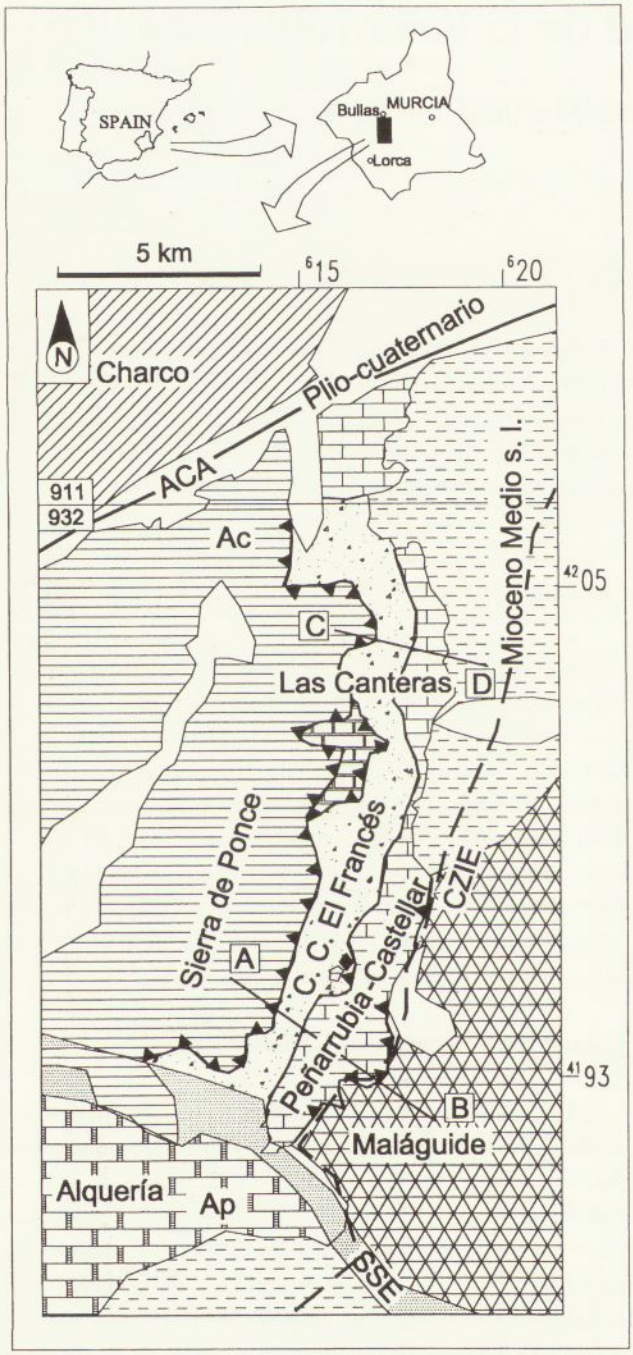


FIGURA 1: *Mapa de situación y esquema tectónico del área de estudio con los nombres de las unidades mencionadas en el trabajo, además ACA: Accidente Cádiz-Alicante; SWE: Falla del Suroeste de Sierra Espuña; CZIE: Contacto Zonas Internas-Externas. Ac: Aceniche Ap: Loma de los Apedreados. Casa del Aire.*

Manclús *et al.*, en preparación). Al Norte es cortado por el accidente Cádiz-Alicante y al Sur por la Falla del Suroeste de Sierra Espuña. Como ya se ha apuntado es cabalgado hacia el Este por las Unidades de la Sierra de Ponce y de las Canteras. A su vez se dispone tectónicamente sobre la Unidad de la Peñarrubia-Castellar (Fig. 1).

Unidad de las Canteras (Paquet *et al.*, 1974)

Paquet (1969), en su Tesis Doctoral reconoce que en la zona del Barranco de los Gavilanes de la Sierra de Ponce se puede reconocer una serie Mesozoica diferente al resto de la sierra pero no llega a diferenciarla. Se observa una serie que comprende desde el Lías predomeriense al Berriasense asimilable al Subbético Interno (Rey Arrans, 1993). Su extensión de unos 2 km^2 se reduce a los alrededores del Barranco de los Gavilanes. Este afloramiento aparece como autóctono relativo de la Unidad de la Sierra de Ponce y a su vez cabalga al Complejo Caótico El Francés (Fig. 1).

Manto del Morrón Totana

Es el conjunto inferior de mantos que comprende las unidades del Morrón de Totana y Prat Mayor definidas por Paquet (1969). Entre éstas según Martín-Martín (1996), no se constata en ningún caso una superposición de escala plurikilométrica aunque sí una fuerte deformación interna de una única serie estratigráfica, materializada por un intenso replegamiento y duplicaciones, debidas a la actuación de pliegues-fallas, que lateralmente se atenúan hasta desaparecer. Por tal razón las citadas unidades del Morrón de Totana y Prat Mayor deben agruparse ambas bajo el mismo nombre. El Manto del Morrón de Totana es la unidad maláguide mejor representada en la región. Su serie va desde el Paleozoico hasta el Aquitaniense superior. En el sector de estudio está representada por materiales terciarios y localmente en la zona de contacto con las unidades subbéticas cabalgantes puede presentar a techo materiales del Grupo Viñuela (Martín-Martín, 1996).

Unidad de la Alquería

Esta unidad incluye materiales comparables a la Unidad de la Peñarrubia-Castellar que afloran hacia el Oeste de la Falla del Suroeste de Sierra Espuña, desde el paraje conocido como Loma de los Apedreados hasta las proximidades de Lorca. Esta unidad presenta un estilo tectónico con direcciones principales ENE, y en ella se reconoce desde Cretácico Inferior al Burdigaliense (Kampschuur *et al.*, 1972).

ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE LA PEÑARRUBIA-CASTELLAR

La interpretación de la estructura de este sector siempre ha estado asociada a la de la depresión ocupada por el Complejo Caótico El Francés. Para Paquet (1969), esta depresión estaría ocupada por materiales cretácicos del flanco invertido del anticlinal tumbado del Aceniche y la Sierra de la Peñarrubia correspondería al Terciario discordante. Los autores de la hoja de Coy del MAGNA (Paquet *et al.*, 1974), diferencian una unidad en la depresión y otra a lo largo de la alineación Peñarrubia-Castellar sin asignarles

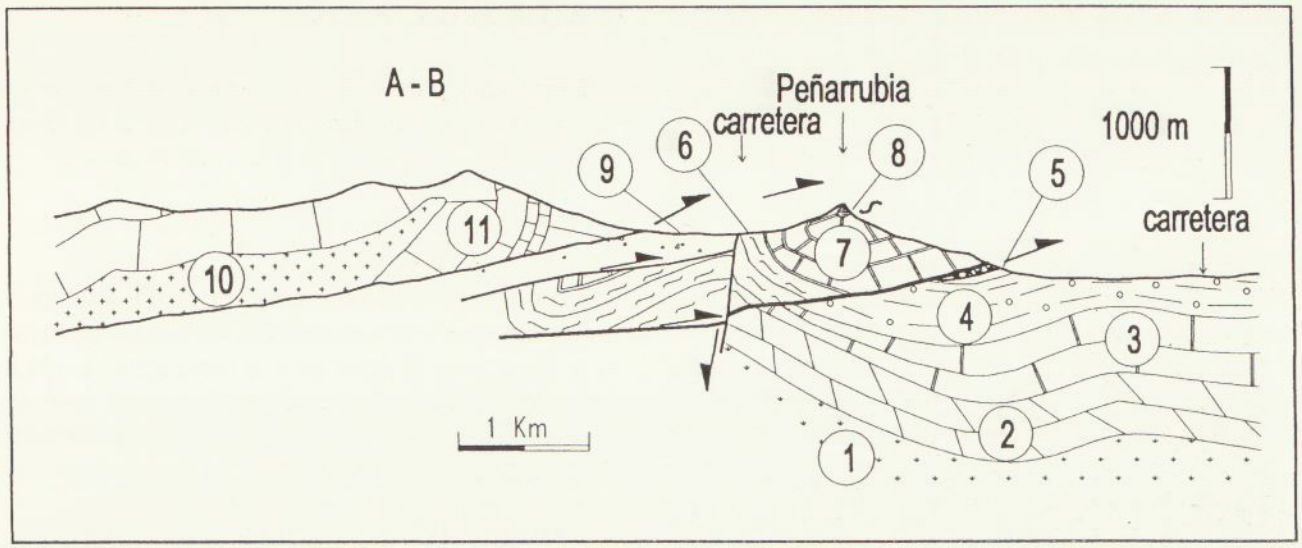


FIGURA 2: *Corte geológico de la Peñarrubia. Maláguide y Grupo Viñuela tomados de Martín-Martín (1996). Leyenda: 1.- Triásico del Complejo Maláguide; 2.- Mesozoico Maláguide; 3.- Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide; 4.- Ciclo Sedimentario Superior del Terciario Maláguide; 5.- Grupo Viñuela; 6.- Cretácico de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar; 7.- Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario de la Peñarrubia-Castellar; 8.- Ciclo Sedimentario Superior del Terciario de la Peñarrubia-Castellar; 9.- Complejo Caótico El Francés; 10.- Triásico de la Unidad de la Sierra de Ponce; 11.- Jurásico de la Unidad de la Sierra de Ponce.*

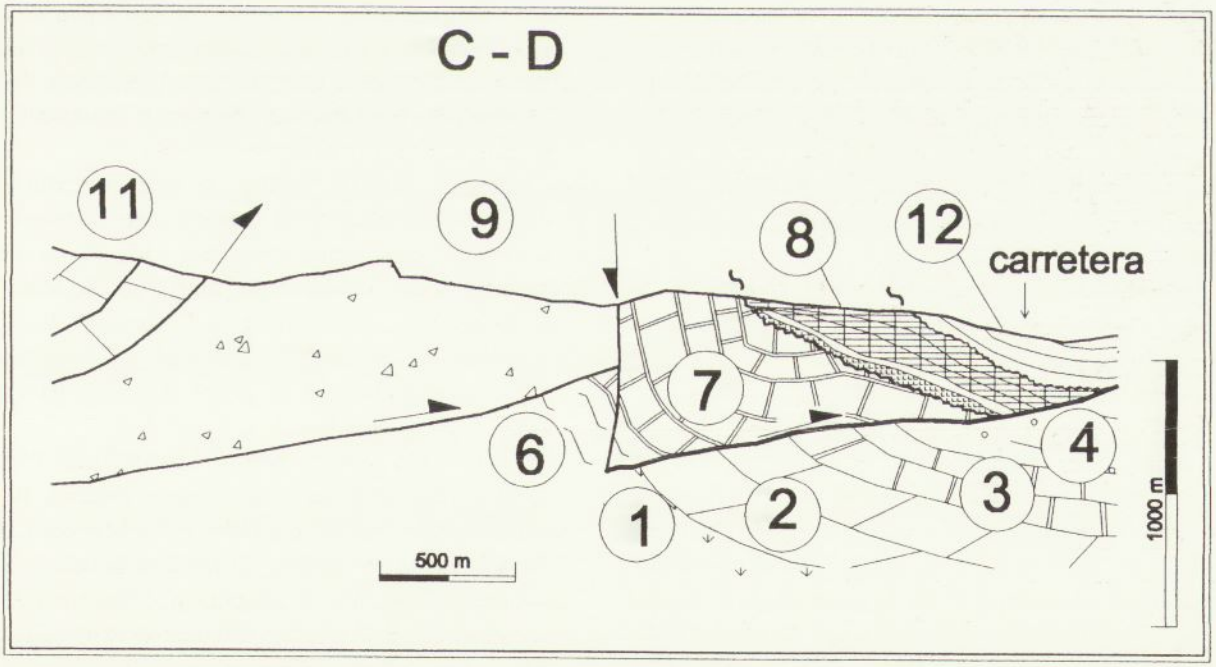


FIGURA 3: *Corte geológico en el área del Manzano. El Maláguide y el Grupo Viñuela tomados de Martín-Martín (1996). Leyenda como la figura 2; 12.- Mioceno Medio* s. l.

nombres, la primera estaría formada por materiales cretácicos y la segunda por terciarios. La unidad terciaria cabalgaría a la cretácica y ambas serían cabalgadas por las unidades de las Canteras y la Sierra de Ponce.

En sí misma, la estructura de la Sierra de la Peñarrubia-Castellar es la de un sinclinal tumbado con vergencia ESE, cuyo eje es paralelo al Contacto Zonas Internas-Externas y cuya charnela se halla en la parte más alta de la sierra. Sobre esta estructura se superponen fallas normales también paralelas a dicho contacto, en las que el labio hundido se sitúa al Este. Estas fallas se encuentran fosilizadas por el Burdigaliense superior (base del Mioceno Medio s. l. de la figura 1) por lo que se pueden interpretar como producto de la acomodación del cabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Zonas Internas.

El Complejo Caótico El Francés representa unas facies sedimentarias formada en un contexto deformacional simultáneo de la fuerte deformación originadas por el cabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Internas. El contacto entre este complejo y la unidad de la Peñarrubia-

Castellar, tal como se observa en los alrededores de la Casa del Aire, es subhorizontal y claramente tectónico fosilizado por el Mioceno Medio *s. l.*, datado como Langhiense inferior (Fig. 1). Además se encuentra retocado por una falla de superficie verticalizada con componente sinistrorsa que hunde el labio situado al Oeste (baja el Complejo Caótico El Francés).

El Contacto Zonas Internas-Externas aparece en esta región como un cabalgamiento en sentido antibético, de modo que el Cretácico de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar se dispone, en general, sobre los materiales del Burdigaliense inferior (Grupo Viñuela: Martín-Martín, 1996), o bien, sobre los del Aquitaniense del Grupo Ciudad Granada (op. cit.). Este contacto se observa claramente en superficie desde las proximidades de la Falla del Suroeste de Sierra Espuña hasta la altura aproximada de la Casa del Aire, donde es cubierto por materiales del Mioceno Medio *s. l.*, aquí datado como Burdigaliense superior (Tent-Manclús *et al.*, en prensa). Teniendo en cuenta la disposición de los materiales en cartografía, se puede suponer que el contacto debe producirse de igual forma debajo de estos hasta la zona cercana al Castellar donde la proximidad del Accidente Cádiz-Alicante puede haber alterado la traza de dicho contacto, con el que coincidirá más al Oeste.

El cabalgamiento hacia el Este de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar no se materializa según una única superficie, sino que en realidad se trata de una zona de falla en la que se reconocen, al menos, dos cabalgamientos mayores con superficies asociadas menores que forman una estructura en dúplex.

En consecuencia de lo anterior la estructuración se efectúa entre el Burdigaliense medio y el Langhiense inferior.

CONCLUSIÓN

La Unidad de la Peñarrubia-Castellar, está limitada al N por el Accidente Cádiz-Alicante; al este por el cabalgamiento sobre las Zonas Internas constituidas aquí por el Maláguide y el Grupo Viñuela; al Sur por la zona de falla del Suroeste de Sierra Espuña que la separa de la Unidad de la Alquería; y por último, en su margen occidental por una por una falla normal de alto ángulo que la separa del Complejo Caótico El Francés. Este último originalmente se superponía a la Unidad de la Peñarrubia-Castellar mediante una superficie subhorizontal. Internamente la estructura de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar es un sinclinal tumbado con vergencia E a ESE cuya charnela recorre la parte más alta de la Sierra.

El contacto Zonas Internas-Externas es fosilizado por el Burdigaliense superior, a la vez que el contacto entre la Unidad de la Peñarrubia-Castellar y el Complejo Caótico El Francés lo es por el Langhiese inferior, todo ello parece indicar una edad más reciente para los cabalgamientos de las unidades superiores.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos DGICYT: PB96-1430 y PB96-0327 y del Grupo de Investigación RNM-208 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Kampschuur, W., Langeberg, C.W., Rodeel, H.E., Espejo, J.A., Crespo, A. y Pignatelli, R. (1972): Mapa geológico de España (E. 1:50 000). Hoja de Lorca nº 953. I.G.M.E.

Martín-Martín, M. (1996): El terciario del dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España), Estratigrafía y Evolución Paleogeográfica. Tesis Univ. Granada, 297 p.

Nieto Albert, L.M. (1996): La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. Servicio de Publicaciones, Universidad de Murcia, 592 p.

Paquet, J. (1969): Étude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie. Mém. Soc. Géol. France (111), 270 p.

Paquet, J., Kampschuur, W., Baena, J., Velando, F., García-Monzón, G., Rondeel, H.E., Magné, M.J., Martínez Díaz, C., Moreno de Castro, E., Granados y Granados, L., del Pan Arana, T., García Rodrigo, B., y Argüelles, A. (1974): Memoria mapa geológico de España (E. 1:50.000). Hoja de Coy nº 932. I.G.M.E.

Rey Arrans, J. (1993): Análisis de la cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravava Vélez-Rubio. Tesis Univ. Granada, 460 p.

Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M. A., Guillén Mondéjar, F., López-Aguayo, F., Arana, R., Fernández Tapia, M. T. y Serrano, F. (1992): Tectónica y Sedimentación Neogena en la cuenca de Lorca (Murcia). III Congr. Geol. Esp. SGE, Salamanca, 1: 185-190.

Tent-Manclús, J.E. y Martín-Martín, M. (1997): El Terciario de la Unidad de la Peñarrubia. Zonas Externas Béticas orientales (SE España). En: Calvo J.P. y Morales J., Eds., Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico: 213-216.

Tent-Manclús, J.E., Martín-Martín, M. y Estévez, A. (en preparación): El Complejo Caótico de El Francés: una melange de colisión del Subbético.

Tent-Manclús, J.E., Martín-Martín, M., Serrano, F., Serra-Kiel, J., El Mammoude, B., y Marín-Pérez, J.A. (1999): Paleogeographic context of the Internal-External Zone Boundary between Sierra de Ponce y the Mula-Pliego. 11th Meeting of the «Association of European Geological Societies. MAEGS-11. European Paleogeography and Geodynamics: A multidisciplinary approach, Abstracts and Field trip guidebook, Alicante (Spain) 1999, 54.

Tent-Manclús, J.E., Martín-Martín, M., Martín-Pérez, J.A. y Serrano, F. (en prensa): Structural evolution of the Early Miocene in the Eastern Betic, Internal-External Zone Boundary (SE Spain). Bull. Soc. Geol. France.

Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica

G. De Vicente[1], S. Martín Velázquez[1], M.A. Rodríguez Pascua[1], A. Muñoz Martín[1], M. Arcila[1,2] y B. Andeweg[3]

1 Dpto. de Geodinámica. Facultad CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - Madrid. albosque@eucmax.sim.ucm.es
2 Ingeominas. A.A. 695 Popayán. Colombia.
3 Institute of Earth Sciences. Vrije Universiteit. 1081 HV Amsterdam. The Netherlands.

ABSTRACT

The orientation of the principal stresses and the principal stress difference ratio has been determined along the southwestern boundary of the Euroasiatic plate with Northamerican and African plates by inversion method of focal mechanisms of earthquakes. The ridge push (30º to 65º N) ranges from E-W to ESE-WSW, with R values that show a triaxial extensional stress. The state of stress changes to strike-slip regime in the transform fault zones, and the Shmax strike turns clockwise to NW in the dextral strike-slip faults and counterclockwise to the NE in the sinistral ones. Along the margin between the Euroasiatic-African plates, from the Azores triple junction to Algeria, Shmax keeps a constant NW-SE strike but the stress ratio values range from triaxial extensional stress state, to the West, to uniaxial compresive stress state, to the East, passing through a strike-slip regime in the middle zone. In this context and with a widely NW-SE Shmax, strike-slip and extensional stresses prevail in most Iberian peninsula, whereas southwards it is dominated by uniaxial compresive stresses.

Key words: *active stress tensors, focal mecanisms of earthquakes, inverse method, Euroasiatic plate, Iberian peninsula.*

INTRODUCCIÓN

El empuje de la dorsal Centroatlántica es la fuerza conductora principal que controla el proceso de convergencia moderada entre las placas Euroasiática y Africana, al Oeste de la península Ibérica (Gölke y Coblentz, 1996), produciendo esfuerzos con una componente máxima en la horizontal (Shmax) orientada NO-SE desde Azores hasta Argelia. Aunque la posición del polo euleriano condiciona el tipo de esfuerzos presentes a lo largo de dicho margen, extensivos al Oeste y compresivos al Este, modelizaciones más detalladas (Andeweg *et al.*, 1998) muestran que las variaciones laterales de potencia y densidad en la corteza juegan un papel muy importante a la hora de dar cuenta del tipo concreto de esfuerzos actuantes. Por otro lado, la deformación a lo largo de dicho límite aparece muy distribuida, activando fallas de primer orden (que cortan toda la corteza superior) y pliegues litosféricos en una banda que, en la placa Euroasiática, supera los 1.000 km (Vegas *et al.*, 1998).

Para estudiar las características tensoriales desde la dorsal Centroatlántica hasta Argelia, se ha aplicado el *método de inversión de esfuerzos* (Reches *et al.*, 1992) en poblaciones de mecanismos focales de terremotos, que permite determinar la orientación de los ejes principales del tensor de esfuerzo, así como su razón áxica $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ (R = 0 elipsoides prolatos, R = 1 elipsoides oblatos). Esta técnica se fundamenta en el principio de Wallace-Bott (Bott, 1959) y tiene en cuenta el criterio de fracturación de Navier-Coulomb (Anderson, 1951). La calidad de la solución se evalúa mediante el ángulo de desviación de los ejes principales. Se han utilizado dos gamas de magnitudes que se corresponden con dos fuentes distintas de datos: sismos registrados entre 1976 y 1998 en el catálogo del tensor de momento sísmico de Harvard (Dziewonski *et al.*, 1981) (Mw>5) y sismos, para la península Ibérica, determinados en el proyecto SIGMA (C.S.N., 1998) (3.5<Mb<5). Para completar el estudio, se han incluido los datos publicados por Kiratzi y Papazachos (1995) localizados en la zona de fractura que se extiende desde Azores hasta la península Ibérica.

RESULTADOS

Se han estudiado en total 310 mecanismos focales de terremotos distribuidos a lo largo del límite sudoccidental de la placa Euroasiática. Se han agrupado en poblaciones en función de los principales segmentos tectónicos que se diferencian en este área (Fig. 1).

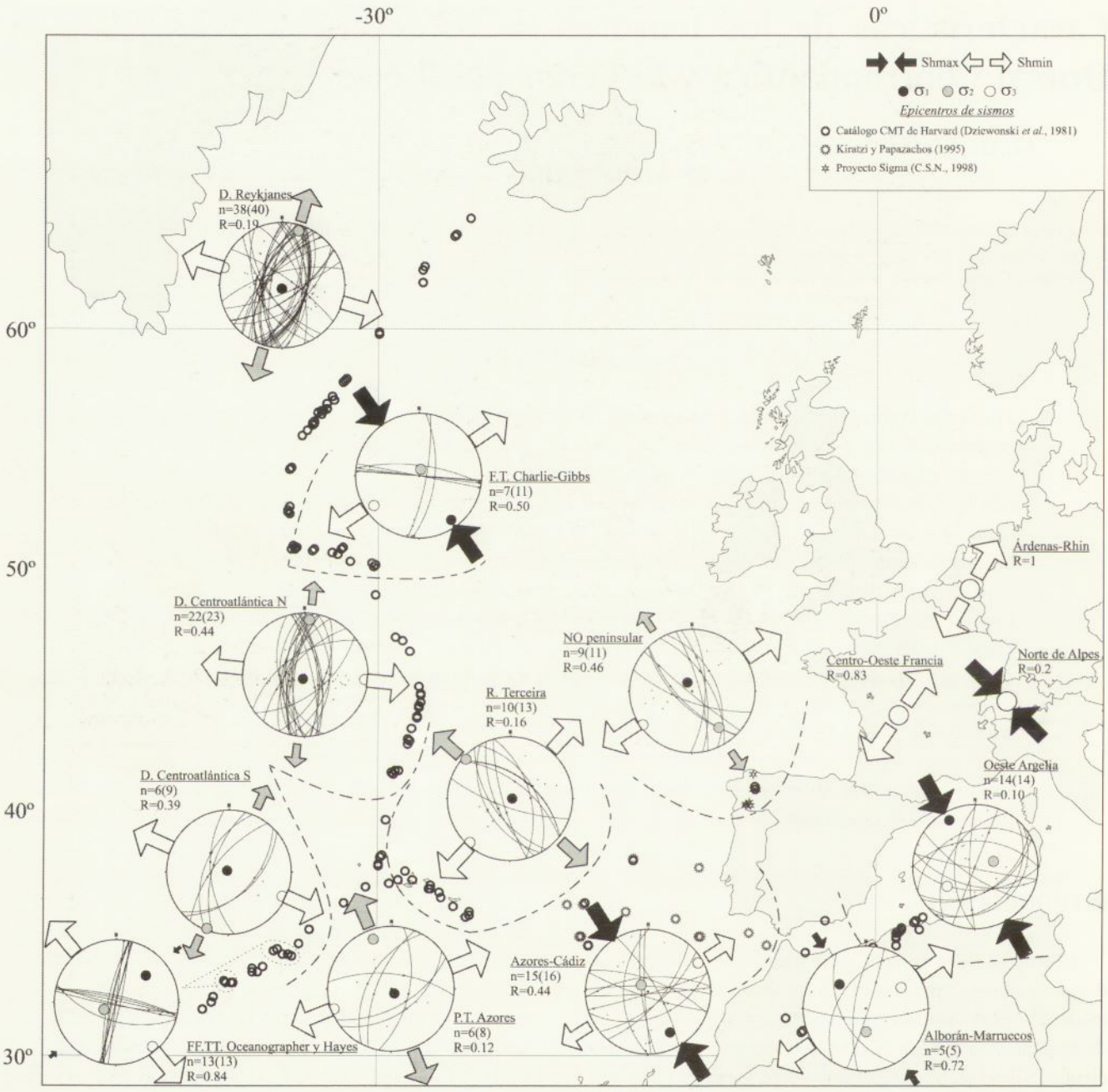


FIGURA 1: *Tensores de esfuerzos desde la dorsal Centroatlántica hasta Argelia a partir del análisis mediante el método de inversión de Reches* et al. *(1992) de 141 sismos del catálogo CMT de Harvard (Dziewonski* et al., *1981), 9 del proyecto SIGMA (C.S.N., 1998) y 13 de Kiratzi y Papazachos (1995). Se han incluido los tres tensores publicados en I.P.S.N. (1993) del Centro-Oeste de Francia, Norte de Alpes y Ardenas-Rhin. Shmax y Shmin: esfuerzos horizontales máximo y mínimo.* σ_1, σ_2 *y* σ_3*: ejes de esfuerzos principales máximo, intermedio y mínimo. n: número de sismos explicados (número de sismos analizados). Líneas discontinuas: límites entre las distintas poblaciones. Las magnitudes de los esfuerzos horizontales dibujados son proporcionales al valor de la razón del elipsoide de esfuerzo* $R=(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$.

El límite divergente entre las placas Euroasiática y Norteamericana está caracterizado, en la zona estudiada, por dos segmentos principales de dorsal oceánica, la de Reykjanes y la Centroatlántica, que aquí denominaremos Centroatlántica Norte, desplazados por la falla transformante Charlie-Gibbs. Los mecanismos focales revelan que las estructuras activas predominantes en los tramos de dorsal son fallas normales, cuyas trazas varían entre 015º-030º en la dorsal de Reykjanes y entre 000º-015º en la dorsal Centroatlántica Norte. Esta fracturación acomoda una extensión triaxial (R = 0.19 y 0.44, respectivamente) que produce un empuje de dorsal según 107º (Shmin) en el segmento septentrional y 096º en el tramo meridional (Fig. 1). El límite transformante de Charlie-Gibbs se caracteriza por fallas de desgarre, con una moda principal de fracturación 090º-105º. Estos mecanismos focales se ajustan a un Shmax orientado hacia 146º y, por tanto, consistente con el desplazamiento horizontal dextroso (Fig. 1).

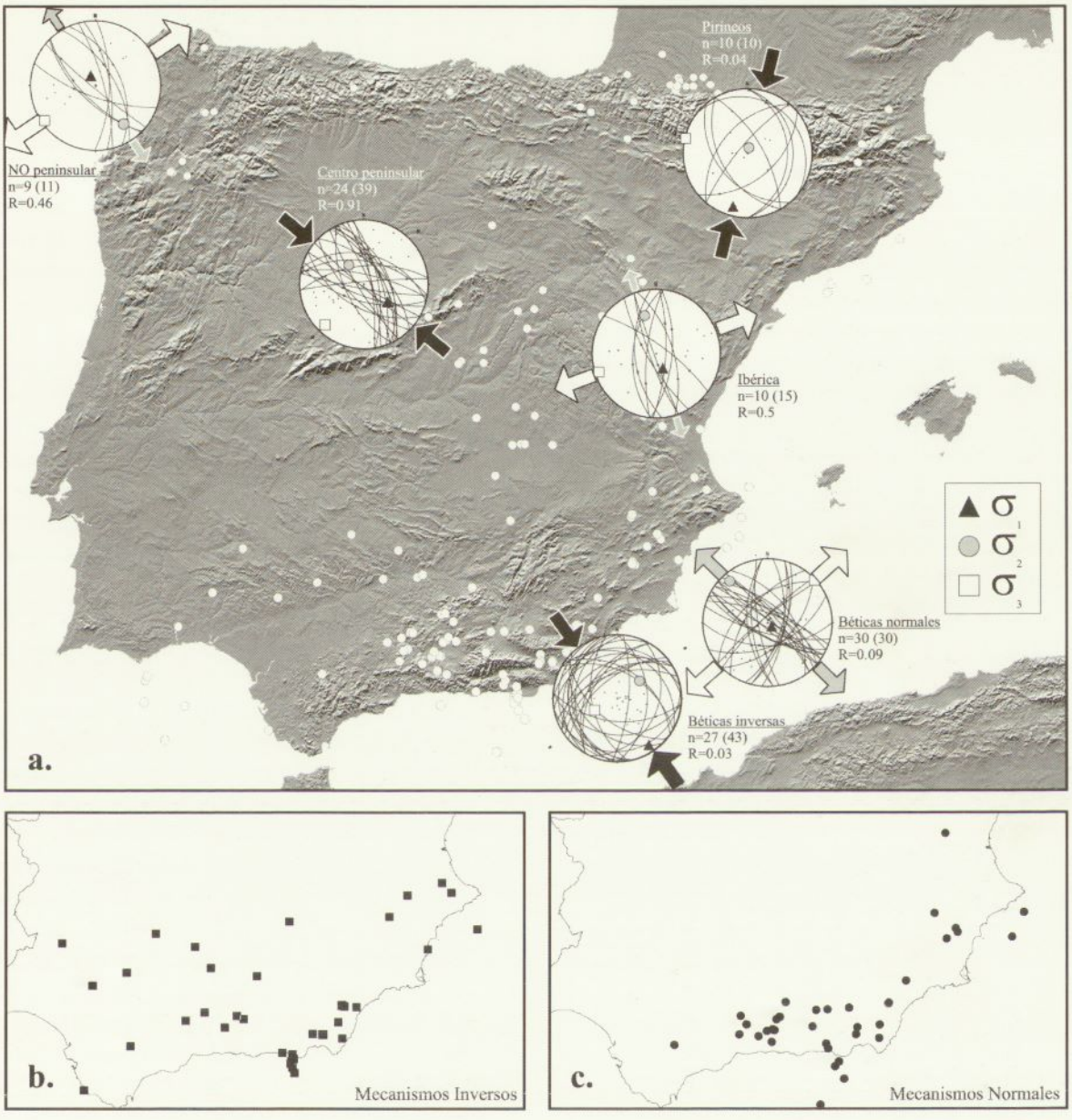


FIGURA 2: ***a.*** *Tensores de esfuerzos en la península Ibérica a partir del análisis poblacional de 156 sismos (C.S.N., 1998) mediante el método de inversión de Reches* et al. *(1992). Símbolos y texto como en la figura 1.* ***b.*** *Mecanismos focales inversos.* ***c.*** *Mecanismos focales normales.*

El contacto entre las placas Africana y Norteamericana, al sur del punto triple de Azores y hasta una latitud de 30ºN, se caracteriza por tres pequeños sectores de la dorsal Centroatlántica (nos referiremos a ellos como Centroatlántica Sur) conectados por dos fallas transformantes, la Oceanographer al Norte y la de Hayes al Sur. De nuevo, los tramos de dorsal están representados por fallas de tipo extensional paralelas a su traza, que proporcionan una dirección de empuje 114º (Fig. 1). En cambio, las fallas de desgarre de las zonas transformantes acomodan su movimiento con una orientación de Shmax hacia 050º. Este valor implica un movimiento relativo horizontal sinestroso. Se supone que el empuje de la dorsal se transforma rápidamente en un régimen de cizalla (σ_2 en la vertical), lo que resulta evidente en las proximidades de las fallas transformantes (con valores de R que indican regímenes de cizalla pura o cizalla extensional). No obstante, es la propia geometría del límite lo que provoca deflecciones en Shmax, hacia el NO en los desgarres dextrosos, y hacia el NE en los sinestrosos.

En el límite entre las placas Euroasiática y Africana se han diferenciado cinco sectores de Este a Oeste: punto triple de Azores, rift Terceira, Azores-Cádiz, Alborán-Marruecos y Oeste de Argelia. En los dos primeros, los mecanismos focales son de tipo extensional, con una disposición más variada de los planos de falla en el punto triple y más homogénea, en torno a 145º, en la zona de fractura de Azores. Una vez realizada la inversión, se obtienen unos

valores de Shmax hacia 158° y 132°, respectivamente, con un régimen de extensión casi radial (R próximo a 0) (Fig. 1). En las tres últimas zonas acotadas hacia el Este en el margen euroasiático-africano, destacan unas orientaciones mucho más heterogéneas de las estructuras, tanto en dirección como en buzamiento, aunque permanece una dirección constante del esfuerzo máximo horizontal en torno a 146° con tensores de esfuerzos de desgarre hasta Argelia, donde la compresión es próxima a uniaxial.

Finalmente, en el interior de la Placa Eurasiática, y concretamente en la Península Ibérica, se han diferenciado 5 áreas para el tratamiento de los datos y la obtención de tensores regionales: Pirineos, Noroeste, Cordillera Ibérica, Centro-Sudoeste y Béticas. Los resultados obtenidos indican una dirección de Shmax muy constante NO-SE (Fig. 2a), compatible con las orientaciones obtenidas en este mismo trabajo para las zonas circundantes y por I.P.S.N. (1993) (Fig. 1). Los tensores más compresivos corresponden a las Béticas y los Pirineos, con direcciones de acortamiento perpendiculares a las trazas de ambas cadenas (Fig. 2a). En las Béticas la dirección de acortamiento regional es NO-SE, mientras que en los Pirineos sufre un giro hacia 010°, con una posición intermedia para la Cordillera Ibérica. En el Centro peninsular y zonas del sudoeste, el tensor es de desgarre con una orientación de Shmax NO-SE. En el Noroeste (zona de Galicia) la dirección de extensión máxima es NE-SO moviendo fallas normales paralelas a la dirección de acortamiento regional NO-SE. Resulta interesante destacar que, en la Cordillera Bética las fallas son muy normales o muy inversas, apareciendo mezcladas espacialmente. No obstante, si dibujamos los epicentros correspondientes a ambos tipos de fallas (Fig. 2b y 2c), se aprecia que la distribución de fallas con componente inversa aparece repartida en una zona muy amplia que afecta también al antepaís. Por otro lado, las fallas normales parecen concentrarse a lo largo del margen mediterráneo y, sobre todo, en las zonas más elevadas de la cadena.

CONCLUSIONES

Los tensores de esfuerzos activos obtenidos a partir de poblaciones de mecanismos focales de terremotos en la dorsal oceánica atlántica (latitud 30°N-65°N) muestran una orientación de empuje que varía entre E-O y ESE-ONO, con valores de R que indican una extensión triaxial. En las zonas de falla transformante, que fragmentan y desplazan segmentos de la dorsal, el régimen de esfuerzos cambia a cizalla y se produce un giro en la dirección de Shmax, disponiéndose hacia el NO en los desgarres dextrosos y hacia el NE en los sinestrosos.

Las orientaciones de los esfuerzos tectónicos activos a lo largo del margen Azores-Argelia permanecen muy constantes disponiéndose Shmax según NO-SE, con un pequeño giro horario de no más de 20° hacia el Este. Los tipos de esfuerzos experimentan un cambio muy notable, apareciendo la situación de compresión uniaxial al Este, Argelia y Béticas (si bien en esta última cadena aparece entremezclada una fracturación normal que parece relacionada con la topografía y su proximidad al margen mediterráneo), y de extensión triaxial al Oeste (punto triple de Azores y rift Terceira). El resto del límite Eurasia-África, que incluye la mayor parte de la península Ibérica, está dominado por esfuerzos de tipo cizalla y por extensiones uniaxiales (Noroeste peninsular —Galicia—, Francia).

REFERENCIAS

Andeweg, B., De Vicente, G., Beekman, F., Cloetingh, S. y Muñoz Martín, A. (1998): Finite element modelling of Tertiary to present day stress fields in the Iberian Peninsula. Resúmenes «World Stress Map and beyond, Earth stress and Industry», Heidelberg (Alemania), 3-6 sept. 2.

Anderson, E.M. (1951): The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. Olivier & Boyd, Edimburgh, 133 p.

Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag., 96, 2: 109-117.

C.S.N. (1998): Proyecto SIGMA: estado de esfuerzos reciente y actual en la Península Ibérica. Ed. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 260 p.

Dziewonski, A.M., Chou, T.-A. y Woodhouse, J.H. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. Jour. Geophys. Res., 86: 2825-2852. Catálogo del tensor de momento sísmico de la Universidad de Harvard - Proyecto CMT, disponible en http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html.

Gölke, M. y Coblentz, D. (1996): Origins of the European regional stress field. Tectonophysics, 266: 11-24.

I.P.S.N. (1993): Sismotectonique de la France metropolitaine dans son cadre geologique et geophysique. Mem. Soc. Geol. de France, 164, 1: 76 p.

Kiratzi, A. y Papazachos, C. (1995): Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. Tectonophysics, 243: 1-24.

Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from Stress Inversion of fault slip data. Jour. Geophys. Res., 97, B9: 12.481-12.493.

Vegas, R., Cloetingh, S., De Vicente, G., Giner, J., Andeweg, B., Rincón, P.J. y Muñoz Martín, A. (1998): Acomodación de la deformación intraplaca y la sismicidad resultante en la península Ibérica: flexuras de la corteza y corredores de falla. Resúmenes de la I Asamblea hispano-portuguesa de geodesia y geofísica, Aguadulce (Almería), 9-13 febr. 1998, 157.

PALEOMAGNETISMO

Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava (Ciudad Real)

J.L. Gallardo-Millán[1] y A. Pérez-González[2]

1 Depto. Ingeniería Geológica y Minera. Univ. Castilla-La Mancha. Pl. Manuel Meca, 1. 13400 Almadén (C - Real). jlgallar@igem-al.uclm.es
2 Depto. Geodinámica. Univ. Complutense. Facultad de Ciencias Geológicas. Campus Universitario. 28040 Madrid. alfredog@eucmax.sim.ucm.es

ABSTRACT

The neogene infill in the Campo de Calatrava basins (Central Spain), is dominated by lacustrine and fluvial continental deposits in isolated conditions what complicate the correlations. In this paper is introduced the rock magnetism to stratigrafic correlation and geochronolgic calibration of rocks secuences of the continental neogene infill. A total of twelves partial magnetoestratigraphic sections have been constructed which represents the upper neogene of four diferents basins. The cross-correlations have been made with the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS), by the existence of two well-defined paleontological sites (Las Higueruelas and Valverde II), and six radiometric date in volcanic sites. The main contribution of this paper is to place this infill between Lower Pliocene (C3n.3n) and the late Pliocene (C2r). Others conclusions have been found such as: the sedimentation rate which finished this infill was of 35 m/Ma, as well it has been locate a sedimentary break in the upper zone of the Gilbert chron (2Ar).

Key word: *magnetoestratigraphy, Neogene, Campo de Calatrava.*

INTRODUCCIÓN

En la actualidad se puede medir el magnetismo remanente prácticamente de todo tipo de rocas y establecer con ello secuencias magnetoestratigráficas, las cuales pueden compararse con la Escala de Tiempo de Polaridades Geomagnéticas (ETPG), añadiendo, no sólo nuevas posibilidades de datación, sino también otros criterios de correlación entre cuencas.

En la región de Campo de Calatrava, situada en la zona central de la provincia de Ciudad Real, se han levantado y muestreado 12 secuencias estratigráficas de los materiales neógenos que conforman las pequeñas cuencas neógenas que se abren hacia la Llanura Manchega (Fig. 1). Estas cuencas, con depósitos de origen lacustre y fluvial, presentan una gran variedad litológica, con conglomerados y areniscas en la base y margas y calizas al techo; intercalándose en las series aparecen numerosos niveles volcánicos procedentes de erupciones próximas, formados tanto por piroclastos de caída, como por material volcánico resedimentado (Molina, 1975; Portero, *et al.,* 1986).

Se encuentran también, entre estos materiales, algunos yacimientos paleontológicos como los de Las Higueruelas y Valverde II (Alberdi, *et al.,* 1986, Mazo, 1995), que junto con dataciones radiométricas de los materiales volcánicos (Ancochea 1983, Bonadonna y Villa, 1986), han permitido situar los rellenos de las cuencas en una horquilla de tiempo que va desde los 4.7 a los 2.6 Ma.

SECCIONES ESTUDIADAS Y ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICOS

Las series estudiadas se ordenan de Norte a Sur (Fig. 2). En la cuenca de Alcolea, las series de: Las Higueruelas (HGL), Finca Galiana (GLN), y la Cantera del yacimiento de Valverde II (VAL). En la cuenca de Corral-Poblete, series de: Corral de Calatrava (COR), Arroyo de Cañaldraga (CÑD), Puente Morena – Los Ejidos (PTM-EJD) y de La Torrecilla (TRC). En la cuenca de Calzada-Moral, series de Casablanca (CSB) y Jabalón (JBL). Y en la cuenca del Ojailén, las series de: Ojailén (OJL), La Alameda (ALM) y la de la finca Patón (PTN).

El espaciado del muestreo ha sido de 1.5 a 2 m, y se extrajeron con una perforadora portátil y con un extractor de muestra blandas.

En total se han analizado unas 250 muestras que fueron previamente desmagnetizadas térmicamente y por campos alternos. Los análisis se han realizado con un magnetómetro criogénico de tres ejes GM400 CCL, para las muestras de más débil magnetización y con un magnetómetro Molspin las de magnetización más fuerte, en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto "Jaume Almera", del C.S.I.C., de Barcelona. Para determinar la consistencia de la magnetización se ha realizado en diferentes muestras recogidas en diversas posiciones estratigráficas el test del contacto cocido, corroborando que la magnetización que se conserva es la Magnetización Remanente Característica (MRCh).

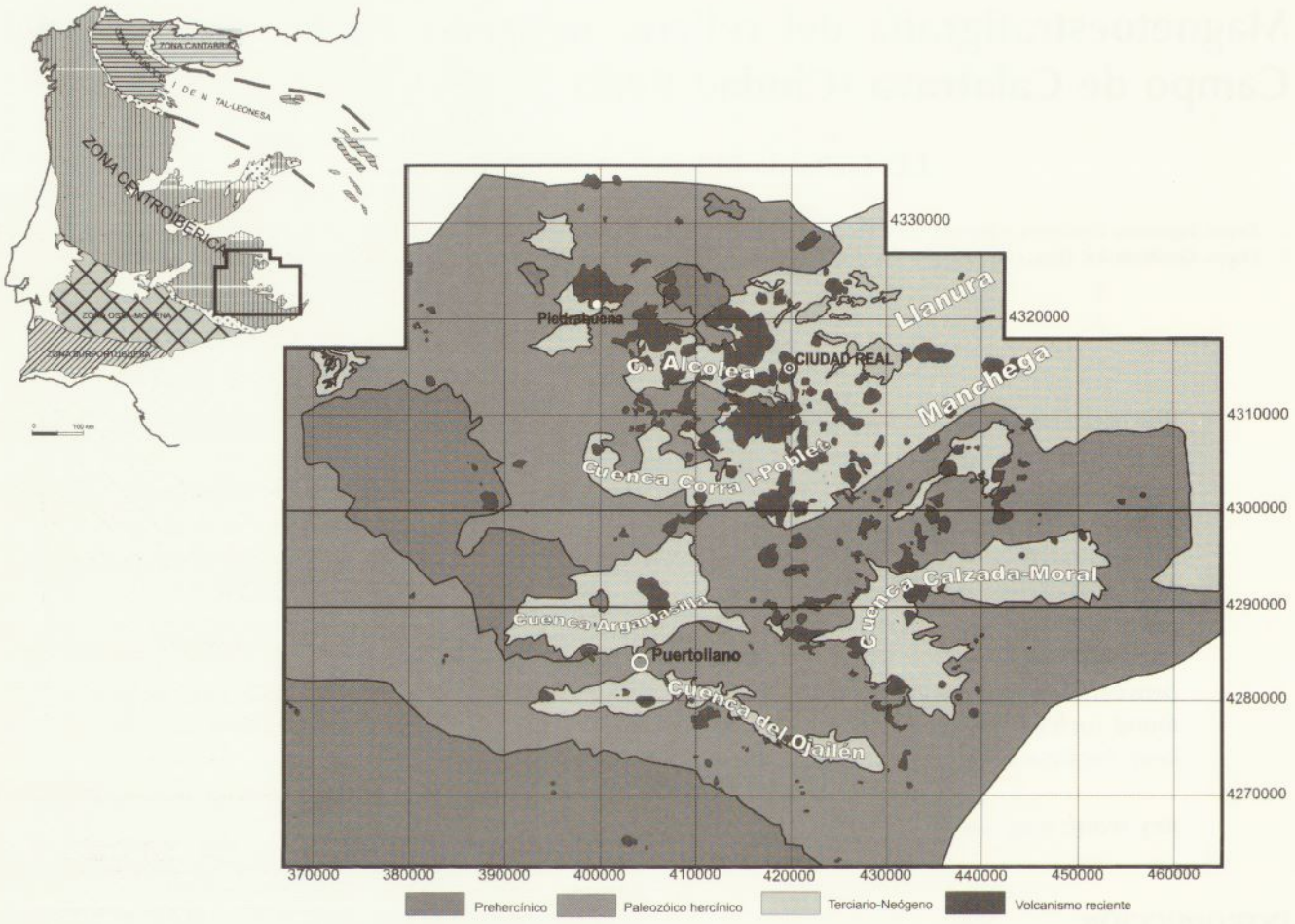


FIGURA 1: *Esquema geológico y de situación de las cuencas neógenas del Campo de Calatrava.*

De cada estación se analizaron al menos dos muestras y con las direcciones medias de la magnetización se ha calculado la correspondiente paleolatitud.

RESULTADOS OBTENIDOS

Se ha reconocido una secuencia total de 10 magnetozonas que se han comparado con la ETPG (Cande y Kent, 1995). Para la correcta posición cronológica de las magnetozonas se ha contado con seis medidas radiométricas de los materiales volcánicos, dos de ellas inéditas, que se relacionan con cinco de las series levantadas (Fig. 2).

La serie HGL ha servido de referencia para todas las demás, con las dataciones situadas en los piroclastos soldados que aparecen en la base (4.48 ± 0.45 Ma.), y en las bombas volcánicas de techo de la serie de 3.5 ± 0.4 Ma., que se intercalan en el yacimiento de Las Higueruelas. Magnetoestratigráficamente, la serie se sitúa entre los crones C3n.2r y el C2An.2r, para la determinación de este último crón se ha tenido en cuenta las medidas de polaridad inversa de Parés y Dinarès (com. per.) y lo aportado por Mazo (1995), para el entorno del yacimiento. Por otra parte en la magnetozona C2Ar, tiene lugar una fase de deformación y una interrupción sedimentaria hasta el límite de los crones C2Ar y C2An.3n.

A tres kilómetros al este de HGL se encuentra la serie GLN, que se relaciona cartográficamente con aquella, ya que se han logrado identificar tanto los materiales volcánicos de la base como los que se encuentran a techo. En ambas series los materiales forman sendos sinclinales. En el caso de la serie GLN la ruptura sedimentaria sólo se ha podido deducir por la falta de espesores, dado que parte del tramo en donde se sitúa el crón C2Ar aparece cubierto (Fig. 2).

La serie VAL se sitúa en la parte más alta del relleno neógeno de toda la zona. Esta serie se ha levantado en una cantera de arenas silíceas en donde se hallaron restos de *Equus stenonis* en el yacimiento de Valverde II, por Alberdi *et al.,* (1986), lo que les permitió situar el yacimiento en el Villafranquiense medio, dado que en España la sustitución de *Hipparion* por *Equus*, se produjo entre los 2.6-2.7 Ma. Teniendo en cuenta además que en la secuencia magnetoestratigráfica de la cantera, hay una transición de magnetozonas de inversa a normal es por lo que se ha situado a ésta en el límite Gauss/Matuyama (C2An.1n y C2r-2r).

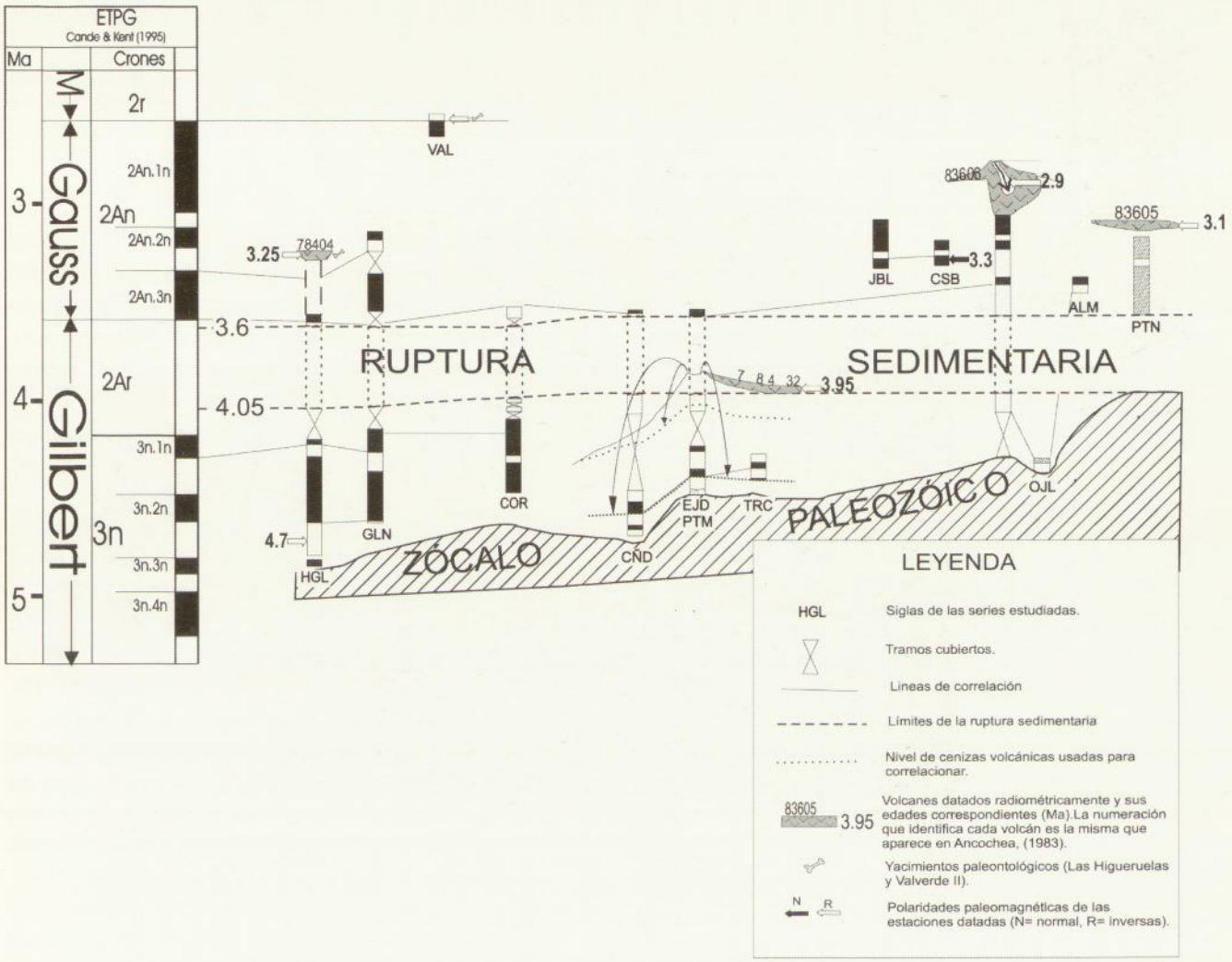


FIGURA 2: *Cuadro de correlación de las secuencias magnéticas realizadas en las cuencas del Neógeno superior del Campo de Calatrava con indicación de los principales criterios cronológicos.*

Las series COR, CÑD, PTM-EJD y TRC, se encuentran en la cuenca de Corral–Poblete. Su correlación se ha podido realizar cartográficamente, y han sido de gran utilidad los niveles de cenizas volcánicas que se intercalan en las series y que pueden proceder de un mismo volcán, tal vez de una temprana erupción del Cabezo Segura (Fig. 2). Otro rasgo que ha contribuido a la correlación ha sido el hiato en el C2Ar, al que se asocian unos niveles de calizas brechificadas que son semejantes a los descritos por Pérez-González (1982), en otras zonas de la Meseta meridional. Cronológicamente, estas series se sitúan por la supradatación de una colada del volcán Cabezo Segura en 3.7 ± 0.4 Ma.

Las series CSB y JBL, se ubican en la cuenca de Calzada-Moral. La correlación entre ellas es directa por su proximidad; ambas presentan un suave buzamiento al este. Para su posición cronológica ha sido necesario datar unas bombas volcánicas que aparecen intercaladas a techo de las secuencias, que han arrojado una edad de 3.07 ± 0.28 Ma., por lo que los crones reconocidos han sido C2An.2n, C2An.1r y C2An.1n.

Finalmente, en la cuenca del Ojailén se han estudiado las series: OJL, ALM y PTN. La primera de ellas se apoya en el basamento y está compuesta por fangos detríticos gruesos de abanicos aluviales, con un espesor de 50 m. Sobre el techo de esta serie descansa una de las coladas surgidas del volcán de Villanueva de S. Carlos. La datación de otra colada posterior (menos alterada), ha proporcionado una edad 2.52 ± 0.32 Ma. (Fig. 2), esta cronología permite supradatar la secuencia anterior, por lo que el relleno de esta serie va desde el crón 2Ar, hasta el C2An.1n. En la parte superior del C2Ar, también se ha reconocido una ausencia de sedimentación al faltar espesores. La serie ALM es cartográficamente correlacionable con la anterior, dado que se localiza próxima a ella. Sin embargo, en esta serie la litología del techo cambia ya que está formada por un afloramiento de calizas de apenas dos metros de espesor que se apoyan sobre un nivel de margas. Magnetoestratigráficamente, se ha detectado un cambio de polaridad inversa a normal, con lo que correlacionando cartográficamente

este nivel del techo con la secuencia OJL, equivale al tránsito C2Ar con el C2An.

La serie PTN se sitúa al oeste de las anteriores y en ella aparece un predominio de polaridades intermedias ("*shallow*"), con tendencia a normales y sólo una estación con polaridad inversa. Este tipo de polaridades de inclinaciones bajas puede deberse a la persistencia de una cierta actividad hidrotermal remanente, asociada a una colada del volcán del Ojailén de polaridad inversa que se superpone a esta serie. Una prueba más de esta actividad es que en la base de la serie se encuentran concreciones de hierro-manganeso que son frecuentes en la zona (Crespo, 1992). Esta secuencia por la datación de la Colada del Ojailén (3.7 ± 0.7 Ma), se sitúa entre los crones 2An.3n y el C2An.2n.

CONCLUSIONES

El relleno de las pequeñas cuencas lacustres y fluviales del Campo de Calatrava está fuertemente controlado por su aislamiento morfoestructural. Litológicamente, este relleno se compone en la base de material detrítico de gravas, arenas y fangos que pasan paulatinamente hacia margas y calizas a techo, en estas secuencias son frecuentes las intercalaciones de diversos materiales volcánicos. Las potencias que se han medido para estos rellenos apenas superan los 50 m.

Los datos magnetoestratigráficos indican que en estas cuencas el depósito comenzó en el C3n (aproximadamente hace 4.85 Ma.), Plioceno inferior y culmina en el C2r (2.6 Ma.), Plioceno superior. La tasa de sedimentación media con la que se produjo este relleno fue de unos 30 - 35 m / Ma.

La ruptura sedimentaria reconocida a techo del C2Ar, abarca un periodo de unos 450 mil años (≈4.05 – 3.6 Ma.), por su posición esta ruptura sedimentaria se equivale con la del Villafranquiense inferior citada por Calvo, *et al.*, (1993), en otras cuencas como: la del Ebro, la del Tajo, la de Calatayud-Teruel, así como en las más próximas del Júcar y en las Béticas. Esta interrupción es consecuencia de la fase Iberomanchega I (Pérez-González, 1982), sus efectos se observan en la discordancia angular de la serie de Las Higueruelas, o en la disconformidad de la cuenca de Corral-Poblete. En el resto de las cuencas citadas no se ha podido observar esta interrupción directamente, por la escasez de afloramientos, aunque si se ha deducido ésta por la disminución de espesores.

AGRADECIMIENTOS

A J.M. Parés, J. Dinarès y E. Gomis del Instituto "Jaume Almera". Este estudio ha contado con ayudas de la Universidad de Castilla-La Mancha en el programa de estancias en otros centros de investigación y la de profesores invitados.

REFERENCIAS

Alberdi, M.I., Jiménez, E., Mazo, A.V., Morales, J., Sesé, C. y Soria, D. (1986): Paleontología y bioestratigrafía de los yacimientos Villafranquienses de Las Higueruelas y Valverde de Calatrava II (Campo de Calatrava, Ciudad Real). Actas de Castilla - La Mancha. Espacio y sociedad. Vol. III: 255-277.

Ancochea, E. (1983): Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 203/83, 657 p.

Bonadonna, F.P. y Villa, I. (1986): Estudio geocronológico del volcanismo de Las Higueruelas. Actas de Castilla - La Mancha. Espacio y Sociedad, Vol. III: 249-253.

Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadón, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suárez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Muñoz, A., Pérez-García, A., Pérez-González, A. Portero, J.M., Robles, F. Santisteban, C., Torres, T., Van der Meulen, A.J., Vera, J.A. y Mein, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. Rev. Soc. Geol. España, 6 (3-4): 29-40.

Cande, S.C. y Kent, D. (1995): Revised calibration of geomagnetic polarity timescale for Late Cretaceous and Cenozoic. Jour. Geoph. Res. 100: 6093-6095.

Crespo, A. (1992): Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de manganeso cobaltíferos del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 389 pp.

Mazo, A.V. (1995): Stephanorhinus etruscus (Perissodactila, Mammalia) en el Villafranquiense inferior de Las Higueruelas, Alcolea de Calatrava (Ciudad Real). Estudios geol, 51: 285-290.

Molina, E. (1975): Estudio del Terciario superior y Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real). Trab. Sobre Neógeno – Cuaternario. 3: 1-106.

Pérez-González, A. (1982): Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca el Tajo. Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 179/1982, 787 pp.

Portero, J.M., Ancochea, E., Gallardo, J. y Pérez-González, A. (1986): Memoria del Mapa Geológico Nacional, Hoja nº 784 (Ciudad Real). I. T. G. E. Madrid, 101 p.

Remagnetizaciones y migración de fluidos en la cuenca neógena de Fortuna, Cordilleras Béticas

M. Garcés[1] y W. Krijgsman[2]

1 Laboratorio de Paleomagnetismo CSIC-UB, Instituto de Ciencias de La Tierra Jaume Almera, Solé i Sabarís s/n, 08028-Barcelona, garces@natura.geo.ub.es
2 Paleomagnetic Laboratory Fort Hoofddijk, Budapestlaan 17, 3584 CD Utrecht, Países Bajos.

ABSTRACT

Paleomagnetic studies of the late Tortonian to Pliocene deposits of the Fortuna basin have revealed the presence of a peculiar three-component natural remanent magnetisation (NRM) in a particular stratigraphic interval of the basin infill. In the Sifón de Librilla section, a high temperature NRM component (component A) was detected in all the red and mottled silt samples. Its maximum unblocking temperature well above 600° reveals the presence of hematite as the main remanence carrier. Component A yielded pre-folding paleomagnetic directions, recording a long sequence of up to ten polarity reversals which perfectly match with the Messinian to lower Pliocene geomagnetic polarity time scale.

An intermediate temperature paleomagnetic magnetisation (component B) was defined in the range 250-500°C. It is dominantly present in all samples from the grey marl intervals. Component B always yields a reverse polarity and its mean direction supports a pre-tilt magnetisation. Both NRM and IRM analyses suggest that magnetite is the most likely carrier of component B.

The fact that component B is tightly clustered to a reversed paleomagnetic direction suggests that the it must be associated to a single short-lived remagnetising event, rather than to a process operating continuously through diagenesis. The remagnetisation must have taken place in an early stage because of its pre-folding age. A likely period for this event is the reversed chron C3r, where we find a significant environmental change, as a result of the dramatic base level drop at the end of the Messinian Salinity Crisis. A possible cause for the remagnetisation component is that this base level drop caused an increased and efficient drainage of groundwater, thus exposing a reducing environment (the grey layers) to oxidation. Oxidation of iron sulphides to magnetite would cause a newly formed chemical remanent magnetisation, acquiring the then ambient (reversed) field.

***Key words**: Fortuna basin, Eastern Betics, Neogene, Messinian, remagnetization, magnetostratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Fortuna se sitúa en la zona de contacto entre las Zonas Externas e Internas de las Cordillera Bética oriental (Montenat *et al.*, 1973). Está delimitada por dos importantes zonas de cizalla, la falla Norbética y la Falla de Alhama de Murcia, cuya actuación a partir del Tortoniense determinó la generación de espacio de acomodación a lo largo de un estrecho surco de orientación NW-SE. El relleno final de la cuenca de Fortuna está culminado por una potente sucesión continental de edad Messiniense-Zancliense, consiste en sedimentos aluviales y lacustres, lutíticos en su parte inferior, y progresivamente más conglomeráticos hacia la parte superior. En la parte intermedia de esta unidad se ha reconocido la presencia de sedimentos marinos someros correspondientes a la transgresión del Plioceno basal.

El estudio bioestratigráfico y magnetoestratigráfico de un conjunto de sucesiones repartidas en diversos sectores de la cuenca ha permitido establecer una correlación de las distintas unidades estratigráficas con la escala de tiempo de polaridad magnética (ETPM). Esta correlación está apoyada biostratigráficamente por las faunas del Turoliense superior (MN13) de las sucesiones de Librilla y Molina de Segura (Agustí *et al.*, 1985), que permiten atribuir a estos sedimentos una edad Messiniense en base a la correlación marino-continental establecida en localidades próximas (Mein *et al.*, 1973; de Bruijn *et al.*, 1975).

El análisis paleomagnético de las unidades aluviales-lacustres del área situada al norte de Librilla, en el margen

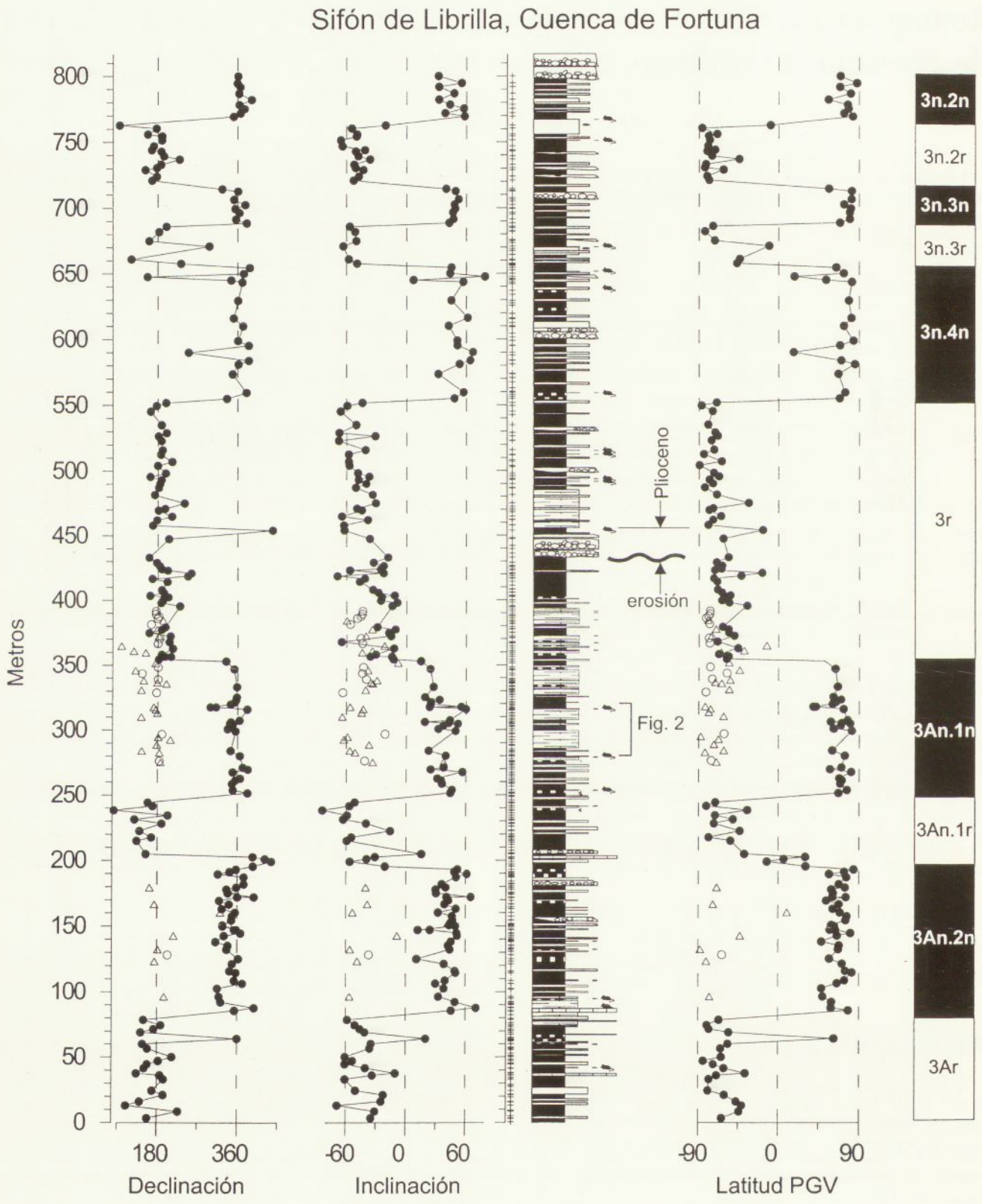


FIGURA 1: *Magnetoestratigrafía de la sucesión del Sifón de Librilla, Cuenca de Fortuna. Los puntos negros representan direcciones de la componente A (primaria). Los triángulos y círculos blancos representan direcciones de la componente B (secundaria).*

meridional de la cuenca de Fortuna, ha mostrado la existencia de una magnetización primaria que se ha revelado útil para la datación magnetoestratigráfica (Garcés *et al.*, 1998). Por otro lado, tambien ha mostrado la existencia de una magnetización secundaria de polaridad inversa cuyo posible origen se discute en el presente trabajo.

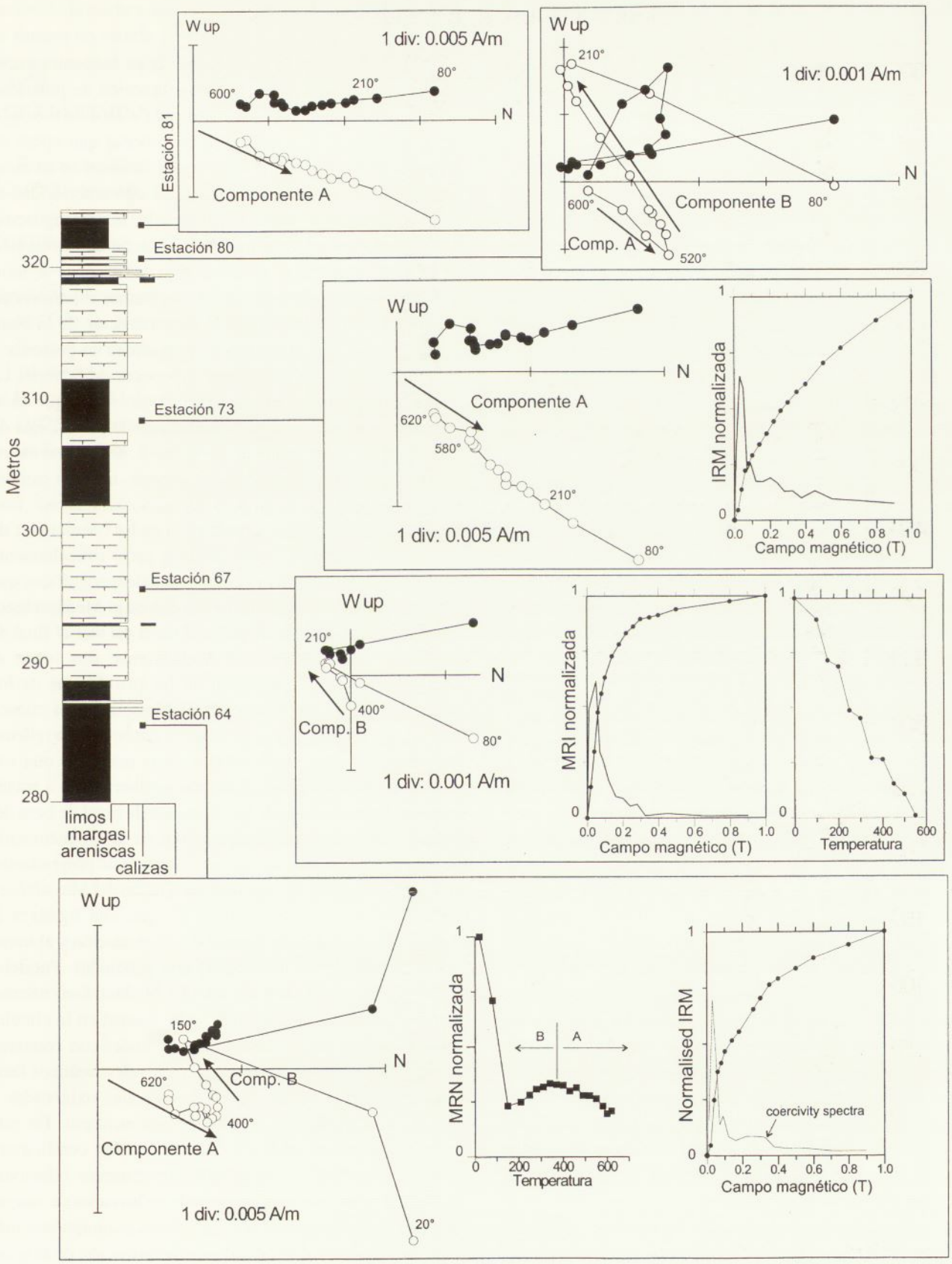


FIGURA 2: *Diagramas de desmagnetización de la MRN de muestras de un intervalo particular de la sucesión de Sifón de Librilla donde alternan niveles de limos rojos y margas grises ricas en materia orgánica. Una componente primaria de alta temperatura (componente A) se presenta en todas las muestras de los niveles rojos. Aparte, una componente secundaria de temperatura intermedia (componente B) se presenta también en algunos de los niveles rojos y, mayoritariamente, en los niveles grises. La componente B siempre aporta direcciones de polaridad inversa. Las temperaturas de desbloqueo de la MRN y las curvas de adquisición de la MRI sugieren que la componente B reside en magnetita.*

COMPONENTES MAGNÉTICAS EN LA SUCESIÓN DE SIFÓN DE LIBRILLA

El estudio magnetoestratigráfico de la sucesión del Sifón de Librilla se basa en un total de 266 niveles repartidos a lo largo de 800 metros de potencia de sedimentos en directa superposición estratigráfica. El análisis de las componentes de la magnetización remanente natural (MRN) se realizó siguiendo los procedimientos habituales de desmagnetización térmica progresiva completa y cálculo de direcciones paleomagnéticas a partir de la inspección visual de los diagramas ortogonales de Zijdervelt. En la mayoría de las muestras la desmagnetización progresiva de la MRN revela la presencia de dos componentes: una componente de baja temperatura de polaridad normal y una componente de alta temperatura (componente A) que se define a partir de 250°C y se desbloquea a temperaturas entre 600°C y 680°C, dependiendo de la litología. La componente A presenta polaridades normales e inversas. La dirección media calculada antes y después de la corrección tectónica sugiere que la edad de la magnetización es anterior el plegamiento de las capas. La estratigrafía de polaridad magnética obtenida ha permitido una correlación muy fiable con la escala de tiempo de polaridad magnética, apoyada por los datos bioestratigráficos de la misma sucesión así como por la correlación magnetoestratigráfica con otras sucesiones de la misma edad en otros sectores de la cuenca (Garcés *et al.*, 1998).

Dentro de la sucesión de Sifón de Librilla existe un tramo compuesto por una alternancia de lutitas rojas y margas grises ricas en materia orgánica que presentan un comportamiento peculiar, caracterizado por la existencia de una tercera componente magnética (componente B) de temperatura intermedia (entre 250° y 500°C). Esta componente es de polaridad inversa y representa una fracción muy variable del total de la MRN, dependiendo fundamentalmente de la litología. En muestras margosas con alto contenido relativo en materia orgánica puede llegar a representar entre el 50% y el 100% de la magnetización remanente por encima de 250°C. En el otro extremo, muchas muestras de lutitas rojas no presentan rastro de la componente B. Los espectros de temperatura de desbloqueo de las componentes A y B no se solapan significativamente y sus direcciones pueden ser calculadas mediante análisis de mínimos cuadrados. La dirección media de la componente B antes y después de la corrección tectónica indica que fue adquirida antes del plegamiento de las capas.

Las temperaturas de desbloqueo superiores a 600°C de la componente A indican que el mineral protador de la magnetización es la hematites. Las curvas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica indican que la principal fase magnética en las muestras de margas grises es la magnetita, sugiriendo que este mineral es el portador de la componente B.

DISCUSIÓN

El hecho de que la componente B se encuentra estrechamente agrupada en torno a una dirección de polaridad inversa sugiere que debe estar asociada a un evento singular y de corta duración, y no a un proceso que opere de forma continua durante la diagénesis. También se ha mostrado que la magnetización tuvo lugar con anterioridad al plegamiento de las capas. Por otro lado, la amortiguación del plegamiento de las capas hacia el techo de la sucesión de Librilla sugiere que la deformación de las capas se desarrolló durante la sedimentación de los tramos superiores de la serie. Todo ello indica que la magnetización de la componente B fue muy temprana, con seguridad no posterior a la sedimentación de los tramos superiores de la serie. La edad más probable es el largo cron inverso C3r, que en al sucesión estudiada se sitúa inmediatamente por encima de las capas que presentan la componente B. Es justamente en esta posición donde se reconoce, además, un gran cambio en las características del medio deposicional, marcado fundamentalmente por una optimización en las condiciones de drenaje de la cuenca. Estos cambios están estrechamente vinculados a los importantes cambios paleogeográficos que marcaron el tránsito Mioceno-Plioceno en el Mediterráneo. En particular, la drástica bajada del nivel del mar al final de la Crisis de Salinidad del Messiniense dio lugar al encajamiento de la red fluvial en las plataformas de los márgenes del Mediterráneo. En el Messiniense la cuenca de Fortuna ya había sido colmatada y estaba siendo rellenada por sedimentos continentales, pero mantenía una conexión con los ambientes marinos mediterráneos a través de su margen meridional. Así, la bajada de nivel de base del Mediterráneo pudo fácilmente influir en la sedimentación en ésta cuenca. Efectivamente, una importante progradación de los sistemas aluviales se registra a techo del Messiniense en la sucesión de Librilla (Fig. 1), que está ligada a la drástica disminución del espacio de acomodación y al transporte de sedimentos hacia áreas más profundas. Paralelamente, la bajada de nivel del mar del Mediterráneo necesariamente ocasionó una modificación general en la circulación de fluidos de las cuencas continentales con conexión al mar. En particular, la caída de los niveles freáticos facilitaría la llegada de las aguas superficiales oxigenadas a niveles más profundos del relleno sedimentario. En este trabajo sugerimos que este cambio en las condiciones hidroquímicas en la cuenca están directamente relacionados con la remagnetización obervada en las capas de margas ricas en materia orgánica. La exposición a condiciones más oxidantes puede haber ocasionado la formación de magnetita a costa de los sulfuros de hierro que se encuentran asociados a estas capas. Remagnetizaciones relacionadas con el reemplazamiento diagenético de pirita por magnetita han sido ya descritas en contextos orogénicos donde la migración de fluidos está controlada por los esfuerzos tectónicos (Suk *et al.*, 1990). En el caso de la remagneti-

zación de la cuenca de Fortuna, se sugiere que la migración de fluidos no estaría forzada por esfuerzos tectónicos sino por un descenso singular del nivel de base de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de la DGICYT PB96-0815.

REFERENCIAS

Agustí, J., Moyà-Solà, S., Gibert, J., Guillén, J. y Labrador, M. (1985): Nuevos datos sobre la bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia, Paleontologia i evolució. 18: 83-95.

de Bruijn, H., Mein, P., Montenat, C. y van de Weerd, A. (1975): Corrélations entre les gisements de rongeurs et les formations marines du Miocène terminal d'Espagne méridionale, Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 78: 1-32.

Garcés, M., Krijgsman, W. y Agustí, J. (1998): Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): Implications for the Messinian evolution of the eastern Betics, Earth and Planetary Science Letters, 163 (1-4): 69-81.

Mein, P., Bizon, G., Bizon, J.J. y Montenat, C. (1973): Le gisement de Mammifères de La Alberca (Murcia, Espagne méridionale). Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal, C. R. Acad. Sci. Paris, Série D 276: 3077-3080.

Montenat, C. (1973): Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia), PhD Thesis Université d'Orsay, 1170 pp.

Suk, D., Peacor, D.R. y Van der Voo, R. (1990): Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for palaeomagnetism, Nature 345: 611-613.

Correlación negativa entre la susceptibilidad magnética y el contenido en metales pesados de origen antropogénico en un medio litoral

N. López-Rodríguez, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas

Dep. Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio. Universidade de Vigo, 36200 Vigo.

ABSTRACT

The geographical variability of the low-field magnetic susceptibility of superficial estuarine-like sediments from the Rias of Vigo and Pontevedra show a negative correlation with their content in pollutant heavy metals. The high statistical significance of this relationship and its origin has been established by means of bivariant correlations and principal component analysis of the susceptibility of the main grain-size fractions, their textural properties and their content in 13 relevant elements.

Key words: *environmental magnetism, pollution, Galician Rías.*

INTRODUCCIÓN

El magnetismo ambiental, es una ciencia relativamente nueva (Thompson y Olfield, 1986, Maher y Thompson, 1999) que se basa en el supuesto que las variaciones de las propiedades magnéticas de los sedimentos expresan la respuesta de las fases mineralógicas magnéticas a cambios en los parámetros ambientales. Las propiedades magnéticas de los sedimentos marinos en particular, pueden utilizarse para realizar un seguimiento de la contaminación en medios litorales y evaluar su impacto ambiental. La literatura científica reciente recoge la existencia de una correlación positiva entre la susceptibilidad magnética y el contenido en metales pesados de origen antropogénico observado en ciertos sedimentos marinos (Veersteg *et al.*, 1995, Gelisli y Aydin, 1998, Petrovsky y Elwood, 1999). La utilización de las propiedades magnéticas como indicadores de contaminación antropogénica se basa en la asociación indirecta de ambos como subproductos de un mismo proceso industrial, así como en la interacción entre ciertas propiedades físicas y químicas de las partículas magnéticas y los metales pesados a través de procesos de sorción (Georgeaud, 1999). La presencia de partículas magnéticas en sedimentos marinos se debe al vertido directo de este tipo de partículas por emisarios submarinos, a la precipitación atmosférica de cenizas volantes en el medio o a la incorporación al sedimento de partículas discretas a través de la escorrentía superficial procedente de áreas industriales. Sin embargo, la eficacia en su empleo depende de la determinación rigurosa del origen de esta señal y su relación con la señal magnética de fondo asociada a los constituyentes litogénicos del sedimento (López-Rodríguez *et al.*, 1999) y/o a los procesos diagenéticos que impidiesen la preservación de dichas partículas (Pye *et al.*, 1998).

En este trabajo se utiliza la variación de la susceptibilidad magnética de bajo campo aplicada a sedimentos marinos recientes y se estudia su relación con la presencia de elementos metálicos pesados en el sedimento. Su objetivo es evaluar el potencial de esta técnica en el seguimiento de la contaminación antropogénica en las Rías de Vigo y Pontevedra, dado su carácter no destructivo, su rapidez y su bajo costo.

LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La zona de estudio se localiza en la región más noroccidental la Península Ibérica correspondiente a las Rías Baixas Gallegas de Vigo y Pontevedra (Fig. 1).

La muestras estudiadas corresponden a sedimentos de los 10 ó 20 cm superficiales del fondo marino. El muestreo se realizó utilizando una draga de tipo Shipeck a lo largo de una malla rectangular de 1 ó 2 km^2. Se recogieron un total de 98 muestras para la Ría de Pontevedra y 86 para la de Vigo. Cada una de las muestras obtenidas se dividió en dos partes. Una de las partes se utilizó para la medición de la susceptibilidad magnética de bajo campo, mientras que la otra se reservó para la realización del estudio analítico (Fig. 2).

La susceptibilidad magnética se midió en el laboratorio de magnetismo ambiental y paleomagnetismo del Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio de la Universidad de Vigo utilizando un puente de susceptibilidad de bajo campo tipo Kappabrigde. Estas medidas

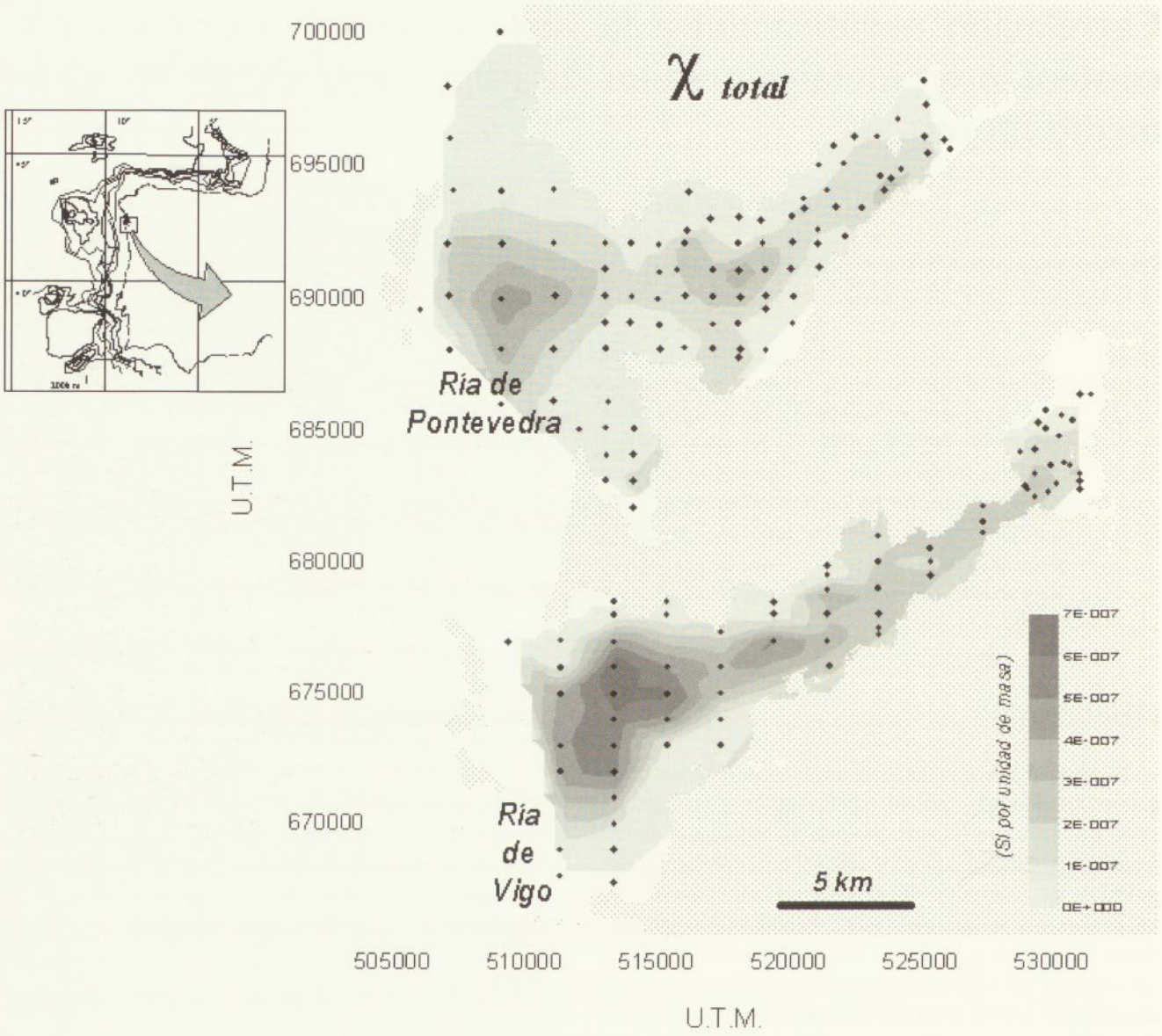


FIGURA 1: *Situación geográfica. Localización de los puntos de muestreo. La variabilidad de la susceptibilidad total en las Rías de Vigo y Pontevedra está representada de acuerdo con la escala en el margen.*

se realizaron tanto sobre la muestra total, (después de eliminar la fracción grava), como sobre las fracciones fango (por tamizaje en húmedo) y arena (después de eliminar la materia orgánica con peróxido de hidrógeno).

La analítica realizada tuvo por objeto la determinación de la distribución granulométrica de las muestras, contenido en materia orgánica y carbonato cálcico. Además se determinó la concentración de 13 elementos mayoritarios y traza utilizando técnicas de espectrometría de plasma (ICP-AES).

Los datos obtenidos se compararon estadísticamente por medio de correlaciones bivariantes y del análisis de componentes principales utilizando el programa estadístico SPSS.

VARIABILIDAD DE LA SUSCEPTIBILIDAD

En ambas Rías la susceptibilidad de la muestra total varía entre 1.82×10^{-9} y 6.88×10^{-7} SI por unidad de masa ($m^3\ Kg^{-1}$). Correspondiendo los valores más elevados a la Ría de Vigo. Su variabilidad geográfica se representó en mapas de isolíneas, realizados con el programa informático Surfer 32, v. 6.01 (Fig. 1). En términos generales puede observarse que la susceptibilidad en las Rías estudiadas aumenta hacia mar abierto y disminuye a medida que nos aproximamos a la línea de costa. Los valores más elevados se sitúan en la región central de las Rías, allí donde el contenido en fangos es mayor. Esta observación es la razón principal por la que se decidió medir separadamente la

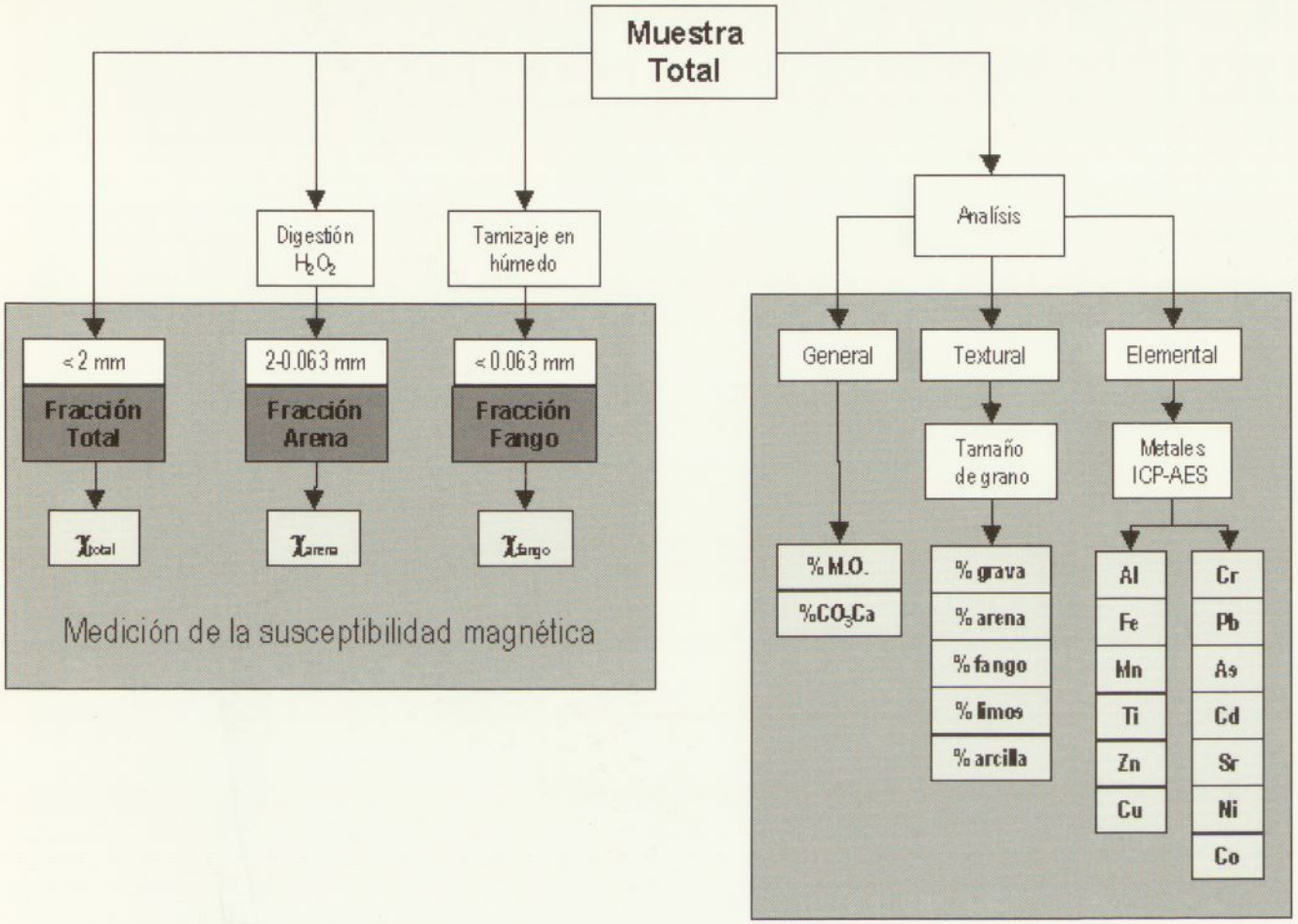


FIGURA 2: *Cuadro descriptivo de la metodología desarrollada.*

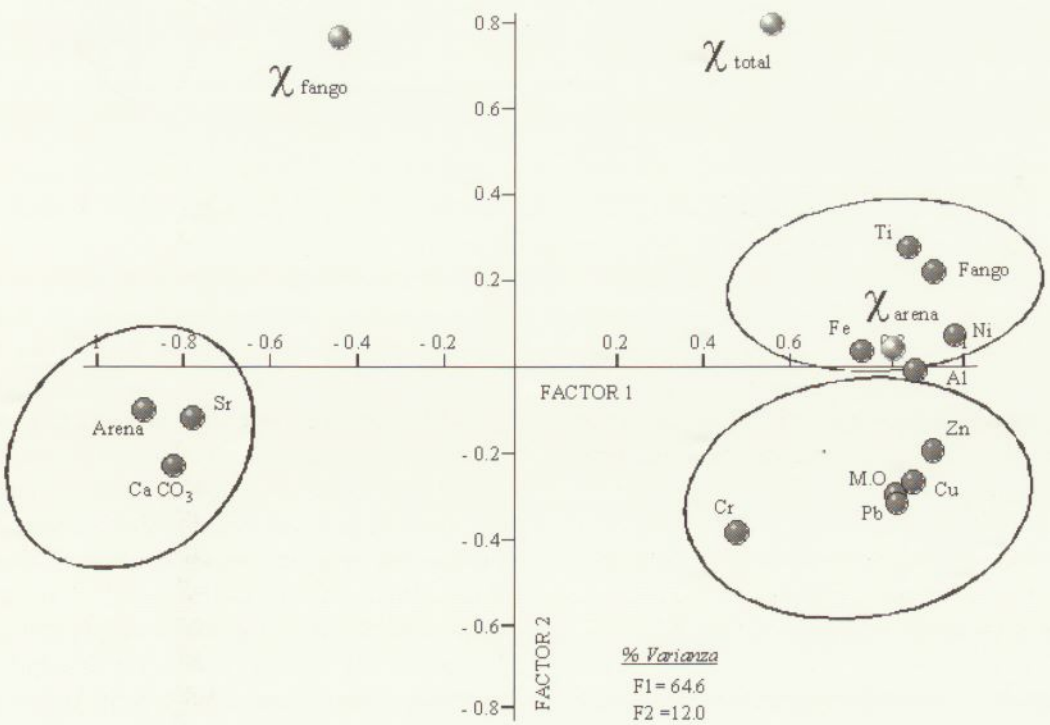


FIGURA 3: *Gráfico representativo del análisis de componentes principales.*

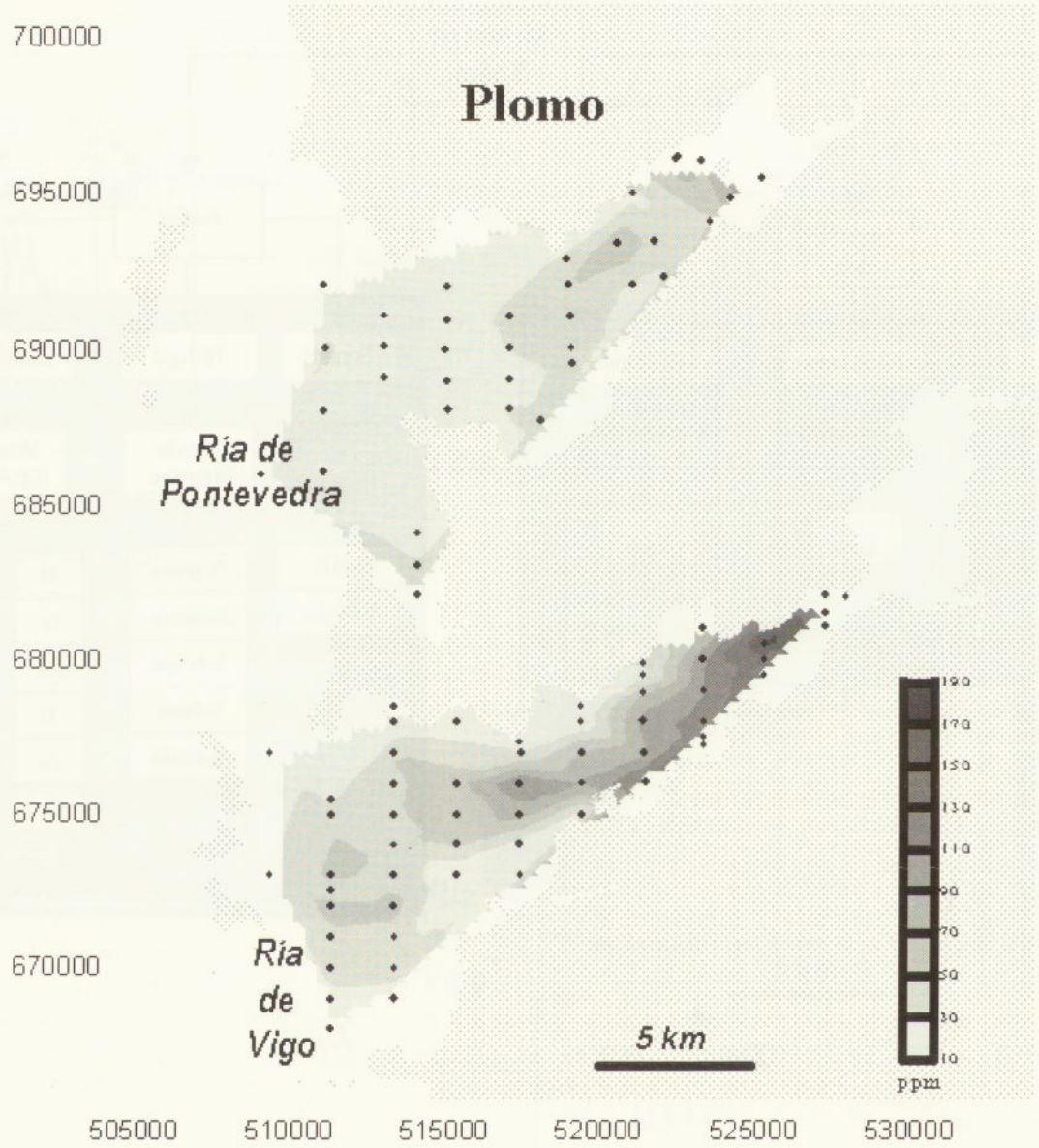


FIGURA 4: *Distribución del porcentaje en Plomo para las Rías estudiadas.*

susceptibilidad de las fracciones arena y fango del sedimento. De esta forma se pretende minimizar la dependencia litológica detrítica en la variación de la susceptibilidad. Aunque no representada aquí la susceptibilidad de la fracción fango muestra una tendencia muy marcada a aumentar hacia mar abierto.

RESULTADOS

Correlaciones Bivariantes

La tabla 1 presenta unas correlaciones bivariantes en las que se expresa el coeficiente de correlación de Pearson de la susceptibilidad de la muestra total (χtotal) y de las fracciones fango (χfango) y arenas (χarena) con parámetros texturales como el tamaño de grano, el contenido en $CaCO_3$ y materia orgánica y con los 13 elementos determinados. Las correlaciones positivas significativas ($P \leq 0.01$; $P \leq 0.001$) se han sombreado con un rayado fino en gris. Las correlaciones negativas se establecen considerando el mismo criterio del coeficiente de correlación y se han sombreado en gris claro. Los valores no sombreados indican que la correlación no es significativa. Observando esta tabla se deduce que tanto la χtotal como la χarena presentan correlación positiva con la mayoría de los elementos ya sean de origen litogénico o antropogénico (pesados) y con el contenido en fangos. Además presentan una correlación negativa con la proporción de material grueso, y elementos de origen biogénico como el carbonato y el Sr. La χfango presenta una correlación positiva con la χtotal, y negativa con los compuestos organometálicos de origen antropogénico. Además no se correlacionan con los elementos de tipo litogénico. Analizando las correlaciones de la susceptibilidad con los datos analíticos es importante destacar la existencia de una

Tabla 1
Tabla resumen de las correlaciones bivariantes entre los distintos parámetros estudiados

	χtotal	χarena	χtango
χtotal	1.000	0.697*	0.635*
χarena	0.697*	1.000	-0.076
χfango	0.635*	-0.076	1.000
$CaCO_3$	-0.558*	-0.467*	0.201
M.O.	0.386*	0.564*	-0.593*
Grava	-0.293*	-0.183	-0.054
Arena	-0.664*	-0.659*	0.324**
Fango	0.736*	0.741*	-0.247
Al	0.684*	0.594*	-0.268
Fe	0.609*	0.727*	-0.183
Mn	0.068	0.121	-0.206
Ti	0.760*	0.654*	-0.095
Zn	0.504*	0.710*	-0.447*
Cu	0.444*	0.738*	-0.482*
Pb	0.360**	0.701*	-0.485*
Cr	0.417*	0.412*	-0.388**
Ni	0.711*	0.667*	-0.269
Co	0.616*	0.790*	-0.105
Sr	-0.621*	-0.483*	0.238
Cd	0.538**	0.684**	0.174
As	0.414**	0.505*	-0.176

*P≤0.001, **P≤0.01

χtotal	Mayoría de elementos, contenido en fango Sedimentos gruesos, origen biogenético
χarena	Mayoría de elementos, contenido en fango Sedimentos gruesos, origen biogenético
χfango	Susceptibilidad total Componentes organo-metálicos antropogénicos Elementos litogénicos

correlación negativa entre el valor de la susceptibilidad total y la concentración de carbonato biogénico en las muestras. Por otro lado, también se aprecia una correlación negativa entre la susceptibilidad de los fangos y el contenido en materia orgánica. Cabe destacar aquí, que este tipo de correlación negativa no aparece descrita con anterioridad en la literatura científica, donde sin embargo abundan las referencias a la existencia de correlaciones positivas entre la susceptibilidad y los elementos pesados. El origen de esta discrepancia será discutido más adelante.

ANÁLISIS FACTORIAL

Dada la complejidad de las relaciones entre las variables estudiadas, hemos tratado de agruparlas utilizando el análisis factorial cuyos resultados se muestran en la figura 3. Los resultados indican que dos factores F1 y F2 son suficientes para explicar el 76.6% de la varianza. El primer factor representa el 64% (F1) y separa las variables con influencia biogénica. Así arena, carbonato y Sr quedan fuertemente relacionadas entre sí. El segundo factor (F2) parece separar las variables de origen litogénico (χarena, Ti, Al, Ni, Fe) de las de mayor influencia antropogénica (%MO, Pb, Cu, Zn, Cr).

Es de destacar la relación existente entre la susceptibilidad de la fracción arena con los elementos litogénicos (detríticos), así como que la variabilidad de la susceptibilidad de bajo campo de la fracción fango se halla en la posición más alejada posible de los compuestos organometálicos con gran influencia antropogénica lo que es coherente con la correlación negativa descrita en el apartado anterior. Por último la susceptibilidad magnética de la muestra total aparece en una posición intermedia entre las otras dos.

DISCUSIÓN

La correlación positiva de la susceptibilidad de las muestras con el contenido en fango, y su consecuente correlación negativa con el contenido en carbonato y Sr, subrayan el marcado origen biogénico de la fracción arena. El análisis factorial constata esta relación agrupando las variables biogénicas, cuyas propiedades magnéticas están dominadas por el carácter diamagnético (susceptibilidad negativa) de los carbonatos. La variabilidad observada en la susceptibilidad está inicialmente determinada por el «upwelling» estacional que al producirse aumenta la producción primaria y por tanto el aporte de esqueletos calcáreos al sedimento (López-Rodríguez *et al.*, 1999, Rey *et al.*, 1998). Los temporales de invierno causan la separación hidrodinámica de los materiales biogénicos carbonatados, que se depositan en las zonas más expuestas (p. e. playas), del material detrítico más fino, que se deposita en zonas menos expuestas al oleaje; esto es, en las zonas más profundas y en las más protegidas. De esta forma el factor F1, responsable del 64% de la varianza, expresa acoplamiento de la susceptibilidad magnética con los procesos que controlan la hidrodinámica y biogénesis del carbonato en la zona.

El segundo factor (F2) expresa una variabilidad de segundo orden (% varianza) sobre este patrón de distribución. Este factor permite relacionar la susceptibilidad de la fracción arena con los elementos de origen litogénico y disociarla de los de origen antropogénico. Esto podría explicarse por un incremento en el contenido de minerales magnéticos en la fracción arena como consecuencia de tres factores: a) aportes de la plataforma durante los temporales, vertidos asociados al tránsito marítimo en la zona, procesos diagenéticos que resultan en la formación de glauconita, goetita (Pazos *et al.*, 1998) y muy posiblemente greigita (Pye *et al.*, 1998).

Sin embargo, lo más destacable de este estudio es la marcada correlación negativa encontrada entre la susceptibilidad de la fracciones total y fango de las muestras estudiadas con los elementos contaminantes de origen antropogénico como es el caso del plomo (Fig. 4), y que contradice la correlación positiva que aparece descrita en la literatura científica (Gelisli y Aydin, 1998). El carácter semiestuarino y la alta producción orgánica de estas Rías favorece que los elementos pesados se asocien a la materia orgánica en forma de compuestos organometálicos, (Nombela *et al.*, 1995; Rubio *et al.*, 1996). Estas condiciones dan lugar a la formación de un ambiente sulfídico por debajo de los 20 ó 30 cm superiores del sedimento en los que tiene lugar una diagénesis específica en la que está implicada la transformación bacteriana de óxidos e hidróxidos ferromagnéticos en sulfuros diamagnéticos como la pirita (Rubio *et al.*, 1999). Pye *et al.*, 1998 han demostrado la sensibilidad de las propiedades magnéticas para detectar este tipo de transformaciones. De esta forma, cuanto mayor es el potencial de acepción de metales en un sedimento, mayor es su probabilidad de sufrir una diagénesis que resulte en la disolución de los minerales ferromagnéticos, induciendo así la observada correlación negativa entre la susceptibilidad y el contenido en metales y materia orgánica.

CONCLUSIONES

La variabilidad de la susceptibilidad magnética está determinada por la distribución textural de los sedimentos estudiados, estando ésta a su vez controlada por las especiales condiciones hidrodinámicas de la zona. Se muestra la existencia de una correlación negativa entre la susceptibilidad magnética y el contenido en metales pesados aparentemente relacionada con la diagenésis de la materia orgánica.

REFERENCIAS

Gelisli, K. y Aydin, A. (1998): Investigations of environmental pollution using magnetic susceptibility measurements. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 3: 53-61.

Georgeaud, V., (1999): Adsortion des métaux lords sur les oxydes magnétiques des procédés magnétiques de décontamination et d'expertise des sites pollués. Thèse. Universite de Droit, d'Economie et des Ciences d'Aix-Marseille (Aix-Marseille III).

López-Rodríguez, N., Rey, D., Rubio, B., Pazos, O. y Vilas, F., (1999): Variación de la susceptibilidad magnética en los sedimentos de la Ría de Vigo (Galicia). Implicaciones para la dinámica sedimentaria y contaminación antropogénica de la zona. Thalassas, 15: 85-94.

Maher, B. y Thompson, R., (1999): Quaternary Climates, Environments and Magnetism. Cambrigde University Press.

Nombela, M.A., Vilas, F. y Evans, G., (1995): Sedimentation in the mesotidal Rías Bajas of Galicia (NW Spain): Ensenada de San Simón, inner Ría de Vigo. En: B.W. Flemming y A. Bartholoma (Eds.). Tidal signatures in modern and ancient sediments. Special Publication of the IAS, 24: 131-150.

Pazos, O., Gago-Duport, L., Rey, D., Rubio, B., y Fernández-Sánchez, S., (1997): Formación de óxidos de hierro y glauconita en carbonatos en las Rías Baixas. Procedings. 2º Simposio sobre el margen continental Ibérico Atlántico. Cádiz: 184-190.

Petrosvský, E. y Ellwood, B.B. (1999): Magnetic monitoring of air-, land- and water-polution. En: B.A. Maher y R. Thompson (Eds.). Quaternary Climates, Environments and Magnetism. Cambrigde University Press: 279-322.

Pye, K., Rubio, B., Granier, L., Nombela, M.A., McGenity, T., Rey, D., Pazos, O., Rae, J. y Vilas, F. (1998): Sedimentological and diagenetic controls on the distribution of contaminants in the Ría of Pontevedra, NW Spain. 15th Internacional Sedimentological Congress. Alicante: 642.

Rey, D., Pazos, O., Rubio, B., López-Rodríguez, N. y Vilas, F., (1998): Seabed Susceptibility variability in coastal stuarine-like sediments and iron oxides fate during early diagenesis. A case study in litoral sediments from NW Spain. Geologica Carpathica, vol. 49, nº 3: 234 -235.

Rubio, B., Gago-Duport, L., Vilas, F., Nombela, M.A., García-Gil, S., y Pazos, O. (1996): Interpretación de tendencias históricas de contaminación por metales pesados en testigos de sedimentos de la Ría de Pontevedra. Thalassas, 12: 137-152.

Rubio, B., Rey, D., Pye, K., Nombela, M.A. y Vilas, F. (1999): Aplicación de imágenes de electrones retrodispersados en microscopía electrónica de barrido a sedimentos litorales. Thalassas, 15: 71-84.

Thompson, R. y Oldfield, F. (1986): Environmental magnetism. Allen y Unwin. London.

Versteeg, S.V., Morris W.A. y Rukavina, N.A. (1995): The utility of magnetic properties as a proxy for mapping contamination in Hamilton Harbour sediments. J. Great Lakes Research, 21: 71-83.

Evolución de Iberia durante el Jurásico a partir de datos paleomagnéticos

M.L. Osete[1], J.J. Villalaín[2], C. Osete[1] y P.R. Gialanella[3]

1 Departamento de Geofísica, Facultad de C. Físicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.mlosete@eucmax.sim.ucm.es
2 Escuela Politécnica de la Universidad de Burgos. España.
3 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Nápoles. Italia.

ABSTRACT

New palaeomagnetic studies at 11 well-dated sedimentary sections (from the Iberian Ranges and the Betic Cordillera) and a review of published Jurassic palaeomagnetic data have been carried out in order to constrain the evolution of Iberia during the Jurassic. Two magnetic components were observed in the investigated rocks: A low-temperature component of normal polarity and maximum unblocking temperature of about 400-450ºC which has been interpreted as a secondary Cretaceous or Tertiary remagnetisation. And a higher-temperature component (the ChRM) that was isolated from 450 up to 550-575ºC. The ChRM exhibited both normal and reversed polarities. ChRM directions pass the fold test and the reversal test. Consistent results in paleolatitudes were obtained from both areas indicating high paleolatitudes for the Toarcian (close to the present palaeolatitude of Iberia) and lower for the Upper Jurassic. Paleomagnetic poles obtained from the Iberian Ranges have been transferred and compared with two segments of the North-American Apparent Polar Wander Path that have been proposed in the literature. Iberian results allow to discriminate between these two proposed segments.

***Key words**: palaeomagnetism, Iberian Plate, Jurassic, geodynamics.*

ANTECEDENTES

El objetivo de este trabajo es determinar la evolución de la Placa Ibérica desde el Toarciense hasta el Kimeridgiense a partir de estudios paleomagnéticos. Para ello se ha realizado un estudio paleomagnético en 11 secciones sedimentarias de la Cordillera Bética y del Sistema Ibérico y se ha llevado a cabo una revisión crítica de los estudios paleomagnéticos existentes.

Hasta el presente estudio sólo se disponía de tres polos paleomagnéticos publicados para el período jurásico. El primero corresponde al polo paleomagnético determinado por Schott *et al.* en 1981 a partir del estudio del dique de Messejana-Plasencia. La edad asignada a dicho polo Jurásico según estos autores está comprendida entre 160 y 200 Ma. Los otros dos polos fueron calculados a partir de los resultados magnetoestratigráficos obtenidos en sedimentos de la Cordillera Ibérica (Steiner *et al.*, 1985; Juárez *et al.*, 1998). Estos materiales sedimentarios tienen un buen control bioestratigráfico, lo que ha permitido una precisa datación de los mismos. Los niveles investigados se sitúan en el Oxfordiense.

Recientemente, el polo paleomagnético determinado por Schott *et al.* (1981) en el dique de Messejana-Plasencia ha sido cuestionado y considerado como debido a una reimanación cretácica (Juárez *et al.*, 1996). Los principales argumentos que aportan estos autores a favor de una reimanación del dique son: 1) que la dirección paleomagnética obtenida se encuentra muy próxima a otras reimanaciones y polos de edad cretácica. 2) Que las muestras presentaron sistemáticamente polaridad normal. Y es durante el Cretácico cuando la polaridad del campo magnético terrestre es predominantemente normal (CQZ: Cretaceous Quiet Zone). Mientras que durante el Jurásico existe una gran frecuencia de inversiones. Palencia *et al.* (este volumen) está llevando a cabo un nuevo estudio paleomagnético en el Dique y una revisión crítica de las dataciones efectuadas en esta estructura. Pero de momento el número de polos paleomagnéticos fiables para el Jurásico queda reducido a los dos de edad Oxfordiense anteriormente mencionados.

En la Península Ibérica se encuentran algunas de las mejores secciones de referencia para varios pisos del jurásico, pues presentan un abundante contenido en ammonites y han sido cuidadosamente investigadas. Estas secciones se encuentran fundamentalmente en el Sistema Ibérico y en la Cordillera Ibérica (Zona Subbética). Osete *et al.* (1997) y Juárez *et al.* (1998) han demostrado que la mayor parte del Sistema Ibérico puede considerarse representativo de Iberia "estable". Por tanto, los polos paleomag-

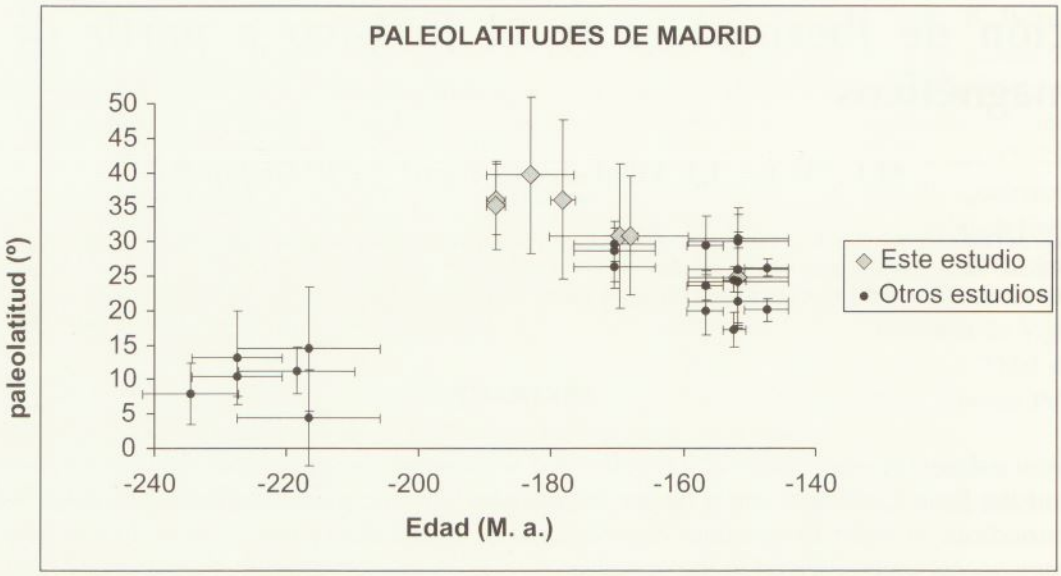


FIGURA 1: *Evolución de la Paleolatitud de un lugar de referencia de la Placa Ibérica (Madrid) desde el Triásico Medio hasta el Jurásico superior.*

néticos determinados a partir de las secciones de la Cordillera Ibérica (SP y AR) pueden ser utilizados para definir los polos de la Placa Ibérica. Sin embargo, grandes regiones de la Cordillera Bética han sufrido importantes rotaciones alrededor de ejes verticales (Osete *et al.*, 1988; Allerton *et al.*, 1993, Villalaín *et al.*, 1994). Por lo que los resultados del área Bética sólo pueden ser utilizados para evaluar la paleolatitud de la Placa Ibérica.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El comportamiento magnético de las muestras fue similar al observado previamente en formaciones del jurásico superior de la Cordillera Bética y del Sistema Ibérico (Villalaín *et al.*, 1994, Juárez *et al.*, 1998). Todos los materiales investigados fueron sometidos a una progresiva desimanación térmica. Encontrando en todos los casos la existencia de, al menos, tres componentes magnéticas estables. Una primera componente que presenta la dirección del campo magnético actual y que se ha interpretado como una imanación viscosa. Una segunda componente cuya temperatura máxima de desbloqueo ha sido del orden de 450ºC, que presentó siempre polaridad normal y que ha sido considerada como una reimanación de edad cretácica o terciaria. Y una tercera componente cuya temperatura de desbloqueo máxima se sitúa en torno a los 550-600ºC, que fue la considerada como la componente característica (ChRM) de estos materiales.

La ChRM presentó polaridades normales e invertidas. La prueba del pliegue, realizada en los sitios: AC, PNS, SP y AR, ha sido sistemáticamente positiva. También ha sido positiva la prueba de la inversión. Además, ha podido establecerse una aceptable correlación magnetoestratigráfica entre secciones de la Cordillera Bética y del Sistema Ibérico con otras secciones europeas. Todas estas pruebas indican que la ChRM está bien aislada y que, con gran probabilidad, puede considerarse que esta componente está relacionada con la época de formación de los sedimentos (componente primaria).

La tabla 1 resume los resultados paleomagnéticos (direcciones y polos) obtenidos en las 11 secciones que se presentan en este trabajo. Los sitios investigados han sido agrupados en 7 localidades para la realización de la prueba del pliegue.

En la figura 1 se representa la paleolatitud de un lugar de referencia (Madrid) desde el Anisiense (Triásico Medio) hasta el Kimmerdigiense (Jurásico Superior). Esta figura ha sido construida a partir de los datos que se presentan en este trabajo (rombos grises) y de una recopilación cuidadosa de otros estudios paleomagnéticos y magnetoestratigráficos realizados en la Placa Ibérica.

Los principales requisitos que se han tenido en cuenta al hacer la revisión de los datos existentes fueron: 1) que se tuviera un buen control sobre la edad de los materiales investigados, 2) que hubiera constancia de polaridades tanto normales como invertidas y 3) que se contara con alguna prueba de campo que permitiera acotar la edad de la imanación.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos hasta el momento en la Placa Ibérica indican que la paleolatitud de Iberia en el Jurásico Inferior-Medio fue más elevada que durante el Jurásico Superior y próxima a los valores actuales. Un resultado similar se obtuvo en la placa Americana y generó una gran polémica en torno a la trayectoria que seguía la curva de deriva de los polos de Norteamérica durante el Jurásico medio (ver, por ejemplo, Van der Voo, 1992). La polémica la originaron dos polos paleomagnéticos discrepantes determinados en dos complejos volcánicos: el de Moat y el de Corral Canyon. Con objeto de investigar si los datos obtenidos en Iberia permiten arrojar luz sobre esta

Tabla 1

Polos paleomagnéticos obtenidos en este estudio

Sitio	Edad	N(n)	PLat	PLon	I_{madrid}	ϕ_{mad}	$\Delta\phi$
ERJ	Ti/Kim.	2(16)	62.5	240.2	42.9	24.9	6.3
SL	Bj/Bt	1(14)	2.5	46.7	50.1	30.8	8.6
PNS	Jur. Medio	2(16)	46.7	81.9	50.1	30.8	10.5
AC	Aaleniense	2(17)	54.6	78.3	55.7	36.2	11.6
CM	Aa/Toar	1(16)	73.2	81.7	59.0	39.7	11.3
SP	Toarciense	1(26)	75.4	255.0	55.7	36.2	5.1
AR	Toarciense	2(33)	71.0	258.3	54.9	35.4	6.4

Ti = Titónico, Kim = Kimmeridgiense, Bj = Bajociense, Bt = Bathoniense, Aa = Aaleniense, Toar = Toarciense. N (n) = Númro de sitios (número de muestras). Plat = Latitud del Polo, Plon = Longitud del Polo, I_{madrid} = paleoinclinación en Madrid, ϕ_{mad} = Paleolatitud de Madrid, $\Delta\phi$ = error en la paleolatitud

discrepancia se han trasladado los polos paleomagnéticos obtenidos en el Sistema Ibérico (sitios SP y AR) al continente norteamericano. Se ha observado que existe una buena coincidencia entre éstos y el determinado a partir del estudio de las rocas volcánicas de Moat. Sin embargo los polos de Iberia difieren estadísticamente del polo obtenido de los materiales de Corral Canyon. Los nuevos datos que se aportan en este trabajo permiten, por tanto, no sólo resolver la variación en paleolatitud de la placa Ibérica sino también resolver la controversia generada en la APWP de Norteamérica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB95-0921 de la DGICYT.

REFERENCIAS

Allerton, S., Lonergan., L., Platt, J.P., Platzman, E.S. y McClellan, E. (1993): "Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain". Earth Planet. Sci. Lett. 119: 225-241.

Juárez, M.T., Lowrie, W., Osete, M.L. y Meléndez, G. (1998): "Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia". Earth and Planetary Science Letters, 160: 729-743.

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". Morris, A. y Tarling, D.H. (eds.), Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region, Geological Society, London, 83-96.

Osete, M.L., Rey, D., Villalaín, J.J. y Juárez, M.T. (1997): "The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia". Geol. Mijn. 76: 105-119.

Palencia, A., Osete, M.L., Vegas, R., Villasante, V., Silva, P., Fonseca, P. y Miranda, J.M. (2000): "Datación Paleomagnética de la parte Sur del Dique de Messejana-Plasencia". Geotemas (este volumen).

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 Plan. Sci. Lett. 53: 457-470.

Steiner, M.B., Ogg, J.G., Meléndez, G. y Sequeiros, L. (1985). "Jurassic magnetostratigraphy. 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain". Earth and Planet. Sci. Lett. 76: 151-166.

Van der Voo (1992). "Jurassic paleopole controversy: Contributions from the Atlantic-bordering continents". Geology. 20: 975-978.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V. y Heller, F. (1994): "Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc)". Phys. Earth Planet. Inter. 85: 15-33.

Datación paleomagnética de la parte sur del dique de Messejana-Plasencia

A. Palencia[1], M.L. Osete[1], R. Vegas[2], V. Villasante[1], P. Silva[3], P.E. Fonseca[4] y J.M. Miranda[3]

1 Departamento de Geofísica, Facultad de C. Físicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.
2 Departamento Geodinámica, Facultad de C. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.
3 Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa. Ruada Escola Politécnica, 58. 1269-102 Lisboa. Portugal.
4 GeoFCUL e LATTEX, Edif. C2 piso 5, Campo Grande, 1700 Lisboa. Portugal.

ABSTRACT

A Paleomagnetic investigation of 11 sites across the southern part of Messejana-Plasencia dike has been carried out. The magnetic behaviour of pilot samples indicates that thermal demagnetisation is more effective than alternating field cleaning (AF) in isolating the Characteristic Remanent Magnetisation (ChRM). Therefore thermal demagnetisation was systematically used with the remaining samples. The ChRM is well grouped. Most sites exhibit normal polarities 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=72.5, Plong=243.7 and A_{95}=6.0. This coincides with the pole calculated in a previous investigation (Schott et al. 1981) of the dike. It is also in agreement with Toarcian poles from the Iberian Range (Osete et al. *2000) and statistically different from the Oxfordian Pole obtained in the same region. Previous radiometric studies suggested that the age of dike intrusion is 160-200Ma. Paleomagnetic data indicates that the age of intrusion can be constrained between 180-200Ma.*

***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 (Playa de Murraçao), 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 África y Norteamérica.

Generalmente, se ha considerado que el dique intruyó a lo largo de un accidente preexistente de edad tardi-hercínica, que se reactivó durante el Jurásico favoreciendo el emplazamiento del magma y localmente durante el Terciario (fallas normales con un salto vertical del orden de 100 metros). No obstante, la falla y el dique pueden ser casi simultáneos y resultantes del rifting mesozoico que dio lugar a la apertura del Atlántico Central. La fractura ha sido investigada por numerosos autores, siendo el movimiento principal observado de falla con salto en dirección (strike-slip) con un offset de entre 2.5 y 3.0 Km. Los estudios geocronológicos de K-Ar realizados en diferentes afloramientos en la intrusión dan edades comprendidas entre 148 y 186Ma (Schermerhorn *et al.* 1978) y entre 134 y 209Ma en el estudio de Schott *et al.* (1981). En ambos estudios, los autores interpretan que la dispersión en edades obtenida es debida, en parte, a pérdidas de argón en el sistema pero que refleja las sucesivas intrusiones magmáticas del dique en su emplazamiento, que tuvo lugar entre los 160-200Ma. Estudios geocronológicos $^{40}Ar/^{39}Ar$ más recientes (Sebai *et al.* 1991) no dan buenos resultados, pero estos autores asocian la edad de 200Ma como la de intrusión del dique. Resultados que son concordantes con otras dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ realizadas en otras intrusiones relacionadas con la apertura del Atlántico Central (Marruecos, Argelia, etc.) y que parecen indicar que el dique de Messejana-Plasencia intruyó en un breve periodo de tiempo.

El primer estudio paleomagnético realizado de manera sistemática a lo largo de toda la estructura fue el que llevaron a cabo Schott *et al.* en 1981. En este trabajo se investigaron 12 sitios que fueron desimanados utilizando la desimanación por campos alternos decrecientes. Posteriormente, Perrin *et al.* (1991) realizaron un estudio de paleointensidad en 4 afloramientos del dique. Ambos autores 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.

Tabla 1
Direcciones de los polos geomagnéticos virtuales, media y parámetros estadísticos de error.

Sitio	*N*	*PLat*	*PLog*	*δm*	*δp*
OD1	**10**	**74.9**	**200.5**	4.4	6.3
PO2	**4**	**71.2**	**296.6**	9.8	9.5
PO3	**10**	**69.3**	**239.2**	3.8	5.0
PO4	**10**	**70.6**	**248.9**	6.1	7.1
PO5	**10**	**66.1**	**231.4**	5.7	8.3
EL1	**11**	**73.2**	**221.1**	8.0	10.6
MB1	**10**	**77.2**	**246.7**	6.9	7.6
JU1n	**7**	**78.8**	**208.8**	9.7	12.1
JU1i	**4**	**60.5**	**283.2**	2.8	2.4
JU2n	**3**	**78.0**	**212.3**	14.4	18.1
JU2i	**2**	**59.2**	**257.8**	—	—
Media				k	A_{95}
polo		**72.5**	**243.7**	58.3	6.0

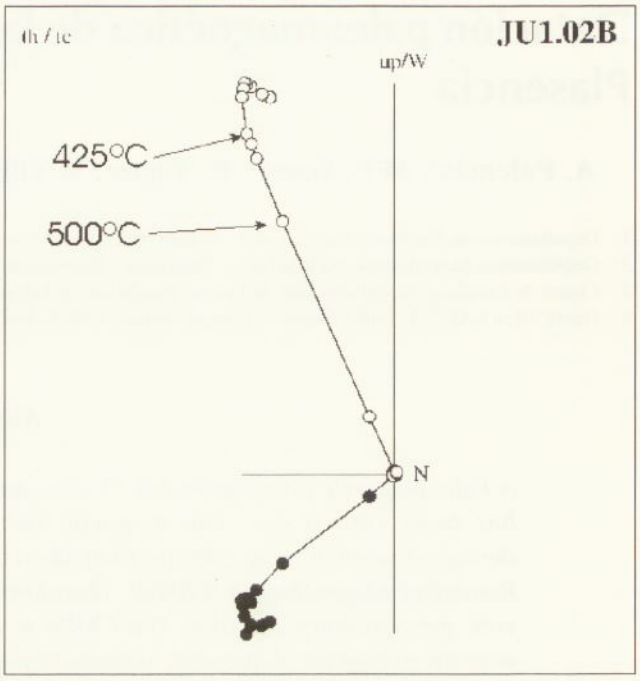


FIGURA 1: *Diagrama de Zijderveld correspondiente a una muestra piloto desimanada mediante lavado térmico y con polaridad invertida.*

Tabla 2
Polos Toarcienses, Oxfordiense y Polo calculado en este estudio.

sitio (edad)	Plat	Plong	A_{95}
Polo Oxfordiense (Juárez et al. 1996)	58	252	3
Polo Toarciense (Osete et al. 2000)	75.4	255.0	5.0
Polo Toarciense (Osete et al. 2000)	71.0	258.3	6.4
Polo Dique (este estudio)	72.5	243.7	6.0

Por último la ausencia de polaridades invertidas, la falta de datos de desimanación térmica 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. Presentamos los resultados paleomagnéticos obtenidos de los 11 sitios estudiados en el segmento sur del dique.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Las direcciones de la remanencia magnética natural están en la mayoría de los sitios bien agrupadas, con excepción del sitio PO4 y 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. Se seleccionaron de dos a tres muestras piloto de cada localidad, una de cada sitio fue sometida a la desimanación sistemática por campos alternos decrecientes (AF), las restantes fueron desimanadas térmicamente. La desimanación de las muestras piloto indica que, en general, resulta más efectivo el lavado térmico para aislar la componente característica (ChRM) que la desimanación por campos alternos decrecientes. Por tanto y sistemáticamente, las restantes muestras se desimanaron térmicamente en intervalos de 100ºC hasta 400ºC y de 25ºC hasta 600ºC, la susceptibilidad magnética se midió a cada paso de incremento de la temperatura. La componente de mayor temperatura presenta una $T_{bmax} \cong$ 550-575ºC. Esta componente es la que se ha considerado la ChRM. Ver figura 1.

Las direcciones medias de cada uno de los sitios están bien agrupadas presentando todas ellas un $\alpha_{95}<10$, pero dos de los sitios presentaban direcciones anómalas con respecto al resto (MJ2 y PO1) y no fueron considerados en el posterior tratamiento de los datos.

Para obtener un polo geomagnético virtual para esta parte del dique, realizamos el cálculo de los polos geomagnéticos virtuales para cada uno de los sitios estudiados y su media. Ver tabla 1.

Comparando la dirección del Polo calculado en este trabajo con los Polos Toarcienses para la placa Ibérica de Osete *et al.* (2000) y con el Oxfordiense de Juárez *et al.* (1996), podemos observar que es estadísticamente coincidente con los de edad Toarciense y que difiere del Oxfordiense. Ver tabla 2.

CONCLUSIONES

Sobre la base de los resultados paleomagnéticos se puede concluir que:

— No hay evidencias de que el dique de Messejana-Plasencia presente reimanación Cretácica.
— Podemos acotar la edad de intrusión del dique entre 180 y 200Ma en la zona de estudio. Se nos plantean dos posibilidades; 1º la edad de intrusión está cerca de los 180Ma ó 2º si la edad de intrusión es 200Ma, entonces la Placa Ibérica no sufrió importantes variaciones en latitud y longitud desde la intrusión hasta el Toarciense.
— En las proximidades de Juromenha, existen, al menos, dos intrusiones separadas en el tiempo. La parte del afloramiento que presenta polaridad invertida es de pequeñas dimensiones.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB95-0921 (DGICYT).

REFERENCIAS

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 Morris, A. y Tarling, D.H. (eds.), Palaeomagnetism and tectonic of the Mediterranean Region, Geological Society, London, 1996: 83-96.

Osete, M.L., Osete, C., Gialanela, P.R. y Villalaín, J.J. (2000): "Paleolatitudes de la Placa Ibérica durante el Jurásico". (2000). Resúm., II Asamb. Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica.

Perrin, M., Prevot, M. y Mankinen, E.A. (1991): "Low intensity of the Geomagnetic Field in Early Jurassic Time". Jour. Geophys. Res. 96, 9, 14,197-14, 210.

Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H. y Hanes, J. (1991). "$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and geochemistry of tholeitic magmatism related to the early opening of the central atlantic rift". Earth Planet. Sci. Lett.

Schermerhorn, L.J.G., Priem, H.N.A., Boelrijk, E.H., Hebeda, E.A.Th. y Verschure, R.H. (1978): "Age and origin of the Messejana dolerite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic Ocean". J. Geol. 86, 299-309.

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 Planet. Sci. Lett. 53, 457-470.

El límite Anisiense-Ladiniense (Triásico) en el Buntsandstein de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos

D. Rey[1] y J.B. Díez[2]

1 Dept. de Geociencias Marinas. Universidad de Vigo. Spain.
2 Dept. de Geociencias. Universidad de Evora. Portugal. danirey@uvigo.es/Fax:+34-986-812556.

ABSTRACT

In recent times, Muttoni et al. (1998) have proposed a refined Middle Triassic magnetostratigraphy based on biostratigraphically well constrained carbonatic sequences from the Thetys realm. This together with the exhaustive revision of previous and new biostratigraphical Triassic data from the Western Peritethys Domain carried out by Díez (2000), have allowed a significant improvement in the dating of the studied upper Buntsandstein continental red bed sequences by correlation with the reference marine data.

Key words: *Middle Triassic, magnetostratigraphy/palinology, Iberian Ranges.*

INTRODUCCIÓN

Las series continentales rojas de edad pérmica y triásica de la Cordillera Ibérica han jugado un papel prominente en el desarrollo de la base de datos paleomagnéticos de la placa Ibérica. Estos datos han tenido una importancia especial en la determinación del segmento Pérmico-Triásico de la curva de deriva polar aparente de Iberia (Osete *et al.*, 1997) y en la construcción de útiles aproximaciones a la secuencia magnetoestratigráfica del Triásico Medio y/o al establecimiento de correlaciones locales (Turner *et al.* 1989, Rey *et al.* 1997).

En este momento es posible desarrollar estudios magnetoestratigráficos que precisan considerablemente las dataciones anteriores en este tipo de materiales. Esto se debe a dos factores principales: a) el refinamiento de la escala de polaridad geomagnética para el Triásico Medio y Superior (Muttoni *et al.*, 1998), basado en secuencias carbonáticas del Tethys meridional bien datadas con ammonites y conodontos y b) en el desarrollo de una nueva escala palinoestratigráfica para el Dominio Peritéthyco Occidental (Díez, 2000) que permite una mejora ostensible en la definición temporal de las formaciones estudiadas.

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Las cuatro secciones estudiadas se localizan en el sector occidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1a), y corresponden a las formaciones del Buntsandstein «Limos y Areniscas de Rillo» (LAR) y "Limos y Areniscas Abigarrados de Torete" (LAAT) definidas por Ramos (1979). Se sitúan estratigráficamente inmediatamente por debajo del Muschelkalk (Fig. 1b).

REVISIÓN BIOESTRATIGRÁFICA

Los datos palinológicos fueron reinterpretados desde el nuevo cuadro metodológico planteado en la tesis de Díez (2000), quién desarrolla una nueva escala palinoestratigráfica triásica para el Dominio Peritéthyco Occidental. Este autor toma como taxones válidos sólo aquellas especies claramente identificadas, rechazando aquellas referidas bajo la terminología de *confer* (cf.) o *affinis* (aff.). Tampoco considera, a la hora de determinar las asociaciones polínicas, «el criterio de ausencia», dado que el número de taxones definidos en el momento actual, permite basar la datación exclusivamente en las entidades registradas.

De esta forma, los análisis publicados para las formaciones triásicas «LAR» y «LAAT» de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica permiten el reanálisis de las siguientes asociaciones, que a continuación enumeramos cronológicamente según la primera atribución de los autores.

En Ramos (1979) el nivel 14 del corte de Riba de Saelices y el nivel 149 del Corte de Rillo de Gallo, ambos en la formación «LAR», son atribuidos al Anisiense Superior-Ladiniense Inferior, pero según Díez (2000) la existencia de *Hexasaccites muelleri* nos indica Anisiense y la aparición de *Triadispora falcata* reduciría el intervalo temporal a Pelsoniense-Illiriense.

En Pérez-Arlucea (1986) se presentan datos de diferentes muestras sobre la Formación «LAAT», una de ellas en

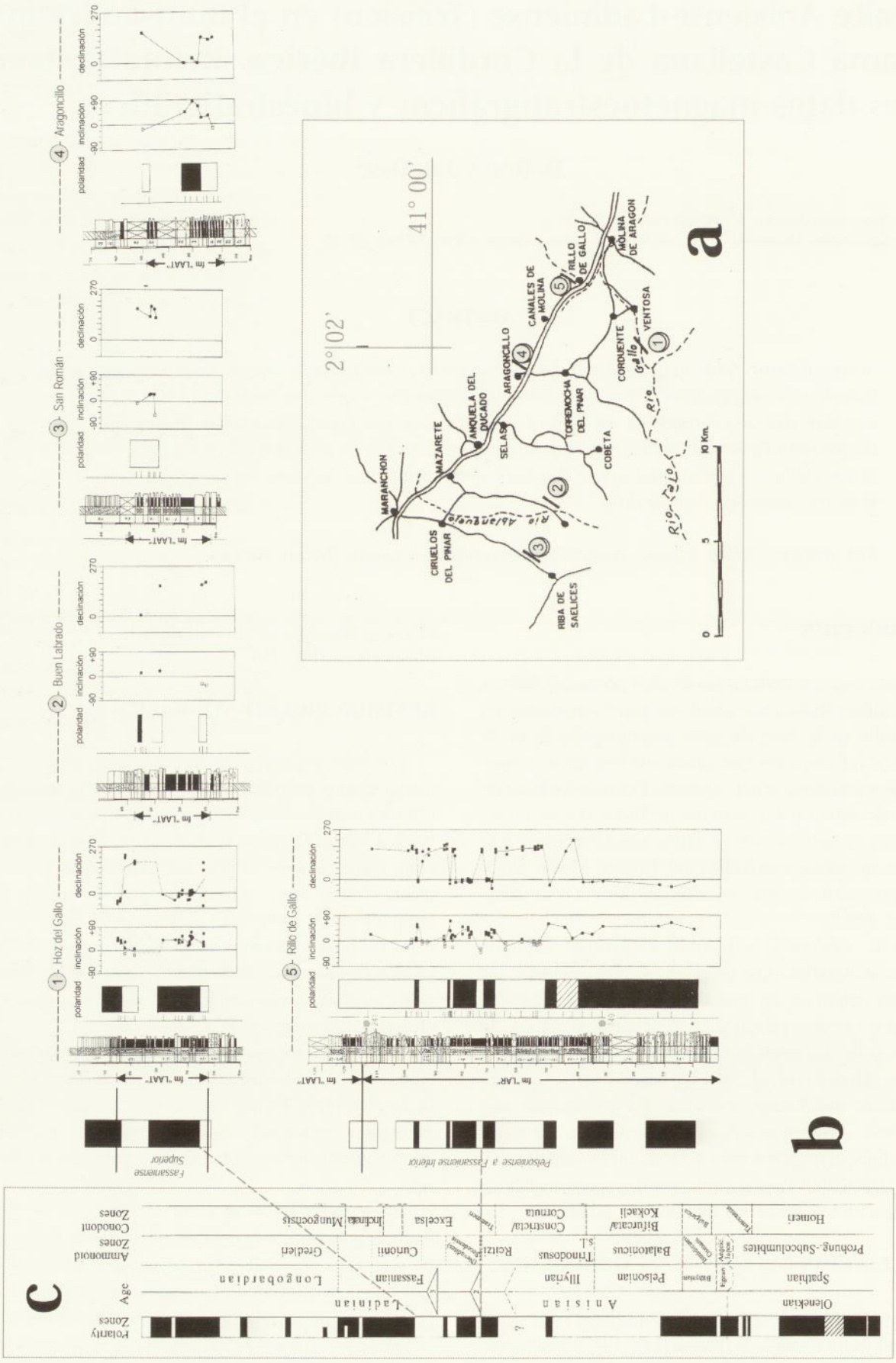


FIGURA 1: *a) localización geográfica de las secciones estudiadas, b) obtención de la magnetoestratigrafía triásica sintética para las fms «LAR» y «LAAT» en dichas secciones y c) Escala Temporal de Polaridad Magnética para el Triásico Medio propuesta por Muttoni et al. (1998).*

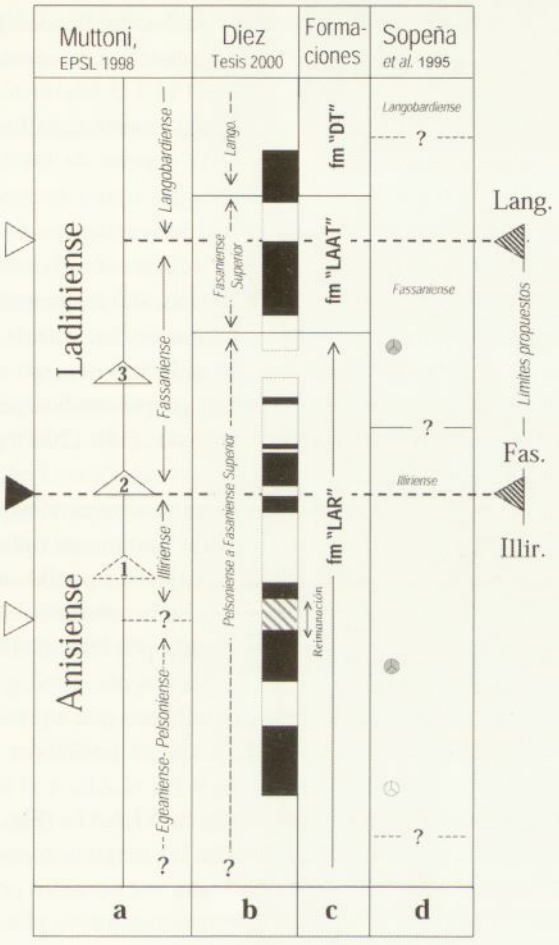


FIGURA 2: *a) Esquema de los límites de referencia, b) ensayo de datación magnetoestratigáfica de las fms «LAR» y «LAAT» acotado palinoestratigráficamente, c) nombre de la formación d) datación anterior.*

Castellar de la Muela (nivel 15) y dos más en Noguera (niveles 13 y 15). Le atribuyen una edad Anisiense-Ladiniense basándose en la existencia de *Calamospora tener*, *Triadispora staplini*, *T. falcata*, *T. suspecta* y *Alisporites* sp. No es un asociación definitoria y plantean su posible atribución al Anisiense superior o Ladiniense inferior por similitud de la asociación con la mostrada en Ramos (1979). Lo cual es lógico pues según el cuadro estratigráfico se encuentran en una posición similar. Según lo planteado en Díez (2000) por la asociación de *Protodiploxypinus gracilis*, *Triadispora falcata* y *Microcachryidites doubingeri* se debería pensar en un arco temporal desde el Pelsoniense hasta el Langobardiense.

En el trabajo de Sopeña *et al.* (1995), se realiza una síntesis de los análisis palinológicos realizados en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, de esta forma presentan una asociación sintética que englobaría el nivel 36 del corte de Luzón correspondiente a la parte superior de la unidad «LAR», el nivel 37 en la base de la unidad "LAAT", también el corte de Luzón y el nivel 241 del corte de Rillo de Gallo correspondiente a la parte superior de la unidad «LAR» (Ramos,1979). La asociación, por la existencia de *Triadispora aurea* y *T. suspecta*, además de las diferentes especies de *Ovalipollis,* es atribuida al Ladiniense *sensu lato.* Díez (2000) concuerda con esta datación pero no con la justificación, ya que habría que basarlo en la existencia de *Triadispora aurea* y *Microcachryidites fastidioides.* Y no en *Triadispora suspecta* que tiene una biozona mayor en principio.

Ramos (1979) en la unidad "Limos y Areniscas Abigarrados de Torete" de la columna de Riba de Saelices en-

Tabla 1

Dataciones propuestas para cada uno de los análisis realizados en el sector Norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. "Edad deducida" es la obtenida directamente de los datos de manera individual y la "Edad propuesta" es aquella que se propone después de la comparación de las edades deducidas. Las líneas discontinuas son una aproximación.

Facies	Formación	Localidad y nivel	Autores	Edad atribuida por los autores	DIEZ (2000)	
					Edad deducida	Edad propuesta
Buntsandstein	Fm. Limos y Areniscas abigarrados de Torete	Riba de Saelices	RAMOS (1979)	Karniense inferior	Fassaniense sup.-Juliense inf.	Fassaniense superior
		Luzón Niv.37	SOPEÑA *et al.*, (1995)	Ladiniense *sensu lato*	Ladiniense *sensu lato*	
		Castellar de la Muela Niv. 15 Noguera Niv. 13 y 15	PÉREZ-ARLUCEA (1986)	Anisiense-Ladiniense (¿Illiriense-Fassaniense?)	Pelsoniense-Langobardiense	
	Fm. Limos y Areniscas de Rillo	Luzón Niv.36	SOPEÑA *et al.*, (1995)	Ladiniense *sensu lato*	Ladiniense *sensu lato*	Fassaniense inferior
		Rillo de Gallo Niv. 241	RAMOS (1979)	Ladiniense *sensu lato*	Ladiniense *sensu lato*	
		Riba de Saelices Niv. 14 Rillo de Gallo Niv.149	RAMOS (1979)	Illiriense-Fassaniense	Pelsoniense-Illiriense	Illiriense Pelsoniense

cuentra un conjunto palinológico atribuido al Karniense inferior. Según Díez (2000) la superposición de las biozonas de *Keuperisporites baculatus* y *Camerosporites secatus* nos indicaría una edad comprendida entre el Fassaniense superior y Juliense inferior.

Si juntamos todas estas reinterpretaciones palinológicas dentro del mismo cuadro estratigráfico, respetando la atribución y posición estratigráfica de las muestras según lo dicho por los autores, tenemos la siguiente propuesta resultado de la compatibilización de la estratigrafía con los datos deducidos para cada uno de los niveles (Tabla 1).

CORRELACIÓN MAGNETOESTRATIGRÁFICA

Rey *et al.* (1996) basaron la magnetoestratigrafía que se presenta en la figura 1 en la desimanación térmica escalonada de dos especímenes por cada nivel estratigráfico muestreado para la fm LAR y LAAT en la sección de la Hoz del Gallo y de al menos uno en la fm LAAT en las secciones de La Ermita, San Román y Aragoncillo. La interpretación sedimentológica de estas secciones parece indicar la ausencia de discontinuidades importantes en el registro (Ramos, 1979 y Muñoz *et al.*, 1992). Además, se muestrearon selectivamente los niveles de areniscas de grano fino, poco espesor y poca continuidad lateral en los que se observó una menor autigénesis y alteración de óxidos e hidróxidos ferromagnéticos durante la diagénesis de enterramiento.

La sucesión de polaridades que se muestra en esta figura se obtuvo proyectando la declinación e inclinación magnética de las componentes de imanación característica (ChRM) contra su posición estratigráfica (Fig. 1b). Estos autores consideraron como la ChRM la componente de imanación de alta coercitividad asociada a temperaturas de desbloqueo superiores a los 600°C y portada por hematites e ilmenohematites detrítica. En ciertos casos, no fue posible el total aislamiento de la componente primaria detrítica, dada la presencia de una fase diagenética tardía portadora de una componente de imanación posterior cuyo espectro de coercitividades se solapa con ésta. No obstante la edad triásica de la ChRM para la definición de una polaridad triásica fue demostrada por lo siguiente:

a) observación petrográfica de minerales detríticos ferromagnéticos de alta coercitividad (ilmenohematites) consistentes con las elevadas temperaturas de desbloqueo y espectro de coercitividades observados, b) mejora de la dispersión estadística en la dirección media de las ChRM, después de la corrección tectónica, c) esta dirección es comparable a las direcciones triásicas esperadas para Europa y América d) su distribución vertical en intervalos estratigráficos discretos de polaridad opuesta. A éstas podemos añadir ahora e) que la dirección de ChRM media es consistente en el cómputo de la Curva de Deriva Polar Aparente para Iberia (Osete *et al.*, 1998) si se asume una edad Triásico Medio, f) la buena correlación de los datos magnetoestratigráficos obtenidos con los publicados para materiales carbonáticos de la misma edad, que presentamos aquí.

En la figura 1b se presenta la magnetoestratigrafía sintética para las fms «LAR» y «LAAT» a partir de los datos obtenidos en las secciones estudiadas. La figura 1c presenta la Escala Temporal de Polaridad Magnética propuesta por Muttoni *et al.* (1998) basada en secuencias carbonáticas del Tethys meridional y las biozonas de ammonites y conodontos en las que se basa su datación. La correlación que se presenta se obtiene considerando la extensión temporal de las fms «LAR» y «LAAT» proporcionada por el reanálisis de las asociaciones polínicas de Díez (2000) presentadas en la tabla 1.

La correlación detallada de estas secciones (Fig. 2a) permite determinar el límite Anisiense-Ladiniense optando por una de las tres posibilidades propuesta por Muttoni *et al.* (1998) para su establecimiento. En la columna central se representa el arco temporal atribuido por Díez (2000) a las formaciones «LAR» y «LAAT» y la magnetoestratigrafía de Rey *et al.* (1996). Las líneas discontinuas que atraviesan las tres columnas de la izquierda permiten posicionar con los límites Illiriense-Fassaniense en la fm «LAR» y el límite Fassaniense-Langobardiense en la fm «LAAT» (Fig. 2c) al correlacionarlos directamente con las magnetozonas de referencia de Muttoni *et al.* (1998), una vez acotados por el reanálisis palinoestratigráfico. Las incertidumbres planteadas por Sopeña *et al.* (1995) en la datación de estos materiales quedan así resueltas, especialmente la reubicación del límite Fassaniense-Langobardiense en la fm «LAAT», asumiendo la propuesta referida.

CONCLUSIONES

El refinamiento de la escala de polaridad magnética del Triásico y el conocimiento actual de las asociaciones polínicas del Dominio Peritéthyco Occidental permiten mejorar ostensiblemente la datación del Buntsandtein en la Cordillera Ibérica, combinando los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos. Sin embargo, y para que pueda desarrollarse plenamente el potencial de estas técnicas, es necesario que se evalúen correctamente los problemas específicos relacionados con la adquisición y preservación de la remanencia original en este tipo de materiales.

AGRADECIMIENTOS

Proyectos DCYCIT Nº: PB92-0041 y PB95-0081 y PB98-0834.

REFERENCIAS

Díez, 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, Universidad de Zaragoza, Université U.P.M.C., Paris-6, 424p. (inédita).

Muñoz, A., Ramos, A., Sánchez-Moya, I. y Sopeña, A. (1992): Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, Central Spain, Sedim. Geol., 75: 257-281.

Muttoni, G., Kent, D.V., Meco, S., Balini, M., Nicora, A., Rettori, R. Gaetani, M. y Krystine, L. (1998): Towards a better definition of the Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Tethyan realm. Earth Plan. Sci. Lett., 164: 285-302.

Osete, M.L., Rey, D. Villalaín, J.J. y Juárez, M.T. (1997): The Late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. Geol. Mijn., 76: 105-119.

Pérez-Arlucea, M. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. Inédita.

Ramos, A. (1979): Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón. (Provincia de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, 6.

Rey, D., Turner, P. y Ramos, A., (1996): Palaeomagnetism and Magnetostratigraphy of the Middle triassic in The Iberian Ranges (Central Spain). En: Morris, A. y Tarling, D.H. (eds.), Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, Geol. Soc. Sp. Pub., 105: 59-82.

Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A. y Pérez-Arlucea, M., (1995): Palynologie du Permien et du Trias dans le centre de la Péninsule Ibérique. Sci. Géol., Bull., 48, 1-3: 119-157, Strasbourg.

Turner, P., Turner, A., Ramos, A. y Sopeña, A. (1989): Paleomagnetism of Permo-Triassic rocks in the Iberian Cordillera, Spain: acquisition of secondary and characteristic remanence. Jour. Geol. Soc., London, 146: 61-76.

Propiedades magnéticas de sedimentos del Triásico Medio-Jurásico Inferior de la Cordillera Ibérica Occidental

V.C. Ruiz-Martínez[1], M.L. Osete[1] y A. Sopeña[2]

1 Dep. Geofísica. Facultad de CC. Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
2 Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. - Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid.

BIBLIOTECA - FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS

ABSTRACT

A rock magnetic and palaeomagnetic study on two Middle-Late Triassic sections in the westernmost margin of the Iberian Ranges -that mostly consist of a thick sequence of interbedded mudstones and sandstones- and their Lower Jurassic top -dolomitized limestones- has been performed. Anisotropy of magnetic susceptibility, thermomagnetic curves and hysteresis properties have been measured and the palaeomagnetic directions interpreted according to these analyses. Whereas the magnetic signal of the dolomitized Lower Jurassic limestone and some of the Triassic beds is unstable, multicomponent magnetisation behaviour has been observed in the Triassic red beds. The characteristic component presents high coercitivity and distributed unblocking temperatures up to 700ºC (carried by hematite), showing both polarities and defining a consistent magnetic zonation. The NRM also contains lower unblocking temperature components with normal polarities. These are interpreted as result of the overlapping of a present day field component and an older overprint, probably related to the extensional phases of the Iberian Basin during the Cretaceous time. Primary remanence is better preserved in the fine-grained beds, showing a lower overlapping degree between the characteristic component and the high temperature overprint.

Key words: *Rock magnetism, palaeomagnetism, Iberian Ranges.*

INTRODUCCIÓN

Se ha realizado un estudio de magnetismo de rocas y paleomagnetismo en sedimentos de la parte occidental de la Cordillera Ibérica. Las secciones de Cuevas de Ayllón y de Liceras, correlacionables estratigráficamente entre sí, están bioestratigráficamente datadas como Ladiniense, Karniense y Noriense sobre la base de asociaciones palinológicas; y están fundamentalmente constituidas por alternancias de lutitas y areniscas que tienen como techo las calizas tableadas de Imón, de edad Jurásico Inferior. Un total de 316 muestras, tomadas en las dos secciones a lo largo de un perfil de unos 180 metros, han sido desimanadas térmicamente hasta los 700º, controlando la susceptibilidad durante el calentamiento. Se ha observado la existencia de al menos dos componentes de magnetización y diferentes comportamientos magnéticos en función de la litología. Se han realizado estudios de anisotropía de la susceptibilidad, ciclos de histéresis, y curvas termomagnéticas en muestras representativas de las diferentes litologías para, integrados con los estudios petrográficos, interpretar adecuadamente las direcciones paleomagnéticas obtenidas.

ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD

La anisotropía de la susceptibilidad magnética puede ser representada por un elipsoide cuyos ejes correlacionan espacial y cuantitativamente con las suceptibilidades máxima (k_{max}), intermedia (k_{int}) y mínima (k_{min}) del sedimento. La fábrica primaria sedimentaria está causada por una alineación preferencial de los granos ferromagnéticos no equidimensionales debido a las fuerzas mecánicas durante la deposición. En el caso de la hematites, el eje magnetocristalino "fácil", que reside en su plano basal y está asociado a k_{max}, se alinea paralelo al plano de sedimentación, debido a su geometría y la compactación por gravedad. En la figura 1a se representa la lineación L (k_{max} / k_{int}) frente a la foliación F (k_{int} / k_{min}) de 80 muestras analizadas. Este tipo de diagrama permite diferenciar la geometría de los granos magnéticos. Se observa que los granos tienen forma de disco plano, salvo en cinco muestras representativas de los niveles afectados de litificación y cristalización: la lineación no supera en general el 3% (se observa un aumento de L con el grado de litificación); siendo mayor, en cada muestra, el porcentaje de foliación (hasta un 18%). Las capas afectadas por una dolomitización tardía son fá-

cilmente identificables gracias a sus propiedades anisotrópicas: sus porcentajes de (L,F) son del orden de (35,90) para algunos de los sedimentos triásicos y de (35,10) para las calizas jurásicas (las cinco muestras representativas de estas capas no están representadas ni en el diagrama, por razones de escala). Excluyendo estas muestras dolomitizadas que no se ajustan a la misma fábrica que el resto de los sedimentos rojos, se observa una vez efectuada la corrección tectónica en la proyección polar de igual área (Fig. 1b) cómo las direcciones de k_{max} y k_{max} residen en la horizontal (plano de sedimentación), mientras que las de k_{max} se agrupan en torno al polo este plano, como corresponde a una fábrica deposicional primaria o de diagénesis temprana (Tarling y Hrouda, 1993). La dirección de paleocorriente viene determinada por la dirección del eje k_{max} para regímenes hidrodinámicos con velocidades débiles o moderadas de corriente (<1 cm/s) (King, 1955) como correspondía a la época de estudio. La media obtenida para la dirección de paleocorriente mediante el estudio de anisotropía de la susceptibilidad (269° W - 89° E, con una región de confianza al 95% entre 50 y 132° E, en la horizontal), es coherente con las direcciones de aporte obtenidas por criterios sedimentológicos para el borde NE del Sistema Central (entre 20 y 170° E, con una dirección media de 80-85° E).

CURVAS TERMOMAGNÉTICAS

Los cambios en la magnetización de saturación (Ms) con la temperatura aportan importante información sobre la mineralogía magnética, ya que son independientes del tamaño de grano o su forma. La temperatura a la que Ms desaparece (Tc, o temperatura de Curie) es característica de cada mineralogía magnética. Las medidas se han realizado, en aire, con una balanza de Curie extremadamente sensible (Mullender *et al.*, 1993), por lo que no se ha tenido que realizar extracto magnético de los sedimentos rojos analizados (garantizando así la representatividad de las muestras en cuanto a su composición y tamaño de grano). A pesar de ello, la magnetización de las dolomías era demasiado débil para su análisis termomagnético. Las curvas correspondientes a los sedimentos rojos representativos de los diferentes tamaños de grano de las secciones de Ayllón y Liceras son prácticamente reversibles (Fig. 2), lo que indica que no se producen cambios mineralógicos apreciables durante su calentamiento. Esto permite descartar la presencia significativa de maghemita (que se altera en hematites a los 300ºC, provocando una gran disminución de los valores de Ms durante el enfriamiento), o de sulfuros de hierro (que se convierten en magnetita al ser calentados en aire, con lo que la curva de enfriamiento tiene valores mucho más altos de Ms que la de calentamiento). Se puede detectar en las muestras, por la concavidad de las curvas, la presencia en diferentes grados de minerales paramagnéticos sin que lleguen a oscurecer los puntos de Curie, apreciables a temperaturas ligeramente inferiores a la característica de la hematites pura (680ºC).

PARÁMETROS DE HISTÉRESIS

La magnetización de saturación (Ms), remanencia de saturación (Mr) y el campo coercitivo (Hc) pueden determinarse a partir de la curva de histéresis resultante de medir el comportamiento de la magnetización inducida en respuesta a un campo aplicado de forma cíclica, que se incrementa y después se alterna, hasta que la muestra alcanza su saturación en sentidos opuestos. Experimentos de retro-campo con la misma muestra permiten conocer el valor de la coercitividad remanente (Hcr). Estos cuatro parámetros de histéresis definen las propiedades de los minerales magnéticos que posee la muestra, y pueden informar de la composición, los estados de dominio y la concentración en que se encuentran. La mayoría de las 40 muestras representativas estudiadas se saturan a campos Hsat > 300 mT (Fig. 3 a, b), que son los necesarios para que la hematites alcance la saturación (para la titanomagnetita o la titanomaghemita, Hsat ~ 300 mT). Que la hematites no es el único mineral presente en las muestras puede apreciarse en la forma de "cintura de avispa" (Roberts *et al.*, 1995) de los ciclos de (Fig. 3 a, b), característico de la presencia de dos fases magnéticas, una de coercitividad baja (titanomagnetita probablemente) y otra alta (hematites) cuando las dos fases contribuyen en cantidades comparables a la magnetización. La coercitividad Hc de un conjunto de minerales es la medida de su dureza magnética, según sean el ancho de las curvas: algunas muestras afectadas por procesos diagenéticos y diferentes grados de dolomitización, ven disminuida su capacidad de conservar una remanencia estable (Fig. 3 c). Los valores de Ms y Mr sólo informan de la concentración de un conjunto de minerales cuando se conoce su composición. Sin embargo, el rango de variación de sus valores indica a su vez una variación de la concentración de minerales magnéticos entre las distintas capas de las secciones. En la representación (Fig. 4) de Mr/Ms frente a Hcr/Hc (Day *et al.*, 1977), razones independientes de la concentración de minerales, como quiera que es difícil que las muestras contengan una población de minerales magnéticos con tamaño de grano y/o composición homogénea, se interpreta cada punto como mezcla de diferentes minerales, cada uno con distintas cantidades de granos mono-, pseudo- y multidominio (SD, PSD y MD). De esta manera, puede observarse (Dunlop y Özdemir, 1997) que Mr/Ms frente a Hcr/Hc muestran una relación lineal inversa, donde las muestras más próximas a la esquina superior izquierda (Fig. 3a) contienen mayor proporción de granos SD mientras que en las de la esquina inferior derecha (Fig. 3b) domina una población de granos MD. Los puntos que se separan de esta tendencia corresponden a las capas más afectadas por los procesos diagenéticos, con alto grado de dolomitización (Fig. 3c).

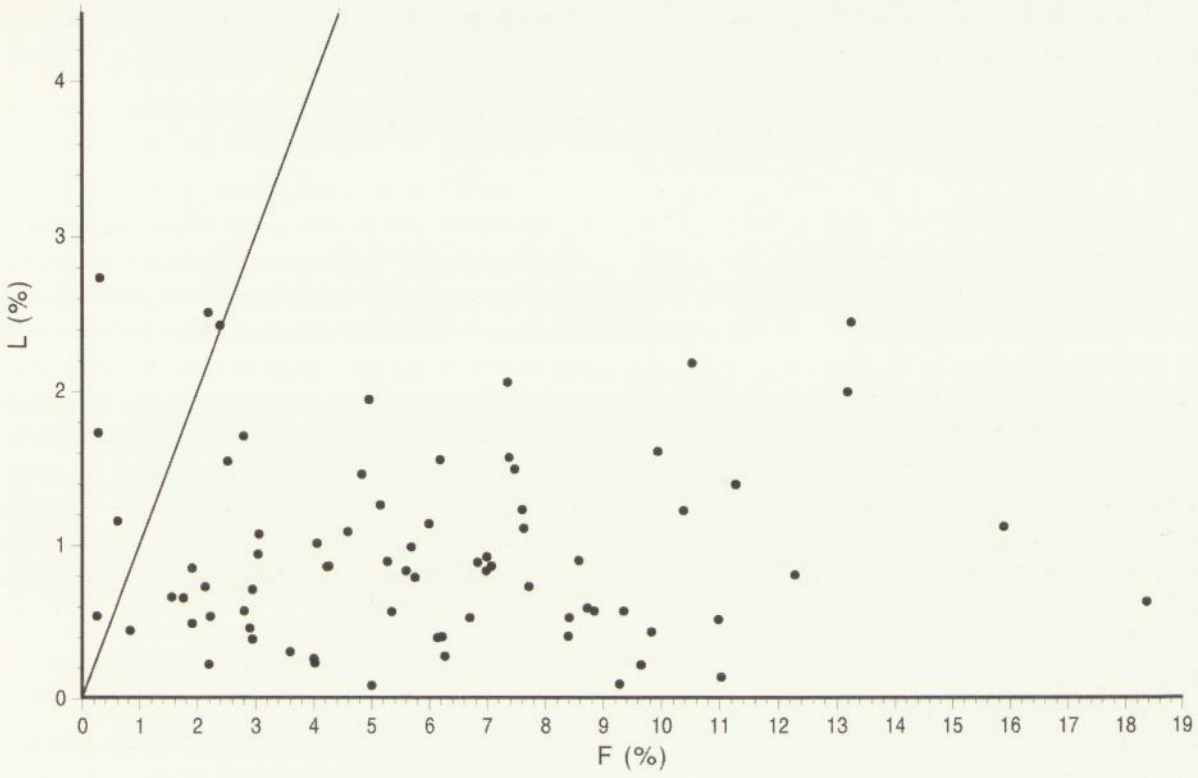


FIGURA 1A

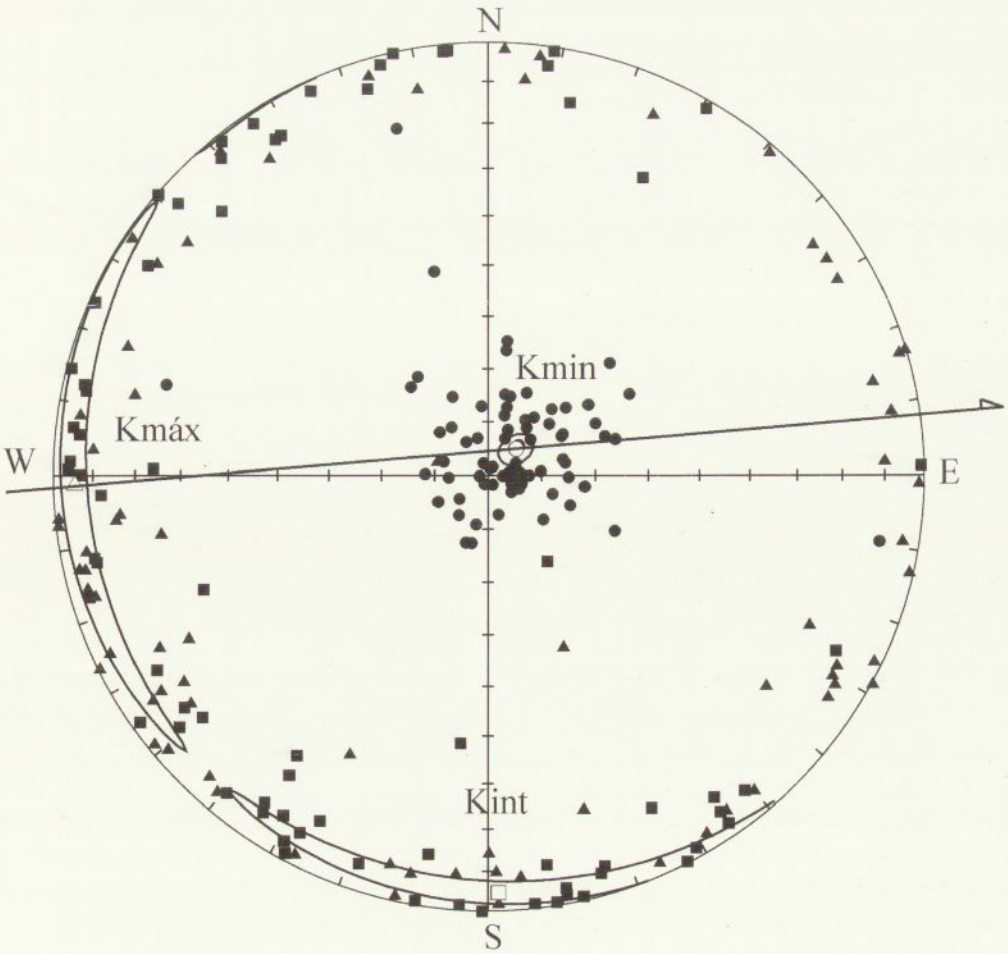


FIGURA 1B

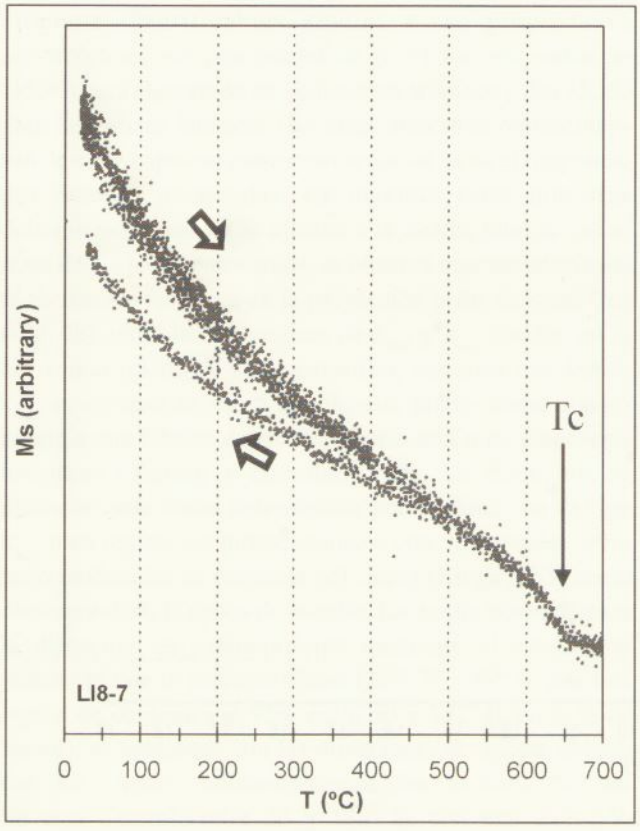


FIGURA 2

Estas interpretaciones son concordantes con la información de los estudios petrográficos realizados en estas muestras.

DESIMANACIÓN TÉRMICA

La desimanación térmica es la única que puede aislar la componente primaria en sedimentos rojos. Se han utilizado magnetómetros criogénicos dada la débil señal magnética de este tipo de sedimentos. En las dolomías tableadas de Imón (Jurásico inferior) y en las muestras triásicas dolomitizadas la señal magnética es inestable, y no se preserva la remanencia primaria. En los diagramas de Zijderveld del resto de las muestras se distinguen tres componentes magnéticas: las reimanaciones de polaridad normal presentes en todas las muestras, y la remanencia primaria (de temperatura de desbloqueo más alta, asociada a la hematites) de polaridad tanto normal (Fig. 5a) como invertida (Fig. 5b).

CONCLUSIONES

La integración de los estudios petrológicos con otros de magnetismo de rocas permite correlacionar las distintas litologías de los sedimentos triásicos con sus propiedades

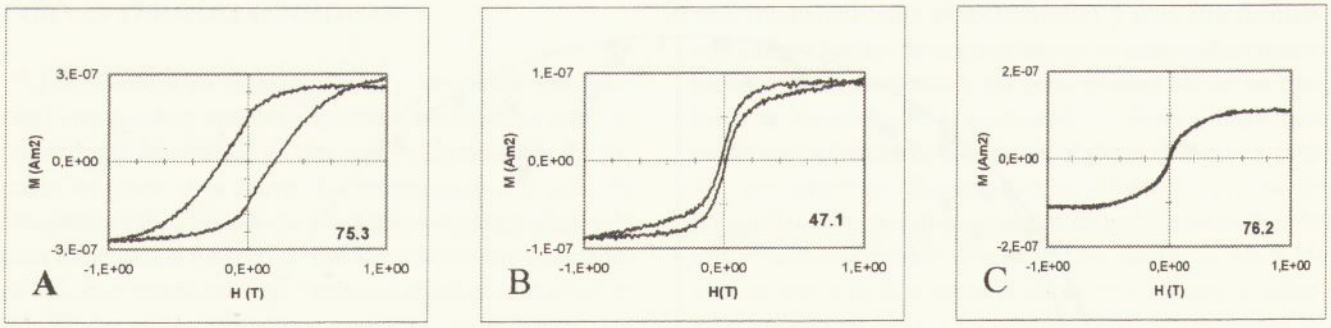


FIGURA 3

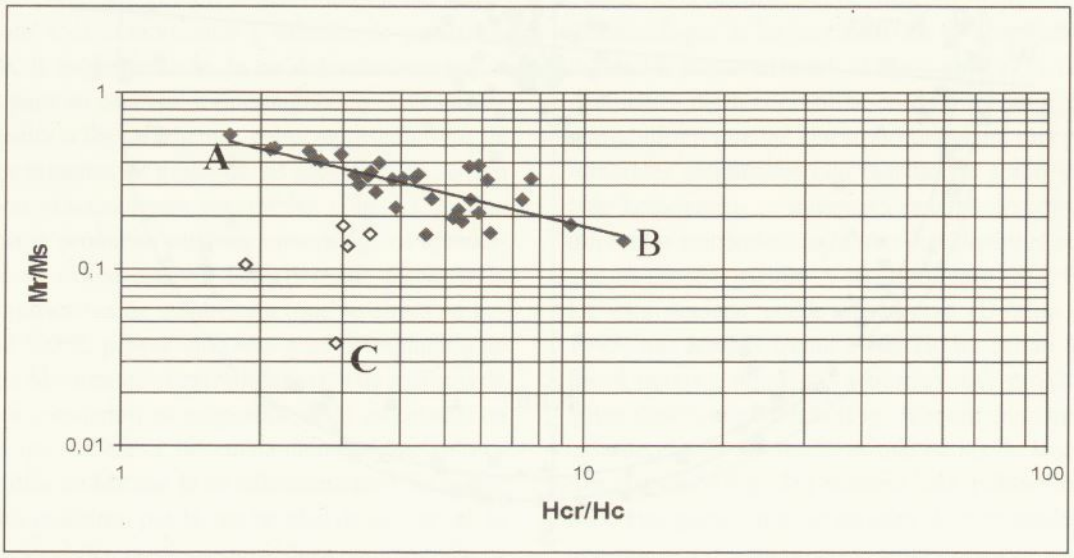


FIGURA 4

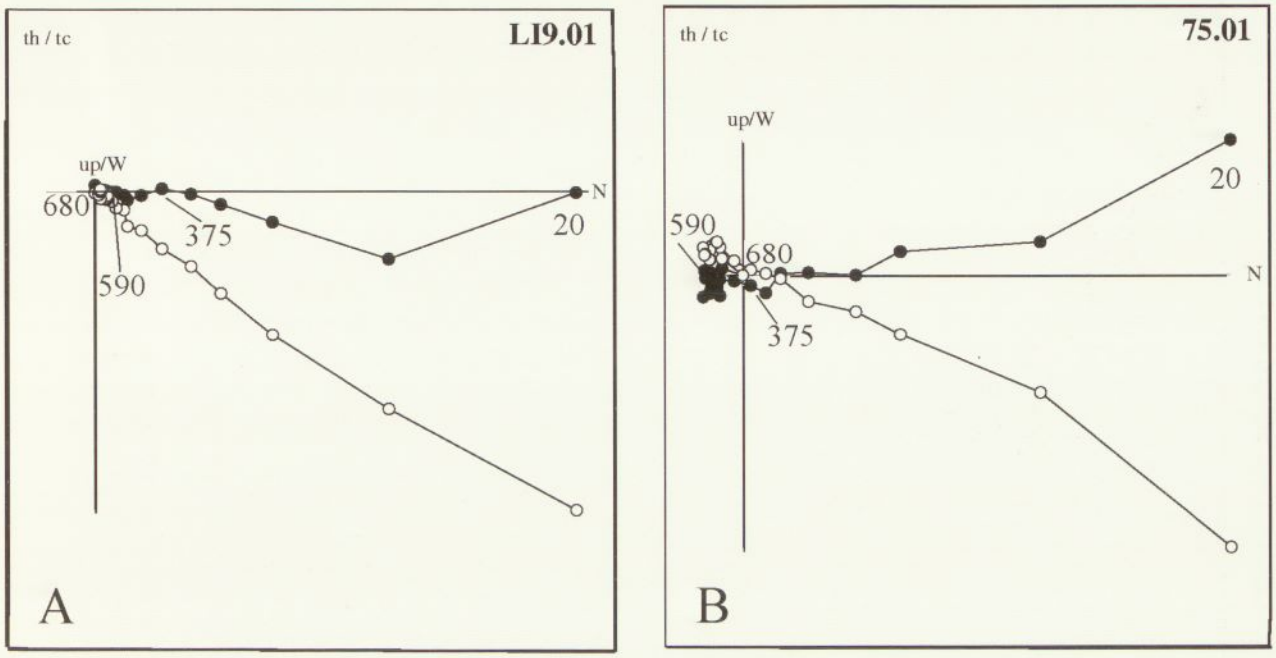


FIGURA 5

magnéticas, lo que es imprescindible para la correcta interpretación de su estudio paleomagnético.

La anisotropía de la susceptibilidad permite identificar las capas que no poseen fábrica sedimentaria. También permite reconstruir la dirección de aporte de la paleocorriente triásica.

Las remagnetizaciones de polaridad normal presentes en todas las muestras han sido interpretadas como el resultado del solapamiento de una primera componente asociada al campo geomagnético actual (a veces claramente asociada a la presencia de *goethita*) con otra remagnetización más antigua, y de mayor temperatura de desbloqueo que la anterior (asociada a *titanomagnetitas* con diferentes porcentajes de riqueza en Ti), probablemente relacionada con las fases extensionales de la Cuenca Ibérica durante el Cretácico.

La remanencia primaria se preserva mejor en los sedimentos de grano más fino, con un menor grado de solapamiento con la remagnetización de alta temperatura.

Los procesos diagenéticos, como los diferentes grados de dolomitización presentes en algunas capas triásicas, impiden en ellas reconocer con precisión su componente original. Asimismo la dolomitización de los sedimentos jurásicos impide interpretar su señal magnética.

Se ha podido aislar la componente de magnetización característica triásica, asociada a la *hematites* (con saturaciones de histéresis superiores a los 300 mT y temperaturas de Curie ligeramente inferiores a 680°), de polaridad predominantemente invertida, entre 575-620ºC hasta 700ºC.

AGRADECIMIENTOS

Laboratorio de Paleomagnetismo "Fort Hoofdijk" (Utrecht University, Holanda).

Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (México DF, México).

Proyecto de investigación PB95-0921 (M.E.C.).

REFERENCIAS

Day, R., Fuller, M.D. y Schmidt, V.A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. Phys. Earth Planet. Intr., 13: 260-267.

Dunlop, D.J. y Özdemir, Ö. (1997): Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp.

King, R.F. (1955): The remanent magnetism of artificially deposited sediments. Mon. Not. R. Astr. Soc., 7: 115-134.

Mullender, T.A.T., van Velzen, A.J. y Dekkers, M.J. (1993): Continuous drift correction and separate identification of the ferrimagnetic and paramagnetic contributions in thermomagnetic runs. Geophys. J. Int. 114: 663-672.

Roberts, A.P., Cui, Y. y Verosub, K.L. (1995): Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. J. Geophys. Res.: 17909-17924.

Tarling, D.H. y Hrouda, F. (1993): The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, 217 pp.

Rotaciones dextrales en el complejo ultrabásico de Ronda. Nuevos datos paleomagnéticos

V. Villasante[1], M.L. Osete[1], F. Gervilla[2] y V. García-Dueñas[3]

1 Dep Geofísica, Facultad Ciencias Físicas, Universidad Complutense, Madrid 28040, España, mlosete@eucmax.sim.ucm.es
2 Dep. Petrología. Univ. Granada.
3 Dep. Geodinámica, Univ. Granada.

ABSTRACT

A palaeomagnetic study is being carried out at 15 sites from the two ultrabasic massifs of Sierra Bermeja and Sierra Alpujata (Ronda peridotites in western Internal Betics) and results from 7 of them are reported here. Two magnetic components were present (varying its intensity with the lithology): a low temperature component residing in Iron Sulphides and a high temperature component carried by Magnetite, which was considered the ChRM of these samples. In one of the sites the ChRM exhibited both normal and reversed polarities. A fold test has been performed using foliation planes which was negative. ChRM directions were well grouped before tectonic correction. Inclinations were in agreement with the expected Tertiary inclinations for Iberia, but Declinations were systematically rotated to the East about 50º. This rotation pattern is similar to the one observed in the western External Zone of this Cordillera.

Key words: *paleomagnetism, peridotites, block rotations.*

ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DEL TEMA

Los estudios paleomagnéticos llevados a cabo en la Cordillera Bética durante la última década han demostrado la existencia de importantes rotaciones de bloques alrededor de ejes verticales (Osete *et al.*, 1989; Platzman y Lowrie, 1992; Allerton *et al.*, 1993; Villalaín *et al.*, 1994). La mayor parte de estas investigaciones se han concentrado en las Zonas Externas de la Cordillera (Subbético) y en rocas carbonatadas de edad jurásica y cretácica. El patrón rotacional obtenido varía geográficamente: en la parte central y occidental se han observado rotaciones dextrales sistemáticas de alrededor de 40-60º, mientras que en la región oriental las rotaciones son heterogéneas y pueden llegar a ser de magnitud considerable (de hasta 180º).

A diferencia de las Zonas Externas, en las Zonas Internas de la Cordillera Bética se han realizado pocos estudios paleomagnéticos. Entre ellos merece la pena destacar el trabajo de Calvo *et al.* (1997) y el estudio realizado por Feinberg *et al.* (1996). El primero de estos estudios fue llevado a cabo en formaciones sedimentarias y afloramientos volcánicos del Sureste peninsular de edad Mioceno Superior-Plioceno. Los autores concluyeron que en la región de estudio existen regiones rotadas en sentido antihorario y bloques no rotados y que esta deformación rotacional tiene un patrón diferente al observado en las zonas Externas. Feinberg *et al.* (1996) realizaron un estudio paleomagnético en las Peridotitas de Ronda y en los diques graníticos que intruyeron en ellas, concluyendo que esta región ha sufrido una rotación horaria de alrededor de 46º±8º. Rotación que es del mismo orden de magnitud que la observada en formaciones mesozoicas del Subético Occidental.

La edad en la que se produjeron las rotaciones constituye aún materia de debate ya que la mayoría de las formaciones investigadas son de edad jurásica y cretácica. Villalaín (1995) a partir del análisis de rocas jurásicas reimanadas en el Neógeno concluye que las rotaciones de bloques se produjeron entre el Neógeno y la actualidad. Allerton *et al.* (1993) concluyen que tuvieron lugar grandes rotaciones en la región de Sierra Espuña durante el Mioceno Inferior y que éstas finalizaron en el Mioceno Superior. Sin embargo los datos paleomagnéticos en los que se apoyan estos autores para datar la finalización de esta etapa rotacional son bastante dudosos. Feinberg *et al.* (1996) consideran que las rotaciones en la región de Ronda se produjeron en un corto intervalo de tiempo entre el Aquitaniense y el Burdigaliense (Mioceno Inferior-Medio). Estos autores basan su conclusión en el hecho de que algunas muestras presentan un componente direccional norte cuya temperatura máxima de desbloqueo es de 250ºC (o 450ºC en las muestras de peridotitas investigadas en el complejo de Beni-Bousera) mientras que otras muestras presentan una componente direccional rotada. Los autores consideran que estos resultados indican que las rotaciones tuvieron lugar durante el enfriamiento de estas unidades. Recientes estudios llevados

Tabla 1

Direcciones medias de los diferentes sitios estudiados. N = número de muestras/sitios investigados. D = declinación. I = inclinación. K y α_{95} = parámetros estadísticos. r = invertidas

		SIN CORRECCIÓN TECTÓNICA				CON CORRECCIÓN TECTÓNICA			
Sitio	N	D (°)	I (°)	K	a_{95}	D (°)	I (°)	K	a_{95}
CO1	10	68.3	42.4	39.5	7.8	55.5	3.8	39.5	7.8
OJ3	8	52.4	45.5	45.6	8.3	111.9	74.4	45.6	8.3
OJ4	11	28.9	44.8	150.7	3.7	108.8	62.5	150.7	3.7
OJ5	3	52.4	21.3	1116.2	3.7	58.1	2.5	1116.2	3.7
OJ6	6	47.4	26.9	82.9	7.4	71.6	37.7	82.9	7.4
OJ7	6	44.7	33.7	71.1	8.0	317.6	72.4	71.1	8.0
PB15	5	42.8	45.1	43.6	11.7	26.1	-2.8	43.6	11.7
PB15r	5	265.8	-65.6	25.3	15.5	201.8	-27.8	25.3	15.5
Media	8	50.8	41.5	21.4	12.2	50.4	39.6	3.9	32.5

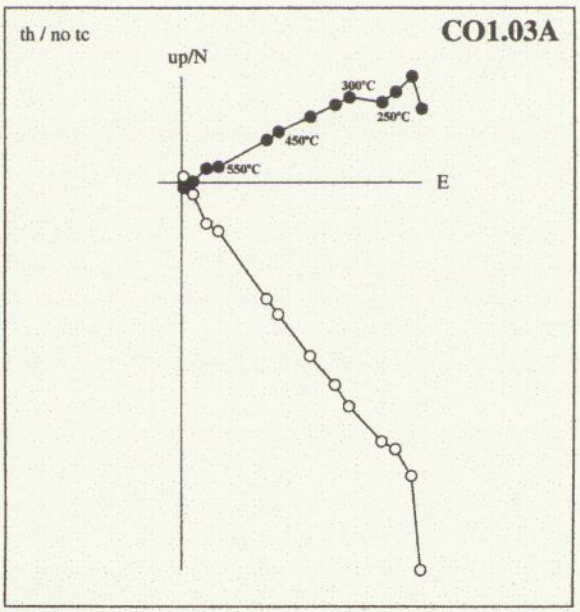


FIGURA 1: *Diagrama de Zijderveld durante la desimanación térmica de una de las muestras del sitio CO1. Antes de la corrección tectónica.*

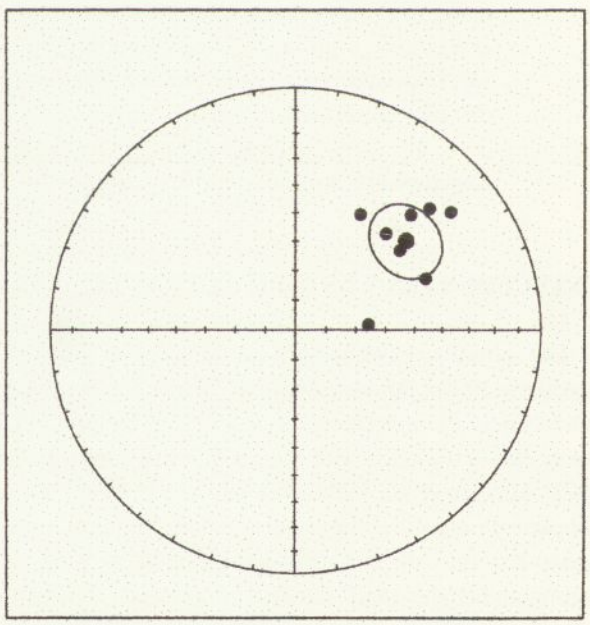


FIGURA 2: *Proyección estereográfica de igual área de las direcciones de los sitios estudiados (antes de la corrección tectónica). Aparecen la dirección media y el valor del parámetro estadístico α_{95} (elipse pequeña).*

a cabo en 9 afloramientos de esta misma región (Osete *et al.*, 1999) parecen indicar que los componentes direccionales están relacionados con el grado de serpentinización de las peridotitas y con la mineralogía magnética y no con el proceso de enfriamiento. Por lo que el problema de cuándo se produjeron estas rotaciones aún está sin resolver.

A continuación se presentan los primeros resultados de un nuevo estudio paleomagnético realizado en el complejo ultrabásico de Ronda-Málaga. El objetivo de este trabajo es determinar si toda la región ha sufrido una rotación uniforme, si la presencia o ausencia de varias componentes magnéticas está asociada a la existencia de varias fases minerales y a la litología y calcular el elipsoide de anisotropía magnética. Se han muestreado un total de 15 sitios en Sierra Bermeja y Sierra Alpujata de una amplia variedad litológica: tectonitas con espinela, harzburgitas, lherzolitas y peridotitas con plagioclasa.

RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y DISCUSIÓN

El tratamiento de las muestras se realizó en los Laboratorios de Paleomagnetismo de la Universidad Complutense de Madrid y de Scripps (Universidad de San Diego, California). De cada sitio se escogieron dos muestras piloto

para ser desimanadas térmicamente hasta una temperatura de 600 grados centígrados (pasos: 50, 100, 150, 200, 225, 250, 275, 300, 325, 350, 400, 450, 550, 575, 600° C), y otras dos muestras para desimanar por la técnica de campos alternos decrecientes (AF) en intervalos de: 25 en 25 Oe hasta 200 Oe, 50 en 50 Oe hasta 550 Oe, 700 Oe, 850 Oe, 1000 Oe. El comportamiento magnético de las muestras piloto indicó que la técnica que mejor aislaba las diferentes componentes magnéticas presentes en las muestras era la desimanación térmica. Por lo que las restantes muestras fueron desimanadas térmicamente. Después de cada etapa de calentamiento se realizaron medidas de la susceptibilidad magnética (c) de las muestras para detectar posibles cambios químicos generados por el calentamiento.

Hasta el momento se ha realizado la desimanación sistemática de 7 sitios. En seis de los sitios estudiados (CO1, OJ3, OJ4, OJ5, OJ6, OJ7) se aisló una componente característica (ChRM) en un rango de temperaturas comprendido entre 250-450ºC y 575-600ºC (Fig. 1). Esta ChRM está asociada con gran probabilidad a la presencia de magnetita. Las curvas de decaimiento de la NRM durante la desimanación térmica indican en varios casos la presencia de otra fase magnética (probablemente sulfuros de hierro) cuya temperatura de desbloqueo máxima está comprendida entre 250 y 350ºC. En algunas localidades esta primera componente presentó la dirección del campo magnético actual, en otros casos presentó direcciones aleatorias y en los restantes la misma dirección que la componente característica. En algunos casos se ha observado, además, la existencia de otra componente magnética de temperatura de desbloqueo máxima de 450ºC, similar a la observada en otras litologías del Subbético. Durante el calentamiento a elevadas temperaturas (por encima de 400ºC) la mayoría de las muestras se volvieron inestables, probablemente por cambios químicos debidos al calentamiento. Esto apareció reflejado en un gran aumento en los valores de la susceptibilidad magnética (que llegó a ser un orden de magnitud superior a los valores iniciales). Este comportamiento también es indicativo de la presencia de sulfuros de hierro.

De los seis sitios mencionados OJ5 presentó el comportamiento más inestable, no pudiéndose aprovechar más que tres de las doce muestras obtenidas, de modo que la estadística en ese caso es pobre y los resultados para OJ5 deben tomarse con precaución.

En el séptimo sitio estudiado, PB15, se observó un comportamiento más complejo. Cinco de las muestras presentaron una ChRM de polaridad normal similar a la de los otros sitios, mientras que otras cinco muestras presentaron una componente de polaridad invertida comprendida entre los 500 y los 600ºC.

Las direcciones medias obtenidas en cada sitio, la dirección media total y los parámetros estadísticos asociados aparecen reflejados en la tabla 1 y representados gráficamente en el figura 2. En cada una de las localidades investigadas se midió la dirección del bandeado composicional y se tomó tentativamente este plano como una posible paleohorizontal. Con esta referencia se realizó una prueba del pliegue regional. Los resultados paleomagnéticos indican claramente que esta prueba resulta negativa (ver parámetros estadísticos antes y después de efectuar la corrección tectónica). Lo que indica que estos planos no reflejan la paleohorizontal en el momento de la adquisición de la magnetización característica (ChRM) de la magnetita. La paleoinclinación media obtenida es estadísticamente coincidente con la paleoinclinación terciaria (Barberá *et al.*, 1996). Mientras que la paleodeclinación está rotada 50.8° de forma horaria. Estos resultados confirman la existencia de importantes rotaciones en esta región.

Se ha confirmado en este trabajo la presencia de muestras que presentaron polaridad normal y otras que presentaron polaridad invertida. Esto indica que el intervalo de tiempo durante el cual se produjo la adquisición de la imanación característica comprendió, al menos, dos magnetozonas.

La magnetización característica asociada a la magnetita presenta un buen agrupamiento. Es decir, no se han observado variaciones significativas en la magnitud de las rotaciones. Las componentes magnéticas direccionales observadas a bajas temperaturas parecen estar asociadas a la presencia de otras fases magnéticas, probablemente sulfuros de hierro. Todo ello indica que no existen evidencias paleomagnéticas de que las rotaciones se produjeran durante el enfriamiento de estas estructuras.

AGRADECIMIENTOS

Esta trabajo ha sido financiado por el proyecto PB95-0921.

REFERENCIAS

Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S. y McClelland, E. (1993): Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain. Earth Plan. Sci. Lett., 119: 225-241.

Barberá, X., Cabrera, L., Gomis, E. y Parés, J.M. (1996): Determinación del polo paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la Cuenca del Ebro. Geogaceta 20 (5): 1014-1016.

Calvo, M., Vegas, R. y Osete, M.L. (1997): Palaeomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain). Tectonophysics 227: 271-283.

Feinberg, H., Saddiqi, O. y Michard, A. (1996): New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda Peridotites (Betic Cordilleras, Spain). En: A. Morris y D.H. Tarling (Editors), Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 105: 43-52.

Osete, M.L., Freeman, R. y Vegas, R. (1989): Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African plate boundary. En: C. Kissel y C. Laj (Editors), Palaeomagnetic Rotations and Continental Deformation. NATO ASI Series, Mathematical and Physical Sciences, 254, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 381-391.

Osete, M.L., Martín-Hernández, F., Osete, C., Villalaín, J.J., Núñez, J.I., Martín-Atienza, B. y García-Dueñas, V. (1999): Estudio paleomagnético de las peridotitas del complejo ultrabásico de Ronda. Resúmenes 1ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, S08-16, ISBN: 84-95172-10-0.

Platzman, E. y Lowrie, W. (1992): Paleomagnetic evidence for rotation of the Iberian Peninsula and the External Betic Cordillera. Southern Spain. Earth Planet. Sci. Lett., 108: 45-60.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García Dueñas, V., y Heller, F. (1994): Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). Phys. Earth Planet. Inter., 85: 15-33.

Villalaín, J.J., Osete, M.L., Vegas, R. y García Dueñas, V. (1995): Evolución rotacional de las Béticas externas occidentales a partir de estudios paleomagnéticos. Geogaceta, 17, 120-123.

GEOFÍSICA

Aplicación del ruido ambiente como técnica de prospección geofísica

J. Delgado[1], A. Estévez[1], C. López Casado[2], A. Cuenca[3] y S. Molina[1]

1 Dpt. Ciencias de la Tierra. Universidad de Alicante. Ap. Correos 99. 03080 Alicante. jose.delgado@ua.es
2 Dpt. Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada. 18003 Granada. clcasado@goliat.ugr.es
3 Laboratorio de Carreteras. COPUT. Ctra. de Ocaña s/n. Artemio.Cuenca@coput.m400.gva.es

ABSTRACT

In this paper we present a method to estimate soil thickness from its frequency of resonance. This frequency is calculated from ambient noise measurements by using the Nakamura's technique. The method is applied to a valley of Alicante province and results show its usefulness in determining the surficial structure of the area, with an error of only 15% in the depths calculated. The errors are mainly due to an excesive simplification of the problem that this method requieres. This method has proven to be valid to study the deep and complex structure of a basin if there is enough mechanical contrast between the sedimentary fill and the basin basement. When compared with other standard thecniques of geophysical exploration, this method is faster than most of them and gives results of similar nature and/or quality.

Key words: *frequency of resonance, geophysical exploration, thickness, microtremors.*

INTRODUCCIÓN

El estudio del ruido ambiente es una técnica de amplio uso en sismología. A partir del mismo se puede determinar la frecuencia de resonancia de las capas superficiales del terreno, dato de gran interés en zonificación sísmica y respuesta del suelo. Desde un punto de vista de prospección geofísica, dicha frecuencia de resonancia tiene el gran interés de estar íntimamente relacionada con el espesor de la capa resonante, pudiendo servir de guía para estudiar cómo varía el espesor de los materiales de interés (Ibs-von Seth y Wohlenberg, 1999; Delgado *et al.*, 2000). Al decir ruido ambiente nos referimos a cualquier perturbación, de muy baja amplitud, que excita al suelo y su origen puede ser natural (viento, oleaje, etc.) o artificial (tráfico, maquinaria, etc.).

En el presente trabajo se presenta el fundamento del uso del ruido ambiente como técnica de prospección y su aplicación práctica en la cartografía del espesor de materiales de diversa índole.

FUNDAMENTO DEL MÉTODO

Cuando una capa de material (suelo o roca) es excitada por una vibración, entra en resonancia a una frecuencia que viene dada por la siguiente expresión:

$$f = Vs / 4H \qquad (1)$$

donde H es el espesor de la capa investigada y Vs es su velocidad de cizalla. La velocidad de cizalla del suelo es una propiedad mal conocida; sin embargo, el estudio experimental de esta propiedad ha puesto de manifiesto que, entre otros factores, está íntimamente relacionada con la presión confinante en el medio según una relación del tipo:

$$Vs = a\,(\rho g H)^b \qquad (2)$$

donde ρ es la densidad de la capa (que se puede considerar constante en su seno), g es la aceleración debida a la gravedad y H es la profundidad de investigación. En el caso de investigar Vs en la base de la capa, la profundidad de investigación corresponde a la potencia del medio estudiado. En tal caso podemos introducir la expresión (2) en (1), resultando:

$$f = (a/4)\,(\rho g)^b\, H^{b-1} \qquad (3)$$

Dado que ρ y g son prácticamente constantes en el seno del material, la anterior expresión puede simplificarse:

$$f = {}^{\alpha}H^{\beta} \rightarrow H = \mathrm{A}\, f^{\beta} \qquad (4)$$

o *relación f-H* de la capa investigada, que relaciona directamente el espesor de una capa con su frecuencia de resonancia. La aplicación práctica de esta relación requiere conocer las dos constantes α y β. Para establecerlas es necesario disponer de una serie de puntos de control donde tanto f

Tabla 1

Relación entre el espesor observado y el estimado a partir de ruido ambiente.

Punto	Espesor medido (m)	Frecuencia (Hz)	Espesor estimado (m)	Error (%)
SISIDR	-	1,22	42,9	-
S2	42	1,16	45,7	9
S4	44	1,34	38,2	-13
AG1	29,8	1,46	34,3	15
CBENI	-	-	-	-

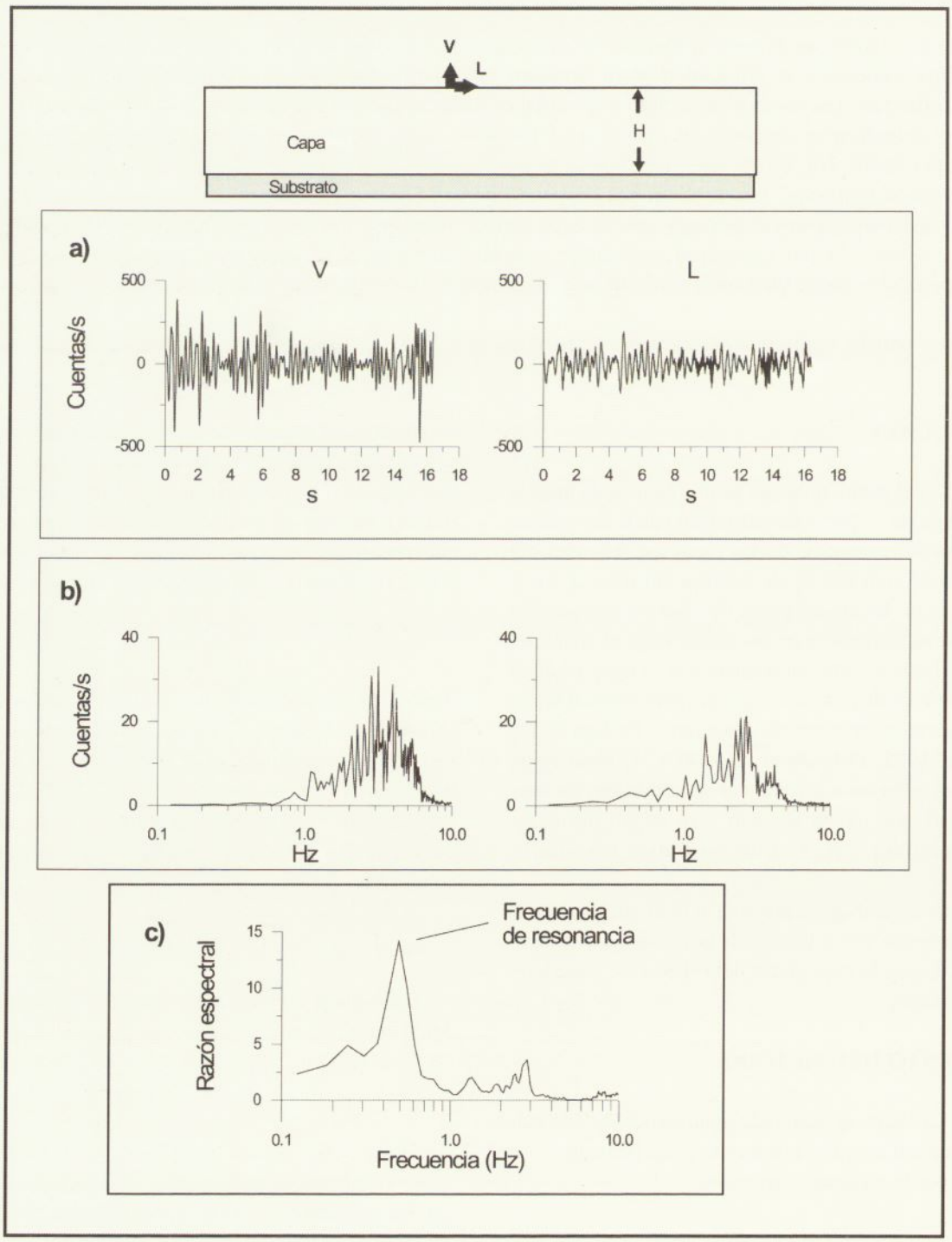


FIGURA 1: *Esquema de procesado del ruido ambiente (ver explicación en el texto).*

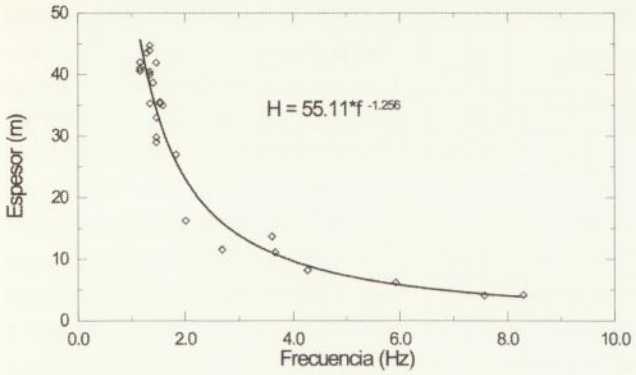


FIGURA 2: *Relación entre la frecuencia de resonancia y el espesor de los sedimentos superficiales en la Vega Baja del río Segura.*

como H sean conocidos; al ajustar ambos datos a una relación del tipo (4) se obtienen ambas constantes.

Al objeto de utilizar una relación como la anterior para medir el espesor de una capa de material es de gran importancia poder medir de forma rápida y precisa la frecuencia de resonancia de dicha capa. Para ello resulta muy útil el método denominado de las razones H/V de microterremotos o también método de Nakamura (1989). El esquema de trabajo aparece representado en la figura 1. Se parte de las siguientes premisas: (1) el terreno está constituido por una capa menos rígida que el substrato que yace bajo ella (capa sobre un semiespacio); y (2) el ruido ambiente está constituido por ondas superficiales.

Se mide el ruido ambiente en la superficie de la capa mediante un sensor (sismógrafo) triaxial que mide el movimiento del suelo en tres direcciones del espacio perpendiculares entre sí (vertical, longitudinal y transversal, Fig. 1a). A continuación se calcula el espectro de Fourier de cada componente del movimiento del suelo (Fig. 1b) para seguidamente dividir los espectros de las componentes horizontales por el de la vertical. Las razones espectrales resultantes presentan un pico correspondiente a la frecuencia de resonancia de la capa superficial investigada (Fig. 1c). Dado que hay dos componentes horizontales, el resultado final es la media geométrica de la razón espectral de cada una.

Una característica del método es que parte de considerar una sola capa sobre una base más rígida. Sin embargo la experiencia indica que esto puede ocurrir repetidas veces

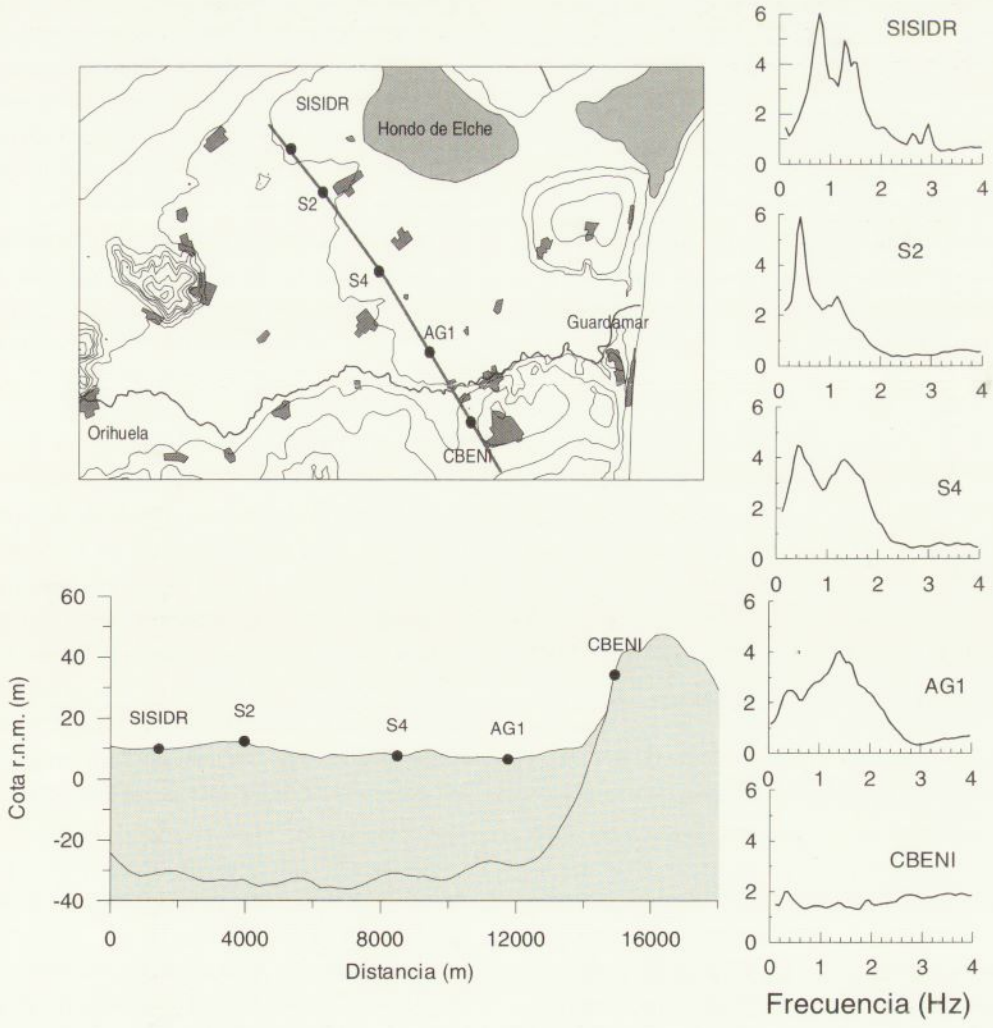


FIGURA 3: *Corte geológico realizado a partir de los resultados obtenidos con el ruido ambiente.*

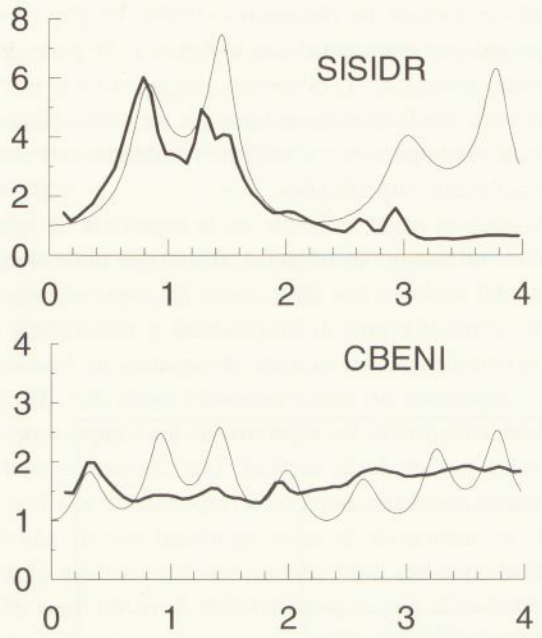


FIGURA 4: *Resultados de la modelización del comportamiento de los materiales en los puntos SISIDR y CBENI. La línea gruesa corresponde a las razones espectrales del ruido ambiente; la línea delgada es el resultado de la modelización. Nótese que con el ruido ambiente sólo se obtiene la frecuencia de resonancia del suelo, pero no sus harmónicos (sí presentes en la modelización).*

en el seno de una columna estratigráfica. En tal caso la(s) capa(s) situada(s) sobre cada interfase de este tipo debería producir su propia resonancia. Dado que la *relación f-H* es de tipo exponencial negativa, a mayor frecuencia de resonancia menor será el espesor de la capa resonante y viceversa. La resonancia a más alta frecuencia necesariamente debe corresponder con la interfase más superficial, o capa de menor espesor. En caso de existir otra resonancia, ésta se deberá a otra capa yacente bajo la primera y cuyo espesor corresponderá a la suma de los espesores de ambas capas (superficial y subyacente). Para traducir cada frecuencia en espesor sería entonces necesario disponer de un conjunto de puntos de control donde se conozca tanto *f* como *H*.

APLICACIÓN DEL MÉTODO EN LA VEGA DEL RÍO SEGURA

Utilizando la técnica anteriormente descrita se realizó una campaña de medida del ruido ambiente en diversos puntos repartidos por el valle del río Segura entre las localidades de Orihuela y Guardamar (Alicante), comarca también conocida como la Vega Baja del río Segura. En cada punto se midió al menos 8 minutos de ruido ambiente (oleaje, tráfico, maquinaria, etc.). En 27 de estos puntos se conocía la columna estratigráfica y propiedades geotécnicas, que demostraba la existencia de una capa superficial de suelos de muy malas propiedades geotécnicas (Cuenca *et al.*, 2000). La figura 2 presenta la relación obtenida entre el espesor de estos suelos y su frecuencia de resonancia.

En la figura 3 se presenta un corte donde se muestra el espesor calculado a partir del ruido ambiente en diversos puntos de la Vega. La Tabla 1 presenta los valores observados en sondeos de dicho espesor. En aquellos sitios donde existen estos sedimentos de malas características geotécnicas se observa un pico de resonancia muy nítido a frecuencias comprendidas entre 1 y 1.5 Hz en las razones espectrales (Tabla 1). En el punto CBENI, situado sobre margas y areniscas del plioceno, no hay una resonancia equiparable a la observada en el resto de los puntos, lo cual es congruente con la ausencia de los sedimentos flojos superficiales, sí presentes en el resto de los puntos.

En la figura 3 se observa que en casi todos los puntos hay más de una resonancia. Al objeto de conocer el origen de la resonancia a baja frecuencia hemos considerado los puntos extremos de la figura 3 (el resto se emplaza sobre el surco del Bajo Segura, con más de 2.000 m de espesor, Gauyau *et al.* 1977, y en ellos la sucesión estratigráfica está mal definida en cuanto a espesor de las unidades). La profundidad al basamento de la cuenca es de aproximadamente 210 m en SISIDR y de 1.180 m en CBENI. Para el primero de los puntos hemos considerado que la sucesión de materiales es la siguiente: 43 m de suelos flojos y 167 m de margas con propiedades idénticas a las observadas en el Plio-Cuaternario de la zona. Para el otro punto hemos utilizado los datos de Montenat (1973) y Gauyau et al. (1977): 200 m de Plioceno y 980 m de Mioceno superior. Con estos datos hemos realizado una modelización del comportamiento de la columna de roca al objeto de determinar su frecuencia de resonancia. Los resultados se presentan en la figura 4 y parecen demostrar que la resonancia a baja frecuencia corresponde a la totalidad del relleno sedimentario sobre el basamento de la cuenca en estos puntos.

DISCUSIÓN

A la hora de aplicar un método de prospección geofísica resulta de gran interés conocer el error de los resultados que éste ofrece. La Tabla 1 presenta los espesores medidos en sondeos y los estimados a partir del ruido ambiente. Puede comprobarse que hay una buena correlación, con desviaciones no superiores al 15%. Delgado *et al.* (2000) han analizado la naturaleza de estas desviaciones y comprobado que éstas pueden tener un origen múltiple. Entre las causas cabe citar que el método considera que existe una sola capa sobre un substrato rígido; la realidad es más compleja, con una estratigrafía compuesta por una sucesión de capas cuyo espesor y propiedades mecánicas varían dentro de la región de estudio. De otra parte, es frecuente que el límite entre los materiales no sea neto, sino que corresponda a una transición gradual entre las propiedades mecánicas de los medios. En tal caso la posición de tal límite puede variar dentro de un margen dependiendo del criterio

utilizado para situarlo (no debe olvidarse que este método ofrece la frecuencia de resonancia —o el espesor— de la columna de materiales que posee unas propiedades mecánicas diferentes a las de su substrato, es decir, que no necesariamente la "capa" obtenida con este método tiene un significado estratigráfico estricto).

Cuando se comparan los resultados de este método con los obtenidos con otras técnicas de prospección se comprueba que el ruido ambiente ofrece comparativamente poca información del subsuelo con respecto a métodos sísmicos o de georádar (no se obtienen las secciones típicas de sísmica de reflexión o de georádar). En cambio, tiene la ventaja de un menor coste (sólo se precisa una estación y un operario, sin fuente de energía), requerir un procesado de la señal mínimo y permitir una mayor cobertura espacial (se pueden medir más de 40 puntos en un día). Adicionalmente, la profundidad máxima de investigación sólo está limitada por el sensor, no por las características de la fuente de energía. Con respecto a técnicas como magnetismo y corrientes eléctricas, los resultados son equiparables, presentando la ventaja de poder ser utilizado con facilidad en medios urbanos. Por último, con respecto al método gravimétrico, el ruido ambiente presenta la ventaja de dar información acerca de cuantas capas o unidades están involucradas en el problema, mientras que la gravedad da un valor que engloba el efecto de todas ellas. No obstante, ambas técnicas requieren datos previos que permitan calar los resultados, por cuanto la interpretación permite múltiples soluciones.

CONCLUSIONES

Se ha presentado un método para estimar el espesor del suelo a partir de su frecuencia de resonancia. Dicha frecuencia se determina a partir de una simple medida del ruido ambiente en el sitio, sin necesidad de generar perturbaciones artificiales del medio. Los resultados presentados demuestran una excelente correlación entre las variables involucradas y una gran aplicabilidad del mismo para estudiar la posición de la interfase entre medios entre los que existe un contraste mecánico. Ello lo hace especialmente útil en el estudio de suelos con malas propiedades geotécnicas. Los resultados demuestran que el error cometido no es superior al observado con otros métodos de prospección.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto PB96-0327.

REFERENCIAS

Cuenca, A., Delgado, J., Doménech, C. y Tomás, R. (2000): El cuaternario reciente de la Vega Baja del río Segura: problemática geotécnica. Guía de campo. V Congreso Geológico de España. Alicante.

Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A. y Molina, S. (2000): Microtremors as a Geophysical Exploration tool: Applications and Limitations. PAGEOPH, 157 (en prensa).

Gauyau, F., Bayer, R. Bousquet, J.C., Lachaud, J.C., Lesquer, A. y Montenat, C. (1977): Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia et Alicante (Espagne méridionale). Bull. Soc. Géol. France, 7: 501-509.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on ground surface. QR Railway Tech. Res. Inst., 30: 25-33.

Montenat, C. (1973): Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol (provinces d'Alicante et de Murcia). Thèse, Orsay.

Estudio sísmico-acústico de alta resolución de la discontinuidad sedimentaria del Würm en la Ría de Vigo (NO España)

S. García-Gil, A. García-García y F. Vilas

Dpto. de Geociencias Marinas y O.T. Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo. E-36200 Vigo, Spain.

ABSTRACT

Detailed analysis and interpretation of high-resolution seismic profiles have allowed to detect and characterize the unconformity surface related to the last glacial sea level drop in the Ría de Vigo (NW Spain). Related to this main relative sea level fall, an important river incision took place in this region. Mapping of the major palaeovalley of this palaeodrainage system has been performed, showing that the open sea connection was made through the present south entrance. Isopach map of the Holocene sedimentary sequence has allowed to stablish the contours of this erosive surface (type I boundary).

Key words: *palaeochannel, unconformity, high-resolution seismics, Rías, Galicia.*

INTRODUCCIÓN

Von Richtofen (1886) utilizó los valles inundados del oeste de Galicia, al NO de España, como prototipos de una ría en una costa con subsidencia. En 1966, Pannekoek sugería que las rías se habían formado durante el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno por erosión a lo largo de fallas preexistentes debido a la profunda meteorización. García-Gil *et al.* (1997) partiendo de datos de registros sísmicos, proponen un modelo preliminar de curva de variación del nivel del mar para el registro estratigráfico de la Ría de Vigo en los últimos 130.000 años. Más recientemente García-Gil *et al.* (1999), basados en el estudio de registros sísmicos de alta resolución, presentan la acción combinada y sucesiva de: 1º) movimientos tectónicos (con hundimientos y levantamientos de bloques), 2º) erosión a favor de fallas y 3º) variaciones relativas del nivel del mar (ascensos y descensos) como hipótesis sobre el origen de las rías.

Los datos previos sobre la edad de los sedimentos de la Ría de Vigo son muy escasos. Una de las primeras contribuciones a este aspecto, se debe a Margalef (1956), quien estima, a partir del estudio de varios testigos del puerto de Vigo, un descenso del nivel del mar de 25-29 m hace unos 8.000 años. Diz *et al.* (1998) distingue dos periodos de funcionamiento oceanográfico distintos en la Ría de Vigo, basándose en el estudio de los foraminíferos de varios testigos: 1º) entre los 2500 B.P. y los 500 B.P. la ría funcionó como una cuenca restringida, posiblemente como consecuencia de una menor renovación de las aguas provocada por el régimen de vientos imperantes; y 2º) desde los 500 B.P. hasta la actualidad, el sistema de circulación cambió, debido a una ampliación de la comunicación con la plataforma que permitió la entrada de aguas centrales noratlánticas (*upwellings*).

MARCO DE REFERENCIA

La Ría de Vigo ocupa la posición más meridional dentro de las Rías Bajas, con una orientación de su eje mayor según la dirección N75ºE (Fig. 1). Tiene forma de embudo en planta, con 164 km^2 de superficie, 33 km de longitud y una anchura variable, que en su boca es de 10 km, estrechándose progresivamente hacia la cola.

Desde el punto de vista tectónico, la costa gallega se sitúa dentro del cinturón orógeno hercínico. En la región de la Ría de Vigo, se distinguen varios dominios geotectónicos sobre los que se suponen varios fenómenos de deformación y metamorfismo, que han dado como resultado un sustrato rocoso formado principalmente por rocas graníticas y metamórficas. A estas últimas se les atribuyen edades comprendidas entre el Precámbrico y el Silúrico, mientras que el emplazamiento de masas graníticas tuvo lugar a lo largo del ciclo hercínico, originando en algunos casos metamorfismo de contacto. La tectónica posthercínica se caracteriza por la generación de importantes sistemas de fracturación que siguen lineaciones SO-NE, N-S y ONO-ESE. Algunas de estas fracturas fueron reactivadas durante el Mioceno-Plioceno produciendo basculamientos de bloques (Pannekoek, 1966). Estos movimientos pueden haberse extendido hasta el Cuaternario (García-Gil *et al.*, 1999). Desde el punto de vista estratigráfico, García-Gil *et al.* (1997) distinguen 4 unidades sísmicas correspondientes al relleno sedimentario de la ría, posterior a la génesis de la superfice de discontinuidad del Würm.

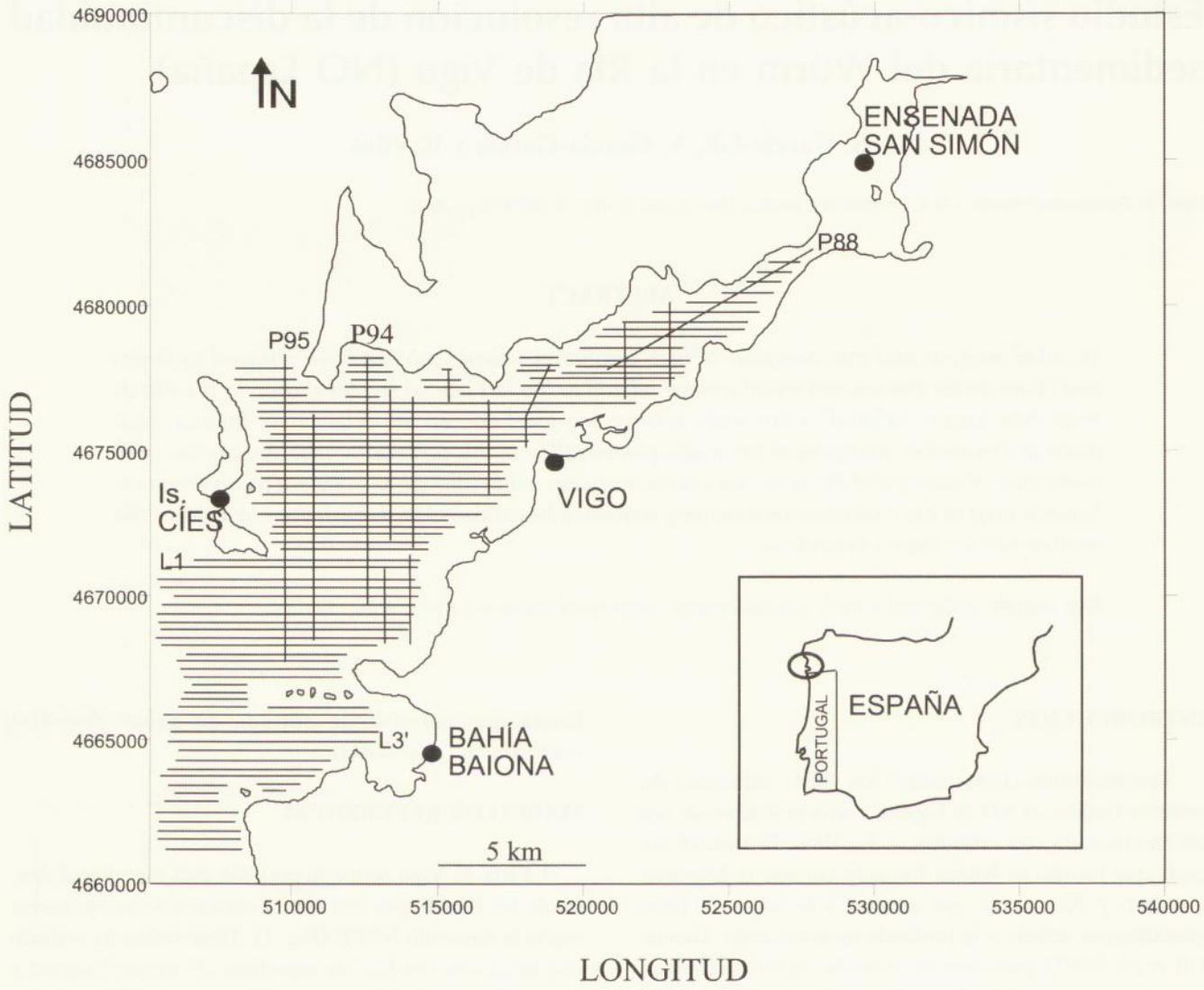


FIGURA 1: *Localización del área de estudio y de la malla de perfiles geofísicos realizados.*

METODOLOGÍA

La superficie de la Ría de Vigo, de más de 176 Km^2, ha sido cubierta por 643 km de registros sísmico-acústicos de alta resolución, siguiendo una malla rectangular con espaciados de 66 m (N-S) y 550 m (E-O) (Fig. 1). Se han interpretado perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución obtenidos con un Uniboom de tipo catamarán modelo 230, de 300 J; cuya onda se registra en una serie de 8 hidrófonos (modelo 265); así como un perfilador de fondos, modelo O.R.E. 1036, trabajando a 3,5 KHz. Además se han utilizado los registros de ecosonda, modelo Atlas Deso 20, con 33 KHz en el canal 1 y 210 KHz en el canal 2; y los registros de sonar de barrido lateral modelos Klein 595 y 531-T, ambos con 3 canales y 100 KHz. Para la navegación y posicionamiento se utilizó un GPS diferencial, modelo Trimble 4000 RL combinado con una unidad de Trisponder.

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Mediante el estudio detallado de los registros sísmicos, fundamentalmente los de Uniboom, se ha identificado una superficie de discontinuidad con carácter erosivo muy marcada que aparece en todos los registros (Fig. 2) separando dos secuencias sísmicas (S_1 y S_2) en la Ría de Vigo. Esta superficie erosiva e irregular afecta al basamento en las zonas más someras de los bordes de la cuenca y a los altos relativos dentro de la ría, mientras que en las zonas más profundas de la misma, aparece erosionando la secuencia sedimentaria inferior (Fig. 3). García-Gil *et al.* (1999) mediante un estudio detallado de la estratigrafía sísmica en la Ría de Pontevedra también encuentra dos secuencias sedimentarias separadas, en este caso, por una discordancia erosiva, que atribuyen a la bajada relativa del nivel del mar acaecida durante el último episodio glacial (Würm). La superficie de discontinuidad erosiva identificada en la Ría

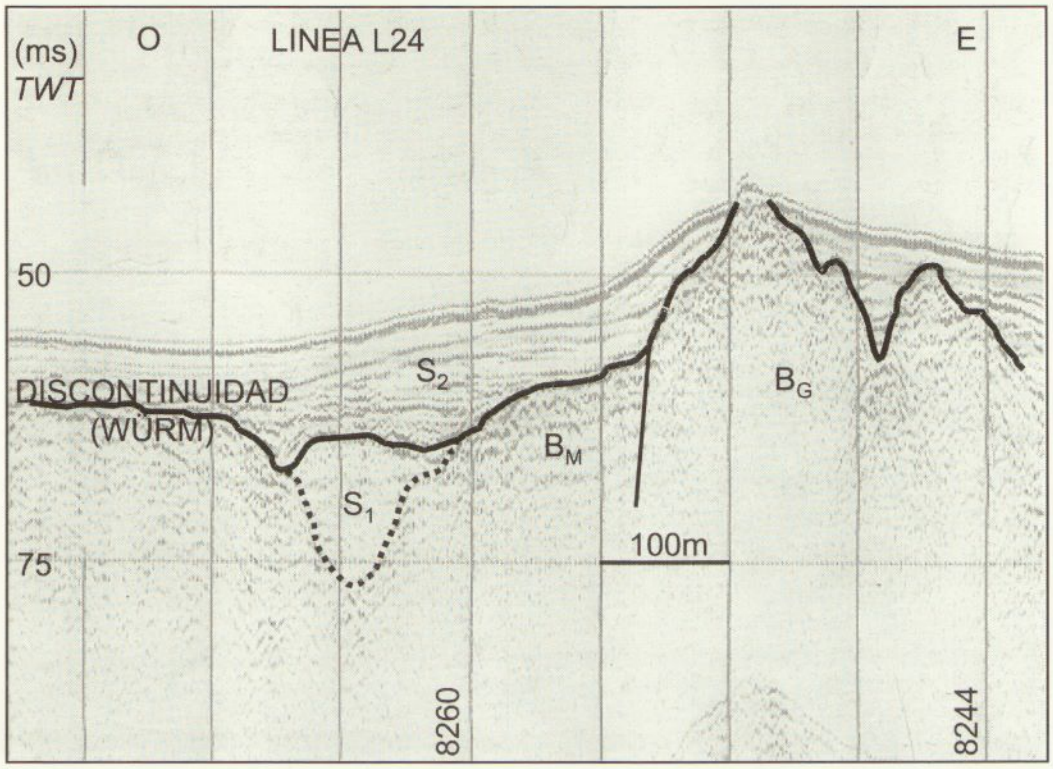


FIGURA 2: *Registro sísmico de alta resolución (Uniboom) mostrando la superficie de discontinuidad (Würm) en la base de la secuencia sedimentaria Holocena (S_2). S_1: secuencia sedimentaria preholocena (¿Pleistoceno?). B_G: Basamento granítico; B_M: Basamento metamórfico.*

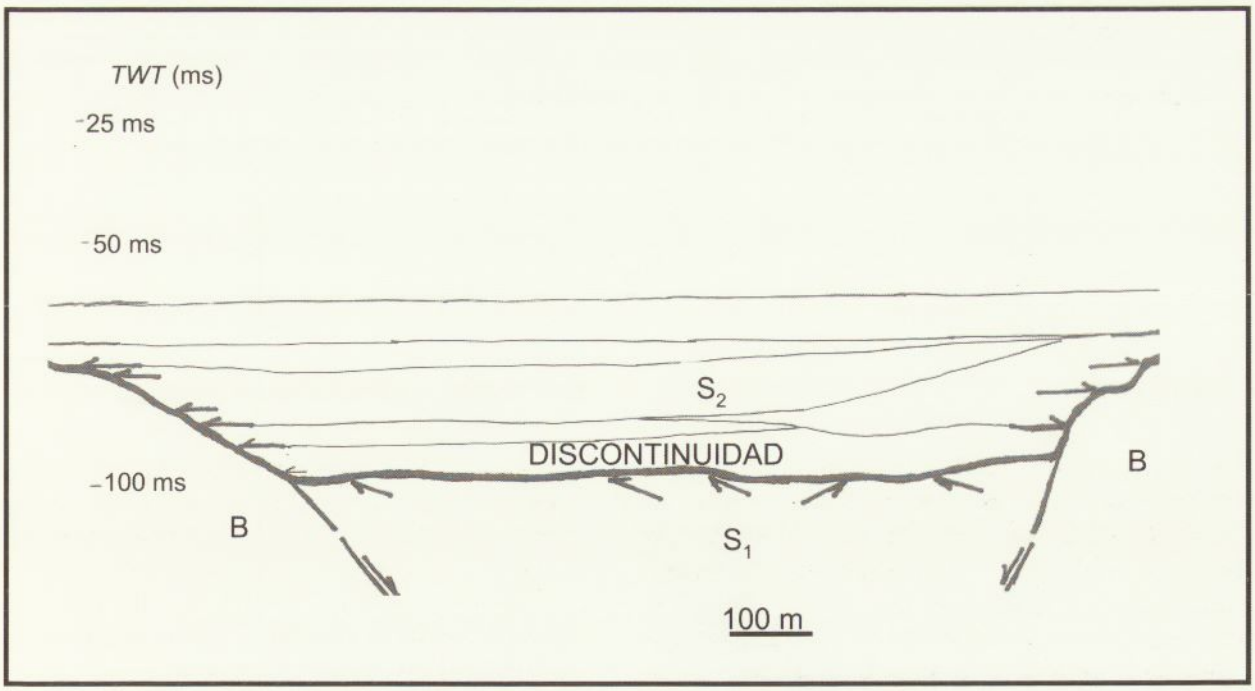


FIGURA 3: *Interpretación sísmica de la línea L-1, mostrando el esquema del relleno del paleovalle por la secuencia Holocena.*

de Vigo es contemporánea con la de discordancia localizada en la Ría de Pontevedra, ya que se puede seguir su continuidad a través de los registros sísmicos. Esto significa que si hace 18 ka B.P. el nivel relativo del mar estaba situado a –130 ó –140 m (Dias, 1987), ambas rías no existirían como tal, ya que la línea de costa estaría situada mar adentro hacia el oeste de las Islas Cíes (Fig. 1) lo que implica la existencia de erosión subaérea hacia el este, que genera dicha superficie de discontinuidad sedimentaria. El posterior ascenso relativo del nivel del mar daría lugar a la secuencia sedimentaria más reciente de su relleno durante los estadíos transgresivo (*TST*) y de alto nivel del mar (*HST*).

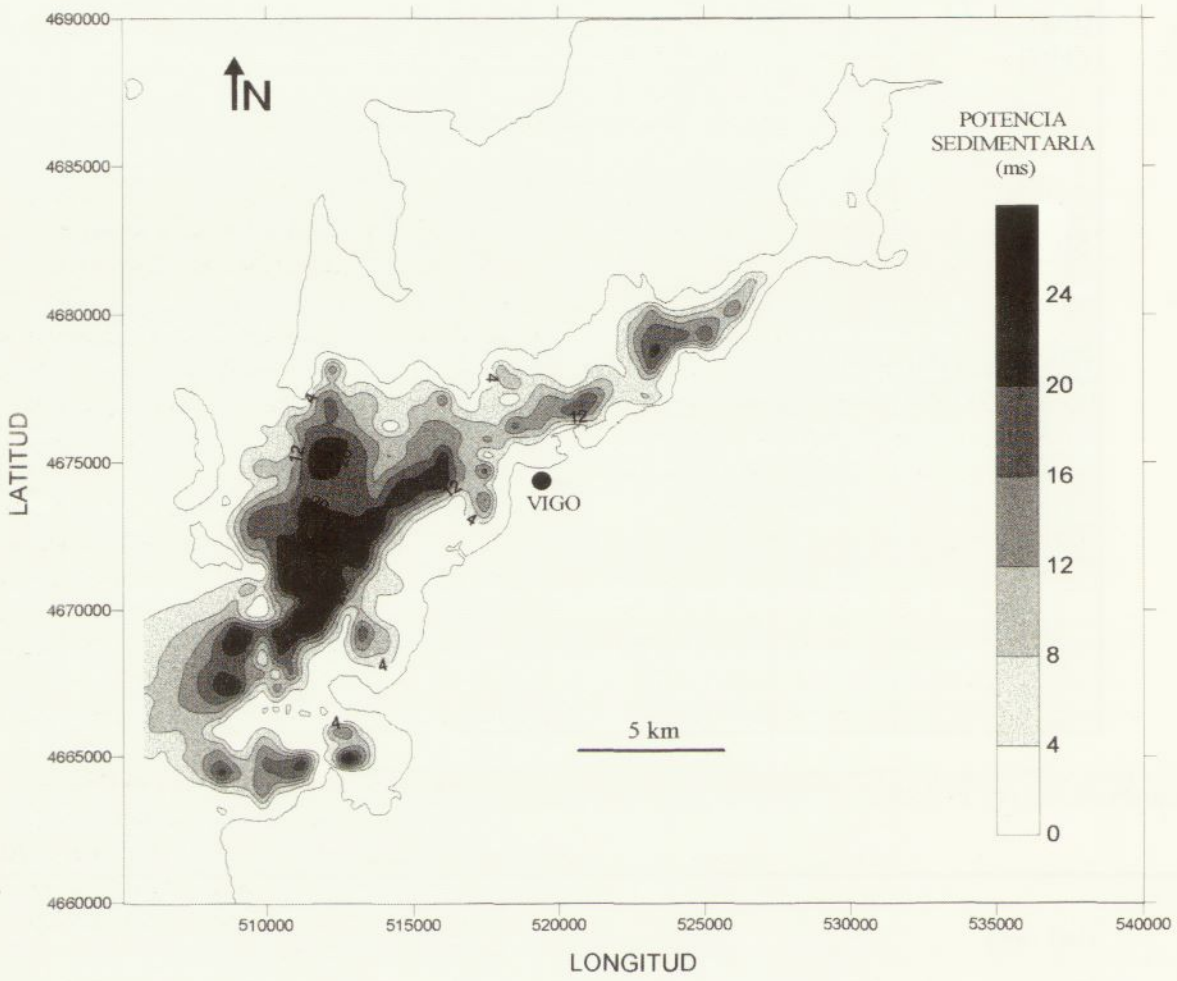


FIGURA 4: *Mapa de isopacas (TWT, ms) del relleno sedimentario Holoceno (aprox. 18 ka-Actual).*

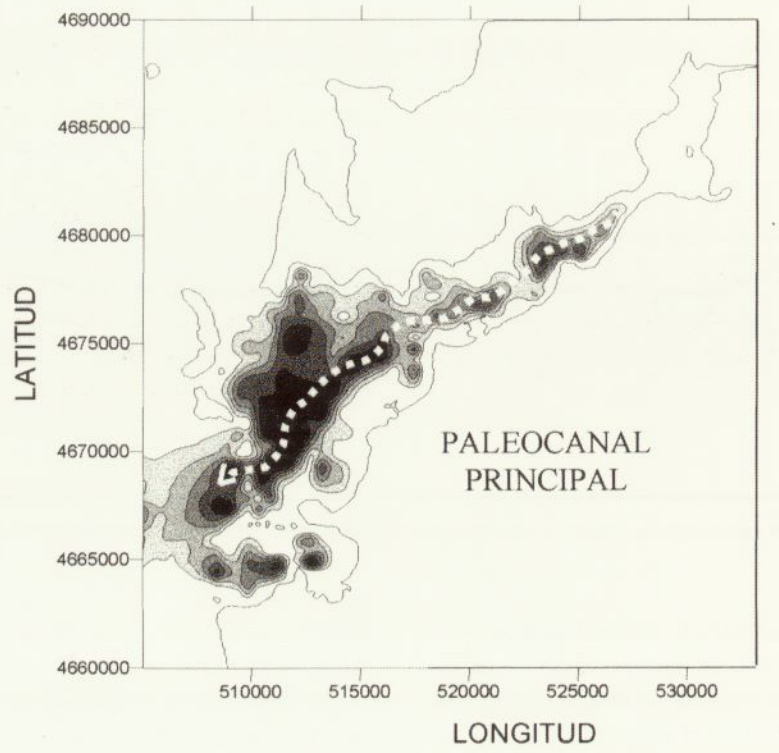


FIGURA 5: *Recorrido del paleodrenaje en la Ría de Vigo hace aprox. 18 ka.*

Partiendo de los datos de profundidad a la que aparece dicha discontinuidad dentro del registro sedimentario de la Ría de Vigo, se ha elaborado un mapa de isopacas (*TWT*, en ms), tomándose como *datum*, el fondo actual de la Ría de Vigo (Fig. 4). El análisis de dicho mapa revela los siguientes hechos significativos:

1) El reinicio de la sedimentación posterior a la génesis de la discontinuidad en la Ría de Vigo (*TST*) se restringe a las partes centrales de la misma, con un aparente control tectónico, tal y como se manifiesta por la presencia de depocentros y umbrales, controlados por fracturas.

2) A medida que aumenta el nivel relativo del mar en la región, las zonas de sedimentación se expanden progresivamente (*HST*) hasta la actual posición de la línea de costa, produciéndose el desplazamiento hacia tierra de los *onlaps* costeros (Fig. 3).

3) Resalta la presencia de un paleovalle (Fig. 3) de unos 1.000 m de anchura. Dicho paleovalle tiene a ambos lados otros secundarios, que se siguen a veces con dificultad debido a la limitación de la penetración del sistema utilizado (Uniboom), y/o a la presencia de apantallamientos acústicos *s.l.*, que son frecuentes en la ría (García-Gil *et al.*, 1999). Esta antigua red de drenaje correspondería al encajamiento de la red fluvial de la zona debido a la modificación de los niveles de base de los ríos, como consecuencia de la bajada relativa del nivel del mar durante la regresión coincidente con el último episodio glacial. Se aprecia que la conexión de la ría en ese momento con mar abierto era a través del la actual entrada sur (Fig. 5). El relleno de estas incisiones fluviales tiene lugar durante la transgresión Flandriense. Procesos similares son descritos en la Bahía de Cádiz por Llave *et al.* (1999).

4) Esta superficie de discontinuidad constituye la base de la secuencia sedimentaria más reciente de la región (S_2). Se trata de una secuencia tipo I (Haq *et al.*, 1987).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación CICYT Mar 97-0626 del Plan Nacional de I+D, así como el proyecto de la Xunta de Galicia con referencia: PGIDT99MARAE1. Es, asimismo, una contribución a los proyectos: IGCP-396 (Continental Shelves in the Quaternary) y 437 (Coastal Environmental Change during sea-level highstands).

REFERENCIAS

Dias, J.M.A. (1987): Dinámina sedimentaria e evolucao recente da plataforma continental portuguesa setentrional. Tesis de Doctorado inédita, Universidad de Lisboa, 500 p.

Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Alejo, I., Grimalt, J.O. y Vilas, F. (1998): How old is the upwelling phenomna in the West Iberian Margin? Vol. resúmenes del 6th International Conference on Paleoceanography: 24-28 Agosto, Lisboa.

García-Gil, S., Francés, G., García-García, A., Diz, P. y Vilas, F. (1997): Implicaciones de las variaciones relativas del nivel del mar en el relleno sedimentario de la Ría de Vigo (NW España). Vol. resúmenes del 2º Simposio del Margen Continental Ibérico Atlántico: 17-20 Septiembre, Cádiz.

García-Gil, S., García-García, A. y Vilas, F. (1999): Identificación Sísmico-acústica de las Diferentes Formas de Aparición de Gas en los Sedimentos de la Ría de Vigo (NO España). Rev. Soc. Geol. España, 12(2): 301-307.

García-Gil, S., Vilas, F., Muñoz, A., Acosta, J. y Uchupi, E. (1999): Quaternary Sedimentation in the Ría de Pontevedra (Galicia), Northwest Spain. Jour. Coastal Res, 15(4): 1083-1090.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Alonso, C., Gallardo, M., Vázquez, J.T. y López-Aguayo, F. (1999): Caracterización y evolución del paleocauce del río Guadalete en la bahía de Cádiz durante el cuaternario terminal. Geogaceta, 26: 43-46.

Margalef, R. (1956): Paleoecología postglacial de la Ría de Vigo. Inv. Pesq., V: 89-112.

Pannekoek, A.J. (1966): The Ría Problem. Tijdsschr. Kon. Ned. Aard. Gen., 83 (3): 289-297.

Von Richtofen, F. (1886): Führer für Forschungsreisende. Oppenheim, Berlin, 310 p.

Campaña gravimétrica en el extremo meridional de la zona volcánica de Taupo. (Nueva Zelanda)

R. Tejero[1], D. Gómez Ortiz[1], C. Rey Moral[1] y P. Villamor[2]

1 Dpto. Geodinámica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n, 28040 Madrid. rosatej@eucmax.sim.ucm.es
2 Institute of Geological & Nuclear Sciences Limited, PO Box 30368, Lower Hutt, Nueva Zelanda.

ABSTRACT

The gravity survey which we report here forms one part of a multidisciplinary study whose goals are understanding the kinematics, structure, and geodynamic controls, of the abrupt termination of the Taupo Volcanic Zone (TVZ) in central North Island, New Zealand. The TVZ is the volcanic arc and backarc basin associated with the Hikurangi Subduction Margin (the southern extension of the Tonga-Kermadec subduction system) along eastern North Island and northeast South Island, New Zealand. The TVZ is characterised by active normal faults, high heat flow (>700mW/m^2), andesite, dacite and rhyolite volcanic centres, and many shallow earthquakes defining an 8 km thick seismogenic crust.

Whereas the subduction zone continues into northern South Island, the TVZ terminates in a series of east-east faults immediately to the south of Mount Ruapehu, the southernmost andesite volcano. Preliminary interpretation of the gravity are consistent with the mapped pattern of active faults and structural geology.

***Key words**: Taupo Volcanic Zone, New Zealand, gravity survey, Bouguer anomaly map, active faults.*

Nueva Zelanda está situada en límite entre las placas Pacífica y Australiana. En la Isla Norte el límite de placas es convergente, produciéndose la subducción oblicua, según una dirección NO-SE, de la Placa Pacífica bajo la Placa Australiana (Fig. 1). Asociado a la subducción se encuentra un área de actividad volcánica cuaternaria, de dirección NE-SO, denominada Zona Volcánica de Taupo. Desde un punto de vista tectónico esta zona ha sido considerada un arco volcánico (Ballance, 1976) o una zona extensional tras-arco (Cole *et al.*, 1995). En ella coexisten espacialmente la actividad volcánica y la formación de una cuenca extensional (Berryman y Villamor, 1999). La Zona Volcánica de Taupo acaba en su extremo sur, en el volcán Ruapehu, a partir del cual existe una cuenca sedimentaria rellena de materiales terciarios, Cuenca de Wanganui, que constituye la parte suroccidental de la Isla Norte. Dentro de los estudios que tiene como objetivo investigar la estructura y la cinemática de la terminación de la Zona Volcánica de Taupo se ha realizado una primera campaña de toma de datos gravimétricos en el área.

CAMPAÑA GRAVIMÉTRICA

Con objeto de estudiar la estructura en profundidad de la terminación meridional de la Zona Volcánica de Taupo (ZVT), se ha realizado un levantamiento gravimétrico con un total de 279 estaciones. El estudio se ha centrado en dos áreas distintas en las que la toma de datos se ha llevado a cabo de manera diferente (Fig. 2). En la parte occidental, en la zona comprendida entre las localidades de Ohakune y Orautoha, se ha obtenido una malla de datos lo más homogéneamente distribuida, con un espaciado de 1 km. Las medidas se han intensificado a lo largo de varios perfiles en los que se ha efectuado una medida cada 200 m. En esta zona, la densidad final obtenida ha sido de 0.11 estaciones/km^2. En la parte oriental del área estudiada, se han levantado dos perfiles gravimétricos con orientación N-S y paralelos entre sí, con un espaciado de 1 kilómetro. Los recorridos se hicieron partiendo de una base de gravedad conocida (Woodward, comunicación personal), con un valor de 979955.20 mGal, volviendo a la base al finalizar el recorrido para estimar la deriva instrumental. Se utilizaron dos gravímetros Lacoste&Romberg modelo G, uno de ellos, el nº 953, perteneciente al Dept. de Geodinámica de la UCM, y el otro, con nº 106, perteneciente al GNS, que proporcionan una precisión de ±0.01 mGal, con una deriva inferior a ±1 mGal al mes. La medida de la cota de las estaciones se llevó a cabo utilizando medidas de GPS diferencial (Trimble, modelo Geoexplorer), colocándose en el centro de la zona una estación de posicionamiento fija. La posición de cada estación y la cota se ha determinado con

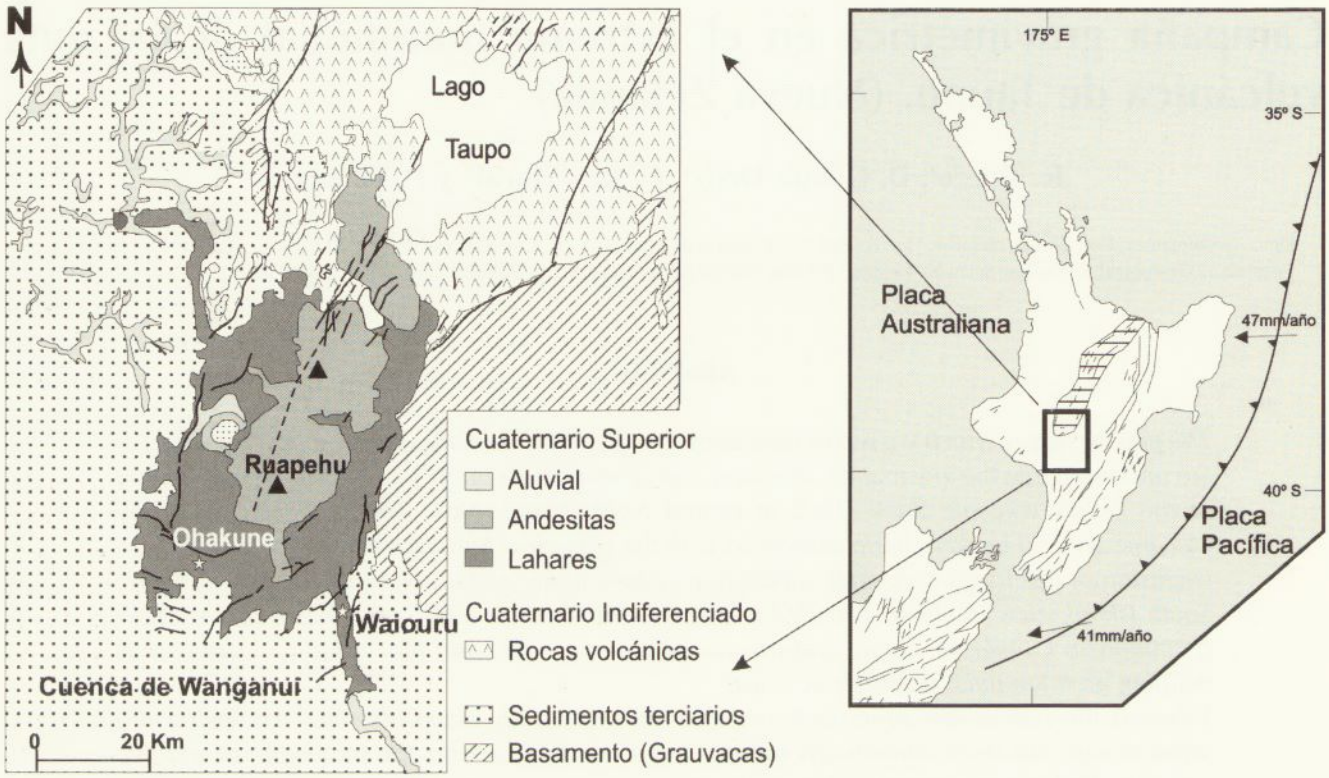


FIGURA 1: *Mapa de situación del área estudiada y esquema geológico del extremo meridional de la Zona Volcánica de Taupo.*

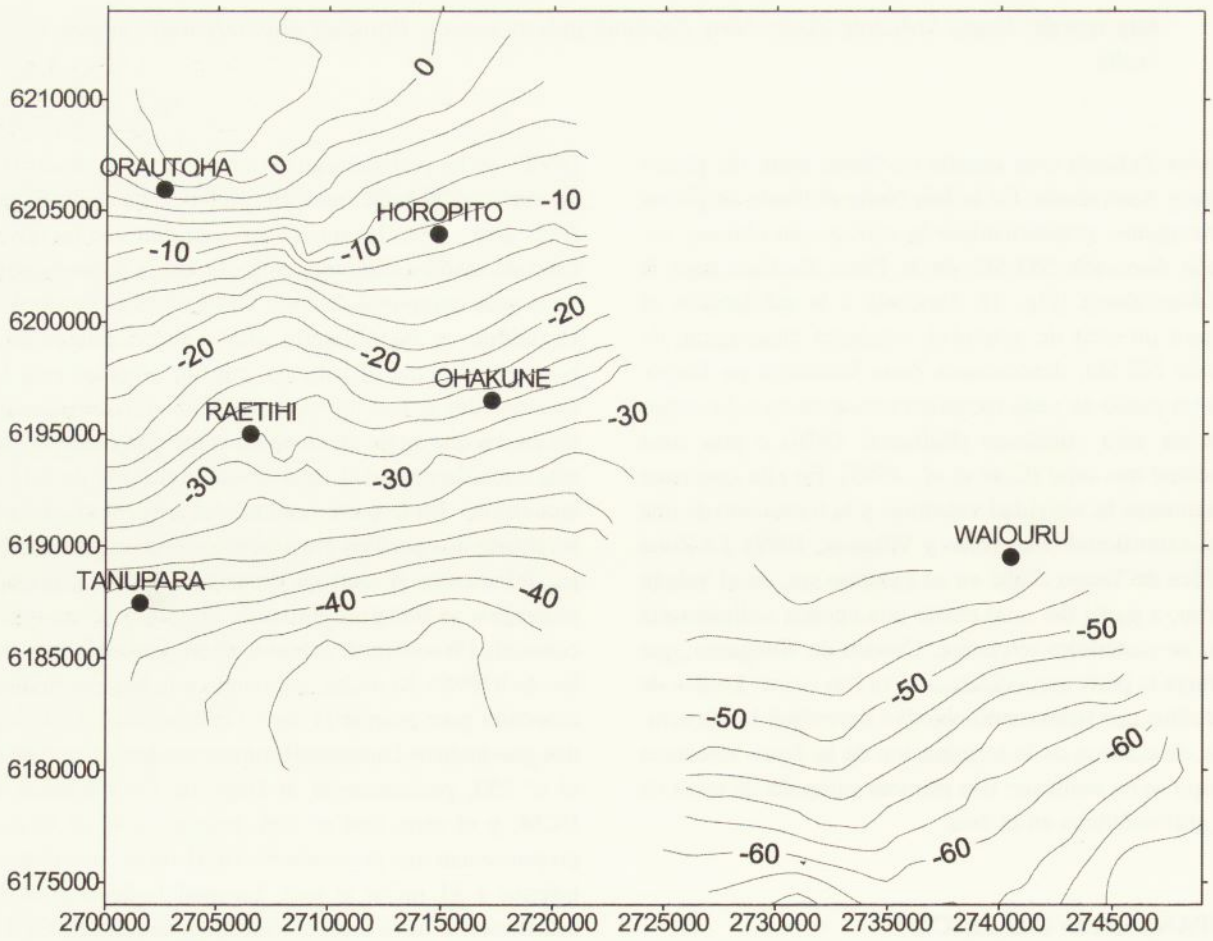


FIGURA 2: *Mapa de Anomalías de Bouguer observado del área de estudio. Coordenadas en New Zealand Map Grid (metros). Intervalo de isoanómalas 2 mGal.*

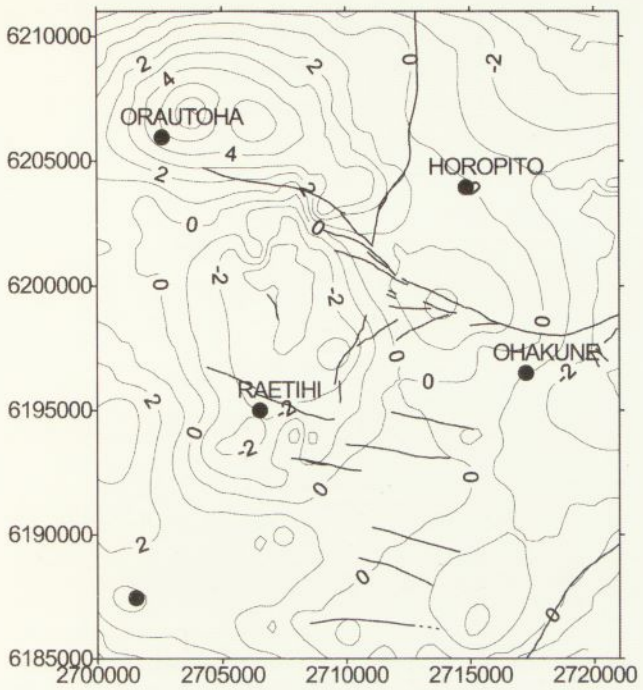


FIGURA 3: *Mapa de Anomalías de Bouguer residual en el que se han superpuesto las fallas activas observadas en superficie. Coordenadas como en la figura 2. Intervalo de isoanómalas 1 mGal.*

un error medio de 0.3898 metros y 0.267 metros respectivamente.

El valor de la gravedad teórica se ha calculado la gravedad normal mediante la fórmula del World Geodetic System de 1984, realizándose a continuación las correcciones pertinentes. La corrección topográfica de cada estación se ha realizado hasta los 150 metros directamente en el campo, y la lejana hasta los 22 km. Para la corrección de Bouguer se ha utilizado una densidad de reducción de 2.67 gr/cm^3. El error total para el levantamiento es de ±0.567 mGal.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El Mapa de Anomalías de Bouguer se ha elaborado mediante la interpolación por el método de *kriging* a una malla de 1.000 m. En el Mapa de Anomalías de Bouguer (Fig. 2) se observa un claro gradiente hacia el sur, desde –10 a –60 mGal. En esta área, los materiales volcánicos cuaternarios se disponen sobre sedimentos terciarios que buzan suavemente hacia el sur (Fig. 1). Este gradiente está relacionado con el aumento de espesor de los materiales terciarios hacia el sur (Hunt, 1980). Esta tendencia regional ha sido restada del mapa en la zona oriental del levantamiento, con objeto de obtener las anomalías correspondientes a fuentes más superficiales. El mapa obtenido (Fig. 3), Mapa de Anomalías Residuales, muestra la existencia de un mínimo con dirección N-S en la zona de Raetihi y una zona de máximos de orientación media ONO-ESE. Los gradientes presentan unas direcciones principales próximas a N-S y E-O. Estas orientaciones coinciden con las fallas cartografiadas (Villamor y Berryman, 1999), muchas de ellas activas. Aunque este estudio está restringido a un área pequeña, sus resultados confirman la existencia de bloques hundidos y elevados con dimensiones que varían entre 15 y 50 km (Hunt, 1980) limitados por fallas de N-S a NE-SO y ONO-ESE. El volcán Ruapehu situado en el extremo meridional de la Zona Volcánica de Taupo está situado en el centro del graben principal limitado por fallas NE-SO (Villamor y Berryman, 1999). La futura extensión del levantamiento y la modelización gravimétrica, junto con los estudios de actividad de fallas, de deformación cortical establecida mediante medidas de GPS, de sismicidad y estado de esfuerzos proporcionarán nuevos datos sobre la estructura de esta zona.

REFERENCIAS

Ballance, P.F. (1976): "Evolution of the upper Cenozoic magmatic arc and plate boundary in northern New Zealand". Earth and Planetary Sciences Letters, 28(3): 356-370.

Berryman, K.R. y Villamor, P. (1999): "Spatial and temporal zoning of faulting in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand". Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication 107A. p:15.

Cole, J.W., Darby, D.J. y Stern, T.A. (1995): Taupo Volcanic Zone and Central Volcanic Region. Backarc Structures of North Island, New Zealand. En: Backarc Basins: Tectonics and magnetism. (Ed. Brian Taylor). Plenum Press, Nueva York.

Hunt, T.M. (1980): New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 23(1): 1-16.

Villamor, P. y Berryman, K.R. (1999): "Initial observations of kinematics and structure at the southern termination of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand". Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication 107A, p. 165.

TELEDETECCIÓN E INFORMÁTICA GEOLÓGICA

La utilización de imágenes Daedalus ATM para la cartografía del lodo pirítico remanente procedente del vertido de la mina de Aznalcollar

C. Antón-Pacheco[1], J.C. Gumiel[1], E. de Miguel[2], J.A. Gómez[2], M. Giménez[2], J.G. Rejas[2], D. Barettino[1], E. López-Pamo[1], G. Ortiz[1] y O. Gutiérrez[2]

1 Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas 23. 20003 Madrid.
2 Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. Ctra. de Ajalvir, km. 4. 28850 Torrejón de Ardoz (Madrid).

ABSTRACT

The failure of the Aznalcóllar mine´s inpoundment, holding several million tons of pyrite, flotation tailings and acid water produced a flood along the Agrio river, a tributary of the Guadiamar which drains Doñana National Park. The fine-grained sulfide deposit covered riverbanks and adjacent farmlands, extending to the upper Entremuros area, 40 km downstream from the mine. Removal of the pyritic sludge has been carried out by mechanical methods. Several airborne Daedalus-1268 surveys were performed over the affected area. Geometric and radiometric corrections were applied. Chemical, mineralogical and spectral reflectance analysis on sludge and efflorescence samples have permitted to interpret multispectral data. Digital classification maps have allowed to monitor the progression of the pyritic sludge removal as well as the precise location of the highly soluble efflorescence salts.

Key words: *ATM images, pyritic sludge, efflorescences, Aznalcóllar, Guadiamar.*

INTRODUCCIÓN

La rotura del dique de la balsa de estériles de la mina de Aznalcóllar, en abril de 1998, originó una enorme riada de lodos piríticos y agua ácida en el cauce del río Agrio, tributario del río Guadiamar, que drena al Parque Nacional de Doñana y vierte en el Guadalquivir cerca de su desembocadura. La construcción de varios diques de contención en la zona conocida como Entremuros evitó la entrada del agua contaminada en el perímetro del Parque Nacional (Fig. 1). Sin embargo, el depósito de lodos cargados de metales pesados arrastrados por la riada anegó una franja de hasta 600 metros de ancho y más de 40 km de longitud.

A instancias de la Secretaría de Estado de aguas y Costas del Ministerio de Medio Ambiente, el ITGE realizó una cartografía de la distribución espacial de los lodos, a escala 1:10.000, y varias campañas geoquímicas para la caracterización química y mineralógica de los lodos, el estudio de su evolución temporal, y la afección de los suelos cubiertos por los lodos mineros (ITGE, 1998 a y b; 1999 a). Asimismo, se creó un grupo de trabajo, integrado por el ITGE y el INTA con el fin de adquirir y utilizar imágenes multiespectrales registradas por el sensor aeroportado Daedalus-1268 para el estudio del impacto ambiental y seguimiento de los trabajos de limpieza de los lodos.

MARCO GEOLÓGICO Y MINERO

El distrito minero de Aznalcóllar se localiza en el borde meridional de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), a unos 25 km al oeste de Sevilla. La FPI es una extensa provincia metalógenica que comprende el mayor y más importante conjunto de yacimientos de sulfuros polimetálicos de Europa occidental. Esta enorme masa mineral representa una importante anomalía geoquímica en S, Fe, Zn, Cu, Pb, Sn, As y otros metales. Las explotaciones mineras han generado un gran volumen de escombreras con alto contenido en minerales ricos en pirita y otros compuestos de azufre. Los metales contenidos en las masas piríticas son liberados por la oxidación de los sulfuros y transportados por las aguas ácidas en las cuencas de los ríos, en cuyos aluviales precipitan, generalmente asociados a hidróxidos y sulfatos de Fe, dando lugar a una importante contaminación metálica. Estudios previos al accidente en la cuenca del Guadiamar y el estuario del Guadalquivir han puesto de manifiesto la existencia de contaminación de metales pesados en estas áreas (Cabrera *et al.*, 1987; Nelson *et al.*, 1993).

La balsa de estériles de la mina de Aznalcóllar contenía varios millones de metros cúbicos de residuos piríticos procedentes de la planta de tratamiento. Desde 1995, se utilizaba para la nueva explotación del yacimiento de Los Frailes. La balsa se ubica en la margen derecha del río Agrio, 2

km aguas arriba de la confluencia con el Guadiamar. Geológicamente se localiza en el borde norte de la cuenca terciaria del Guadalquivir, donde sedimentos transgresivos pliocenos cubren materiales paleozoicos del zócalo hercínico. Los materiales terciarios están formados por una unidad inferior de areniscas y carbonatos, una unidad intermedia de margas y una unidad superior de arcillas. Los depósitos aluviales cuaternarios del valle del Guadiamar, afectados por la riada de lodos, están constituidos por conglomerados, gravas y arenas. De las dos terrazas reconocidas en el tramo afectado, la superior sólo se preserva al norte, en el área de confluencia del Agrio y el Guadiamar. El perfil longitudinal del río Guadiamar presenta un gradiente muy suave aguas abajo del Vado del Quema, donde los sedimentos de marisma son dominantes y aparecen parcialmente cubiertos por depósitos eólicos.

ADQUISICIÓN DE DATOS

Para la obtención de imágenes se utilizó un instrumento Daedalus-1268 (sensor multiespectral con doce canales entre 0.42 y 13 (m), operando desde un avión C-212 del INTA. Se ha cubierto la zona afectada por el vertido en cuatro fechas (mayo, julio, noviembre de 1998 y junio de 1999). En cada una de las campañas se efectuaron varias líneas que cubren la totalidad del área afectada y a varias alturas de vuelo, con el fin de obtener información detallada de ciertas áreas, de hasta 1,8 metros de resolución a una altura de 680 metros. En las mismas fechas, se registraron datos de espectroradiometría de campo con un instrumento GER-1500, como soporte a la caracterización radiométrica de las superficies observadas. Las imágenes correspondientes a mayo no se procesaron por su alta nubosidad.

CORRECCIONES GEOMÉTRICAS Y RADIOMÉTRICAS

Se ha corregido geométricamente la imagen correspondiente al valle del Guadiamar, utilizándose para ello una transformación polinómica (orden 3) basada en puntos de control. Estos puntos se han obtenido tanto de cartografía convencional como de fotografía aérea ortorectificada (corrección de la actitud de la cámara y el efecto del relieve), para lo que se utilizó un modelo digital del terreno generado a partir de la altimetría 1:25000 del IGN. La imagen se dividió en diferentes subescenas, y las transformaciones se derivaron independientemente para cada una (error cuadrático medio < 2 pixels tanto en x como en y), realizándose un mosaico para obtener la imagen final.

Para optimizar la comparación de las imágenes adquiridas en las distintas fechas, es conveniente transformar los niveles digitales originales a reflectividad. Para esta conversión, y en base a la hipótesis del comportamiento lambertiano de las superficies observadas, se puede optar por dos procedimientos: aplicación de un modelo analítico de transferencia radiativa, o mediante un modelo empírico, a partir de datos de reflectividad medidos en el terreno con correspondencia en la imagen. En este caso se disponía de los datos registrados con el instrumento GER-1500 en unos 15 puntos distribuidos en la zona de estudio y cubriendo un amplio rango de cubiertas. Estos datos se han utilizado para derivar las reflectividades para $\lambda < 1$ µm. Para los canales 9 (1.55 -1.75 µm) y 10 (2.08-2.35 µm), que se encuentra fuera del rango del GER 1500, se ha utilizado el código 6S (Vermote *et al.*, 1995).

CARTOGRAFÍA DE LODOS PIRÍTICOS Y EFLORESCENCIAS

Los métodos convencionales para estudiar la distribución de metales en suelos y rocas se basan en estudios geoquímicos que son procedimientos caros y lentos. Durante la última década, se han desarrollado métodos de teledetección de alta resolución espectral que permiten identificar minerales específicos y cartografiar su distribución en áreas mineras. Estas nuevas técnicas se basan en la detección de los rasgos de absorción diagnósticos que presentan los minerales con Fe en sus curvas de reflectividad, entre 0.4 y 1.2 µm, y en los de los minerales con grupos hidróxilos entre 1.5 y 2.5 µm. La identificación de óxidos, hidróxidos y sulfatos de Fe es particularmente importante en áreas mineras porque a ellos se asocian los metales pesados (King, 1995). La identificación de los sulfatos complejos hidratados que se forman por meteorización de los lodos, y que contienen así mismo un elevado contenido metálico, es también crítica por su alto potencial contaminante.

Simultáneamente a la realización de los vuelos, se tomaron muestras de lodos, sales y suelos de referencia. El análisis mineralógico por difracción de rayos x (DRX) muestra que el lodo se compone de pirita (75-80%), esfalerita y galena (5%), y un componente silicatado compuesto por clinocloro, cuarzo, y algo de yeso. El análisis químico da concentraciones elevadas de Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, As, Cd, Sb, Tl y Hg. Las sales originadas por la progresiva alteración de los lodos piríticos son sulfatos complejos hidratados, formados principalmente por rozenita, boyleita, szomolnokita, halotrichita, hexahedryta, starkeyita, pickeringita y copiapita. Estas fases sulfatadas presentan un elevado contenido en Zn (hasta un 10%), Cu, As, Sb y Cd. La disolución de las sales representa una de las principales vías de contaminación de los suelos, al movilizarse los metales pesados en épocas húmedas (Nordstrom *et al.*, 1999).

Sobre las mismas muestras se realizaron medidas de reflectividad en laboratorio en el rango entre 0.4 a 2.5 µm. Las curvas espectrales de campo y de laboratorio (Fig. 2) muestran baja reflectividad y ausencia de rasgos significativos en los lodos, debido a la presencia mayoritaria de pirita. Los sulfatos hidratados muestran una reflectividad

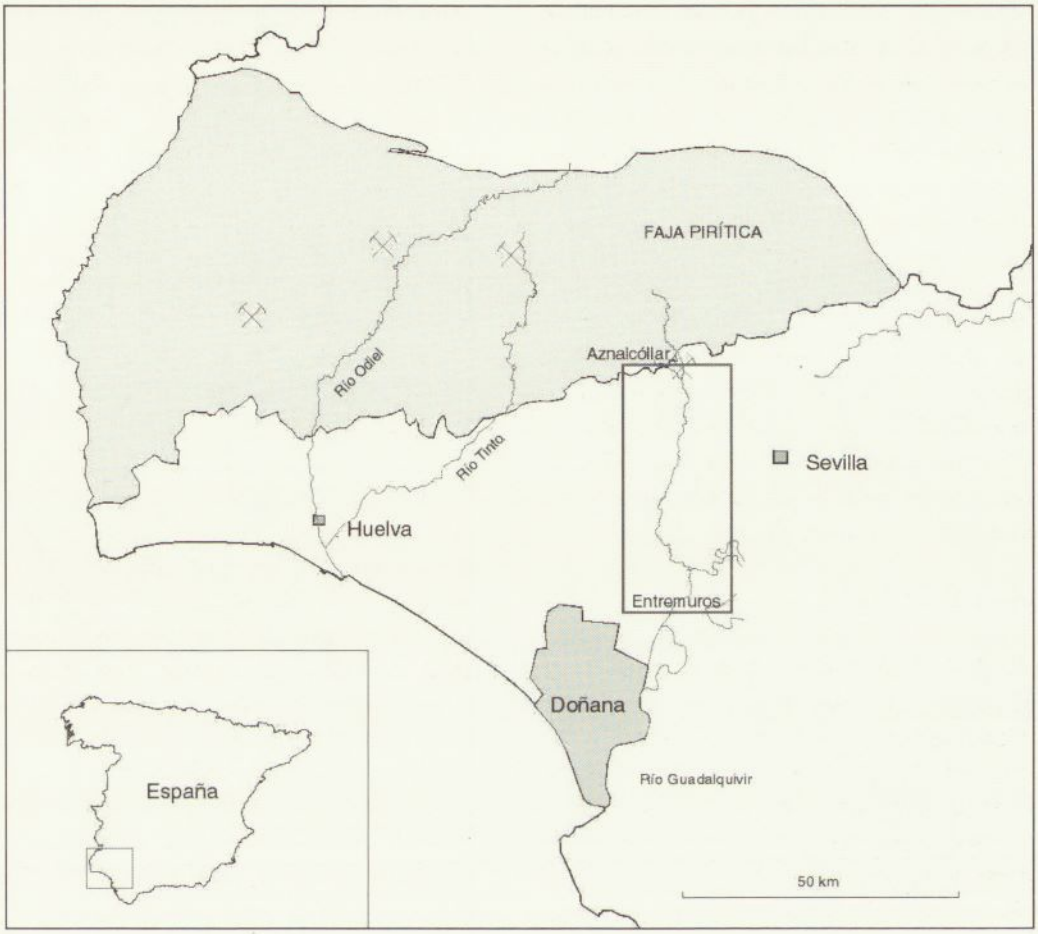


FIGURA 1: *Localización del área afectada por el vertido de la mina de Aznalcóllar.*

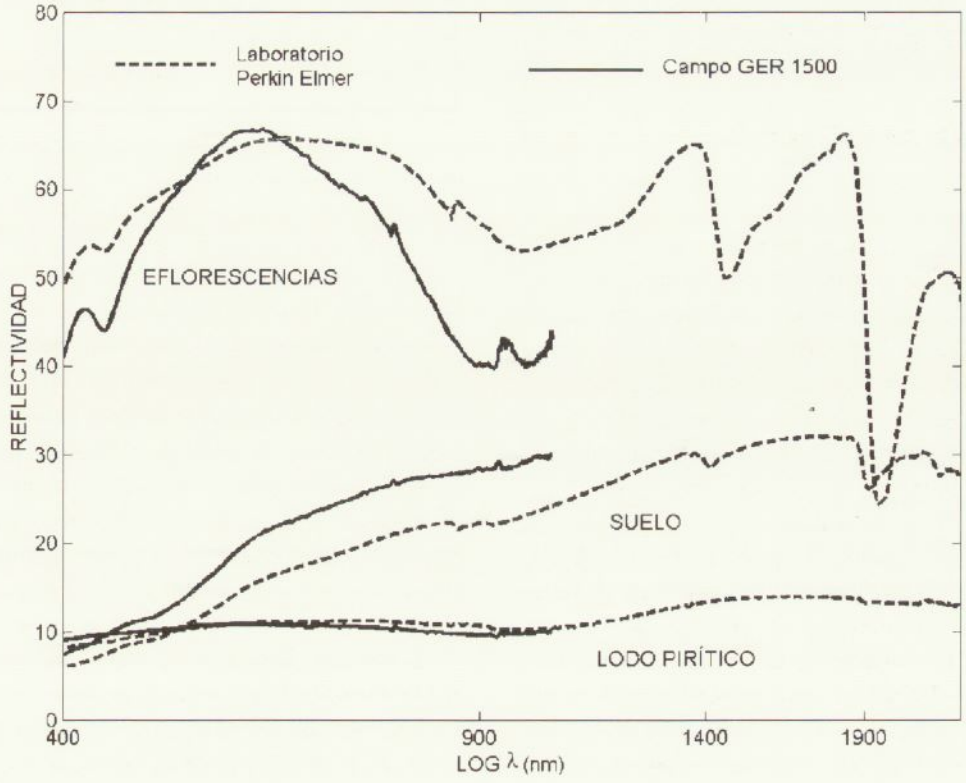


FIGURA 2: *Curvas de reflectividad de campo y laboratorio.*



FIGURA 3A: *Subescena imagen ATM nov.98 con situación de muestras en bandas limpias.*

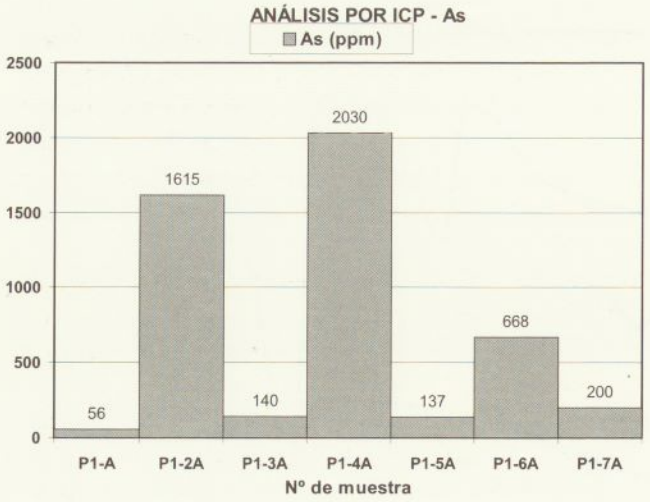


FIGURA 3B: *Valores de arsénico en los suelos correspondientes a bandas claras y oscuras.*

general alta, con picos de absorción característicos a 1,4 µm y 1,9 µm, que indican la presencia de agua molecular, mientras que los suelos de referencia muestran una reflectividad media, con mínimos menos acusados que las sales a 1,4 µm, 1,9 µm y 2,2 µm.



FIGURA 3C: *Clasificación de la imagen ATM nov.98 con distribución de lodo remanente.*

En la interpretación de las imágenes, la combinación de bandas ATM971(RVA), que incorpora un canal del visible y dos del infrarrojo próximo, resultó ser la más adecuada para la discriminación de las áreas cubiertas por el lodo, que da una respuesta muy baja en todas las bandas, y las costras de sales, que exhiben valores altos en todo el rango espectral considerado. Con objeto de clasificar digitalmente los datos, se seleccionaron varias áreas correspondientes a superficies bien expuestas de lodos y eflorescencias a lo largo del valle del Guadiamar. Una vez establecidas las signaturas espectrales para estas dos categorías, se procedió a clasificar la imagen mediante un algoritmo de máxima probabilidad. Los resultados permitieron establecer la cartografía de la situación de lodos y sales en julio de 1998 (Antón-Pacheco *et al.*, 1999; López-Pamo *et al.*, 1999).

Del mismo modo se procedió con las imágenes registradas en noviembre de 1998, fecha en la que los trabajos de

limpieza estaban en su fase final. En la imagen clasificada, las sales se restringían a pequeñas áreas en el interior de la balsa, y el lodo aparecía en áreas todavía sin limpiar en esas fechas. Asimismo, fue posible identificar áreas en las que, a pesar de haberse efectuado los trabajos de limpieza, se observaban superficies con signaturas típicas del lodo, atribuibles por tanto a lodo residual.

Una de estas áreas aparecía dando una estructura de bandas claras y bandas oscuras muy netas en la imagen (Fig. 3A). En el terreno, se confirmó que estas bandas estaban relacionadas con la sistemática seguida en la retirada del lodo en los campos de labor. Para la caracterización de la naturaleza de estas bandas, se tomaron muestras de suelos a lo largo de dos perfiles transversales a las mismas. En cada perfil se tomaron siete muestras de suelo correspondientes a cuatro bandas limpias y tres sucias, tal y como aparece en la figura 3A. Los resultados de los análisis químicos y mineralógicos muestran que los suelos de las bandas sucias presentan un alto contenido en Fe, Cu, Pb, Zn, As, Cd y Sb, apareciendo la pirita siempre como mineral mayoritario en la DRX. En la Figura 3B, puede observarse la marcada diferencia composicional del arsénico en los suelos de bandas limpias y sucias.

Las bandas oscuras representan, pues, bandas sucias con restos de lodo remanente en superficie. Por el contrario, en los suelos correspondientes a las bandas claras, el contenido en estos elementos es mucho menor, y la pirita o no aparece o lo hace como componente muy minoritario.

Tomando como referencia estas áreas, se procedió a realizar la clasificación digital de la imagen, obteniéndose como resultado un mapa del lodo remanente, tal como aparece en la figura 3C. El resto de los suelos de la zona afectada por el vertido, no incluidos en esta categoría, se consideran suelos "limpios", es decir suelos que no presentan lodo significativo en superficie.

El mismo tipo de tratamiento se aplicó a la imagen registrada en junio de 1999 con el fin de controlar la contaminación remanente y la formación de nuevas eflorescencias después de las lluvias previas.

CARTOGRAFÍA DEL LODO REMANENTE

Tomando como base la clasificación digital de las zonas sucias (con restos de lodo en superficie), realizada sobre los datos multiespectrales ATM, el trabajo de verificación en campo y los resultados de la campaña geoquímica realizada en marzo de 1999, se generó una cartografía del lodo remanente existente en julio de 1999. La cartografía resultante se ha compuesto sobre la base topográfica, a escala 1:10000, del Instituto Cartográfico de Andalucía (I.C.A), realizándose un total de siete hojas que cubren el valle del Guadiamar, desde la balsa al Vado del Quema (ITGE, 1999 b). En estos mapas, se han diferenciado: suelos con abundante lodo en superficie, suelos con restos de lodo, graveras, gravas del cauce y parcelas de experimentación, estimándose así mismo la extensión superficial de estas unidades.

CONCLUSIONES

Las imágenes multiespectrales registradas por el sensor aeroportado Daedalus-1268 han demostrado ser una herramienta muy eficaz para cartografiar la extensión superficial de la riada de lodos piríticos a lo largo del valle del río Guadiamar así como para la detección de costras de sulfatos solubles, cuyo control es crítico por su potencial contaminante. La realización de vuelos en junio, noviembre de 1998, y en junio de 1999, ha permitido evaluar la progresión de los trabajos de limpieza y cartografiar con gran detalle las áreas con lodo remanente. Esta cartografía ha sido básica en la planificación de la segunda fase de los trabajos de limpieza, realizados durante el verano de 1999.

Debido a la persistencia de contaminación remanente en el área afectada por el vertido, especialmente en el tramo superior del Guadiamar, se ha estimado conveniente el registro de nuevos datos a principios del verano del año 2000 con objeto de actualizar la cartografía del lodo remanente en esas fechas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a L. Rowan y J. Crowley del U.S. Geological Survey (Reston, VA, USA), la realización de la espectrometría de laboratorio.

REFERENCIAS

Antón-Pacheco, C., Gumiel, J.C., de Miguel E., Gómez, J.A., Gutiérrez, O., Rejas, J.G., Arranz, J., López, J.E., Barettino, D. y Giménez, M. (1999): Cartografía del vertido de lodos de la mina de Aznalcóllar mediante imágenes Daedalus ATM. Teledetección: Avances y Aplicaciones, Papeles de la Diputación de Albacete: 44-46.

Cabrera, F., Soldevilla, M., Cordón, R. y Arambarri, P. (1987): Heavy metal pollution in the Guadiamar river and the Guadalquivir estuary (South West Spain). Chemosphere, 16, 2/3: 463-468.

ITGE (1998 a): Cartografía y cubicación de lodos mineros en la cuenca del río Guadiamar. Aznalcóllar-Entremuros. Informe interno. RMMA 01/98: 103 p. 11 mapas. 1C-DRom.

ITGE (1998 b): Contribución al establecimiento del fondo geoquímico previo a la rotura de la balsa minera de Aznalcóllar, en el aluvial del río Guadiamar (sector Aznalcóllar-Entremuros). Informe interno. RMMA 152/98.

ITGE (1999 a): Cartografía del lodo pirítico remanente (Julio 1999) en la cuenca del río Guadiamar. Informe interno. GTB 06/99: 22 p., 7 mapas.

King, T.V.V. (1995): Environmental considerations of active and abandoned mine lands. U. S. Geological Survey Bulletin 2220, 38 p.

E. López-Pamo, D. Barettino, C. Antón-Pacheco, G. Ortiz, J. Arránz, J.C. Gumiel, B. Martínez-Pledel, M. Aparicio y O. Montouto, (1999): The Extent of the Aznalcóllar Pyritic Sludge Spill and its Effects on Soils. The Environmental impact of the mine tailing accident in Aznalcollar (South-West Spain). Spec. Issue of The Sci. of Total Environment, 242 (1-3): 57-88.

Nelson, Ch. y Lamothe, P.J. (1993): Heavy metal anomalies in the Tinto and Odiel river and estuary system, Spain. Estuaries, 16: 496-511.

Nordstrom, D.K. y Alpers, C.N. (1999b): Negative pH, efflorescent mineralogy, and consequences for environmental restoration at the Iron Mountain Superfund site, California, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 96: 3455-3462.

Vermote, E., Tanre, D., Deuze, J.L., Herman, M. y Morcrette, J.J. (1995): 6S Users Guide, version 1 (http:/loasy.univ-lille1.fr/informatique/sixs qb.html)

Red GPS para el control de las fallas activas del SE de la Península Ibérica (Proyecto CuaTeNeo)

M. Castellote[1,2], J. Fleta[1], X. Goula[1], E. Suriñach[2], J. Talaya[1] y A. Térmens[1]

1 Institut Cartogràfic de Catalunya. Parc de Montjuïc. 08038-Barcelona.
2 Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. 08028-Barcelona. Spain, emma@natura.geo.ub.es

ABSTRACT

The CuaTeNeo(*) GPS network was set up in the south-east of the Iberian Peninsula to quantify the current horizontal deformations rates. This forms part of a global project which is a collaboration between different specialists in Earth Sciences. The network was designed to control the system of faults Alhama de Murcia, Palomares and Carboneras, where strike-slip faults predominate. The network, consisting of 15 lasting geodetic points, was designed bearing in mind that precise geodetic measurements are required in order to obtain significant results over humanly feasible times scales, given the low deformation rates expected in the area (0.5 cm/year). The first GPS measurements campaign (epoch 0) was carried out in 1997. Bernese software was used to obtain the results of the network adjustment. An average precision of 1.04 mm for the longitude and 1.34 mm for the latitude was obtained for the location of the vertices.

***Key words**: deformation rates, eastern Betics, fault system, GPS network.*

INTRODUCCIÓN

El proyecto CuaTeNeo fue planteado en 1994 para cuantificar la deformación tectónica actual en el este de la Península Ibérica. Uno de los objetivos de este proyecto es caracterizar los valores de las deformaciones horizontales actuales al Este de las Béticas. Para ello en 1996 fue diseñada e implantada una red GPS como fruto de la colaboración entre diferentes especialistas en Ciencias de la Tierra (geodestas, geólogos y geofísicos) (Colomina *et al.* 1999). La primera campaña de medidas GPS (época cero) se realizó en el mes de abril de 1997. Esta red fue diseñada para controlar las fracturas más activas de la zona considerando la información sísmica histórica y reciente así como la deformación reciente de sedimentos.

CONTEXTO TECTÓNICO

La zona oriental de las Cordilleras Béticas es una de las áreas consideradas tectónicamente más activas de la Península Ibérica juntamente con la zona del mar de Alborán. Esta actividad tectónica reciente se relaciona con la convergencia en dirección N-S a NNW-SSE de las placas Eurasiática y Africana, que convergen con una velocidad de aproximadamente 1 cm/año. Estudios neotectónicos y sismológicos indican que esta compresión de carácter moderado se concentra a lo largo de los Pirineos y de las Béticas (Goula *et al.* 1999; Galindo *et al.* 1993). Una reciente modelización de las deformaciones utilizando elementos finitos para la región IberoMagrebí obtiene para la zona de estudio valores entre 0.4 y 0.6 mm/año (Negredo *et al.*, comunicación personal, 2000).

De acuerdo con análisis geomorfológicos y datos estructurales, la mayoría de los autores están de acuerdo en que en el Este de las Béticas sistemas de fallas inversas y de desgarre han estado activos desde la última parte del Mioceno hasta nuestros días (Bell *et al.* 1997; Silva *et al.* 1997). Las fallas orientadas NNE-SSW han estado funcionando como fallas de desgarre siniestras, mientras que las fallas orientadas E-W han estado actuando como fallas inversas. Las fallas de Carboneras y Palomares constituyen dos de las fallas NNE-SSW de desgarre siniestras más importantes del sistema. Hacia el Norte, las fallas adquieren una tendencia E-W y hacia el Este se orientan NNW-SSE formando el Arco de Águilas. Este sistema limita el borde SE del valle del Guadalentín, el cual está limitado al NW por la falla de Alhama de Lorca-Totana, falla NNE-SSW de desgarre siniestras (Fig. 1).

Respecto a la sismicidad, el área se ha visto afectada en tiempos históricos por terremotos destructores (I>VIII (MSK)) (Fig. 2) y la sismicidad instrumental nos señala algunos terremotos de magnitud más grande que 4 (Fig. 3); recientemente tuvo lugar en los alrededores de la zona un terremoto (sismo de Mula) de magnitud 5.0 con una intensidad máxima MSK de VI-VII (http://www.geo.ign.es).

Datos de nivelaciones de precisión, obtenidos por el Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) han sido comparados para diferentes épocas a lo largo de los últimos 125

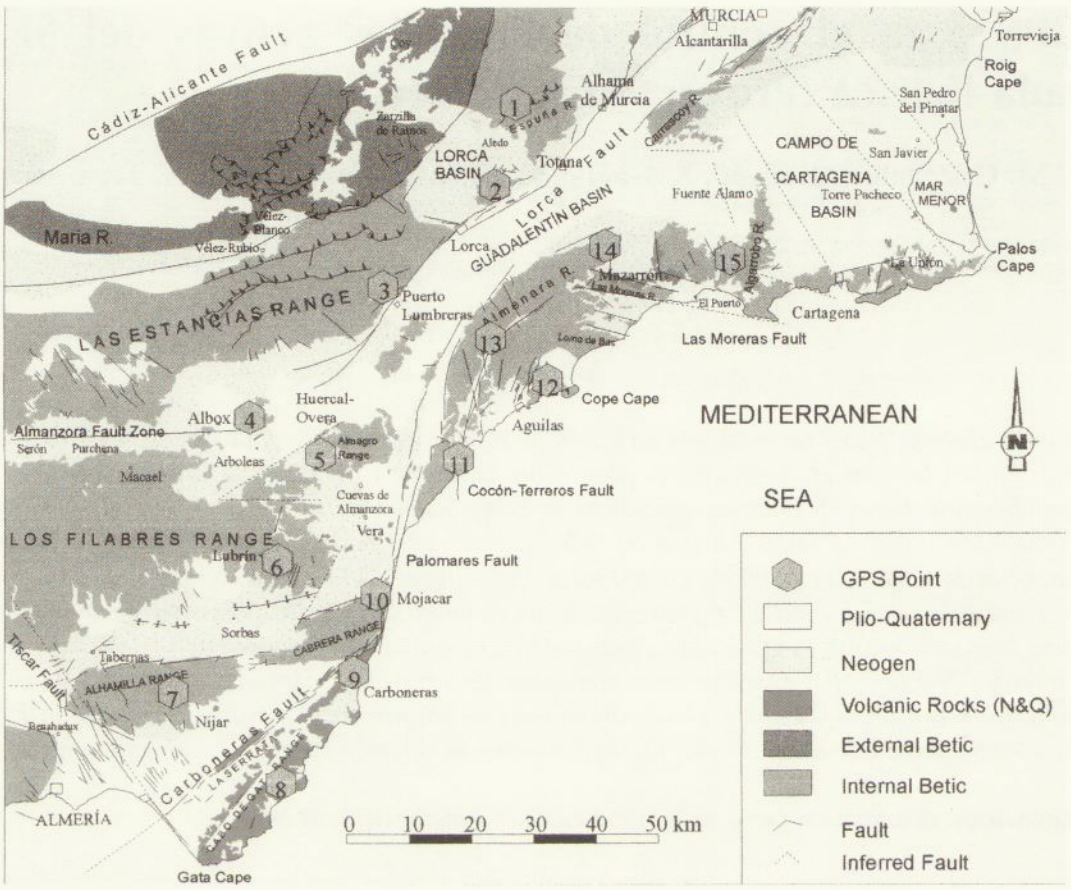


FIGURA 1. *Red GPS CuaTeNeo dentro del contexto estructural de la cordillera Bética en el margen SE de la Península Ibérica (Soro et al. 1997).*

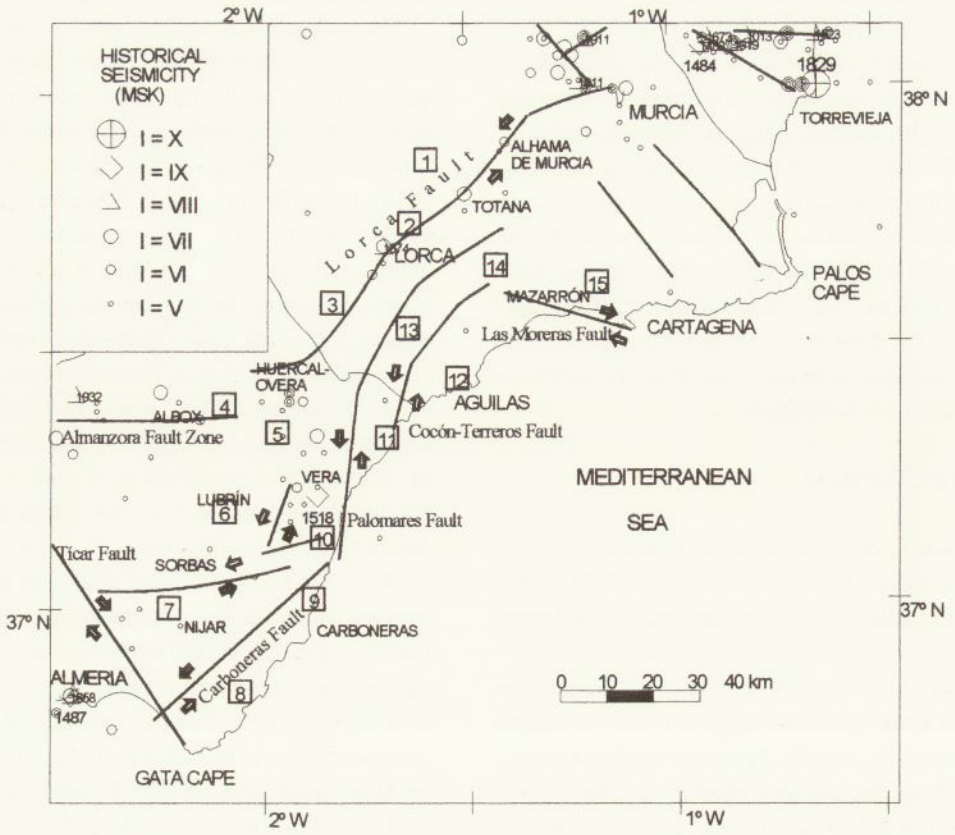


FIGURA 2. *Sismicidad histórica percibida por la población procedente del catálogo IGN (Intensidad, escala MSK) y situación de los vértices geodésicos GPS. Se indican la mayoría de las fallas con sus movimientos esperados (Soro et al. 1997).*

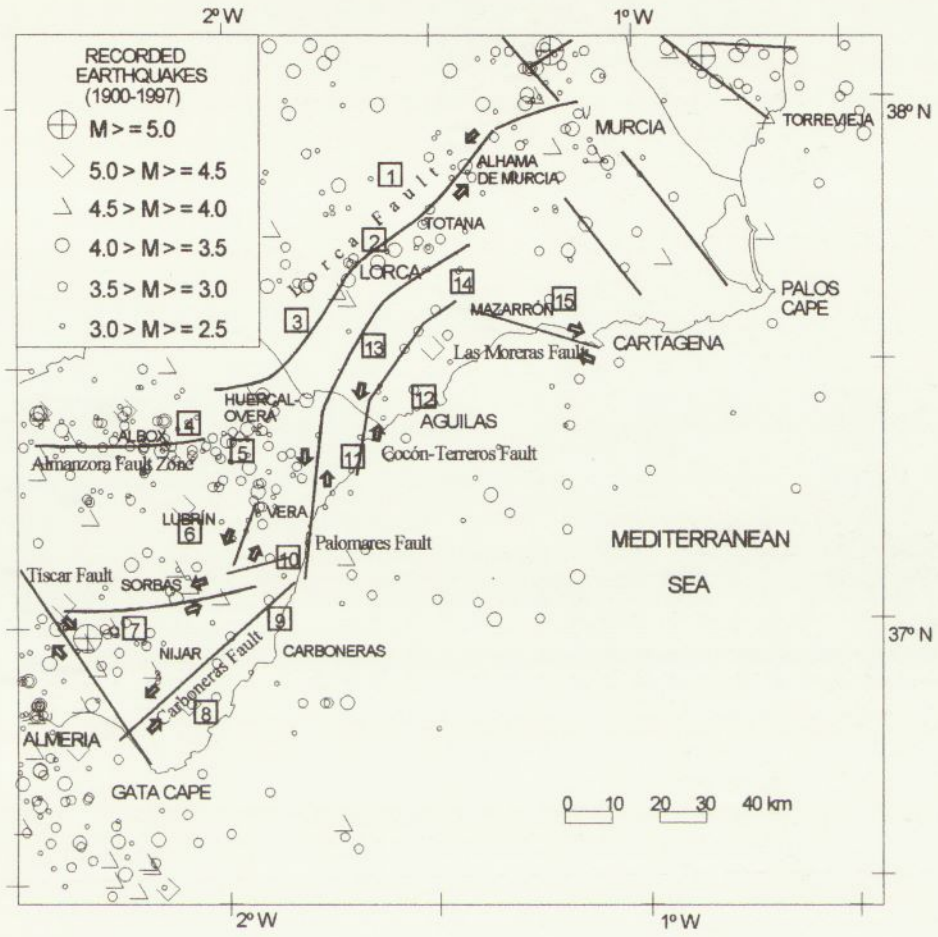


FIGURA 3. *Sismicidad instrumental recogida durante este siglo (IGN 1983, nº 203, p. 390) y distribución de los vértices de la red (Soro et al. 1997).*

años (Giménez *et al.* 1998). Su interpretación ha permitido identificar deformaciones verticales recientes relacionadas con la actividad tectónica del área limitada por la red (i.e. 1mm/año en la falla Cocón-Terreros, cerca de Águilas y 1mm/año en la falla de Lorca, cerca del área de Lorquí-Murcia). Posteriormente a la implantación de la red se han realizado estudios sobre la segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y su actividad paleosísmica asociada (Martínez *et al.* 1999). El estudio de las deformaciones horizontales en esta zona mediante la red GPS CuaTeNeo contribuirá a conocer cuales son las fallas que actualmente tienen una mayor actividad, aumentando así nuestro conocimiento sobre el comportamiento tectónico de la zona más activa de la Península Ibérica.

LA RED CUATENEO

La red GPS fue diseñada para controlar principalmente las fallas de Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras. La red permitirá determinar los movimientos horizontales causados por el sistema de fallas, así como los movimientos de las fallas individuales, si son suficientemente significativos. La red GPS consta de 15 vértices geodésicos distribuidos en las provincias de Almería y Murcia, cubriendo un área de 40 Km. x 150 Km. De estos vertices, 11 están materializados en un pilar de hormigón anclado en el substrato (Fig. 4) y 4 vértices materializados en un clavo de acero inoxidable incrustado directamente en el substrato. En el diseño e implantación de la red se tuvieron en cuenta criterios geodésicos en compromiso con criterios simológicos y sismotectónicos. Para evitar movimientos anómalos debidos a la compactación del sustrato, todos los vértices están construidos sobre substrato rocoso (Bético Interno) o en rocas volcánicas neógenos en ausencia de substrato (ninguno de los vértices descansa en materiales sedimentarios que han rellenado las cuencas neógenos de la zona), este condicionante asegurará la perdurabilidad ya que se pretende repetir las medidas en un periodo de tiempo largo (Soro *et al.* 1997).

Para la selección y construcción de los vértices se siguió la misma metodología que en proyectos similares como PotSis o ResPyr (Fleta *et al.* 1996).

La primera campaña (CuaTeNeo época 0) se llevó a cabo desde el 21 de abril hasta el 27 de abril de 1997. Las observaciones consistieron en sesiones diarias de aproximadamente 16 horas (14:00-6:00 UTC), siendo escogida esta franja horaria para minimizar los efectos de la ionosfera sobre la propagación de la señal. Las medidas se realizaron

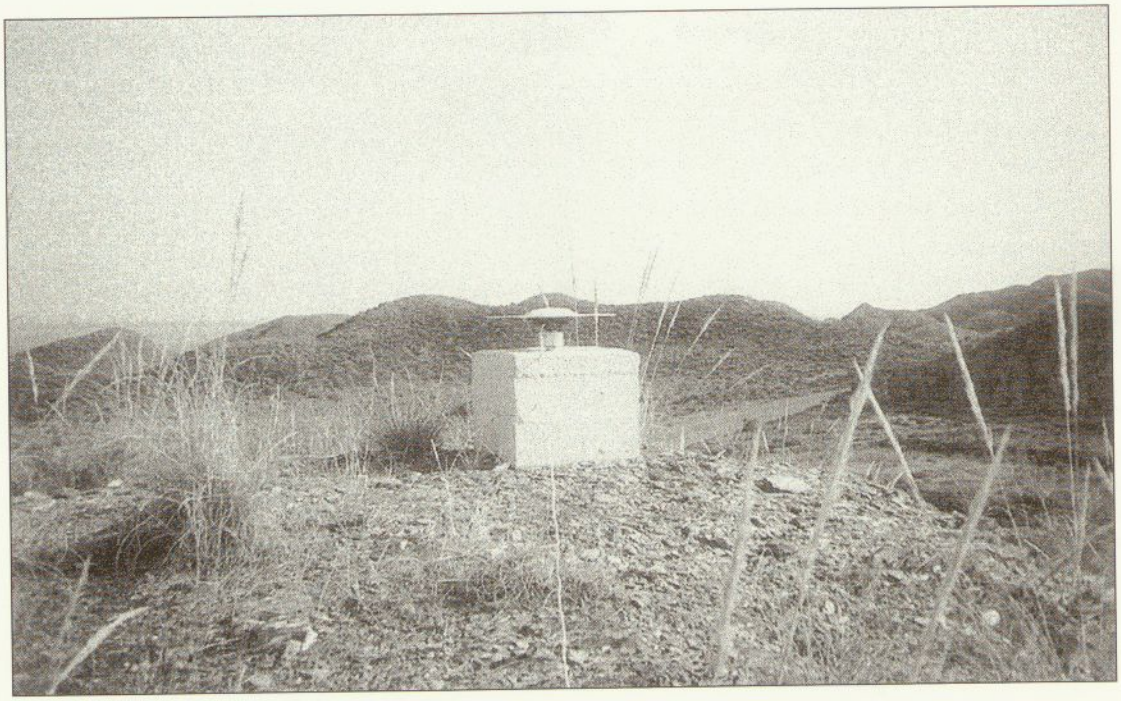


FIGURA 4. *Vértice 8012 con pilar. Fallas de Terrenos-Moreras.*

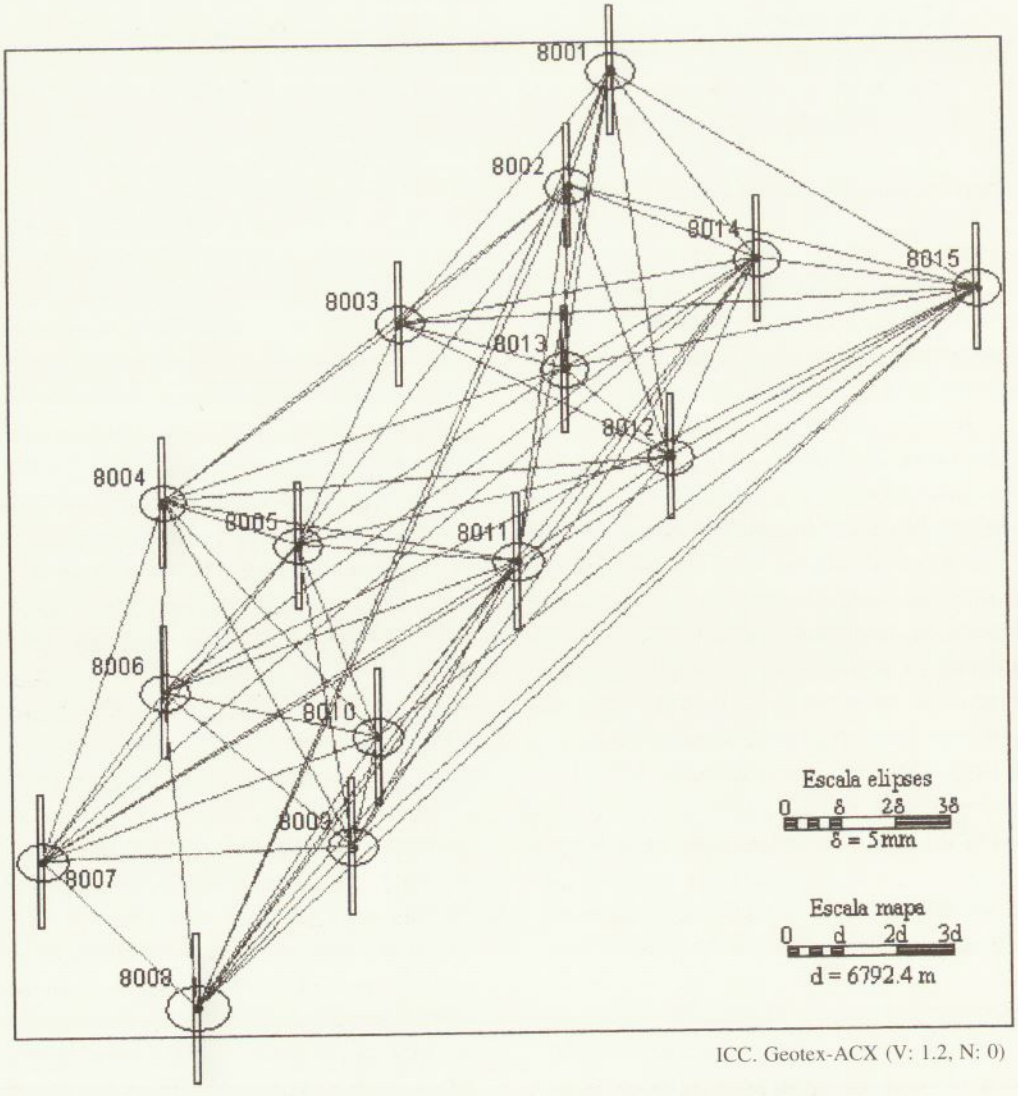


FIGURA 5. *Elipses de error de los vértices ajustados correspondientes a la Tabla 1.*

Tabla 1

Desviaciones estándar de los 15 vértices ajustados. λ (longitud), ϕ (latitud), h (altura elipsoidal). Unidades en milímetros.

	Mínimo	Media	Máximo
λ(mm)	0.96	1.04	1.31
ϕ(mm)	1.26	1.34	1.51
h(mm)	3.97	4.48	5.59

Tabla 2

Estadísticas de los residuos de las 88 bases GPS. Unidades en centímetros.

	Mínimo	Media	Máximo	RMS	σ
X(cm)	-1.441	0.162	2.551	0.696	0.679
Y(cm)	-0.948	0.003	0.998	0.369	0.370
Z(cm)	-1.243	0.110	1.854	0.525	0.514

con 7 equipos, cada uno de ellos formados por un receptor de doble frecuencia Trimble 4000SSE y una antena Trimble 4000SSE Ll/L2 GEOD. Cada punto fue medido un mínimo de 2 veces por equipos diferentes para facilitar la detección de posibles errores humanos o instrumentales.

ANÁLISIS DE LOS DATOS

Debido a la elevada precisión requerida, el proceso de datos se ha realizado utilizando el software Bernese desarrollado por la Universidad de Berna (Rothacher, *et al.* 1993). En el cálculo se han utilizado efemerides precisas y observaciones de las estaciones permanentes del IGS (International GPS Service for Geodynamics): Ebre, Madrid, San Fernando y Matera. En primer lugar se ha realizado un pre-proceso para eliminar los *cycle slips,* a continuación se han determinado las ambigüedades de un conjunto independiente de líneas de base y se han estimado los parámetros troposféricos de las estaciones, para posteriormente combinar las observaciones de cada una de ellas y realizar un cálculo independiente por cada sesión.

El ajuste global, por mínimos cuadrados, de toda la red (88 bases GPS) se ha realizado usando el programa GeoTeX-ACX (V: 1.2, N:0) desarrollado por el ICC. Se ha determinado la posición de todos los vértices con una precisión media de unos 1.04 mm en longitud y 1.34 mm en latitud (Tabla 1). Las elipses de error correspondientes quedan reflejadas en la (Fig. 5) y los parámetros estadísticos asociados al cálculo se muestran en la (Tabla 2).

COMENTARIOS FINALES

Con las medidas realizadas se ha fijado la época cero de la campaña CuaTeNeo necesaria para la realización de nuevas campañas. La siguiente campaña de medidas GPS CuaTeNeo está prevista para el año 2001.

AGRADECIMIENTOS

(*)CuaTeNeo: Ibérica. Proyecto DGICYT n° PB93-0743-C02.

Agradecemos a l'Escola d'Enginyeria Técnica Topográfica de la Universitat Politécnica de Catalunya y a la Escuela de Ingeniería en Geodesia y Cartografía de la Universidad de Jaén por su colaboración en la campaña CuaTeNeo época 0.

REFERENCIAS

Bell, J.W., Amelung, F. y King, C.P. (1997): Preliminary Late Quaternary slip history of the Carboneras fault, southeastern Spain. Jour. Geodynamics, 24 (1-4): 51-66.

Colomina, I., Fleta, J., Giménez, J., Goula, X., Masana, E., Ortiz, M.A., Santanach, P., Soro, M., Suriñach, E., Talaya, J. y Térmens, A. (1999): The CuaTeNeo GPS network to quantify horizontal movements in the southeastern part of the Iberian Peninsula. 1ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. SIM 1. Assessment and reduction of natural risks.

Fleta, J., Soro, M., Giménez, J. y Suriñach, E. (1996): Red GPS para medidas geodinámicas en el Pirineo (ResPyr). Geogaceta, 20 (4): 992-995.

Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and paleostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). Tectonophysics, 227: 105-126.

Giménez, J., Suriñach, E. y Goula, X. (1998): Quantification of tectonic deformation in southeastern Spain by

comparing high precision leveling data. In Proceedings of the I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica (IX Asamblea Española), Almería.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999): Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. Tectonophysics, 308: 487-502.

Martínez-Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1999): Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y actividad paleosísmica asociada. Contribución a la determinación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia. 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica.

Rothacher, M., Beutler, G., Gurtner, W., Brockmann, E., y Mervart, L. (1993): The Bernese GPS Software Version 3.4. Druckerei der Universität Bern, Astronomical Institute, University of Berne.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. y Bardají, T. (1997): Paleoseismic indicators along «aseismic» fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain). Journal of Geodynamics 24: 105-115.

Soro, M., Giménez, J. y Fleta, J. (1997): Descripció dels emplaçaments per a observacions GPS del marge sudoriental de la Peninsula Ibèrica (prov. Almería i Múrcia). Projecte CuaTeNeo. Informe GS-096-97, ICC. http://www.geo.ign.es

Organización e informatización del catastro de aludes de Andorra

P. Ferrer, G. Furdada y J.M. Vilaplana

Departament de Geodinàmica i Geofísica; Universitat de Barcelona; c/ Martí i Franquès s/n; 08028 Barcelona; Spain. roura@geo.ub.es

ABSTRACT

During 1996 and 1997 winters, great snow avalanches occurred in Andorra. In 1998, the Andorra Government decided to integrate and homogenise all the existent data about avalanches in the country. The Departament de Geodinàmica i Geofísica (Universitat de Barcelona) was put in charge of the development of the Andorra Avalanche Cadastre and its organisation into an informatic system.

Avalanche Cadastre contains geographic information and descriptive data. Geographic information includes all kind of cartographic documents, as avalanche paths maps (made from aerial photointerpretation, fieldwork and inhabitants interviews, as in the classic French method). Descriptive data include avalanche path descriptions and information about frequency and type of avalanches.

To manage all of Avalanche Cadastre information, GIS (Geographic Information System) appears to be the most suitable tool. We chose to implement the Andorra Avalanche Cadastre into ARC/INFO-Arcview GIS. Arcview is visualisation software to easily manage and query georeferenced information, which allows developing specific applications. A new specific application to easily manage and query the Avalanche Cadastre is developed.

Key words: *snow avalanches cadastre; Geographic Information System.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos treinta años, el aumento de la ocupación de las zonas de montaña en Andorra (Fig. 1), ha provocado que un gran número de infraestructuras esté expuesto al peligro de aludes de nieve. Frente a este hecho, el Gobierno de Andorra decidió encargar la realización de mapas de aludes para utilizarlos en la ordenación del territorio.

Desde 1976 hasta 1997 se habían realizado gran cantidad de cartografías y se había obtenido información diversa de los distintos episodios avalanchosos ocurridos. Debido al gran lapso de tiempo transcurrido entre unas y otras, estas cartografías son muy dispares.

Después de dos inviernos en que se produjeron muchas avalanchas (1996 y 1997), en 1998 el Gobierno de Andorra encargó al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona la actualización y la homogeneización del Catastro de Aludes.

CATASTRO DE ALUDES

El Catastro de Aludes es el conjunto de documentos que constituyen el inventario de los aludes que se producen en una región. Está compuesto por información geográfica (Mapas de Localización de Aludes) y datos descriptivos de las zonas de aludes (fotografías, información sobre el tipo de aludes) (Furdada *et al.*, 1995).

Para realizar el Catastro se han definido en el territorio de Andorra 30 sectores y 110 subsectores (Fig. 2). Estos sectores corresponden a las áreas básicas de cartografía de las zonas de aludes. En la confección de los sectores se han tenido en cuenta criterios geográficos y socioeconómicos; así, hemos delimitado sectores correspondientes a cuencas donde todos están limitados por las divisorias de aguas o los fondos de valle, y paralelamente hemos mantenido cada estación de esquí dentro de un mismo sector, y a la vez hemos utilizado criterios geográficos. En la confección de los subsectores se ha tomado en consideración criterios como la orientación de las vertientes y la morfología de las mismas.

Cada zona de aludes está identificada con un código alfanumérico. Se identifica cada zona de aludes con dos letras que corresponden a cada subsector, y un número con un máximo de 4 dígitos. Para cada una de las zonas de aludes, se rellena una ficha de información descriptiva básica.

El Catastro de Aludes, además, es el documento básico de partida para posteriores mapas de peligrosidad, cartografías de riesgo, etc.

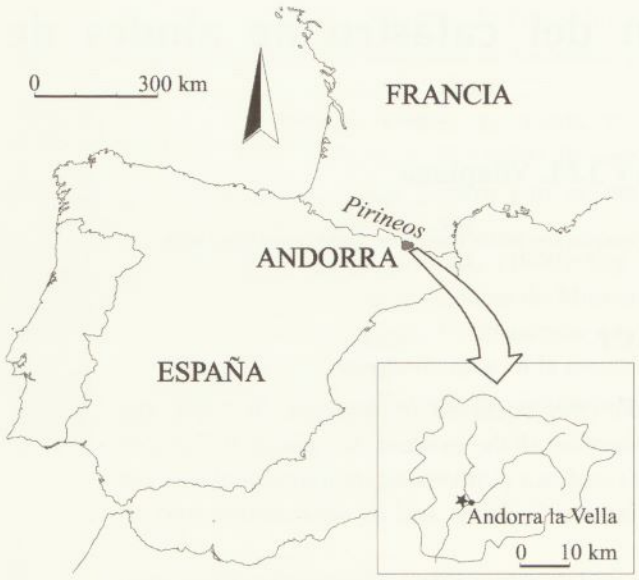


FIGURA 1: *Mapa de localización de Andorra, Pirineos Centrales.*

CARTOGRAFÍA DE LOCALIZACIÓN DE ALUDES

Los Mapas de Localización de Aludes son documentos cartográficos donde se representa la envolvente de todos los posibles aludes que ocurren en una zona (Furdada y Martí, 1994) y todas las zonas que han sido afectadas por aludes en algún momento.

El método del Mapa de Localización de Aludes, es muy parecido al método francés (CEMAGREF, 1981), también utilizado por Furdada *et al.*, 1995; Sáez y Ríos, 1995; Furdada, 1996; ICC, 1998. Para conocer la máxima zona de llegada de los aludes, se utilizan dos criterios: a) el criterio del experto en aludes, que se basa en la fotointerpretación y en el reconocimiento sobre el terreno y b) la información aportada por testigos que hayan podido presenciar alguna avalancha.

Identificación de las zonas de aludes a través del criterio del experto

Para reconocer las zonas de aludes a través de la fotointerpretación, se identifican zonas con pendientes favorables, tipos de suelo, trazas de aludes en la cobertera arbórea, etc. (Martinelli, 1974; Armstrong y Armstrong, 1977; Furdada, 1996). Las fotografías aéreas de las que se dispone corresponden al vuelo realizado por el Institut Cartogràfic de Catalunya durante el 1995 a escala 1:16.000, además de fotografías oblicuas realizadas entre 1996 y 1999 para poder tener documentación gráfica de los aludes de 1996 y 1997.

El trabajo de campo se realiza habitualmente con posterioridad a la fotointerpretación y sirve para completar el análisis anterior pero trabajando: a) a escala más detallada, reconociendo árboles afectados por aludes, acumulaciones de madera, etc. y b) a escala de vertiente (paisaje).

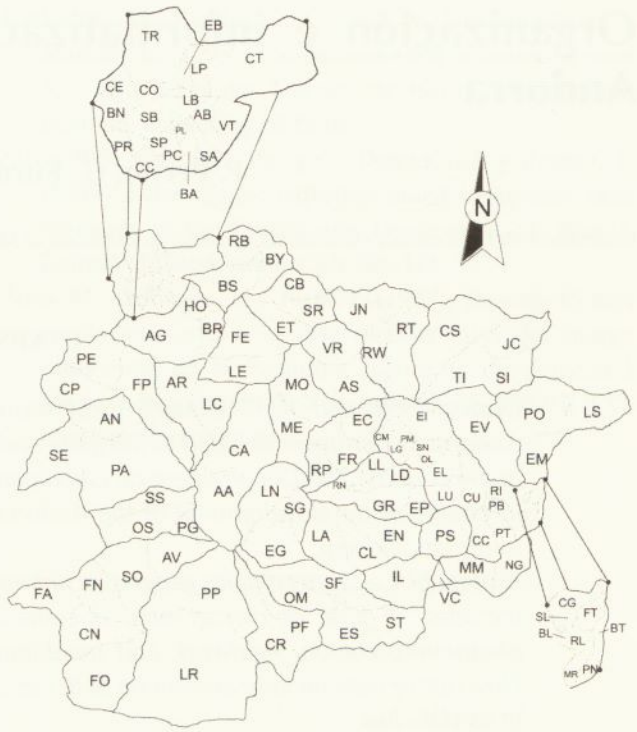


FIGURA 2: *Sectores y sub-sectores de la organización del Catastro de Aludes del sector Sub-Andorra. Los representados en línea de puntos.*

Identificación de zonas de aludes a través de la recopilación de testigos

Para la recopilación de testigos, es necesario recurrir a personas que sean habituales usuarios de las zonas de montaña: pastores, excursionistas, trabajadores de las estaciones de esquí, etc.

Representación cartográfica

Estos dos tipos de información distinta se representan también de modo diferente en la cartografía (Fig. 3): en color violeta se representan los aludes que se han cartografiado gracias a testigos encontrados a través de las encuestas, y en color naranja se representa la información conseguida a través de la fotointerpretación y del trabajo de campo. Cuando una misma zona de aludes ha sido reconocida por trabajo del experto y por la realización de encuestas, los dos colores se superponen y el color resultante es la mezcla de los dos, naranja y violeta.

DOCUMENTOS PREVIOS

Para hacer la planificación de la organización del Catastro de Aludes tenemos que tomar en cuenta toda la información que hay acumulada desde 1976. A continuación citamos la documentación preexistente y el trabajo realizado sobre ella:

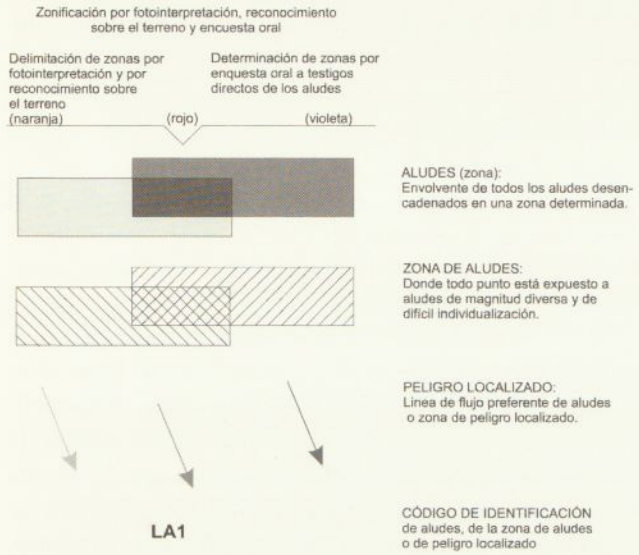


FIGURA 3. *Leyenda del mapa de localización de aludes.*

— Fotointerpretaciones realizadas por el CEMAGREF, a escalas 1:12.000 y 1:20.000 (1984-1985). Estas fotointerpretaciones se han completado a partir de las fotografías aéreas de 1995.

— Mapas de Localización Probable de Aludes a diferentes escalas (1:10.000, 1:25.000) (IEA Perpinyà, CEMAGREF, UB) incluyendo información del análisis de la fotografía aérea, el trabajo de campo y de las encuestas. En estos casos también se ha completado la información con el análisis de la fotografía aérea de 1995. Se ha completado también parte del trabajo de campo, ya que en 1996 y 1997 hubo grandes episodios de aludes y todavía son muy evidentes los efectos de éstos sobre los bosques y los árboles.

— Mapas de aludes de las estaciones de esquí (PIDA) a escalas 1:2.000 y 1:5.000. En este caso la información de estos mapas se contrasta con los responsables de seguridad de las estaciones de esquí y se añade al mapa de aludes considerando que es información de encuestas. Se representa en color violeta, ya que en el PIDA se representan los aludes que han visto los trabajadores de las estaciones de esquí.

— Fotografías oblicuas de las vertientes más afectadas por los aludes de 1996 y 1997, realizadas durante vuelos en helicóptero. La información extraída de los vuelos que se realizaron pocos días después de las avalanchas está representada en el mapa de aludes en color violeta. La información extraída del vuelo realizado en primavera de 1999 está representada en violeta en las zonas donde hay testigos de que hubo aludes y en naranja en las zonas donde no existen testigos directos de los aludes.

— Encuestas, mapas, fotografías y testimonios recopilados por el experto encargado de gestionar el desencadenamiento de aludes en diversas vertientes peligrosas de Andorra. En todos los casos esta información estará representada en color violeta, ya que se trata de información de aludes que han sido vistos por algún testigo.

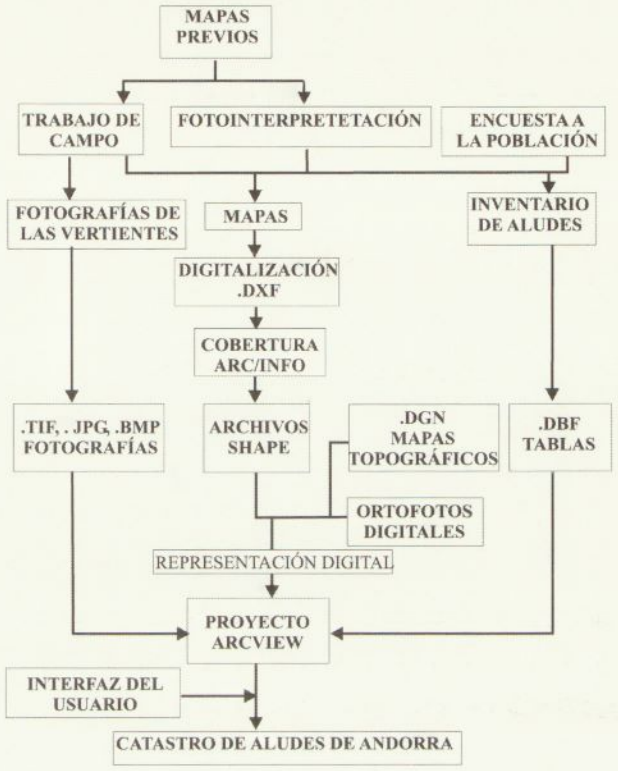


FIGURA 4. *Organización del Proyecto de Catastro de Aludes.*

IMPLEMENTACIÓN DE LA INFORMACIÓN EN UN SIG (SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA)

Para el desarrollo de este Proyecto, se ha decidido implementar el Catastro de Aludes en el SIG Arcview.

Preparación de la información

Para implementar el Catastro de Aludes en el SIG se debe trasladar la información que tenemos en soporte papel a formato digital. Para dar formato digital a la información (Mapa de Localización de Aludes, bases de datos, bases topográficas, fotografías, ortofotomapas, etc.) debemos recurrir a distintos recursos (Fig. 4): a) las zonas de aludes del mapa de localización de aludes se digitalizan con el tablero digitalizador obteniendo así un archivo vectorial en formato DXF, respetando la escala original 1:10.000 y estos se implementan en Arcview. b) Las bases topográficas en 3D (.DGN) y los ortofotomapas digitales (.TIF) que nos han sido cedidas por el Servei de Cartografia del Ministeri de Ordenament Territorial de Andorra, se introducen directamente en Arcview, sin tratamiento previo. c) Las fotografías oblicuas de las vertientes se escanean. Arcview permite visualizar fotografías de cada una de las zonas de aludes. d) Las bases de datos han sido introducidas al ordenador para obtener un archivo en formato DbaseIII.

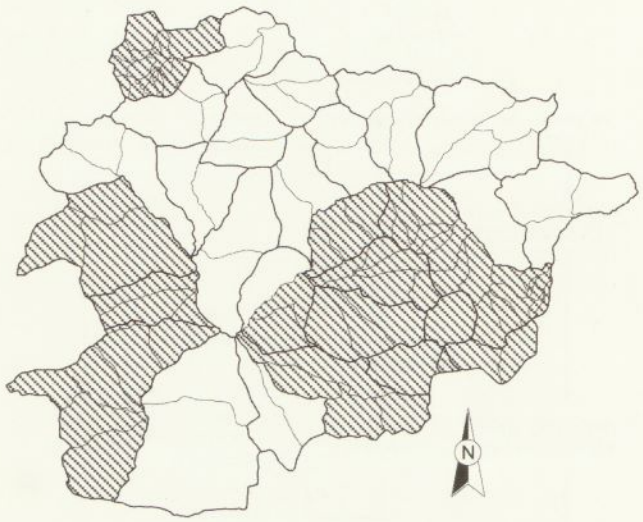


FIGURA 5: *Sectores del Catrastro de Avalanchas de Andorra implementados en el SIG hasta marzo del año.*

Personalización de la interfaz del usuario

Para facilitar la utilización del Sistema de Información Geográfica y hacer posible que todas las personas interesadas en el Catastro de Aludes puedan acceder a la información con un conocimiento básico de informática, uno de los objetivos del Proyecto es la creación de una interfaz de usuario que simplifique la utilización de Arcview. Esta aplicación tiene que ser lo más simple posible, por lo tanto, deberá haber el mínimo número de opciones a ejecutar. La aplicación permitirá:

—Visualizar todas las zonas de aludes, con los mapas topográficos de fondo y la planimetría actualizada.

—Visualizar todas las zonas de aludes con los ortofotomapas de fondo.

—Imprimir cualquier visualización con la leyenda, la escala, la orientación, etc.

—Consultar, para cada zona de aludes, fotografías de las vertientes sin nieve y fotografías de los aludes, además de información sobre la morfología de la zona de aludes.

—Consulta de información de las veces que se ha producido cada avalancha.

—Inquirir a la base de datos cuestiones acerca de las características de los aludes.

RESULTADOS

En este momento un 45% del territorio andorrano está implementado en el Catastro de Aludes (fig. 5). Este porcentaje corresponde a: las pistas de esquí, a los sectores cartografiados por la UB en 1998 y a las zonas donde existía fotointerpretación hecha por el CEMAGREF. Las zonas que corresponden a los Mapas de Localización de Aludes previos, se implementarán en el SIG cuando termine la revisión de la fotointerpretación y del trabajo de campo.

CONCLUSIONES

Con un 45% de la información implementada en el SIG, con más de 500 megabytes de datos, Arcview se muestra como una potente herramienta para gestionar el Catastro de Aludes de Andorra.

Arcview tiene muchas aplicaciones y extensiones, lo que significa que los usuarios del SIG deben tener un buen conocimiento informático. A causa de este hecho nos vemos obligados a preparar, como ya se ha dicho anteriormente, la interfaz del usuario. La preparación de esta interfaz resulta sumamente complicada, ya que sin limitar los potentes recursos de Arcview, debemos facilitar su uso todo lo posible.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la financiación del M.I. Govern d'Andorra (Ministeri d'Economia i Indústria) y de los Proyectos 1997SGR-0225 (Grup de Recerca Consolidat 3130-UB-06) y AMB97-0374. Queremos agradecer la colaboración del Servei de Cartografia i Dibuix (U.B.) y especialmente del Sr. Teodor Moyano.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Armstrong, R. y Armstrong, C. (1987): Avalanche Atlas. Ouray Country, Colorado. I.A.A.R. Univ. of Colorado. Occasional paper n. 25.

C.E.M.A.G.R.E.F, (1981): Plan des zones exposées aux avalanches. Ministère de l'Agriculture. France.

Furdada, G. y Martí, G. (1994): La elaboración de los Mapas de Localización Probable de Aludes. En (Arnàez, J., García Ruiz, J.M. y Gómez Villar, A. Eds.), III Reunión de Geomorfología Logroño. 1: 175-178.

Furdada, G., Martí, G., Oller, P., García, C., Mases, M., y Vilaplana, J.M. (1995): Avalanche mapping and related GIS applications in the Catalan Pyrenees. Survey in Geophysics, 16: 681-693.

Furdada, G. (1996): Estudi de les allaus al Pirineu Occidental de Catalunya: predicció espacial i aplicacions de la cartografia. Logroño, Geoforma ediciones.

Institut Cartogràfic de Catalunya 1998. Mapa de Zones d'Allaus de Catalunya 1:25000. Pallaresa Nord-Marimanha 03.

Martinelli, Jr. M. (1974): Snow avalanche sites, Their identification and evaluation. U.S. Government Printing Office, 27 p.

Sáez, Mª T. y Ríos, S. (1995): Étude du risque d'avalanches dans la partie centrale des Pyrénées espagnoles (région aragonaise). En: Les apports de la recherche scientifique à la sécurité neige, glace et avalanche, CEMAGREF: 273-276.

Aplicación del análisis fractal al estudio de la ciclicidad en secciones estratigráficas del Turoniense superior-Coniaciense inferior al SE de Burgos (España)

J. Gil[2], P. Gumiel[1/2], M. Segura[2] y J. García-Hidalgo[2]

1 Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
2 Unidad de Estratigrafía. Dpto. de Geología. Universidad de Alcalá. 28870 A. de Henares; Madrid.

ABSTRACT

A fractal approach to the study of cyclicity of three stratigraphic sections of Upper Turonian-Lower Coniacian age at SE of Burgos province (Spain) is presented in this paper. Selected sections have a complete sedimentary succession being composed of bioclastic, detrital and nodular limestones and marls. The main characteristic of these sections is the presence of planar, parallel bedding all along the section despite of the different facies. Some of the strata thickness distribution conform to a power law distribution of the form $N_t=Ct^{-D}$, where N_t is the number of strata with a thickness > t, which may be interpreted in terms of scale-invariant. Other sequences show log-normal thickness distribution which can be interpreted as length (thickness)-dependent scaling. The preliminary results show that fractal analysis may be of critical importance in the sequential analysis to quantify the dynamics of the Cretaceous carbonate platform in the Iberian Mountain Range.

***Key words**: fractal, geometry, stratigraphy, cycles, sequences, carbonate platform, Upper Turonian. Iberian Range.*

INTRODUCCIÓN

Un fractal se define como un objeto o proceso que muestra similares características a diferentes escalas y por consiguiente es invariante al cambio de escala. Una consecuencia importante de dicha fractalidad es que se puede obtener información a una determinada escala que sea de interés para otra. Generalmente, tales propiedades siguen distribuciones exponenciales, donde una propiedad *(P)* está relacionada con el tamaño *(t)* mediante una ecuación del tipo $P \propto C\, t^{-D}$, en la que el exponente *D* es frecuentemente la dimensión fractal del sistema. La naturaleza fractal de un gran número de fenómenos asociados con procesos geológicos, por ejemplo, fracturación, sismicidad etc., da como resultado distribuciones exponenciales de magnitud de terremotos (Turcotte 1989), fragmentación, desplazamientos de fallas (Walsh *et al.*, 1991) etc. En la actualidad, el desarrollo de técnicas para medir la dimensión fractal ha dado lugar a nuevos campos de aplicación en geología. La aplicación de los fractales al estudio de distribuciones de potencias de venas, viene siendo muy frecuente en el campo de la investigación minera durante la última década, y se está utilizando como herramienta útil para discriminar y cuantificar las diferencias que presentan, en cuanto a organización geométrica, los grupos filonianos mineralizados de los estériles (e.g. Gumiel *et al.*, 1992; Sanderson *et al.*, 1994; Roberts *et al.*, 1999).

En este trabajo, se analiza de igual modo el espesor de los estratos en base a la consideración de que una sucesión estratigráfica es el resultado de un proceso dinámico (la sedimentación), en el que intervienen otros procesos estadísticamente fractales (e.g. subsidencia, eustatismo, ciclicidad, producción de carbonatos, espacio de acomodación, crecimiento de organismos etc.), eligiendo una porción de la sucesión cretácica cuya característica principal es la repetición rítmica de estratos y grupos de estratos planoparalelos.

Así pues, se ha realizado un análisis fractal de la distribución de espesores de tres secciones estratigráficas del Turoniense superior-Coniaciense basal de la Cordillera Ibérica, en el extremo occidental del borde sur de la Demanda-Sierra de los Cameros (Provincia de Burgos) (Fig. 1a), donde se encuentra definido el estratotipo de la Fm. Calizas Bioclásticas de Muñecas.

En el Cretácico de esta región, la Fm. Muñecas aflora como un conjunto que resalta morfológicamente en las laderas de las muelas al estar homogéneamente estratificado y limitado por dos unidades litoestratigráficas diferentes: Margas y calizas nodulares de la Fm. Picofrentes en la base, en un tramo blando y uniforme, generalmente

Tabla I

Serie Estatigráfica	Número de bancos	Rango de potencias (cm)	Potencia Total Σ t, (cm)	Densidad (Nº de bancos/Σ t)	Potencia Media (cm)	Media Geomét.
Muñecas	139	5-290.0	6185.0	2.25	44.50	33.33
Contreras I	117	5-460.0	6952.0	1.68	59.42	38.18
Contreras I1	135	5-425.0	6760.0	2.00	50.07	33.00

cubierto; y la Fm. Calizas nodulares de Hortezuelos por el techo, que presenta un aspecto más nodular y peor estratificado. La Fm. Muñecas presenta una sucesión sedimentaria muy variada con facies de ambientes someros de plataforma carbonatada. Está formada por calizas bioclásticas bien estratificadas, calizas micríticas de aspecto nodular por bioturbación, calizas detríticas lujosas (tidalitas) y calizas margosas y margas con un contenido en materia orgánica y fósiles variable. Esta variabilidad de facies no condiciona variaciones en la estratificación, ya que a lo largo de la Cordillera Ibérica se manifiesta con un carácter tableado, uniforme y rítmico. Los sedimentos de esta unidad comprenden aproximadamente una secuencia deposicional de 3er orden, la cual está organizada en varias secuencias de 4° orden o sets de parasecuencias. A su vez, cada secuencia de 4° orden está organizada en varias secuencias de somerización de orden menor. Esta ciclicidad también ha sido reconocida por Floquet (1991), quien al realizar el análisis sedimentológico de la misma unidad en numerosas secciones estratigráficas reconoce varias secuencias de somerización.

Se han elegido tres secciones estratigráficas que destacan por presentar una sucesión sedimentaria completa y unas condiciones de conservación y de exposición excelentes, pudiéndose analizar el carácter rítmico anteriormente mencionado (Fig. 1-b). La sección de Muñecas se localiza en el estratotipo de dicha unidad (486.815, 4.629.490 UTM; Hoja n° 348; San Leonardo de Yagüe) dentro del Término Municipal de Hontoria del Pinar. Las otras dos secciones, Contreras I (464.600; 4.563.925 UTM) y Contreras II (468.150; 4.653.400 UTM) se localizan muy próximas entre sí en la Hoja n° 277; Salas de Los Infantes, 38 Kms al NO de la primera, siguiendo la misma banda de afloramientos cretácicos. La comparación de estas secciones muestra un cambio progresivo de facies en la misma dirección hacia ambientes más externos de la plataforma.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

En cada una de las secciones se ha levantado una columna estratigráfica de detalle, en la que se ha prestado especial interés al espesor de los estratos y a la naturaleza de las superficies que los limitan. El espesor de cada banco se expresa en múltiplos de 5, alcanzando una resolución máxima de 5 cms, lo que nos permite reconocer los interestratos margo-arcillosos entre los bancos calizos. Asimismo, se ha comprobado que el sumatorio de espesores en cada sección coincide con el espesor total de la serie, medida con «vara de Jacob», realizando los ajustes que en su caso fuesen necesarios con el fin de evitar un error acumulado no admisible para los objetivos propuestos.

El siguiente paso consiste en el análisis de la organización geométrica y leyes de escalado que intervienen en la sedimentación de esta porción del registro estratigráfico, cuya ciclicidad y organización espacial y temporal, se reflejan en la distribución de los espesores de todos los bancos. Los parámetros estadísticos pueden observarse en la tabla 1, siendo destacable la elevada densidad de bancos (número de bancos/longitud de serie) que es mayor en Muñecas (2,25) que en las otras dos series y, por el contrario, la potencia media de bancos es mayor en Contreras I (59.42 cm.).

Por otra parte, se han generado diagramas bilogarítmicos [log (N) - log (potencia)], siendo N la frecuencia acumulada del número de bancos (Fig. 1-c), así como diagramas de frecuencia acumulada (%) versus espaciado (Fig. 1-d), para ver a qué tipo de distribuciones se ajustan los espesores de cada una de las series estratigráficas estudiadas. La figura 1-d consta, a su vez, de 4 diagramas; los dos primeros (a) y (b) representan la proyección de la frecuencia acumulada de los espesores de los bancos (en %), en una escala normal versus el espesor en centímetros (a) y el log-espesor (b), lo que va a producir una línea recta de ajuste si la distribución es *normal* (a) o *lognormal* (b) respectivamente. Si se proyectan estos mismos datos, pero con la frecuencia acumulada en escala logarítmica, frente al espesor, en una escala lineal (c) o logarítmica (d), se obtendrá una línea recta si la distribución es *exponencial negativa (c) o hiperbólica —fractal—* (d), sujeto a efectos de límite inferior (truncación), que generalmente se traducen en la falta de datos de aquellos espesores muy pequeños. La longitud finita de las columnas introduce otro efecto de límite superior (censoring), de aquellos valores grandes (espesores grandes), cuya probabilidad de muestreo es baja. Censoring y truncación han sido corregidos utilizando los métodos desarrollados por Pickering *et al.* (1995).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

De las tres series estratigráficas estudiadas, Muñecas muestra una organización de espesores de bancos que se

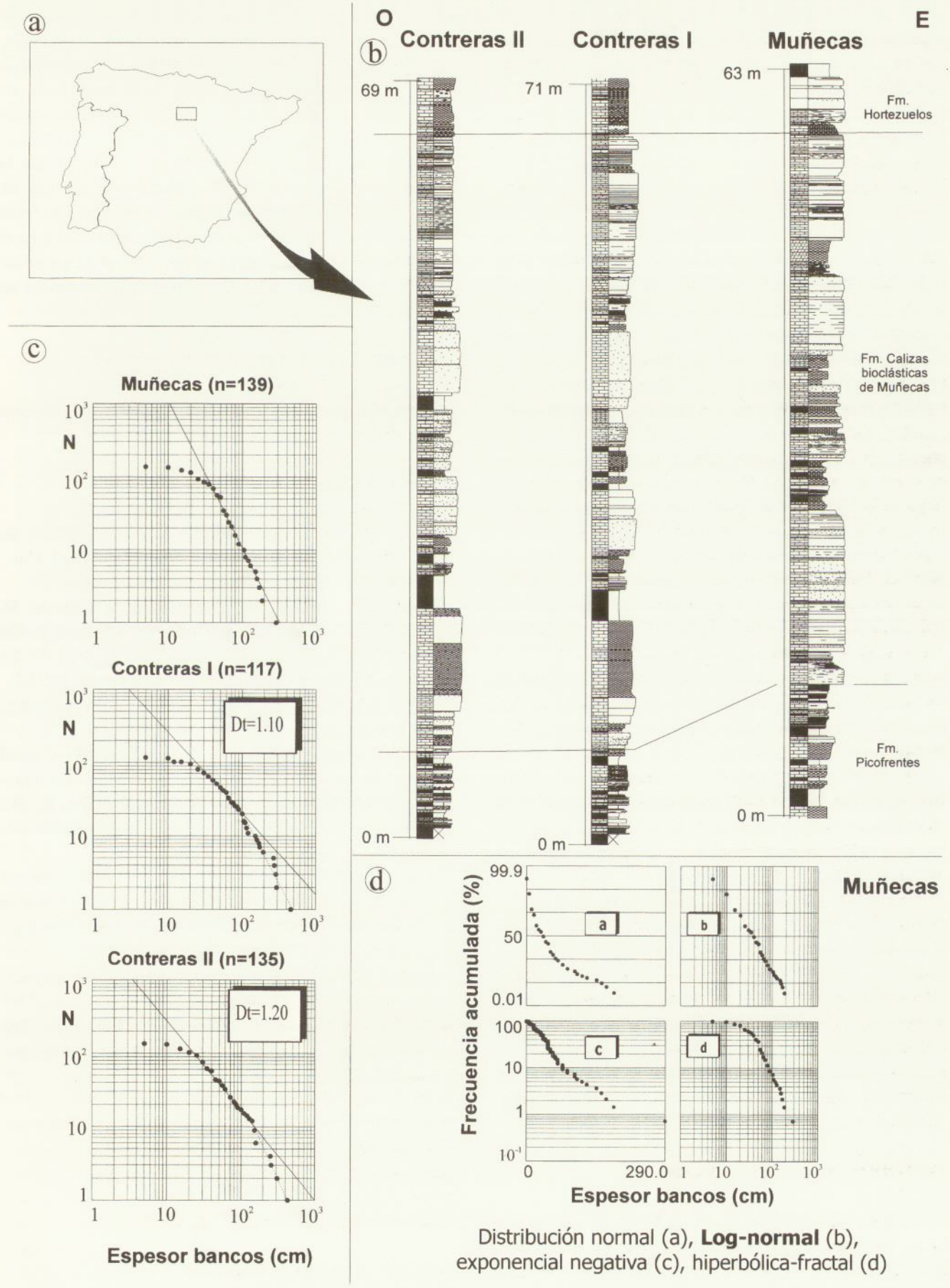


FIGURA 1. *a) Localización geográfica del área de estudio; b) Secciones estratigráficas de Muñecas, Contreras I y Contreras II; c) Diagramas bilogarítmicos [log (N) - log (potencia)] de la distribución de espesores de las tres secciones estratigráficas; d) Diagramas de frecuencias acumuladas/espesores.*

ajusta mejor a una distribución de tipo log-normal que hiperbólico (Fig. 1-c/d). Esto se puede interpretar como que en su organización y leyes de escalado, interviene algún espesor determinado, que puede coincidir con la media geométrica (33 cm. —Tabla 1—). En las secuencias Contreras I y Contreras II, la distribución de potencias de bancos es hiperbólica (fractal) según la ecuación $N_t \propto C\, t^{-D}$, donde N_t es el número de bancos con espesor $\geq t$, C representa la frecuencia de bancos $\geq$ a la potencia unidad, y el exponente D es la dimensión fractal de la distribución de potencias y se obtiene de la ecuación anterior utilizando logaritmos. Las series Contreras I y II muestran distribuciones fractales, es decir invariantes al cambio de escala (geometría fractal autoafín), para bancos con espesores comprendidos entre 30 cm. y 100 cm. y tienen dimensiones de distribución de potencias D, que varían entre 1.10 y 1.20. Se observa una verticalización de las pendientes de las rectas de ajuste de los diagramas bilogarítmicos (Fig. 1-c) a partir de espesores de bancos con valores comprendidos entre 100 y 150 cm., lo que se puede interpretar como un cambio en la distribución de espesores si se consideran bancos superiores a esas potencias. La ciclicidad y organización secuencial de los bancos más potentes ya no es estrictamente fractal, sino que su distribución pasa a ser de tipo log-normal, en la que intervienen determinadas potencias en su escalado y organización geométrica y deposicional, o bien es de tipo multifractal.

Las desviaciones de las rectas de ajuste en los diagramas bilogarítmicos, de aquellos bancos cuyos espesores son inferiores a 20 cm son debidas, o bien a una infravaloración de bancos por debajo de esa potencia, o al reflejo de los tramos cubiertos, en los que no se pueden realizar medidas de espesores con precisión. En cualquier caso, 20 cm puede considerarse como el límite inferior (censoring) y 400 cm como el límite superior (truncation) de las distribuciones de potencias de los bancos estudiados.

En resumen, la dimensión de distribución de potencias (D_t), que es un parámetro específico de cada columna estratigráfica, proporciona unos valores que dan idea del grado de organización geométrica y de la ciclicidad secuencial, en un intento de cuantificar cada sistema deposicional. Dichos números varían en función de parámetros lineales, como son el espesor de los bancos, pero lo más importante es que éstos están en relación con medios de sedimentación y pueden suministrar información cuantificable sobre las tasas de sedimentación y acumulación de sedimentos, así como del espacio de acomodación ocupado por ellos. Por consiguiente, la dimensión de distribución de potencias (D_t) puede considerarse como un «indicador» del grado de ciclicidad y sedimentación de cada serie estratigráfica estudiada. Los resultados preliminares que aquí se presentan ponen de manifiesto que la cuantificación y estudio de la distribución de espesores en series estratigráficas del Turoniense superior, puede tener importantes implicaciones en el análisis secuencial y en el estudio de ciclicidad espaciotemporal, de cara a cuantificar la dinámica de las plataformas carbonatadas cretácicas en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto de investigación de la DIGICYT n° PB96-0676.

REFERENCIAS

Floquet, M. (1991): La plate-forme Nord-Castellane au Crétace supérieur (Espagne).- These. Mém. Geól. Univ. Dijon, 14, 925.

Gumiel, P., Sanderson, D.J., Roberts, S., y Campos, R. (1992): El uso del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera, Extremadura (España). Geogaceta, 12: 3-7.

Pickering, G., Bull, J.M. y Sanderson, D.J. (1995): Sampling power-law distributions. Tectonophys., 248: 1-20.

Roberts, S., Sanderson, D.J. y Gumiel, P. (1999): Fractal Analysis and Percolation Properties of Veins. En: Fractures, Fluid Flow and Mineralization (Mccaffrey, K.J.W., Lonergan, L. y Wilkinson, J.J. Eds.). Geological Society, London, Special Publ. 155: 7-16.

Sanderson, D.J., Roberts, S., y Gumiel, P. (1994): A Fractal relationship between Vein Thickness and Gold Grade in Drill-Core from La Codosera, Spain. Econ. Geology, 89: 168-173.

Turcotte, D.L. (1989): Fractals in Geology and Geophysics. Pageoph., 131 - 1/2: 171-196.

Walsh, J., Watterson, J. y Yielding, G. (1991): The importance of small-scale faulting in regional extension. Nature, 351: 391-393.

Sistemas filonianos multifractales en la Península Hurd, Isla Livingston, Antártida Occidental

P. Gumiel[1], J.M. González-Casado[2], J. Giner[2], J. López-Martínez[2] y J.J. Durán[1]

1 Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.
2 Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

ABSTRACT

Analysis of vein systems has been carried out in eleven traverses along the coastal area on Hurd Peninsula, Livingston Island (South Shetland Islands, Western Antarctica), to characterise vein geometry using fractal and multifractal analysis techniques. Vein thicknesses generally conform to a power law distribution of the form $N_t \propto C\ t^{-D}$, *where* N_t *is the number of veins with a thickness* $> t$. *This may be interpreted in terms of scale-invariant (self-affine fractal scaling of vein geometry) which has been verified to several orders of magnitude. Multifractal analysis of vein networks has been applied using the capacity dimension* (D_0), *the information dimension* (D_1) *and the correlation dimension* (D_2) *to measure the heterogeneity, dimensionality and connectivity of the fracture systems.*

***Key words**: fractal geometry, multifractals, hydrothermal veins, South Shetland Islands, Antarctica.*

INTRODUCCIÓN

La Isla Livingston pertenece al archipiélago de las Shetland del Sur (Antártida Occidental, Fig. 1a), un arco magmático activo desde finales del mesozoico. En varias localidades de esta isla afloran las rocas más antiguas del archipiélago, que constituyen el basamento sobre el que intruye el complejo magmático reciente. En la Isla Livingston el basamento está constituido principalmente, por turbiditas (Formación Miers Bluff, con una edad probablemente Triásica), formaciones volcano-sedimentarias (Formación Mount Bowles) y por depósitos marinos de edad jurásica (Grupo Byers). En la Península Hurd, (Isla Livingston, Fig. 1b) se encuentran, en las zonas próximas a la costa, los mejores afloramientos de la Formación Miers Bluff, en ellos, además de las rocas detríticas de esta formación, aparecen numerosos haces de diques del complejo intrusivo mesozoico-cenozoico. Dentro de éstos se pueden diferenciar dos grandes grupos: los diques máficos, y un conjunto, más tardío, de venas y filones rellenos de cuarzo, que son el objeto de este estudio. Existen varios trabajos recientes que estudian distintos aspectos de estas venas, por ejemplo: Santanach *et al.,* (1992), estudian su génesis y concluyen que las venas están relacionadas con desgarres que actuaron bajo una dirección de compresión NO-SE, hace 40 Ma; Willan (1994), estudia sus características petrológicas y deduce que las venas son de origen hidráulico y que formaron parte de un sistema hidrotermal epitermal (de tipo adularia-sericita-cuarzo) de edad cretácica; Willan y Kelley (1999) proponen una edad de 108 Ma (Cretácico Superior) para estas venas y sugieren que su emplazamiento fue coetáneo con el desarrollo del arco volcánico calcoalcalino y la convergencia de las placas Drake y Antártica.

ORIENTACIÓN DE LAS VENAS

Se ha medido de forma sistemática las orientaciones de las venas de cuarzo en varios puntos situados a lo largo de la costa occidental de la Península Hurd (estaciones T1 a T7, Fig. 1b). En todos los casos las venas muestran una orientación predominante N-S, pudiéndose distinguir dos sistemas conjugados de direcciones, NNO-SSE y NNE-SSO (Fig. 1b), con buzamientos contrarios entre sí (modelo de fracturación de Reches). Los criterios cinemáticos y la interpretación de las orientaciones de los planos según el modelo de fracturación de Reches, son congruentes con el movimiento simultáneo de estos dos sistemas de venas, bajo una compresión apróx. N-S y una extensión apróx. E-O.

Por otra parte, Gumiel *et al.* (1999) calculan los tensores de esfuerzo asociados con el emplazamiento de las venas, que corresponden a tensores de tipo desgarre (σ_1 y σ_3 subhorizontales; σ_1=00°/358°, σ_2=90°/088° y σ_3=00°/088°). La orientación de estos ejes de esfuerzos coincide con la disposición de los tensores de esfuerzos de algunos de los episodios de fracturación antiguos definidos en la zona (e.g. Santanach *et al.*, 1992, 1996; González-Casado *et al.*, 1997). Estos datos unidos a la edad cretácica propuesta para estas venas por Willan y Kelley (1999) permiten supo-

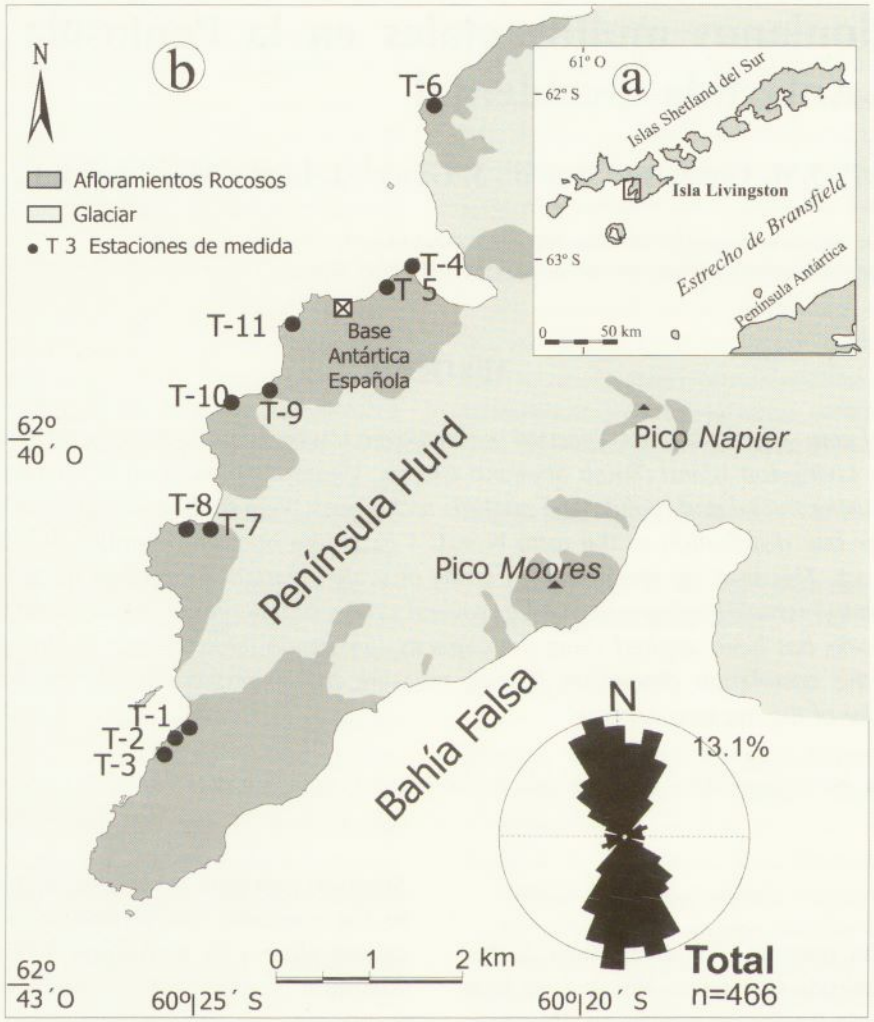


FIGURA 1: *a: Esquema de situación geográfica. b: Estaciones de medida en la Península Hurd y diagrama de orientaciones de venas de cuarzo.*

ner que las venas se formaron con anterioridad al episodio extensional reciente ligado con la apertura del Estrecho de Bransfield. Y que están probablemente relacionadas con un episodio de fracturación Cretácico, en régimen de desgarre, relacionado con el movimiento convergente entre las placas Drake y Antártica (e.g. González-Casado *et al.*, 1999).

DISTRIBUCIÓN FRACTAL DE POTENCIAS Y MULTIFRACTALIDAD DE LOS GRUPOS DE VENAS

Recientemente, Gumiel *et al.* (1999) aplican por primera vez en la Península Hurd técnicas de análisis fractal para analizar la organización geométrica de los sistemas de venas de cuarzo. En este trabajo se concluye que los datos de distribución de potencias de venas en la Península Hurd no se ajustan a distribuciones normales, sino que mayoritariamente, son de tipo hiperbólico (fractal) en varios órdenes de magnitud. Así, por ejemplo, las venas de la estación T-7 (Fig. 1b) muestran el mejor ajuste, con una dimensión de distribución de potencias, D_t = 0,60 en un intervalo comprendido entre 5 y 900 mm de potencia. Otros grupos de venas muestran mayores exponentes, definidos por la verticalización de las pendientes de las rectas de ajuste en los diagramas bilogarítmicos, que alcanzan valores de hasta D_t=0,99 en la estación T-5.

En este trabajo se presentan los resultados de realizar un análisis multifractal en las mismas estaciones estudiadas por Gumiel *et al.* (1999), es decir en 11 transversales situadas en los afloramientos próximos a la costa (Fig. 1b), lo que ha permitido mejorar y refinar las conclusiones establecidas por estos autores.

Se han utilizado diagramas normalizados de frecuencia acumulada de potencias filonianas/longitud de transversales [diagramas log (N/m)-log t, Fig. 2] y se han obtenido tres grupos de distribuciones de potencias de venas, en base al valor de D_t; valores altos de D_t (comprendidos entre 0,90 y 1,0), valores intermedios de D_t (comprendidos entre 0,80 y 0,90) y valores bajos de D_t (comprendidos entre 0,59 y 0,80), siendo estos últimos típicos de sistemas de venas/fracturas bien conectados y con elevado grado de percolación. Estos valores son del mismo orden de magnitud que los de otros sistemas filonianos bien conectados, situados en otros contextos geotectónicos (e.g. Gumiel *et al.*, 1992; Sanderson *et al.*, 1994; Roberts *et al.*, 1999).

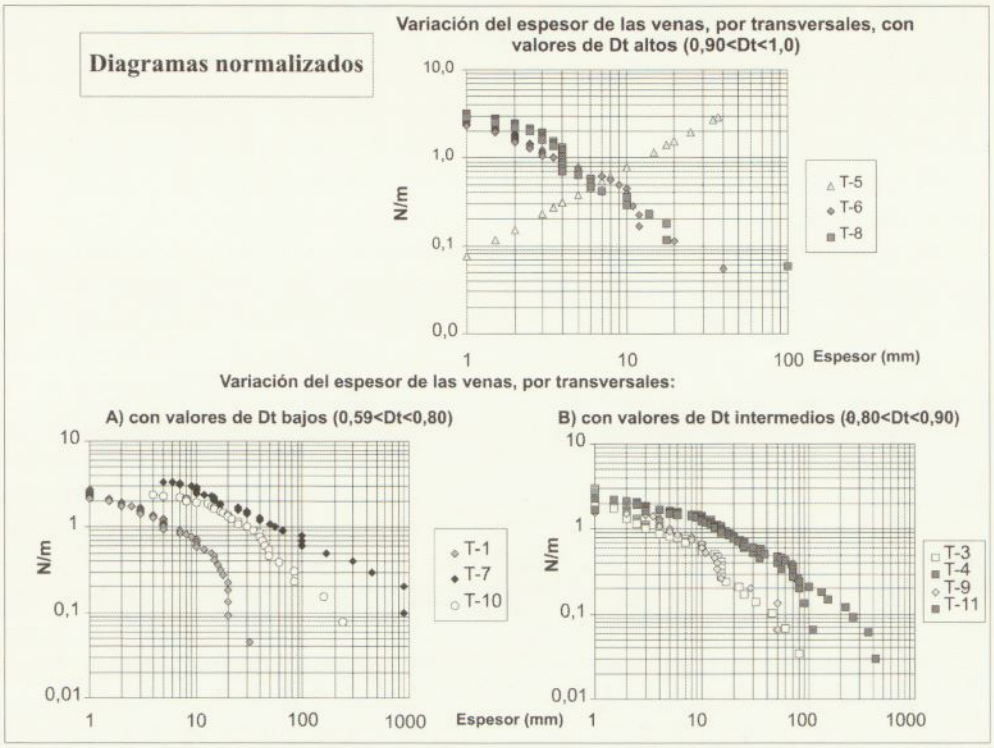


FIGURA 2: *Diagramas log (N/m)-log (potencia de venas) de las transversales estudiadas.*

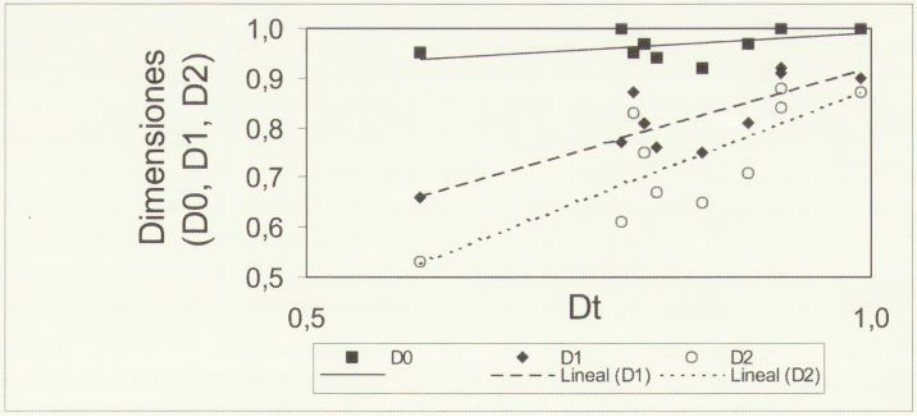


FIGURA 3: *Diagrama de espectro de componentes.*

Por otra parte, los espaciados intervenas tampoco siguen distribuciones normales, algunos muestran distribuciones log-normales, (con similares valores de medias geométricas y medianas), lo que se interpreta como que su escalado en parte está condicionado por una determinada longitud, y otros son, o típicamente fractales (invariantes al cambio de escala), o exponenciales negativos en los que intervienen procesos aleatorios de distribución. Esto es posiblemente debido a irregularidades de las venas, o bien a que los sistemas muestran comportamiento multifractal, lo que ha sido puesto de manifiesto en otros conjuntos de venas (Gumiel *et al.*, 1992; Sanderson *et al.*, 1994; Roberts *et al.*, 1999). Se ha comprobado que la mayoría de los sistemas de fracturas naturales no pueden caracterizarse por una única dimensión fractal, sino que son sistemas multifractales. Por consiguiente, la fractalidad de los sistemas de venas que conforman los grupos filonianos de la Península Hurd se ha establecido, por una parte, en base a la dimensión de distribución de potencias de venas (D_t), y por otra, al *espectro multifractal*, utilizando la dimensión de capacidad (D_0), la de información (D_1) y la de correlación (D_2). La dimensión de capacidad D_0 viene definida como (2), donde $N_{(r)}$ es el menor número de cajas (método de *box-counting*) necesarias para cubrir un conjunto de objetos de tamaño r. A medida que disminuye el tamaño de la caja, (D_0) converge hacia un valor finito que coincide con la dimensión de Hausdorf. La dimensión de información (D_1) se define para una distribución probabilística como (3), donde $P_i = l_i / L$, siendo l_i = longitud de las trazas de fractura en la caja i y L es la longitud total de fracturas para todas las cajas de tamaño r. La dimensión de correlación (D_2) se define como (4).

$$(2) D_0 = \frac{\log N_{(r)}}{\log(1/r)} \qquad (3) D_1 = \lim_{r \to 0} \frac{-\sum_{i=1}^{N(r)} P_i(r) \log P_i(r)}{\log(r)} \qquad (4) D_2 = \lim_{r \to 0} \frac{\sum_{i=1}^{N(r)} P_i^2(r)}{\log(r)}$$

Para un fractal autosemejante homogéneo, se verifica que $D_0=D_1=D_2$, por lo tanto es posible describir un fractal autosemejante mediante un único exponente. Sin embargo, estos fractales en la naturaleza raramente se encuentran, siendo más frecuentes los fractales autoafines, por lo que generalmente, es necesario más de un exponente para describirlos. Los sistemas naturales generalmente son fractales heterogéneos, y se caracterizan por presentar un espectro de exponentes, donde las leyes de escalado son multifractales, cumpliéndose generalmente que $D_0>D_1>D_2$ (Fig. 3).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La dimensión de capacidad (D_0) es una medida de la heterogeneidad de un sistema de fracturas. La dimensión de información (D_1) es una función de distribución probabilística [probabilidad de que una vena de potencia t (P_t), esté comprendida en un intervalo (1/r)] y junto con la dimensión de correlación (D_2) proporcionan una medida de la dimensionalidad (tamaño de espaciado idóneo para contener venas). En las transversales en las que las venas están bien conectadas D_t es menor ($0,59<D_t<0,80$, transversales T-1, T-7 y T-10), así como los valores de D_1 y D_2 (Figs. 2 y 3). Estos bajos valores son propios de sistemas en los que, tanto la deformación como el flujo de fluidos, está muy localizado y se pueden llegar a formar sistemas de venas con alta conectividad y percolación, pudiendo precipitar alguna concentración mineral (en este caso, Cu y Pb). También hay un grupo intermedio formado por sistemas conectados, pero en menor grado (T-3, T-4, T-9 y T-11) y finalmente, los valores más elevados de D_0, D_1 y D_2 corresponden a los sistemas menos conectados (transversales T-5, T-6 y T-8) en los que la distribución de espaciados es de tipo exponencial negativo o log-normal, lo que sucede principalmente hacia el norte de la Península Hurd, en donde los fluidos y la deformación no está tan localizada, dando lugar a sistemas filonianos estériles y poco conectados, que se forman a partir de una distribución aleatoria de fracturas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto ANT98-0225 de la CICYT. Los autores agradecen al personal de la base antártica española Juan Carlos I la ayuda prestada durante la campaña de campo.

REFERENCIAS

González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Durán, J.J. y Bergamín, J.F. (1997): Fracturación y campos de esfuerzos recientes en el entorno del Estrecho de Bransfield. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sec. Geol.), 93: 181-188.

González-Casado, J.M., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (1999): Active tectonics and morphostructure at the northern margin of the Central Bransfield Basin, Hurd Peninsula, Livingston Island (South Shetland Islands). Antarctic Science, 11(3): 323-331.

Gumiel, P., Sanderson, D.J., Roberts, S. y Campos, R. (1992): El usos del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera, Extremadura (España). Geogaceta, 12: 3-7.

Gumiel, P., González-Casado, J.M., Giner, J., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (1999): Geometría fractal de los sistemas filonianos en la Península Hurd, Isla Livingston, Antártida Occidental. Geogaceta, 27: in press.

Roberts, S., Sanderson, D.J. y Gumiel, P. (1999): Fractal Analysis and Percolation Properties of Veins. En: Mccaffrey, K.J.W., Lonergan, L. y Wilkinson, J.J. Eds. «Fractures, Fluid Flow and Mineralization». Geol. Soc. London, Spec. Pub., 155: 7-16.

Sanderson, D.J., Roberts, S. y Gumiel, P. (1994): A Fractal relationship between Vein Thickness and Gold Grade in Drill-Core from La Codosera, Spain. Economic Geoogy, 89: 168-173.

Santanach, P., Pallàs, R., Sàbat, F. y Muñoz, J.A. (1992): La fracturación en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. En López-Martínez, J., ed. «Geología de la Antártida Occidental». Simposios T-III. Salamanca. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología: 141-151.

Santanach, P., Pallàs, R., Sàbat, F. y Muñoz, J.A. (1996): From small scale to plate kinematics: paleostress determinations in a fragmented arc complex (SE Livingston Island, S. Shetland, Antarctica). Jour. Geol. Soc. (London), 153: 1011-1020.

Willan, R.C.R. (1994): Structural setting and timing of hydrothermal veins and breccias on Hurd Peninsula, South Shetland Islands: a possible volcanic-related epithermal system in deformed turbidites. Geological Magazine, 131: 465-483.

Willan, R.C.R y Kelley, P. (1999): Mafic dyke swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: unravelling multiepisodic magmatism related to subduction and continental rifting. Journal of Geophysical Research, 104-B10: 23051-23068.

Los modelos matemáticos: una herramienta básica para evaluar la viabilidad de operaciones de recarga artificial de acuíferos. Aplicación al acuífero Plana de Gandía-Denia, sector Vergel (Alicante)

J.A. De la Orden Gómez[1], J.M. Murillo Díaz[1] y L. Rodríguez Hernández[2]

1 ITGE. c/ Ríos Rosas 23. 28003 Madrid.
2 Diputación de Alicante. Avda. Orihuela 128. 03006 Alicante.

ABSTRACT

Mathematical simulation models, both flow and transport, are a very effective tool in planning the hidrical resources management. The use of models is widely recommended to predict and evaluate the behaviour of an aquifer working under hypothetical artificial recharge experiences. In this way, this paper authors consider that no artificial recharge operation would be planned without previous detailed mathematical simulations, that verify the operation technical and economical viability.

In this paper, the Vergel (Alicante) aquifer example is shown. An artificial recharge experience has been developed since 15 years in this aquifer, and nowadays it is wanted to be increased. Into the artificial recharge operation viability analysis, a flow model and an intrusion one have been developed. The results of both models have shown that the hydrogeological conditions of aquifers characterized by high transmissivity and small size only permit artificial recharge proposals in case of use very low cost and maintenance devices.

Key words: *artificial recharge, mathematical models.*

INTRODUCCIÓN

La recarga artificial de acuíferos puede definirse (Custodio, 1986) como el conjunto de técnicas que permiten aumentar la disponibilidad de agua subterránea, con la calidad necesaria, mediante una intervención consciente, directa o indirecta, en el ciclo natural del agua. Este mismo autor (Custodio, 1976) establece como condición necesaria, para plantear operaciones de recarga artificial de acuíferos, la existencia de huecos vacíos en el medio poroso que puedan ser rellenados por el agua de recarga. Asimismo precisa que la efectividad de la recarga es un concepto que se relaciona con la aptitud del conjunto medio poroso - agua de recarga para permitir el uso posterior del agua recargada, tanto en la cantidad demandada como en la calidad que requiera el uso al que se destina, y que esa efectividad está estrechamente relacionada con el tiempo de permanencia del agua en el acuífero hasta que, como consecuencia del movimiento debido al flujo, se pierda a través de los controles laterales del mismo.

Por consiguiente, se podría establecer que la recarga artificial de acuíferos, por lo que respecta a las condiciones que debe cumplir el acuífero receptor, únicamente es efectiva en acuíferos sobreexplotados o en aquellos otros donde la velocidad de circulación del flujo subterráneo es lo suficientemente lenta para no permitir que el agua recargada escape por los drenajes naturales del acuífero antes de alcanzar la época o período en que deba utilizarse. La mejor herramienta de que dispone hoy día el hidrogeólogo para evaluar estos factores es la modelización matemática. En este sentido, Samper (1997), establece que, hoy por hoy, los modelos proporcionan la mejor forma de realizar predicciones cuantitativas para problemas complejos.

EL ACUÍFERO DE VERGEL. LOCALIZACIÓN, CARACTERÍSTICAS Y PROBLEMÁTICA. METODOLOGÍA DE TRABAJO UTILIZADA

El acuífero de Vergel pertenece a la Unidad Hidrogeológica Plana de Gandía-Denia (DGOH-ITGE, 1988). Geográficamente, se localiza en el extremo norte de la provincia de Alicante, en su límite con la de Valencia. Está asociado con el río Girona, con el cual interactúa a lo largo de casi todo su recorrido. El acuífero está formado por una serie sedimentaria depositada durante el cuaternario. La distribución del parámetro transmisividad pone de ma-

nifiesto la existencia de varias zonas con valores muy diferentes: una zona de muy alta transmisividad localizada en los alrededores del municipio de Els Poblets, que alcanza los 10.000 m^2/día; otra segunda, hacia el mar, en la cual, los valores decrecen un poco, hasta los 5.000 m^2/día y 3.000 m^2/día, y una tercera, hacia el sur de Els Poblets, en la cual, la transmisividad es sensiblemente menor, con valores de 500 m^2/día.

La zona presenta una demanda hídrica importante, asociada fundamentalmente al regadío de cítricos, que ocupan la casi totalidad de la superficie cultivada, que se satisface casi por completo con agua subterránea. Las demandas urbanas de los municipios de Vergel, Els Poblets y parte de la de Denia, son también satisfechas con las aguas del acuífero. En los años especialmente secos se está produciendo una extracción por bombeo superior a los recursos del acuífero. Este sobrebombeo origina dos problemas: el primero es la sobreexplotación en sí misma, con el consiguiente descenso de los niveles piezométricos, y el segundo (Álvarez *et al.*, 1988) es el avance de la cuña salina desde el borde del mar que provoca la salinización de las captaciones más próximas a la costa, inutilizando sus aguas para cualquier uso e induciendo su abandono. Un problema adicional es la contaminación generalizada debida a las prácticas agrícolas, que se manifiesta fundamentalmente en el aumento, en las aguas subterráneas, del contenido en ion nitrato.

Por lo que respecta a la sobreexplotación, los datos de la encuesta del ITGE (ITGE, 1996) reflejan unas extracciones cercanas a los 9 Hm^3/año, mientras que los recursos naturales del acuífero sólo alcanzan los 6 Hm^3/año.

En la actualidad (ITGE, 1996), se está realizando en el acuífero una recarga artificial con los excedentes procedentes de una galería horizontal situada bajo el cauce del río Girona, que drena el acuífero aguas arriba de la población de Ondara. Esta galería es conocida con el nombre de Cava de Miraflor y sus excedentes son conducidos hasta un pozo abierto de 1 metro de diámetro con un elevado caudal específico en donde son introducidos por gravedad. Esta recarga artificial se cifra en algo menos de 0,5 Hm^3/año.

La Diputación de Alicante y el ITGE han planteado (ITGE-DPA, 1998) la posibilidad de incrementar, si es técnica y económicamente viable, la operación de recarga artificial. Asimismo, el Plan Hidrológico del Júcar (Aragonés, 1996) preve la puesta en marcha de operaciones de recarga artificial en la Plana de Gandía-Denia. Un incremento de las operaciones de recarga artificial requiere, como condición previa imprescindible, la cuantificación de los excedentes hídricos disponibles (ITGE-DPA, 1998), así como una evaluación técnica y económica de la viabilidad de las nuevas operaciones de recarga artificial. En el caso del acuífero de Vergel, el estudio de la viabilidad técnica se ha complementado mediante la realización de un modelo matemático de flujo, sobre el cual se han simulado las alternativas de recarga artificial que se han considerado posibles a la vista de los excedentes disponibles, y de otro modelo de intrusión marina.

EL MODELO MATEMÁTICO: DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El acuífero Plana de Gandía-Denia ha sido modelizado en numerosas ocasiones (Pulido, 1987) (ITGE, 1990). En el presente trabajo, el modelo se ha circunscrito a la zona de interés, que es la ocupada por los términos municipales de Vergel y Els Poblets. El código utilizado para la modelización del flujo ha sido el Modflow, mediante el software denominado "Pmwin". Los datos de entrada al modelo proceden de estudios previos (Pulido, 1987) (ITGE, 1990) (ITGE, 1996) (ITGE-DPA, 1998), o específicos realizados expresamente para el proyecto de modelización, como un balance hídrico, a escala diaria, efectuado para cuantificar las variables externas que intervienen en el flujo, que son las siguientes: recarga por lluvia, transferencias subterráneas laterales desde los sectores no modelizados hacia el sector modelizado e infiltración a lo largo del cauce del río Girona. Otros factores, como son los retornos de regadío o las pérdidas en las redes de distribución de los abastecimientos urbanos, se han cuantificado en base a los criterios más comúnmente aceptados (Custodio, 1986) o a informaciones proporcionadas por los respectivos Ayuntamientos. La razón de utilizar una escala a nivel diario es la poca representatividad que se puede otorgar a los análisis mensuales, como consecuencia fundamentalmente del régimen de precipitaciones que domina en la zona, caracterizado por una irregularidad en las lluvias, escasas habitualmente, pero con episodios esporádicamente extremos que generan una elevada escorrentía superficial.

La modelización abarca un período de 18 meses, desde junio de 1995 hasta diciembre de 1996, de los cuales, los 12 primeros se han utilizado para la calibración y los 6 restantes para la validación. El período de simulación es semanal, y la calibración del modelo se ha realizado en régimen transitorio, debido a la ausencia de datos acerca de la situación del acuífero en régimen natural.

Una vez calibrado y validado el modelo (ver figura 1), se ha procedido a simular sobre él algunas alternativas de recarga artificial. Estas alternativas han sido definidas en base al estudio de excedentes disponibles y al diseño de la instalación óptima de recarga artificial capaz de tratarlos. Esta instalación óptima (ITGE-DPA, 1998) estaría constituida por diez pozos abiertos capaces de infiltrar cada uno un caudal de 40 l/s. La simulación de una recarga artificial como la propuesta indica que el acuífero solamente es capaz de almacenar anualmente, para posteriores usos, un 20% del total del agua que se recarga, perdiéndose el 80% restante como descargas subterráneas hacia el mar. Esto es consecuencia de la tipología del acuífero, muy transmisivo, que responde con rapidez a las solicitaciones externas, con altas velocidades de flujo y escasa inercia y por tanto, poca

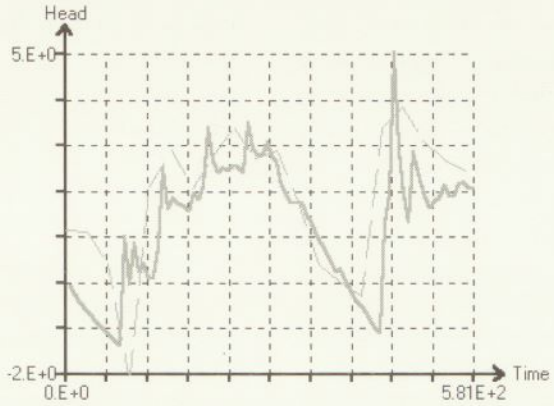


FIGURA 1: *Series real (a trazos) y simulada (continua) por el modelo matemático de flujo.*



FIGURA 2: *Comparación entre las series simuladas con y sin recarga artificial.*

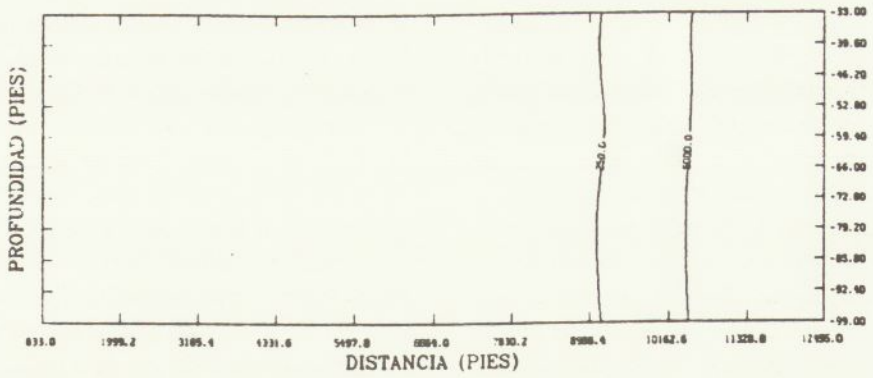


FIGURA 3: *Isolíneas de cloruros sin recarga.*

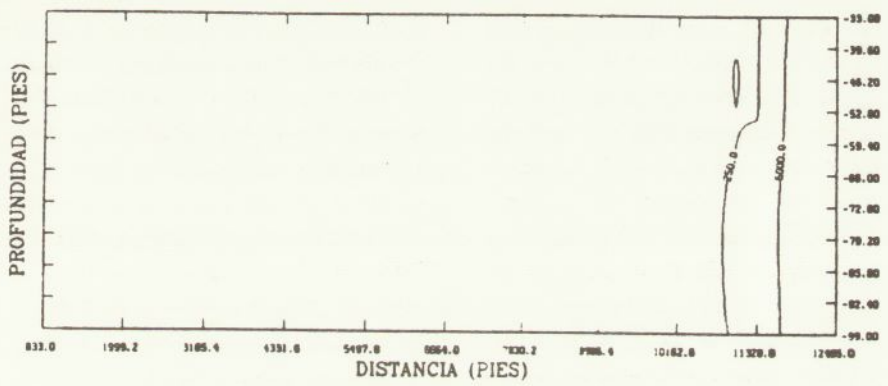


FIGURA 4: *Isolíneas de cloruros con recarga.*

aptitud para regular de forma natural los volúmenes recargados artificialmente. No obstante, este 20% de aumento de los recursos, en una zona con déficit hídrico como el levante español, no debe desdeñarse, pues supone, en el caso del acuífero de Vergel, un aumento porcentual del 14% de los recursos del acuífero. El modelo de flujo muestra, además, que la intrusión marina se reduce con la recarga artificial, aunque no de forma lineal, de manera que serían necesarias recargas de cuantías no disponibles para conseguir reducciones significativas de la intrusión. En la figura 2 se observa el incremento de niveles producido en el acuífero como consecuencia de la recarga artificial, así como la rapidez con que gran parte del agua recargada se pierde subterráneamente hacia el mar.

Se ha elaborado también un modelo matemático de intrusión, cuyo objetivo es evaluar, de forma cualitativa, la eficacia de la recarga artificial sobre la intrusión. Esta eficacia la mide el desplazamiento de las isolíneas de cloruros hacia el mar. El modelo utilizado ha sido el "Mocdense", programa que utiliza el método de la densidad variable para modelizar la intrusión en secciones verticales de acuífero. Los resultados aportados por este modelo (figuras 3 y 4) indican que, cuando se simula la recarga artificial en el acuífero, se observa un claro desplazamiento de las isolíneas de cloruros hacia el mar, lo cual indica que la recarga es beneficiosa, en términos de calidad, para el agua del acuífero, ya que desplaza la contaminación hacia el mar, dejando zonas amplias del acuífero con valores más bajos de contenidos en cloruros.

CONCLUSIONES

La modelización matemática es una herramienta fundamental que contribuye decisivamente a plantear o desechar operaciones de recarga artificial.

En el acuífero Plana de Gandía-Denia, sector Vergel, la recarga artificial, en principio, no permite un excesivo incremento de los recursos del sistema, ya que, las características hidrodinámicas del acuífero, en particular su elevada transmisividad, inducen una circulación rápida del agua y un escaso tiempo de permanencia, lo que se traduce cuantitativamente en que solamente el 20% del agua recargada sería utilizable transcurrido un período de tiempo más o menos equivalente al intervalo entre el invierno y el verano. Sin embargo, el modelo matemático de intrusión muestra un efecto beneficioso de la recarga artificial sobre la calidad del agua subterránea, demostrando que la recarga, desde ese punto de vista, es efectiva.

La recarga artificial en el acuífero de Vergel, teniendo en cuenta los bajos costes de operación (1-2 pesetas por metro cúbico), debidos a que se utilizan para recargar captaciones ya construidas que no necesitan inversiones importantes, debe seguir efectuándose, ya que puede considerarse un complemento aceptable para mejorar la gestión de los recursos hídricos de este acuífero.

AGRADECIMIENTOS

A los Ayuntamientos de Vergel y Els Poblets.

El presente trabajo se ha beneficiado de investigaciones realizadas dentro del proyecto HID96-1326 financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT).

REFERENCIAS

Álvarez Rodríguez, A., Martínez Navarrete, C. y Noriega, R. (1988): Estudio de la evolución y estado actual de la intrusión salina en la Plana de Gandía-Denia. TIAC'88. Almuñécar (Granada): 185-197.

Aragonés, J.M. (1996): Las aguas subterráneas en el Plan Hidrológico de la cuenca del Júcar. Jornadas sobre "Las aguas subterráneas en las cuencas del Ebro, Júcar e internas de Cataluña y su papel en la planificación hidrológica". AIH. Lérida: 37-49.

Custodio, E. (1986): Recarga artificial de acuíferos. Boletín de informaciones y estudios nº 45. MOPU, 134 pp.

Custodio, E. y Llamas, M.R. (1976): Hidrología subterránea. Editorial Omega, 2.359 p.

DGOH-ITGE (1988): Delimitación de la unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e islas Baleares y síntesis de sus características. 08, cuenca del Júcar.

ITGE (1990): Estudio del proceso de contaminación en el acuífero costero de Gandía-Denia por efecto de la intrusión de agua de mar. Informe interno, 110 p.

ITGE (1996): Evaluación de la recarga artificial mediante pozos con galerías en el acuífero Plana de Gandía-Denia. Términos municipales de Vergel y Els Poblets (Alicante). Informe interno, 240 p.

ITGE-DPA (1998): Determinación de excedentes hídricos para su potencial utilización en recarga artificial de acuíferos. Cuenca del río Girona (Alicante). Informe interno, 73 p.

Pulido, A. y Benavente, J. (1987): Contribución de la deconvolución al estudio de la descarga de la unidad Alfaro-Segaria-Mediodía (Alicante). IV Simposio de Hidrogeología. Palma de Mallorca.

Samper, F.J. (1997): Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos. Seminario sobre La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica. AIH. Canarias: 153-180.

Evolución geomorfológica pasada y futura del Delta del Ebro

I. Rodríguez Santalla

Centro de Estudios de Teledetección y Sistemas de Información Geográfica, S.L.Villalba. Madrid. cetysig@arrakis.es

ABSTRACT

This work presents an study of coastal evolution of Ebro Delta in the last 40th years, showing, as a result, the prediction of the position of coast line in the next 10 years. The research was carried out using digital treatment of images and Geographic Information System (GIS) tools.

***Key words**: Ebro Delta, remote sensing, Geographic Information System, shoreline, deltaic evolution, evolutive trend.*

ZONA DE ESTUDIO

El Delta Holoceno del Río Ebro (Fig. 1) se ubica en la costa noreste española y presenta unas características morfológicas y dinámicas que hacen que sea objeto de numerosos estudios centrados en obtener un conocimiento de los procesos que en él actúan y que condicionan su evolución.

Actualmente se encuentra dominado por el oleaje y presenta una longitud de costa aproximada de 50 km. Es básicamente una llanura que no sobrepasa los 4 ó 5 metros de altitud sobre el nivel del mar, cuya superficie emergida representa una extensión aproximada de 320 km^2, mientras que la superficie sumergida (prodelta) tiene una extensión aproximada de 2.172 km^2 (Serra, 1997).

El entorno es micromareal, con rango de marea astronómica de 25 cm. Las direcciones de procedencia del oleaje son: Norte que actúa sobre el hemidelta norte; Sur que actúa sobre el hemidelta sur; Este que actúa sobre todo el delta y es el que produce el transporte de sedimentos puesto que presenta las olas más grandes y energéticas, que generan un movimiento hacia el norte en el hemidelta norte y hacia el sur en el hemidelta sur.

La morfología costera del Delta del Ebro está configurada por un frente deltaico, en el que se sitúa la actual desembocadura del Río Ebro y dos flechas que cierran parcialmente dos *lagoons* adyacentes: el Fangar, situado al NW y los Alfaques al SW, quedando este último unido al resto del delta por la barra del Trabucador, que muestra una anchura aproximada de 250 m y 6 km de longitud. La desembocadura presenta un perfil muy tendido y una pendiente baja que provoca el desarrollo de barras. Representa la zona que mayor erosión ha sufrido en los últimos años, estimándose en unos 1.700 m en 38 años (1957-1995) (Rodríguez, 1996).

El aspecto actual que presenta el Delta del Ebro es producto de varios procesos que actúan directamente sobre él. Por un lado, la retención de sólidos por parte de las presas situadas a lo largo del cauce del río y el incremento del consumo de agua, fundamentalmente para riego, y por otro, la continuidad de los procesos marinos que hacen que el delta se haya ido remedando y cambiando su antigua configuración.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para realizar el estudio evolutivo del Delta del Ebro se han utilizado las líneas de costa obtenidas por medio de la clasificación supervisada de las siguientes imágenes multiespectrales SPOT: 31-05-98; 16-08-94; 26-07-90 y 01-06-86. Previamente estas imágenes fueron corregidas geométricamente y sufrieron procesos de homogeneización radiométrica para establecer una comparación más exacta entre ellas. Además se utilizaron la línea de costa del año 57 obtenida de la digitalización del mapa a escala 50.000 del Servicio Geográfico del Ejército, y la línea del año 73 obtenida de la restitución fotogramétrica del vuelo de ese mismo año.

Todas estas líneas de costa se integraron en un Sistema de Información Geográfica para su comparación y análisis. Además se utilizaron otros datos procedentes de otras fuentes de información tales como cartografías de mayor escala, fotografías aéreas de varios años, cartas náuticas y batimetrías, datos de clima marítimo, etc., para establecer la evolución deltaica pasada y pronosticar la evolución futura en los próximos 10 años.

EVOLUCIÓN DELTAICA

La evolución sufrida por el Delta del Ebro se obtuvo de la comparación de las diferentes líneas de costa obtenidas por diversos medios. La comparación se hizo tomando líneas dos a dos y diferenciando los tramos: Fangar; Playa de la Marquesa; Desembocadura; Playa de los Eucaliptos, Pla-

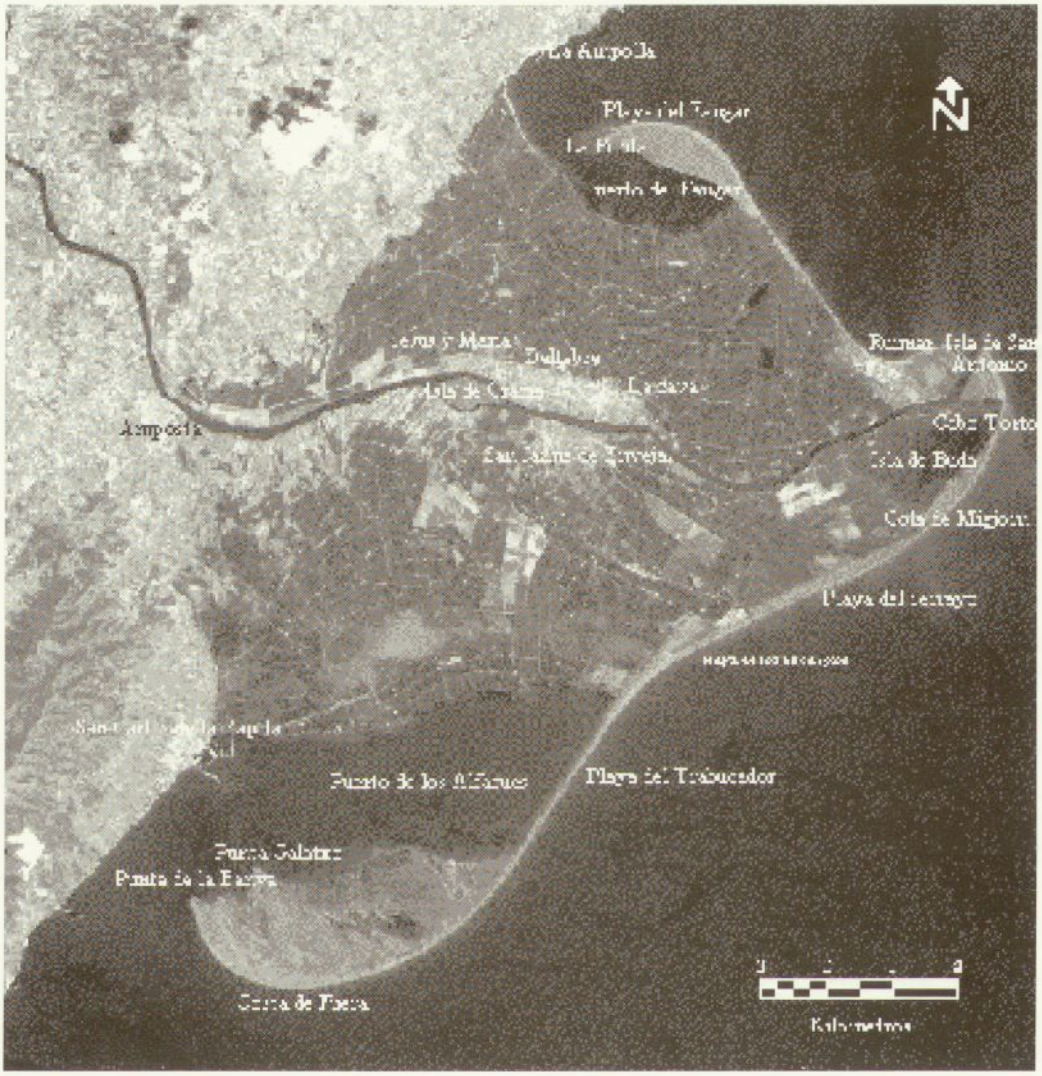


FIGURA 1: *Morfología del Delta del Ebro.*

ya del Trabucador (zona interna y zona externa) y Alfaques, obteniendo así las variaciones en superficie en los periodos de tiempo 57-73; 73-86; 86-90; 90-94 y 94-98.

TENDENCIA EVOLUTIVA

La tendencia evolutiva del Delta del Ebro se estudió por medio de perfiles perpendiculares a las líneas de costa (Fig. 2), obteniendo el movimiento acumulado de la línea de costa *versus* el tiempo. Esto permitió realizar los análisis a dos escalas diferentes de tiempo: a) a largo plazo, tomando las líneas de costa de los años 57, 73, 86 y 98, permitiendo definir distintas zonas a lo largo de la costa del delta donde se alternan comportamientos erosivos y acumulativos, y b) en la última década, desde el año 86 hasta el 98.

OBTENCIÓN DE LAS LÍNEAS DE COSTA FUTURAS

La obtención del movimiento acumulado de la línea de costa *versus* el tiempo en transectos representativos ofrecen velocidades o movimientos de la línea de costa y representan una base para derivar curvas de regresión de primer orden que pueden utilizarse para predecir cambios futuros.

Estas relaciones espacio-temporales de movimientos acumulados de la línea de costa son útiles para visualizar tendencias a largo término.

Convirtiendo las fechas y las posiciones de la línea de costa en diagramas de dispersión, podemos generar curvas de regresión y ecuaciones que representen el mejor ajuste estadístico por mínimos cuadrados para el polinomio seleccionado. Este procedimiento es particularmente beneficioso puesto que se puede utilizar para determinar la posición futura de la línea de costa cuando se especifica la fecha o el lapso de tiempo.

CONCLUSIONES

Los resultados de la evolución deltaica muestran un aumento de la superficie total del área de unas 500 Ha (5

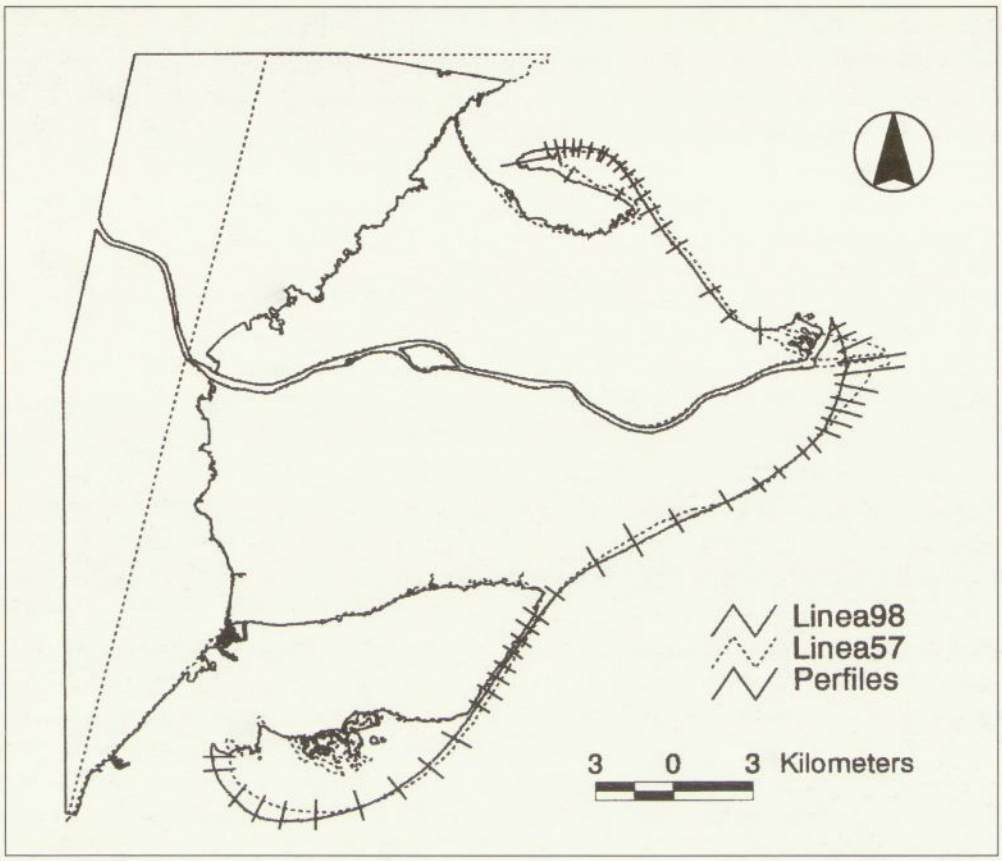


FIGURA 2: *Posición de los perfiles utilizados en el análisis.*

Tabla 1
Variaciones estimadas en los distintos tramos.

Estado evolutivo	tramo	Características de la evolución
Retroceso	Cabo Tortosa	Pérdida de área = 170 Ha Retroceso lineal = 1600 m Velocidad de retroceso = 39 m/año
	Playa de la Marquesa	Pérdida de área = 116 Ha Retroceso lineal = 250 m Velocidad de retroceso = 6 m/año
	Trabucador (costa externa)	Pérdida de área = 83 Ha
		Disminución de anchura = 60 m (valor medio)
Avance	Trabucador (costa interna)	Giro de la barra = 3º (sentido dextrógiro)
		Aumento de área = 50 Ha
	Playa de los Eucaliptos	Aumento de área = 144 Ha
	Flecha del Fangar	Aumento de área = 183 Ha
	Flecha de los Alfaques	Aumento de área = 200 ha

km^2 sobre los 320 km^2 de superficie emergida reconocida actualmente, aproximadamente un 1,5 % en el área deltaica total), En la tabla 1 se resumen las diferentes variaciones estimadas en los distintos tramos en los que se ha dividido el Delta del Ebro en el estudio.

En el análisis a largo plazo las zonas que mayor retroceso han sufrido se corresponden con la Playa de la Marquesa, el Cabo Tortosa, la Playa del Serrayo, la barra del Trabucador y la zona oriental de la Barra de los Alfaques. Los extremos de las dos barras son las zonas deltaicas que han experimentado el mayor avance costero, junto con la Playa de los Eucaliptos.

El análisis de cambios a corto plazo muestra que la tendencia general anterior se mantiene, mostrando únicamente diferencias en la magnitud del cambio, siendo en este caso de mucho menor valor.

La línea de costa estimada para el año 2008, obtenida asumiendo que las tasas evolutivas actuales se mantienen y, por tanto, pueden extrapolarse a un periodo razonable (10 años), muestra un delta con el mismo aspecto al actual, con formas más redondeadas y con un aumento de superficie de unas 90 Ha.

En el Delta del año 2008, la zona que presenta mayor retroceso sigue siendo la desembocadura alcanzando un valor medio de unos 290 m, que representa una velocidad de 29 m/año, dato significativamente inferior al obtenido en el periodo 57-98. A esta zona la sigue, con relación al retroceso de la costa, la Playa de la Marquesa con 124 metros y la barra del Trabucador con unos 46 metros; mientras que el mayor avance se experimenta en la Punta del Fangar alcanzando los 700 m, seguido de la Playa de los Eucaliptos con un avance medio de unos 200 metros. Asumiendo una tendencia lineal, la tasa de crecimiento de la Punta del Fangar resulta cercana a los 70 m/año. En el caso de que dicha tasa no se viera afectada por las corrientes de entrada y salida del agua en la bahía quedaría cerrada aproximadamente hacia el año 2020.

REFERENCIAS

Crowell, M. y Buckley, M.K. (1993): Calculating erosion rates: Using long-term data to increase data confidence.

Jiménez, J.A. (1996): Evolución costera en el Delta del Ebro. Un proceso a diferentes escalas de tiempo y espacio. Tesis doctoral. Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental. U. Politécnica de Cataluña, 274 p.

Rodríguez, I. (1996a): Los SIG en estudios de evolución costera: Ejemplo el Delta del Ebro. II Jornadas sobre el Delta del Ebro. Centro de Estudios de Puertos y Costas, CEDEX.

Rodríguez, I. (1996b): Estudio de la dinámica litoral del Delta del Ebro y prognosis de su evolución. Análisis de los cambios geomorfológicos de la desembocadura del Delta del Ebro mediante el uso de un SIG.

CEPYC-CEDEX. (Informe técnico para la Secretaría de Aguas y Costas; Dirección General de Costas - MMA), 89 p.

Serra, J. (1997): El sistema sedimentario del Delta del Ebro. Revista de Obras Públicas, Num. 3.368: 15-22.

PLANETOLOGÍA

Tectónica de piel fina en el Domo de Tharsis, Marte: pruebas de una neotectónica marciana

F. Anguita[1], A. Farelo[2], A. Márquez[2], V. López[3], C. Mas[3], M.J. Muñoz Espadas[3] y J. Ruiz[3]

1 Depto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.
2 Centro de Astrobiología, INTA, 28850 Torrejón de Ardoz (Madrid).
3 Seminario de Ciencias Planetarias, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.

ABSTRACT

A photogeological reconnaissance of Viking mosaics and images of the Tharsis dome, Mars, has been carried out. Fourteen new areas of transcurrent faulting have been located which, together with other structures previously detected, permit to support a model in which the Thaumasia Plateau, the southeastern part of the Tharsis dome, is proposed to be an independent lithospheric block that experienced buckling and thrust faulting in Late Noachian or Early Hesperian times as a result of an E-W-directed compression. Evidence is presented that this stress field, rather than the Tharsis uplift, was decisive in the inception of Valles Marineris, that we consider a transtensive, dextral accident. The buckling spacing permits moreover to tentatively reconstruct a Martian Hesperian lithosphere similar in thickness to the mean present terrestrial oceanic lithosphere, thus supporting the possibility of a restricted lithospheric mobility in that period. Tharsis lithosphere was again subjected to shear stresses in Amazonian times, a period in which important accidents, such as strike-slip faults, wrinkle ridges, and straight and sigmoidal graben were formed under a thin-skin tectonic regime. The possible causes of those stresses, and especially their relationships to a putative period of plate tectonics, are discussed.

Key words: *Mars, tectonics, comparative planetology.*

INTRODUCCIÓN

Dos de los dogmas de la geología de Marte son la inexistencia de reciclaje litosférico y, como consecuencia de ello, la ausencia de tectónica tangencial. Tan sólo Sleep (1994) ha propuesto un corto intervalo (~100 m.a.) de subducción en el periodo Hespérico[1], hace unos 3.700 m.a. Los intentos de interpretar la tectónica de Marte se han centrado sobre todo en el domo de Tharsis, una cúpula volcano-tectónica de unos 10.000 km de diámetro que ocupa el hemisferio occidental del planeta. En la muy abundante bibliografía (ver p.ej. Anderson y Grimm, 1998, para una revisión) sólo se citan en Tharsis dos ejemplos de tectónica transcurrente: uno en Gordii Dorsum (5ºN, 144ºW), al suroeste de Olympus Mons (Forsythe y Zimbelman, 1988), y el otro en Nectaris Fossae (26ºS, 53ºW, al sur de Valles Marineris; Schultz, 1989). Sin embargo, una minuciosa revisión fotogeológica (tanto de mosaicos como de imágenes individuales de la serie Viking) de Tharsis nos ha permitido localizar catorce nuevos sistemas de fallas transcurrentes, la mayoría (Fig. 1) en el área de Thaumasia, en el sureste de Tharsis. Uno de estos sistemas transcurrentes (un desgarre transtensivo dextral, para ser precisos) es Valles Marineris, tradicionalmente considerado (p. ej., Plescia y Saunders, 1982) como un conjunto de fosas tectónicas. Nuestra hipótesis se basa en (a) su geometría sigmoidal; (b) la fuerte anomalía de aire libre, que indicaría la presencia de una discontinuidad litosférica pasiva; (3) las diferencias estructurales a uno y otro lado de Valles Marineris, como es la muy diferente densidad de fracturas tipo cresta; y (d), el campo de esfuerzos propuesto para esta zona por Schultz y Tanaka (1994) y confirmado en este trabajo (Fig. 2), que permitiría explicar la formación de un desgarre transtensivo con la geometría de Valles Marineris.

DISCUSIÓN

Schultz y Tanaka (1994) definieron deformaciones tipo *buckling*, con un espaciado de unos 300 km, en la región de Thaumasia, en el sureste de Tharsis. Esta deformación de gran escala habría sido producida en el Noéico Superior o Hespérico Inferior (~3.900 a 3.700 m.a.) y ha sido compa-

1 Usamos la división de la historia marciana en los periodos Noéico (> 3.800 m.a.), Hespérico (3.800 a 3.550 m.a.) y Amazónico (< 3.550 m.a.). Está basada en contajes de cráteres, y los límites numéricos varían según los autores.

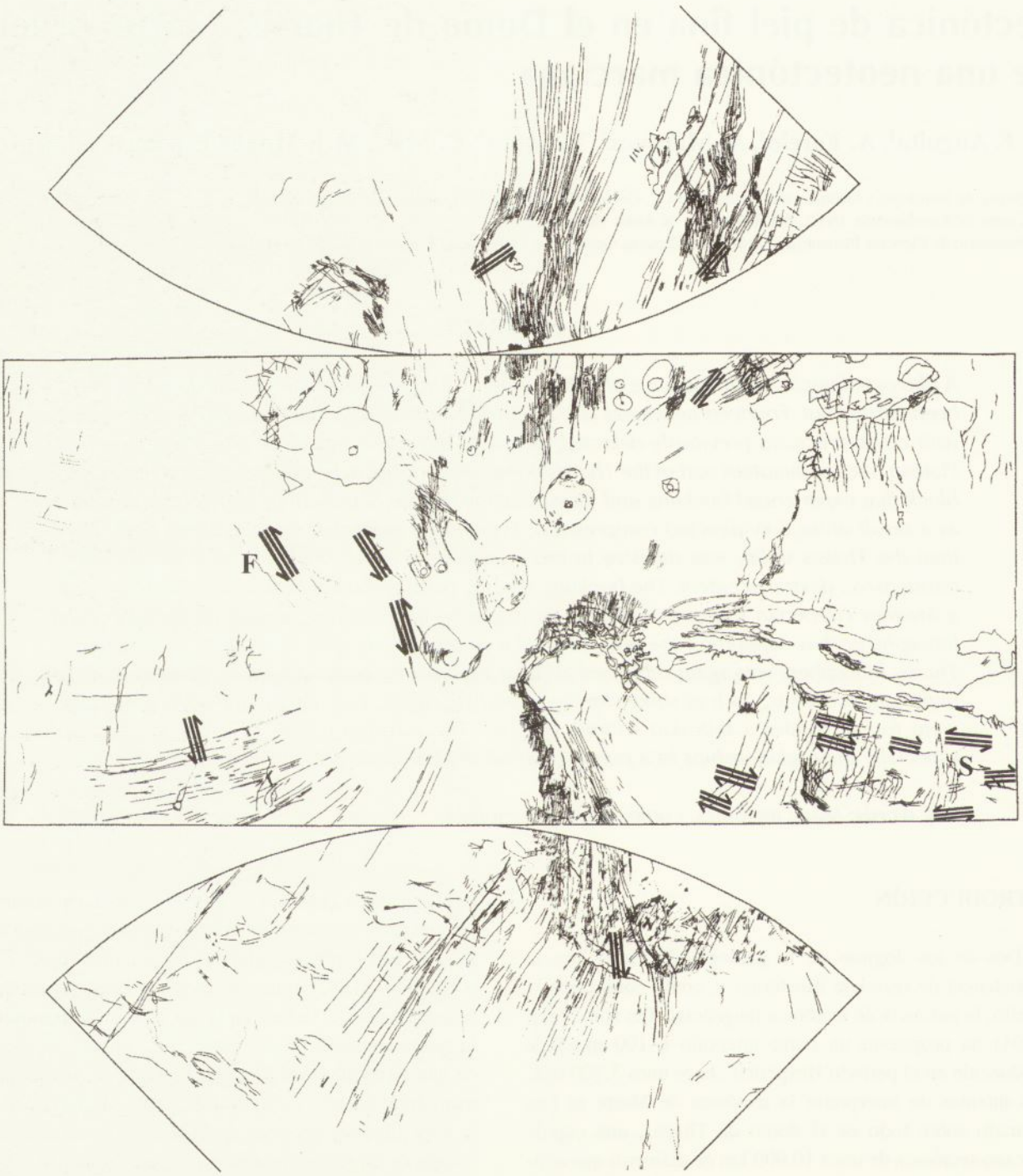


FIGURA 1: *Situación de las fallas transcurrentes identificadas en el domo de Tharsis. F y S indican las fallas ya identificadas por Forsythe y Zimbelman (1988) y Schultz (1989) respectivamente. Mapa base de John Plescia (JPL); 8.300 km de ancho.*

rada con la que afecta actualmente a sectores de la litosfera oceánica terrestre, como son los pliegues de gran radio (espaciado, 200 km) de la placa indoaustraliana (McAdoo y Sandwell, 1985). Se ha propuesto aplicar a Marte la misma relación espaciado/espesor (~4), lo que permitiría definir un espesor aproximado de 75 km para la litosfera marciana en aquella época. Sin embargo, es dudoso que la relación sea lineal: Turcotte y Schubert (1982) proponen la ecuación

$$h = h_o (g / g_o)^{1/3} (\lambda/\lambda_o)^{4/3} ,$$

donde h_o, g_o y λ_o son los valores de espesor litosférico, gravedad y espaciado para la Tierra, y h, g y λ son los valores respectivos para Marte. El resultado de este cálculo es un espesor de sólo 50 a 60 km para la litosfera marciana del Noéico-Hespérico, lo que hace perfectamente imaginable su deformación por *buckling*. El problema que resta, sin embargo, no es menor: ¿Cuál fue el origen de los esfuerzos

que provocaron esta importante deformación? Como los modelos verticalistas del domo de Tharsis proponen una distribución de las fracturas totalmente distinta a la real, Schultz y Tanaka (1994) sospechan que estructuras compresivas de esta envergadura requieren la actuación de esfuerzos tangenciales, y sugieren una movilidad litosférica limitada. En nuestra opinión, la solución de Sleep (1994) cumple perfectamente este requerimiento, ya que (a) coincide en el tiempo con la edad supuesta para las deformaciones, y (b) el eje principal de compresión (σ_1) es aproximadamente E-O (Sleep, su Fig. 3), justo el requerido para explicar las estructuras, esencialmente dirigidas N-S.

Esta discusión previa es importante a la hora de proponer un origen para las nuevas estructuras localizadas. En este caso, Schultz y Tanaka (1994) se decantan por un origen verticalista; pero, en nuestra opinión, cizallas de Riedel con desplazamientos superiores a los 200 km, como las ilustradas en la figura 2, requieren un campo de esfuerzos tangencial. Un segundo punto decisivo es el de la edad de las fracturas. Forsythe y Zimbelman (1988) y Schultz (1989) proponen edades del Hespérico Medio (3.700 a 3.600 m.a.) para los únicos ejemplos de tectónica transcurrente localizados antes de nuestro estudio. Sin embargo, muchas de las estructuras que hemos localizado cortan llanuras volcánicas escasamente craterizadas, que por tanto no pueden datar del Hespérico. Para cuantificar esta hipótesis hemos llevado a cabo contajes de cráteres en dos de estas zonas (25ºS-67ºW y 25ºS-87ºW). Usando las isocronas de Hartmann (1999) hemos obtenido para estas superficies edades de 3.000 a 1.000 m.a., y de unos 1.000 m.a. respectivamente, edades que representan la antigüedad máxima de las fallas. La fractura de aspecto más reciente es un graben de traza sigmoide y 500 km de longitud centrado en 5ºS-125ºW que corta a depósitos probablemente glaciares (Anguita y Moreno, 1992) en el flanco del volcán Arsia Mons. A la resolución de las imágenes Viking, estos depósitos carecen de cráteres, lo que certifica su origen muy reciente. Hasta donde sabemos, éste es el primer indicio de una neotectónica marciana.

En cuanto al origen de los esfuerzos que crearon estas fracturas recientes, un punto de interés es la coincidencia de σ_1 para el antiguo episodio de *buckling* (E-W, como se dijo), para las fallas de rumbo de Nectaris Fossae (E-W a N80W, Schultz, 1989), y el deducido por nosotros para las cizallas de Riedel de Felis Dorsa ilustradas en la figura 2 (N75W). A partir de estos datos, podemos reconstruir la siguiente evolución tectónica:

* Noeíco Superior - Hespérico (~4.000-3.500 m.a.). La subducción al oeste de Tharsis (Sleep, 1994) provoca el *buckling* de una litosfera de un grosor similar a la litosfera oceánica en la Tierra actual. Se forma Valles Marineris, que actúa como una línea de debilidad litosférica que separa Thaumasia, más móvil, del resto de Tharsis.

* Amazónico (1.000 m.a.; ¿≤100 m.a.?). Se renueva el campo de esfuerzos con la misma dirección que el anterior;



FIGURA 2: *Cizallas de Riedel en el área de Felis Dorsa. Mosaico Viking de 250 km de ancho centrado en 26ºS-65ºW. La dirección (σ_1) de máxima compresión está orientada N75W.*

pero la litosfera es demasiado gruesa para deformarse en su totalidad, y se produce una tectónica de piel fina que se refleja en crestas, cizallas de Riedel, y graben y desgarres sigmoides. No se ha propuesto ninguna causa para esta deformación reciente de la corteza marciana; y éste es (junto con el del agua) el principal problema geológico planteado sobre Marte en este momento.

CONCLUSIONES

1. Se han localizado catorce nuevas zonas de fallas transcurrentes en el domo de Tharsis. Su origen parece requerir la actuación de esfuerzos tangenciales dirigidos en sentido E-W.

2. Observaciones geomorfológicas y estructurales han servido de base para proponer que Valles Marineris es un desgarre dextral transtensivo.

3. Las nuevas estructuras se superponen a otras de mayor envergadura y más antiguas, pero que responden a un campo de esfuerzos de igual orientación. Mientras que este campo antiguo podría explicarse por una etapa transitoria de movilidad litosférica, las deformaciones posteriores, algunas de las cuales podrían haberse producido hace mucho menos de mil millones de años, no han recibido una explicación satisfactoria.

REFERENCIAS

Anderson, F. S. y Grimm, R.E. (1998): Rift processes at the Valles Marineris, Mars: Constraints from gravity on necking and rate-depending strength evolution. J. Geophys. Res., 103: 11113-11124.

Anguita, F., y Moreno, F. (1992): Shear-induced folding in Arsia Mons aureole: Evidence for low-latitude Martian glaciations. Earth, Moon, Planets. 59: 11-22.

Forsythe, R.D., y Zimbelman, J.R. (1988): Is the Gordii Dorsum escarpment on Mars an exhumed transcurrent fault? Nature, 336: 143-146.

Hartmann, W.K. (1999): Martian cratering VI. Crater counts isochrons and evidence for recent volcanism from Mars Global Surveyor. Meteor. Planet. Sci., 34: 167-177.

McAdoo, D.C. y Sandwell, D.T. (1985): Folding of oceanic lithosphere. J. Geophys. Res., 90: 8563-8569. 1985.

Plescia, J.B. y Saunders, R.S. (1982): Tectonic history of the Tharsis region, Mars. J. Geophys. Res., 87: 9775-9791.

Schultz, R.A. (1989): Strike-slip faulting of ridged plains near Valles Marineris, Mars. Nature, 341: 424-426.

Schultz, R.A., y Tanaka, K.L. (1994): Lithospheric-scale buckling and thrust structures on Mars: the Coprates rise and south Tharsis ridge belt. J. Geophys. Res., 99: 8371-8385.

Sleep, N.H. (1994): Martian plate tectonics. J. Geophys. Res., 99: 5639-5655.

Turcotte, D.L. y Schubert, G. (1982): Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems, 450 p., John Wiley & Sons, Nueva York.

Search criteria and evidence for impact-induced beds in the geological record of Spain

E. Sanz-Rubio, E. Díaz-Martínez & J. Martínez-Frías

Centro de Astrobiología (CSIC-INTA), Carretera de Ajalvir km 4, 28850 Torrejón de Ardoz, Madrid, Spain.

ABSTRACT

The identification of impact events in the geological record requires the fulfillment of several criteria based on the recognition of characteristic macroscopic features, microscopic features, and geochemical signatures. Macroscopic features include (a) crater geometry, morphology and internal structure; (b) particular lithofacies resulting from impact processes and impact ejecta deposition (igneous and sedimentary breccias, diamictites, impact melt breccias and suevites, megablocks, slump folds and resedimentation deposits, and tsunamites); and (c) deformation features (striations and shatter cones). Microscopic features include deformation features in mineral grains (shocked quartz and other silicate minerals), spherule-rich layers, silicon carbide and diamonds. Geochemical signatures include marked anomalies of siderophyle and platinum-group elements, and Ni-rich spinels. A review of the available information on the Spanish geological record of meteorite impacts identified one probable impact structure (Azuara), and the record of one event with proved evidence for an impact (near K/T boundary) present at several sections in Spain. Following the aforementioned criteria, we identify other units and regions within Spain with potential to be related with meteorite impacts.

Key words: *impact structures, ejecta, breccia, diamictite, Iberian Peninsula.*

INTRODUCTION

Impact craters are a common morphological feature on planets and satellites of the Solar system. In contrast, and despite its similar early planetary evolution, relatively few impact structures have been recognised on the surface of the Earth. The reason for this apparent scarcity of impacts is found in the particular dynamics of the Earth's lithosphere and its young character. In addition, due to the percentage of Earth's surface covered by oceans, most asteroid impacts on the Earth have probably occurred in marine basins. In particular, impact craters formed on epicontinental seas undergo a rapid coverage by sediments, helping the crater structure survive later erosion (Ormö & Lindstrom, 2000). Knowledge about large scale deep structures of impact craters derives mainly from eroded terrestrial impact craters, laboratory-scale impact experiments and numerical simulation of impacts (Tsikalas *et al.*, 1998), but much interest has arisen focused on the search of indirect evidence in the sedimentary record.

One of the main objectives of the European Science Foundation IMPACT Program, at which Spain has recently been incorporated and is currently represented, is the promotion of studies and the search of new evidence on impact structures and impact events. The sedimentary record of Spain provides evidence for impact events, as well as stratigraphic beds with potential to be interpreted as impactoclastic (some of them currently under study). We herein summarise and review the information available on the sedimentary record of large meteorite impacts in Spain, most of it published in national and other European journals. In addition, we propose other stratigraphic units with potential for future research according to the criteria used for the characterisation and recognition of impact events.

SEARCH CRITERIA FOR IMPACT EVENTS

Earth´s surface processes frequently result in the erosion of craters below crater rim, in the sedimentary infill of the crater, and/or in subsequent tectonic modifications. All of these processes inhibit the recognition of large terrestrial impact-induced craters. To date, only one probable impact structure has been identified in Spain (Azuara), but the number of papers dealing with indirect evidence of impacts is rapidly increasing in recent times. Direct recognition of impact events in Spain has been unsuccessful, and most new research is therefore conducted towards the identification of features such as buried structures, remnant structures in the crystalline Hercynian massif, or towards the search of impact-induced beds in the sedimentary record according to specific criteria mentioned below.

The search for impact crater morphologies is inhibited by after-impact modification such as erosion, sedimentary infill and cover, and tectonic processes. Crater geometry, morphology and internal structure may be used as an evidence for an impact origin when explanation by other more frequent geological processes is not possible. Meteorite fragments are found only at the smallest craters (<1 km) and they are quickly destroyed in the terrestrial environments. Other criteria for the recognition of impacts include the following:

A) MACROSCOPIC FEATURES

1. Lithofacies

- *Breccia beds*. Several different types of breccias are well known from many impact structures, such as stratiform megabreccia, basal polymictic, or dyke and globular breccias.
- *Diamictite beds*. Diamictites are poorly-sorted sediments, commonly consisting of boulder or gravel-sized clasts in a fine-grained sandy-muddy matrix. They are originated by non-sorting transport agents such as gravity flows, glaciers, or meteorite impacts.
- *Impact melts, melt-breccias and suevite*. Impact melts and melt-breccias are formed by partially melted target rocks and clasts. Suevite is a poorly sorted material composed of fine-grained glassy matrix with a variety of mostly crystalline clasts, impact melt bombs and minor amounts of glass and basement (target rock) clasts.
- *Megablocks, slump folds and resedimentation deposits*. These features are characteristic of impact structures, resulting both from the impact itself, and from later filling of the transient crater by gravity flow processes.
- *Tsunamites*. Tsunamites are deposits originated by high-amplitude sea waves affecting the sea bed and coastal regions. These waves can be induced by earthquakes (tectonic) or impacts.

2. Deformation features

- *Striations*. Friction among clasts, between clasts and matrix, or between clasts and basement rock, during their displacement by impact stresses.
- *Shatter cones*. Conical fractures resulting from extremely high pressures on impact target rocks.

B) MICROSCOPIC FEATURES

1. *Deformation features in mineral grains*. The high pressure typically reached in impact events originates internal planar deformation in quartz and other silicate minerals, and may lead to the development of diaplectic glass.
2. *Spherule-rich layers*. Tektites and microtektites (impact-related glassy spherules) and microkrystites (impact-related clinopyroxene-bearing spheroids) are originated as distal fallout of impact ejecta. They are discriminated from volcanic glass spherules based on their geochemistry and exotic composition.
3. *Silicon carbide and diamonds*. Craters formed on carbon-rich target rocks (graphite, coal) may contain silicon carbide or diamonds when shock pressure is sufficient for such transformation.

C) GEOCHEMICAL SIGNATURES

1. *Enrichment of platinum group elements (PGEs)*. Somewhat elevated proportions of Ir and other PGEs, and siderophyle elements have been found at or near critical boundaries in the geological record, in probable association with impact events.
2. *Ni-rich spinels*. Spinels enriched in Ni are magnetic minerals formed by hypervelocity interaction of meteoritic bodies with the Earth's atmosphere, distinguishable from terrestrial spinels on the basis of a high Ni-content. High Fe and Cr contents have also been found in impact-related spinels.

RECOGNITION OF PROBABLE IMPACT STRUCTURES IN SPAIN

Azuara probable impact structure

After its first recognition and international consideration as a large probable impact structure (astrobleme) in the Iberian Peninsula, a strong debate arose regarding its tectonic or impact-induced origin (Ernstson & Fiebag, 1992; Aurell *et al.*, 1993; Cortés & Casas, 1996). The Azuara structure (NE Spain) is located on the eastern branch of the NW Iberian Range, which separates the Tertiary Ebro and Calatayud-Montalbán basins. The diameter of the ring-like remnant structure is about 30 km and has been considered as Late Eocene-Oligocene in age (Ernston & Fiebag, 1992). It is located towards the margins of the Ebro basin, and is outlined by Mesozoic and Paleozoic rocks (Fig. 1). The Azuara depression is filled with more than 800m of continental deposits related with the development of aluvial fans with detrital and carbonate facies (Pérez, 1989). Probable proximal ejecta deposits (Pelarda Fm.) overlie clastic alluvial fan deposits of the adjacent Calatayud-Montalbán basin (Fig. 1). The Pelarda Fm., with an outcrop of roughly 30 km^2 and a maximum thickness of 200 m, constitutes an isolated deposit which Ernstson and Claudin (1990) interpreted as a remnant of an originally extended ejecta blanket around Azuara's impact.

The "Azuara Problem": Tectonic vs. Impact origin

An impact-induced origin for Azuara structure was interpreted from alleged evidence such as a negative gravity

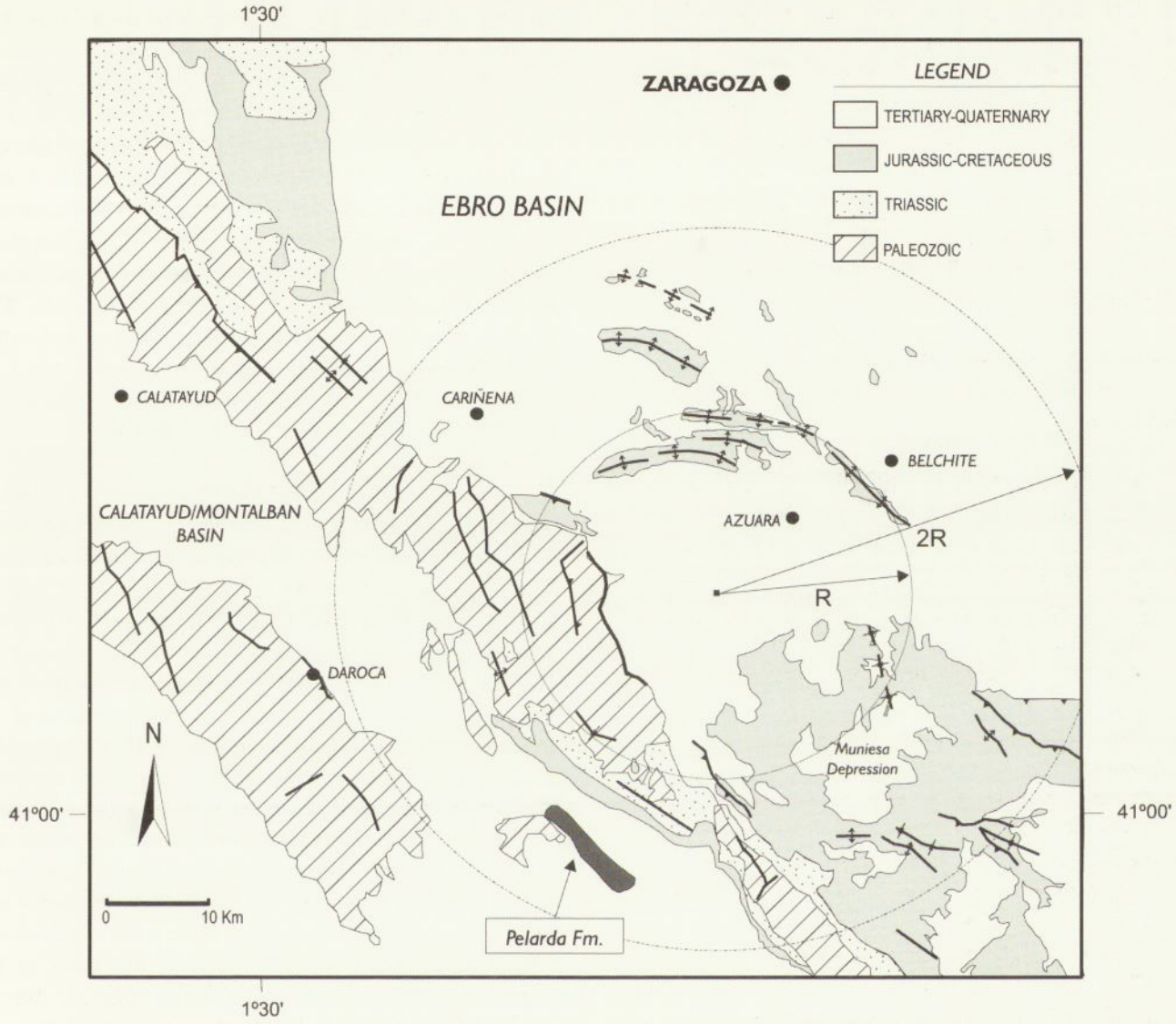


FIGURE 1: *Geological sketch of the Azuara structure and adjacent Calatayud-Montalbán and Ebro basins. Pelarda Fm. is located towards the southern part of the Azuara structure, that is encircled in the map. Distance of one crater radius from the crater rim (2R) is also marked (modified from Cortés & Casas Sainz, 1996).*

anomaly, features indicative of high-pressure and high-temperature effects, breccia dykes, megabreccias and megablocks, and an inverted stratigraphy (Ersntson & Fiebag, 1992). Several lines of evidence based on the sedimentary and structural evolution of the Azuara area, as well as of the Iberian Range and the Ebro basin, were presented against the hypothesis of a meteorite impact (Aurell *et al.*, 1993), proposing alternative interpretations for each of the criteria used as evidence. Cortés & Casas (1996) considered the structure as Alpine, in consistence with a N-S regional shortening which controls deformation both in the Variscan basement and in the Mesozoic-Tertiary sedimentary cover. The structure is interpreted as a syncline over an important depression of the Hercynian basement that is bounded by a fold-and-thrust arc in the northern part (Belchite-Aguilón), and a poorly-defined fold system towards the south. They indicate that folded structures outlining the Azuara structure show stratigraphic sections formed by Upper Cambrian to Lower Middle Miocene sediments.

Part of our ongoing research focuses on sedimentological and paleontological evidence in both the Ebro and Calatayud-Montalbán basins to contribute to solve the controversy relating the impact vs. tectonic origin of the Azuara structure. As a rule, impact craters are surrounded by a deposit of debris ejected as the result of the collision. Most of the ejecta lie close to the crater rim and continuous ejecta should extend about one crater radius from the crater rim in non-oblique impacts (Melosh, 1989). Immediate future work will be conducted towards: (a) the interpretation and determination of the age and provenance of the Pelarda Fm., and (b) search of analogue deposits or other impact evidences within the distance of one crater radius from the crater rim (Fig. 1).

Although, there is no more evidence for other probable large impact events in Spain, impact ejecta have recently



FIGURE 2: *Localities mentioned in the text: (1) Ricla, (2) Pozuel del Campo, (3) Zumaya and Eibar, (4) Agost, (5) Caravaca, (6) Azuara, (7) Valdelacasa-Navalpino, (8) Nazaré.*

been found near the Cenomanian-Turonian boundary close to Nazaré (western-central Portugal) (Fig. 2) in probable relation with the Tore Seamount impact crater, located about 300 km to the west of the coast of Portugal (Monteiro et al., 1997). The ejecta deposit consist of clasts ranging from millimetres to 80 cm in diameter, where clastic boulders correspond to a polymictic breccia. The deposit displays some typical impact-induced features such as devitrified glass, diaplectic glass fragments, shocked quartz crystals and impact melt features.

SEDIMENTARY RECORD OF IMPACT-RELATED BEDS

The relationship between major mass extinctions and large meteorite impacts has brought the attention towards several stratigraphic boundaries present throughout the Earth´s geological record. In Spain, with the exception of the K/T boundary, there are just a few studies about other boundaries related to cosmic events. Some rare events including strong geochemical anomalies were found in relation with the Dogger-Malm boundary at Ricla and Pozuel del Campo, in the Iberian Range (Meléndez *et al.*, 1987) (Fig. 2). However, its origin is debatable because of its association with volcanic and hydrothermal activity, and because a major tectono-eustatic event controlled this widespread uneven boundary, in many places including emersion and/or condensed levels.

Best evidences of impact-related beds in Spain are undoubtedly related to the Cretaceous-Tertiary boundary. Since the recognition of the 180-km in diameter buried structure of Chicxulub representing the K/T boundary impact site, the study of this event and its effects on the Earth has promoted related research throughout the world. The Cretaceous-Tertiary (K/T) boundary has been thoroughly studied at several stratigraphic sections with deep marine deposits (Zumaya and Eibar) in the western Pyrenees corresponding to the Eastern-Cantabrian basin, and Agost-Caravaca in the Betic Range (Fig. 2), where unequivocal evidence was found for an impact origin in relation with a major faunal turnover. Caravaca (Murcia) is a world famous locality because of the existence of a complete biostratigraphic record of the K/T boundary with an unusual enrichment of iridium and siderophyle elements. The discovery of spherules composed of sanidine and other minerals was firstly recorded at this locality.

POTENTIAL IMPACTOCLASTIC BEDS

Future research in Spain should be focused on potential impactoclastic beds following the above mentioned criteria. Macroscopic features will be preferably taken into account to select potential beds. As previously mentioned, one of the most important criteria for the recognition of impact-related units in the sedimentary record is the presence of breccia or diamictite beds, which are frequent in the geological record. They are usually interpreted as synsedimentary redeposition related with slope and/or tectonic instability, and more rarely as glacigenic deposits. Apart from those more clearly related with active tectonism or eustacy, other units exist in the Iberian Peninsula displaying a strong potential as impact-induced, as listed below (Fig. 2). For most of them, available evidence is not unequivocal in any sense, previous interpretations are very preliminary, and/or many features still remain to be explained, thus allowing for reinterpretation as impact induced, if such proof is found.

Vendian-Cambrian boundary. Deep marine breccias and olisthostromes of the «Nivel de Fuentes» (Fuentes Bed, Membrillar Megabreccias and Olisthostrome, Navalpino Breccia) in the Valdelacasa and Navalpino anticlines (Central Iberian Zone of the Hercynian Massif) broadly coincide with the Vendian-Cambrian boundary.

Latest Ordovician. Shallow-marine Hirnantian diamictites (the so-called «Pelitas con fragmentos» or fragment-bearing shales) are present throughout the Central Iberian Zone with different formational names. They have been generally assigned to coeval North African glaciation, but many features remain unexplained.

Late Devonian. Shallow-marine diamictites within the «Phyllite-Quartzite Group» of the Iberian Pyrite Belt (South-Portuguese Zone of the Hercynian Massif) are commonly interpreted as mega-debris flows related with tectonism.

Triassic-Jurassic boundary. In most of Spain this boundary is marked by a regional erosional unconformity

and/or earliest Jurassic (Hettangian) breccias. Some are interpreted as related with rifting and eustacy, whereas others are considered the result of collapse after evaporite dissolution.

Cenomanian-Turonian boundary. Impact ejecta near the Cenomanian-Turonian boundary recently found in Portugal, provides compelling evidence for searching distal ejecta related to the same event in the frequent and excellent exposures of shallow and deep marine sequences covering this same interval in Spain. Some of these Spanish sections are already well dated based on calcareous nannoflora, planktic foraminifera, and ostracod biostratigraphy.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work has been supported by the Astrobiology Center (CSIC-INTA) of Spain, the IMPACT Program of the European Science Foundation, and D.G.E.S. project PB98-0503.

REFERENCES

Aurell, M., González, A., Pérez, A., Guimerá, J., Casas, A. & Salas, R. (1993): Discussion of "The Azuara impact structure (Spain): new insights from geophysical and geological investigations" by K. Ernstson and J. Fiebag. Geol. Rundsch., 82: 750-755.

Cortés, A.L. & Casas Sainz, A.M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). Rev. Soc. Geol. España, 9 (1-2): 51-66.

Ernstson, K. & Claudin, F. (1990): Pelarda Formation (Eastern Iberian Chains, NE Spain): Ejecta of the Azuara impact structure. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 10: 581-599.

Ernstson, K. & Fiebag, J. (1992): The Azuara impact structure (Spain): new insights from geophysical and geological investigations. Geol. Rundsch., 81/2: 403-425.

Meléndez, G., Sequeiros, L., Brochwicz-Lewinski, W., Gasiewicz, A., Suffzynsky, S., Szatkowski, K., Zbik, M. & Tarkowski, R. (1987): El límite Dogger-Malm en la Cordillera Ibérica: anomalías geoquímicas y fenómenos asociados. Geogaceta 2: 5-7.

Melosh, H.J. (1989): Impact cratering. New York. Oxford University Press, 245 p.

Monteiro, J.F., Ribeiro, A., Munha, J., Fonseca, P.E., Brandao Silva, J., Moita, C. & Galopim de Carvalho, A. (1997): Ejecta from meteorite impact near the Cenomanian-Turonian boundary found at North of Nazaré, Portugal. Proceedings of the LPS XXIX, 2: 967.

Tsikalas, F., Gudlaugsson, S.T. & Faleide, J.I. Jour. Geophys. Res., 103 (B12): 30,469-30,483.

Ormö, J. & Linstrom, M. (2000). When a cosmic impact strikes the sea bed. Geol. Mag., 137 (1): 67-80.

Pérez, A. (1989): Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 525 p.

INGENIERÍA GEOLÓGICA

Evaluación de inestabilidad de taludes de carreteras en Canarias

J.J. Alonso Blanco

GEOCISA; Los Llanos de Jerez 10 y 12; 28820 Coslada (Madrid).

RESUMEN

Landslide and slope stability problems are studied in some roads in El Hierro, La Palma and La Gomera islands in the Canary archipielago. The topography is very abrupt, and develop high slopes in several kind of volcanic materials, specially in old roads. These slopes have great stability problems. There are some geomechanic classifications in non volcanic materials but are inappropriate in these particular areas. In this paper we propose a new specific methodology for slope risk classification where we consider the dangerousness of slides, rock fall, etc and the hazard of it happen. We use the slope geometry, the size of blocks, the degree of weathering, the presence of water, vegetation and degradable layers, the existence of problems and solutions and the risk of third party affection as factors to determine the level of risk and find solutions. We compare this classification with the Bieniawski (1979) classification and have a good correlation.

***Key words**: slope stability, landslide, road, Canary Island, Geotechnics.*

INTRODUCCIÓN

Las especiales características orográficas de las islas occidentales del archipiélago canario con una topografía muy acentuada, requiere de la realización de trazados de carretera muy complejos, en numerosas ocasiones con desmontes de gran inclinación y altura que afectan a materiales muy heterogéneos atravesando laderas con pendientes muy elevadas. En estas condiciones son muchos los taludes y laderas afectados, esencialmente de carreteras antiguas, que presentan graves problemas de estabilidad que causan un importante impacto social y económico.

Las numerosas clasificaciones geomecánicas (Bieniawski (1979), Romana (1992), etc.) que estudian la causas de inestabilidad de los taludes y que ayudan a corregirlos han sido diseñadas para su aplicación en materiales diferentes a los que existen en zonas volcánicas, con características muy especiales, y son por tanto difíciles de emplear y su utilidad es en muchos casos dudosa.

Se planteó la posibilidad de establecer una nueva clasificación que permita establecer el nivel de riesgo de inestabilidad de taludes en zonas volcánicas, así como prioridades de actuación cuando nos encontramos con amplias zonas afectadas.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se estudiaron un total de 115 taludes en las islas de La Gomera (Carretera Agulo-Vallehermoso y Vallehermoso-Alojera, La Palma (Carretera El Time-Garafía) y El Hierro, en gran variedad de formaciones, con distintos tipos de materiales (coladas, diques, piroclastos, aglomerados, coluviones, etc.) y litologías, todos ellos con problemas de inestabilidad de diversa naturaleza tal como descalces, cuñas, erosión, deslizamietos, etc. (Fig. 1).

Se estableció un sistema de evaluación en campo del riesgo de inestabilidad de los distintos taludes basado en valorar por un lado la peligrosidad, que depende entre otros factores del estado de fracturación de la roca, la meteorización del macizo rocoso, la existencia de agua y fragmentos sueltos, la inclinación y altura de los escarpes, etc.; y por otro de la vulnerabilidad o posibilidad de que los desprendimientos causen daños a las carreteras y que a su vez depende de la presencia de vegetación, existencia de medidas de protección, daños generados, etc.

Se estableció un índice (JAB) para valorar el nivel de riesgo de cada talud, para ello se asignó una puntuación a cada talud atendiendo a: la geometría del talud (0-10 puntos), presencia de discontinuidades (0-6), tamaño de bloques (0-8), estado de alteración de los materiales (0-6), disposición relativa de coladas y diques (0-4), presencia de niveles erosionables intercalados (0-30), presencia de almagres en posición desfavorable (0-6), presencia de agua (0-16), presencia de vegetación (0-6), existencia de medidas correctoras (0-30), riesgo de afección a terceros (0-8) y evidencia de existencia de problemas (0-20).

Con una valoración máxima de 200 puntos, los taludes que presentan mayor puntuación son los que tienen mayor riesgo de inestabilidad.

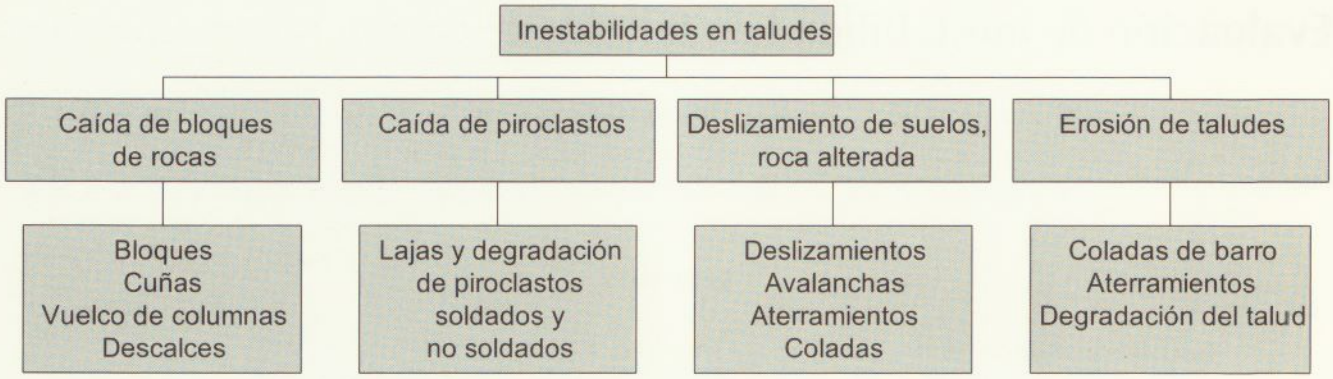


FIGURA 1: *Tipos de inestabilidades en taludes en Canarias.*

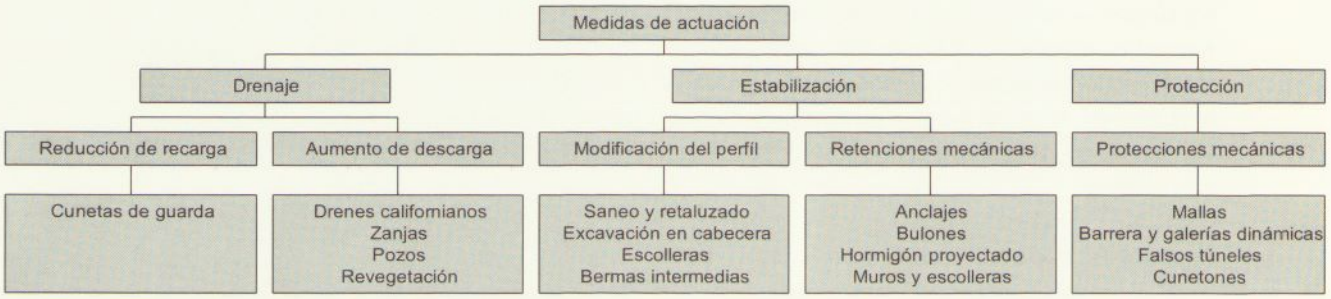


FIGURA 2: *Medidas de actuación en taludes inestables.*

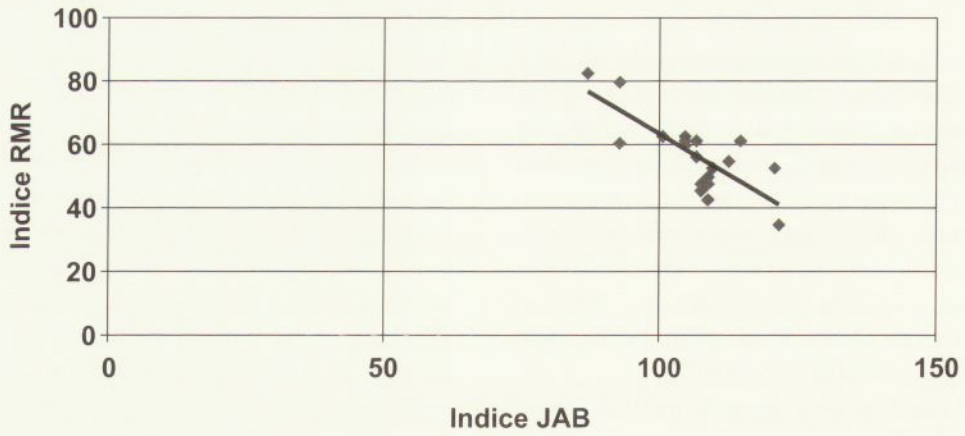


FIGURA 3. *Correlación índices JAB y RMR en la isla de La Gomera.*

RESULTADOS OBTENIDOS

La evaluación realizada permitió seleccionar los taludes con mayor riesgo en los cuales se debería actuar con mayor urgencia. En ellos se realizó un estudio más detallado y se propusieron actuaciones alternativas (Fig. 2).

Los materiales volcánicos de las islas Canarias tienen características muy distintas de otros materiales no volcánicos ampliamente estudiados y sobre los que existen numerosas clasificaciones. Se comparó la clasificación realizada en este trabajo con la de Bieniawski (1979), y en concreto los índices RMR y JAB de este trabajo, obteniéndose en general buenos índices de correlación (Fig. 3) identificándose en ambas los taludes que presentaban mayor riesgo.

Esta clasificación muestra la ventaja de ser fácilmente utilizable en campo, posibilitando una rápida toma de decisiones, por otra parte integra aspectos propios de zonas volcánicas, como es la consideración de niveles de distinta erosionabilidad, la presencia de almagres, etc. Por otra parte contempla aspectos relativos a la vulnerabilidad de los posibles desprendimientos, no tomada en consideración por otras clasificaciones.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mis compañeros Antonio García Vélez y Luis de Ramón los comentarios y sugerencias aportadas en la selección y valoración de criterios adoptados en esta clasificación.

REFERENCIAS

Bieniawski, Z.T. (1979): The Geomechanics Classificatión in Rock Engineering Aplications 4th.Int.Cong. on Rock Mechanics. Montreux, 2: 41-48.

Romana, M. (1995): Métodos de corrección de taludes según la clasificación geomecánica SMR. III Simp. Nac. Sobre Túneles y Laderas Inestables: 629-649.

Influencia de la variación litológica y textural en la verticalidad de sondeos

E. Aracil Ávila[1], F.J. Lillo Ramos[2], F.J. López Mendieta[3]

1 Compañía General de Sondeos, CGS, S.A. c/ Corazón de María, 15. 28002 - Madrid.
2 Esc. Sup. CC Experimentales y Tecnología. Universidad Rey Juan Carlos. c/ Tulipán s/n. 28933 - Móstoles (Madrid).
3 Empresa de Transformación Agraria, S.A. c/ Cobalto 3-5. 47012 - Valladolid.

ABSTRACT

Lithology contrast, texture change, fracturation or lack of consistence in drilled materials, cause variations in vertical direction of holes during drilling operations. This paper shows some examples about the correlation between well deviation and alternance of layers, clay content and altered layers.

Key words: *drilling, vertical direction, clay content, logging.*

La inclinación del eje del sondeo, su verticalidad, es controlable pero no dominable. Es decir, que si bien hay posibilidades de controlar la verticalidad del pozo, estos parámetros antes comentados la condicionan y hacen que estos problemas de desviación, con mucha frecuencia, se encuentran asociados a la perforación de sondeos de forma inevitable. Los problemas que pueden derivarse de ello están íntimamente relacionados con las dificultades e impedimentos posteriores, tanto para la entubación, como para la colocación del empaque de gravas (Aracil, 1994). Entre los parámetros que pueden condicionar la inclinación de los sondeos destacan los geológicos y, concretamente, la alternancia litológica, fundamentalmente en lo que se refiere a la presencia de capas de arcilla, y las intercalaciones de tramos más fracturados y alterados dentro de rocas compactas.

Este trabajo recoge una serie de casos reales en los que se ha empleado la herramienta de testificación geofísica, a veces, la única vía de inspección (Aracil, 1995 y 2000) en el caso de sondeos con agua turbia o cuando las características a determinar son la medida de la desviación y orientación del pozo. Cuando éste es el caso se utiliza una sonda de verticalidad "que proporciona un registro continuo de la desviación del sondeo y del azimuth de la desviación" (Plata *et al.*, 1996).

INFLUENCIA DE LA ALTERNANCIA LITOLÓGICA EN LA VERTICALIDAD

La idónea y deseada verticalidad 0° (o próxima a 0°) se consigue muchas veces pero, también, cualquier variación de la trayectoria con la vertical, con errores de décimas de grado, se puede registrar. Las variaciones litológicas constituyen uno de los condicionantes de los desvíos de los sondeos y, concretamente la mayor arcillosidad y la alternancia de tramos de poco espesor, son elementos «distorsionadores» en el mantenimiento de la verticalidad del sondeo. El ejemplo de la figura 1 es uno de los muchos de que se dispone referente a un sondeo perforado en Navalcarnero (Madrid) con el método de rotación con circulación inversa en materiales detríticos. En él, si bien la verticalidad lograda ha cumplido sobradamente lo requerido llegando a ser la inclinación del sondeo prácticamente nula (1.4° en 500 m), sí se aprecian ligeras desviaciones que guardan una estrecha relación con la litología.

El registro de radiactividad natural permite diferenciar litológicamente los materiales atravesados al ser los tramos arcillosos, generalmente, coincidentes con los aumentos en ese parámetro geofísico. Existe una coincidencia entre los tramos de mayor radiactividad natural (arcillosidad) con los tramos en los que se incrementa la desviación del sondeo. Además de esta coincidencia en profundidades también sucede que cuanto mayor es la radiactividad del tramo, mayor es la desviación.

Un ejemplo parecido se puede observar en la figura 2. El sondeo El Rocío, perforado en Huelva con el mismo método de rotación a circulación inversa, atraviesa una serie detrítica formada por una alternancia de arcillas, limos, margas y arenas. También aquí los tramos más arcillosos y margosos se destacan en el registro de radiactividad natural con unos valores mayores.

Al analizar el registro de verticalidad, de la misma manera que sucedía en el ejemplo anterior, se observan unas ligeras, aunque manifiestas, distorsiones respecto a la vertical total que son coincidentes en cota con los tramos más arcillosos y margosos de la serie atravesada. La intensidad de la desviación es coincidente en gran medida con el grado de arcillosidad lo que permite reforzar la correlación

FIGURA 1: *S. Navalcarnero-1.*

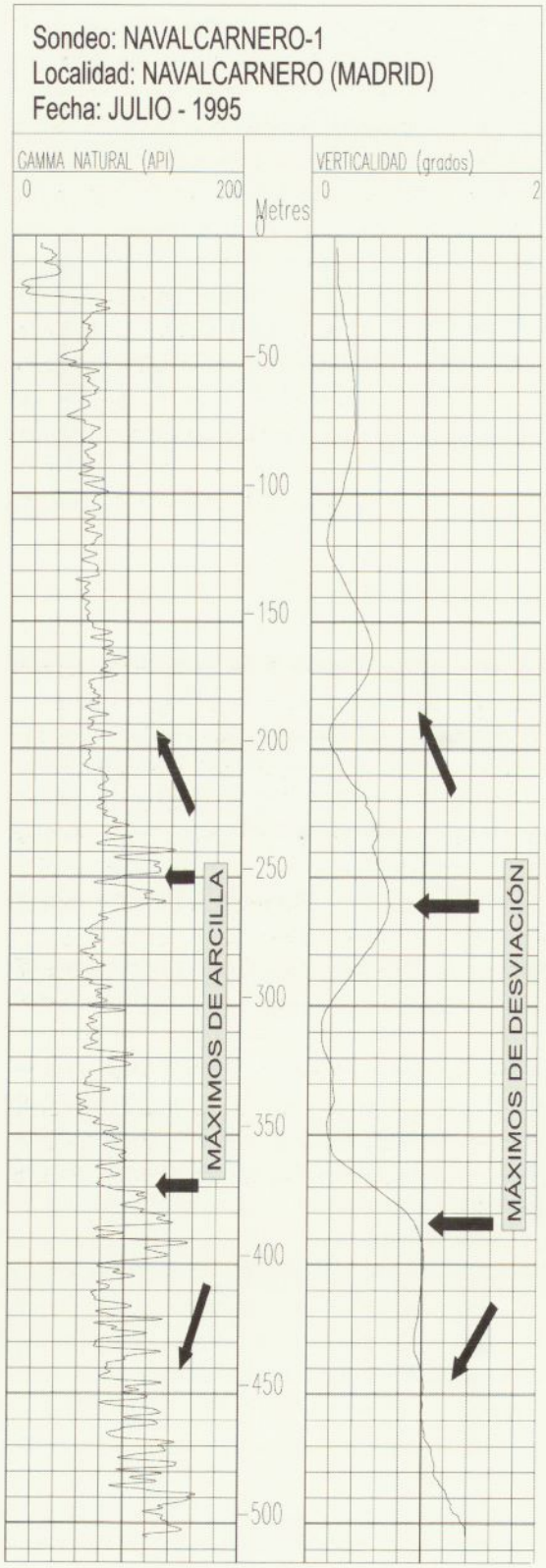
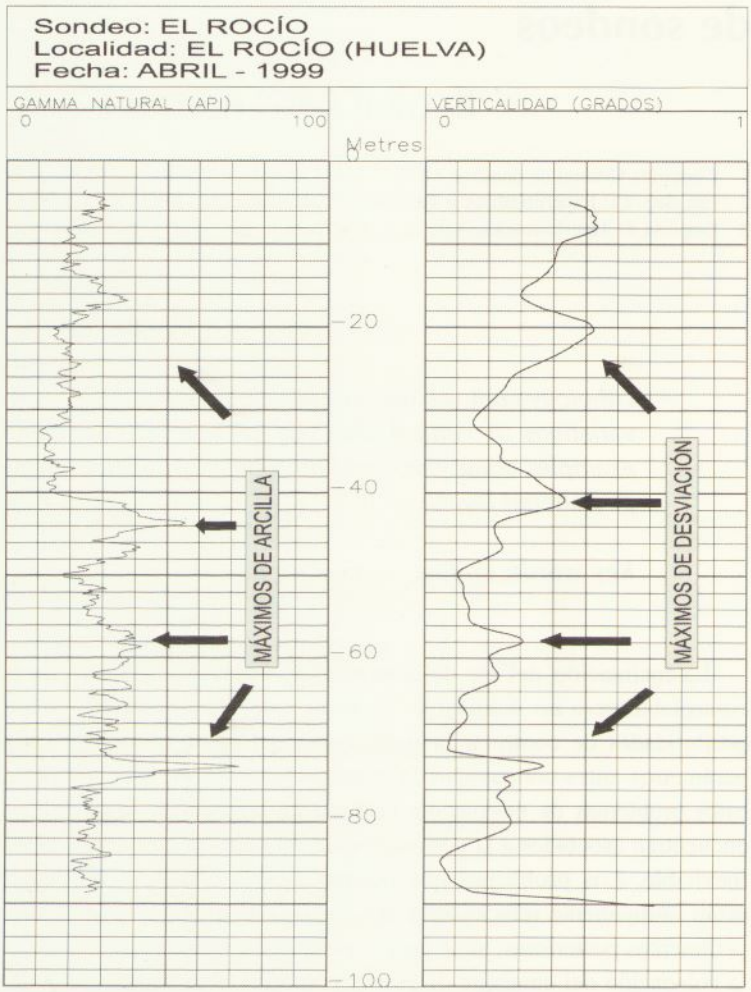


FIGURA 2: *S. El Rocío-1*



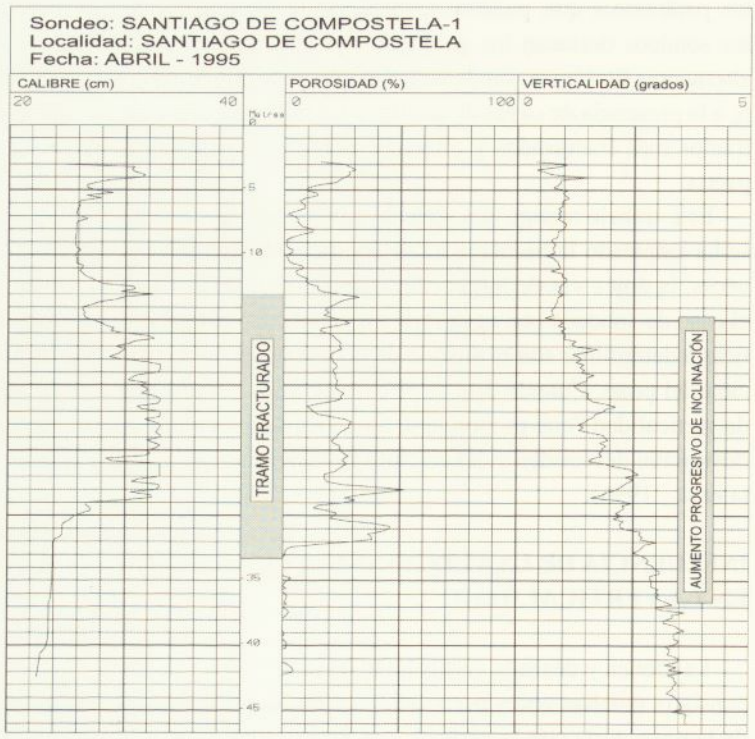


FIGURA 3: *S. Santiago de Compostela.*

entre ambos registros, radiactividad gamma natural y verticalidad del sondeo.

INFLUENCIA DE LA ALTERNANCIA TEXTURAL EN LA VERTICALIDAD

La inspección de sondeos mediante el control de la verticalidad también depara sorpresas cuando se trata de perforaciones en la misma litología pero con distintos caracteres texturales. En el caso de rocas compactas, como el caso de la formación granítica atravesada por el sondeo perforado a rotopercusión en Santiago de Compostela (figura 3), también se producen desviaciones de la vertical cuando hay presencia de tramos intercalados más fracturados y alterados.

La banda de fracturación y alteración atravesada entre las cotas de 12 y 32.5 m se pone de manifiesto a partir de los registros de calibre y de porosidad de la formación. Ambos registros geofísicos evolucionan a valores mayores cuando están en presencia de tramos fracturados y alterados consecuencia del carácter más disgregable de estos materiales: el diámetro (calibre) del sondeo aumenta por las caídas de fragmentos de las paredes durante la perforación y la propia fracturación favorece la circulación de aguas que intensifica la alteración de la roca y, consecuentemente, la porosidad.

En este caso hay una alternancia textural, no litológica, en la que se pasa de un granito compacto a uno alterado y, de nuevo, a uno sano. Este aspecto ha condicionado que se produjera un aumento de la desviación del sondeo respecto a la tendencia vertical al entrar el martillo de perforación en la zona alterada. La escasa inclinación menor de 1 grado que se mantenía desde prácticamente el emboquille va aumentando progresivamente en el granito alterado hasta los 3.5°, que es la inclinación con la que entra nuevamente en el granito sano situado por debajo.

CONCLUSIONES

El empleo de una sonda de verticalidad permite observar en numerosos casos que las desviaciones de los pozos se deben a cuestiones geológicas, bien la alternancia de litologías, bien la alternancia de texturas dentro de una misma litología.

El grado de desviación no se puede generalizar ya que es particular de cada pozo pero sí se aprecia una importante correlación entre presencia de tramos arcillosos y tramos desviados e, incluso, entre arcillosidad e intensidad de la desviación, aunque ésta sea pequeña. Asimismo, respecto a sondeos perforados en materiales compactos homogéneos, se observa en numerosos casos una relación directa entre desviación y la existencia de bandas de fracturación y alteración.

La explicación de esta causa sería el cambio de las condiciones del terreno que, frente a los mismos parámetros de perforación, repercute en la herramienta de diferente manera condicionando cambios en la trayectoria del pozo. Es importante, dados los resultados obtenidos, que durante la perforación haya un control continuo de las posibles alternancias litológicas y texturales dado que son los aspectos geológicos que más favorecen las posibles desviaciones de los sondeos.

REFERENCIAS

Aracil, E. (1994): Registros Geofísicos. Aspectos Aplicados. Curso sobre nuevas técnicas de construcción de pozos en terrenos no consolidados. En: F. Villarroya (Ed.). I.C.O.G. – Asoc. Int. Hidrogeólogos. Madrid.

Aracil, E. (1995): La testificación geofísica: Una herramienta para la inspección de sondeos hidrogeológicos. VI Simposio de Hidrogeología. Sevilla: 101-115.

Aracil, E. (2000): Inspección, control de calidad, envejecimiento y regeneración de pozos. Libro de comunicaciones y ponencias del Congreso Nacional de Prospección Geofísica aplicada a la Hidrogeología. Granada - 1999. In litt.

Plata, J.L., Alonso, T., Alberdi, R. y Aracil, E. (1996): Testificación geofísica de sondeos mecánicos: Divulgación y desarrollo metodológico de esta técnica. Instituto Tecnológico Geominero de España. Ed. Gráficas Baraza. Oviedo: 62 p.

Estudio de viabilidad para el aprovechamiento de los R.C.D. en obras de infraestructura. Su aplicación a unidades geotécnicas

J. Ayuso Muñoz[1], A.J. González Barrios[2], A. Caballero Repullo[1], J. González de Canales Torralbo[2], F. Pérez García[1]

1 Dpto. de Ingeniería Rural. ETSIAM. Universidad de Córdoba. Avda. Menéndez Pidal s/n. 14071-Córdoba.
2 Laboratorio de Control de Calidad. Del. Prov. de Córdoba. Consejería de Obras Públicas y Transp. Junta de Andalucía. C/ Hernando de Magallanes s/n 14010 - Córdoba.

ABSTRACT

A growing problem exists in the administration and treatment of the RCD as a consequence of the population's increase and to a higher demand of building construction that this society carries. These residuals are deposited in many occasions in non controlled drains producing an important degradation of the landscape and therefore a strong environmental impact.
Estimates carried out in the twelve countries of the European Economic Community show a production of 190 millions of annual tons of residuals from construction and of demolitions debris, what is equal to 550 Kg. / res. / year, a quantity superior to the domiciliary garbage that an inhabitant produces (Jakobsen, 1992). In Spain, it is considered at the moment that the production of RCD 2000 will be of about 30 million Tn., what represents a 10% of the residuals generated in that year.
The recycling and later use of this material in infrastructure works would reduce the space demand for drains considerably and in turn it would elevate to the by-product category the current residuals of the construction companies.
In this work it is sought, on one hand to characterize the material coming from a factory of having crushed and selection of RCD located in Córdoba, and for other to evaluate the potential of employment of these materials in the construction of highways, well be only or blended with different floor percentages in place, when this it doesn't complete the requirements of the Sheets of Technical Prescriptions of highways for their use in the construction of embankments, like it happens in wide areas and districts of the Andalusian region.

***Key words**: R.C.D. (Constrution and Demolition Remains).*

INTRODUCCIÓN

En esta comunicación se pretende poner de manifiesto los primeros resultados de un estudio iniciado para verificar la viabilidad del empleo de los RCD solos o mezclados con los suelos "in situ" en obras de infraestructura, lo que permitiría obtener procedimientos para la adecuada aplicación práctica de los RCD con una triple finalidad:

a) Económica: rentabilizando un subproducto de la Empresa de la Construcción con el consiguiente ahorro sustancial que produciría su reutilización en obras de infraestructura mediante diversos productos de calidades geotécnicas (a veces difíciles y caros de obtener del medio natural), como suelos marginales, suelos tolerables, suelos adecuados y suelos seleccionados; para subbases de carreteras, muros compactados, escolleras, áridos, rellenos y explanaciones urbanas, sustratos para repoblaciones forestales en obra civil, etc...
b) Técnica: desarrollando técnicas que permitan tanto la utilización directa de R.C.D. como su adición a tierras de las Unidades Geotécnicas del territorio, que con el aumento de calidad podrían llegar así a cumplir o mejorar el cumplimiento de la normativa técnica al respecto.
c) Ambiental: evitando la proliferación de vertederos incontrolados y el crecimiento de futuros depósitos derivados de la gestión sin alternativa de reutilización y que en la actualidad en base a los Planes Provinciales de Residuos, en aprobación por la Consejería de Medio Ambiente, se están desarrollando asumidos por las Diputaciones Provinciales como es el caso ya de la Diputación Provincial de Córdoba.

Además los resultados que se obtengan de este proyecto de investigación proporcionarán un instrumento que orientará a las administraciones públicas y empresas sobre técnicas para la viabilidad en la ejecución y diseño de Planes Territoriales de Gestión de R.C.D.

DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO

Al tratarse de un proyecto con grandes aspiraciones a la hora de su aplicación directa, hay que abarcar una amplia gama de objetivos para conseguir que el mencionado estudio goce de todo el rigor y exactitud científica que un tema de estas características requiere. No hay que olvidar que se trata de una aplicación directa sobre el terreno con materiales que actualmente se están desechando, tanto los R.C.D. como las tierras de las Unidades Geotécnicas que por sí mismas no obtienen la calidad requerida.

En una primera fase se pretende cuantificar la producción de RCD en la provincia de Córdoba, para posteriormente tomar muestras representativas de las distintas zonas de producción las cuales serán sometidas en planta piloto a trituración a diferentes diámetros. Las muestras obtenidas serán caracterizadas geotécnicamente mediante la realización de los ensayos clásicos según las normas NLT (CEDEX, 1992). A la vista de los resultados obtenidos se valorarán las posibilidades de empleo de estos materiales en la construcción de núcleos de terraplenes e incluso en las capas del firme en función del grado de cumplimiento de la normativa técnica al respecto.

Asimismo se llevará a cabo la definición y caracterización de las distintas unidades geotécnicas del territorio, realizándose una cartografía representativa de la provincia.

Todos los datos obtenidos en este estudio de campo se digitalizarán e introducirán en un sistema de información, de forma que puedan ser correlacionados entre sí adecuadamente.

En una fase posterior se acometerá lo que pretende ser la mayor innovación del proyecto que es estudiar la viabilidad de estabilizar los suelos "in situ" con estos residuos en diversas unidades geotécnicas que no cumplen los requisitos técnicos necesarios para su empleo en las obras de infraestructura viaria, de modo que la mezcla de ambos en las proporciones adecuadas proporcione un material que cumpla los requisitos del Pliego de Prescripciones Técnicas para Obras de Carreteras.

La última etapa del proyecto correspondería a una recopilación de todos los datos obtenidos encuadrándolos en una cartografía temática basada en sistemas de información geográfica que nos relacione entre sí todos los parámetros del territorio estudiados, que junto con los datos obtenidos de las mezclas, de cada unidad geotécnica con los porcentajes óptimos de R.C.D. (para que cumplan las normativas técnicas establecidas para cada elemento de construcción tipo), se habrá obtenido una amalgama de información de vital importancia para la gestión y aprovechamiento de los R.C.D. de un territorio. Estas bases de datos bien podrían ser, tanto aplicadas a las de cartografía geológico-geotécnica, como las de información ambiental de Andalucía.

El carácter experimental y aplicado a la realidad territorial permitirá sentar una serie de bases científico-técnicas que propicien el aprovechamiento de las tierras no aptas geotécnicamente con el abaratamiento de los costes de obra así como en orientar los Planes de Gestión de R.C.D. en las provincias andaluzas, a la vez se perseguirá la consecución de técnicas viables para la reutilización de los residuos de las empresas de la construcción que actualmente se vierten de forma incontrolada.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Para una primera evaluación de la potencialidad que tienen los RCD en la estabilización de suelos que no cumplen los requisitos del PG3 para su empleo en la construcción de terraplenes, se han tomado dos muestras. La primera procedente de la intersección de la N-IV con la N-432 a su paso por Córdoba, que corresponde a las margas gris-azuladas del Mioceno superior (Messiniense) de la depresión del Guadalquivir, material muy abundante y representativo de nuestro territorio. Asimismo se tomó una muestra de RCD de una planta de machaqueo y selección de una empresa privada de Córdoba dedicada a la retirada de estos residuos en la ciudad.

Los resultados obtenidos en los ensayos de laboratorio de ambos materiales se recogen al final de esta comunicación. En ellas se aprecia que la marga es una arcilla de alta plasticidad clasificándose como material inadecuado mientras que el RCD sería un suelo seleccionado según el PG3.

En estos datos se muestran los resultados obtenidos con mezclas de RCD y marga en las proporciones del 77-23% respectivamente pudiéndose apreciar que la mezcla se clasifica como un A-2-6 según la clasificación de la AASHTO con un índice de plasticidad de 13 y un CBR de 14 lo que lo convierte en un material adecuado según el PG3 que lo hace útil para la ejecución de terraplenes en carreteras.

CONCLUSIONES

En estos ensayos los RCD han mostrado un comportamiento excelente en la estabilización y mejora de las propiedades geotécnicas de un suelo de alta plasticidad inadecuado para su empleo en obras de infraestructura viaria. La confirmación de estos resultados con diferentes tipos de suelos y RCD y el establecimiento de unos criterios técnicos de empleo tendría unas importantes consecuencias económicas ya que estos materiales pasarían a tener una consideración de subproducto, lo que reduciría de una manera significativa los costes de construcción de terraplenes, explanaciones y capas inferiores de los firmes de vías de comunicación.

A su vez se obtendría un importante efecto positivo sobre el medio ambiente, ya que por una parte la reutilización de este subproducto evitaría la proliferación de vertederos de tierras excedentes en obras y vertederos incontrolados, y además reduciría los volúmenes de materiales naturales de préstamo necesarios, evitando así en gran medida la búsqueda y apertura de nuevas canteras que generan un impacto muy negativo sobre el medio ambiente.

ENSAYOS REALIZADOS

MARGAS GRIS-AZULADAS

Granulometría: Pase por el tamiz UNE 0.080.- **95.8%**
Límites de Atterberg: Límite Líquido.- **61**
Límite Plástico.- **23,8**
Índice de Plasticidad.- **37,2**
Proctor Normal: Densidad máxima.- **1,52 kgr/dm^3**
Humedad óptima.- **19,3%**
Índice de Grupo: 20
AASHTO: A-7-6
Casagrande: CH
P.G.3.: INADECUADO

RCD CON MACHAQUEO A 2"

Granulometría: Pase por el tamiz UNE 0.080.- **16,7%**
Límites de Atterberg: NO PLÁSTICOS
Proctor Normal: Densidad máxima.- **1,81 kgr/dm^3**
Humedad óptima.- **12,9 %**
Contenidos en sulfatos: 1,93%. Despreciando gruesos de yesos.
Materia orgánica: Menos del 5%
Indice de Grupo: 0
AASHTO: A-1-B
P.G.3.: SELECCIONADO

ESCOMBROS (77% a 2") + MARGAS GRIS-AZULADAS (23%)

Granulometría: Pase por el tamiz UNE 0.080.- **34,8%**
Límites de Atterberg: Límite Líquido.- **32,8**
Límite Plástico.- **19,8**
Índice de Plasticidad.- **13,0**
Proctor Normal: Densidad máxima.- **1,75 kgr/dm^3**
Humedad óptima.- **11,9 %**
CBR: Absorción de agua.- **4,9 %**
Hinchamiento.- **0,5 %**
Índice CBR.- **14**
Índice de Grupo: 1
AASHTO: A-2-6
Casagrande: GC
P.G.3.: ADECUADO

REFERENCIAS

Ancade (1997): Manual de estabilización de suelos con cal.

Bjorn Jakobsen, J. (1992): Reciclado de escombros de la construcción. Últimas experiencias en países de la CEE. Cowiconsult. Dinamarca. ISWA '92. 68 Congreso y Exposición Internacional de Residuos Sólidos. Madrid. Junio 1992. Conferencias y Comunicaciones. 5 Volúmenes.

Cañizo, L. et al. (1980): Geotecnia y cimientos. Cimentaciones. Excavaciones y aplicaciones de la Geotecnia. Coordinador J.L. Jiménez Salas. Edit. Rueda. Madrid.

CEDEX (1992): Normas NLT. II Ensayos de Suelos. 2ª Edic. ampliada.

Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. (1989-1998): Informes de Medio Ambiente en Andalucía.

Jiménez Salas, J.A. y Justo Alpañés, J.L. (1975): Geotecnia y cimientos. Propiedades de los suelos y de las rocas. 28. Edic. Edit. Rueda. Madrid.

Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Ctras. y caminos. Orden de 21 de Enero de 1988 (BOE 2/2,'88, nº 28). Modificación pliego de prescripciones técnicas generales de obras.

M.O.P. "Pliego de prescripciones técnicas generales para obras de Carreteras y puentes.

PG-3. (1975): Dirección General de Carreteras y Caminos Vecinales. Madrid.

MOPU. Servicio de publicaciones. (1982). Estudios Geotécnicos. Rta.Ince.

Trankler, J. (1992): Minimización de residuos de la construcción y demoliciones mediante el reciclado. Viabilidad técnica y aspectos medioambientales. Alemania. ISWA 92.68 Congreso y exposición internacional de residuos sólidos. Madrid. Junio 1992. Conferencias y Comunicaciones. 5 Volúmenes.

EUROBLOC: un modelo de simulación de caída de bloques y su máxima adaptación a la realidad

R. Copons[1,2], J. Altimir[1], J. Amigó[1,3], A. Díaz[3] y J.M. Vilaplana[2]

1 Euroconsult S.A. C/ Na Maria Pla 33, 3er 2ª, Edifici Illa, Andorra la Vella, Andorra.
2 Departament de Geodinàmica i Geofísica (Universitat de Barcelona). Martí Franquès s/n. Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona. Spain.
3 Eurogeotècnica, S.A., Parc Tecnològic del Vallès, 08290 Cerdanyola (Barcelona), Spain.

ABSTRACT

EUROBLOC is an analytic and numeric rock fall simulation model based on both the dynamics and the kinematics laws. The aim of a simulation programme is to represent the hypothetic rock fall along the slope. The programme provides data on the trajectories, heigth of rebounds and also the energy of the blocks along the slope. In order to achieve a good simulation is necessary to obtain accurate field data as model input. Both the slope characteristics and block size must be represented numerically. The input data are the topography (TDM), the starting zones, the block volumes and the slope characteristics (terrain tipology, rugosity and vegetation cover). The results of the model is a 3D representation of the block trajectories, energies and rebounds. The simulated rock falls are calibrated with real data from recent events.

***Key words**: rock fall simulation, model parameter, model calibration, terrain digital model.*

INTRODUCCIÓN

Un modelo de simulación de caída de bloques es un programa analítico y numérico basado en las reglas físicas de la dinámica y cinemática. El modelo de simulación EUROBLOC pertenece al Grupo de empresas Europroject, y ha sido realizado por el ingeniero Javier Ruiz Gandullo (López *et al.*, 1997). Este modelo calcula las trayectorias, velocidades y saltos de los bloques en 3-dimensiones sobre una base topográfica a la escala deseada. El modelo de simulación es una herramienta básica para la realización de estudios sobre la gestión de los usos del suelo en terrenos expuestos a la caída de bloques (Altimir, Amigó, 1998a), además son de gran utilidad para los estudios y proyectos sobre el dimensionamiento de las protecciones contra las caídas de bloques (Copons *et al.*, 2000) y su correcta ubicación (Altimir, Amigó y col., 1998b). Para que la simulación a efectuar presente unos resultados suficientemente fiables, es necesario que el modelo considere las características reales del terreno (topografía, tipos de suelos, vegetación,...) y las propiedades reales de los desprendimientos (tamaño de los bloques desprendidos, comportamiento de caídas recientes,...), que serán los datos de entrada. Cuanto mayor sea el número de datos de entrada considerados, mayor será la fiabilidad de sus resultados, no obstante los cálculos efectuados serán cada vez más complejos. Por tanto, es necesario escoger los datos suficientes y necesarios para que los resultados sean suficientemente fiables, sin necesidad de entrar otros datos adicionales que no aporten una notable mejora de los resultados (Fig. 1).

DATOS DE ENTRADA AL MODELO DE SIMULACIÓN

Topografía

Representa la geometría de la superficie por donde los bloques se desplazan, por lo que es el dato de entrada más importante del cual depende la calidad de los resultados de la simulación. La topografía suele aplicarse al modelo en formato digital (MDT).

Determinación de las zonas de salida de los bloques

Las zonas de salida de bloques son los sectores de las vertientes rocosas en donde existe una mayor probabilidad de desprenderse bloques rocosos. Estas zonas se determinan mediante un estudio geomorfológico previo (cartografía de antiguas cicatrices, bloques separados del substrato rocoso potencialmente inestables,...), y de un análisis de estabilidad de las vertientes rocosas.

Volumen de los bloques a simular

La elección de los volúmenes a simular se realiza a partir de un estudio volumétrico de los bloques caídos acumulados en diferentes sectores de los canchales (denomi-

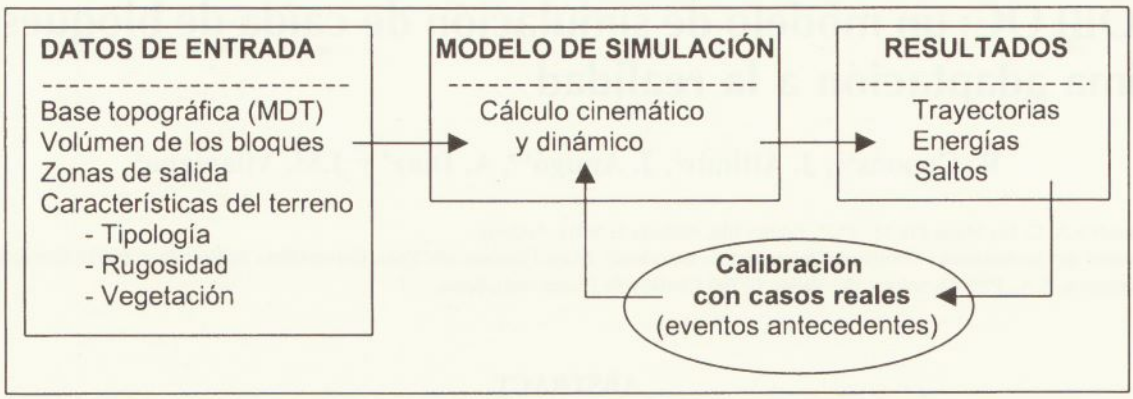


FIGURA 1: *Esquema de la metodología utilizada en el proceso de simulación de la caída de bloques. El presente artículo expone los datos de entrada que se han tenido en cuenta para realizar la simulación.*

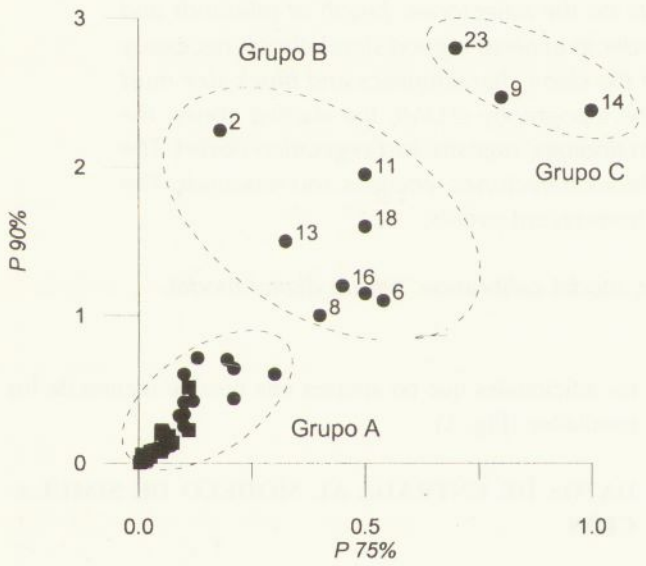


FIGURA 2. *Ejemplo del análisis de dispersión de las parcelas de muestreo volumétrico realizadas en diferentes sectores de un canchal. En los ejes de ordenadas y abscisas se representan, respectivamente, los porcentajes acumulados del 90 y 75% de los volúmenes de los bloques de cada parcela de muestreo. Obsérvese como las parcelas de muestreo se agrupan en tres grupos diferentes, cada uno de ellos con una distribución volumétrica característica.*

nados parcelas de muestreo volumétrico). Mediante los volúmenes de los bloques medidos en diferentes parcelas se realiza un estudio estadístico que finaliza con el análisis de dispersión de los diferentes datos obtenidos (Fig. 2). Mediante el análisis de dispersión, las parcelas de muestreo se agrupan en diferentes grupos, cada uno con una distribución volumétrica propia. Los volúmenes a simular se escogen a partir de los porcentajes acumulados de volúmenes más altos de cada grupo, con la finalidad de que el volumen escogido cubra la mayor parte de los bloques de un mismo grupo. En ejemplo presentado de la figura 2, los volúmenes escogidos han sido los de 0.5, 1, 2.5, 5 y 10 m^3, el volumen de 0.5 m^3 se obtiene observando que el 90% de los bloques del grupo A tienen un volumen igual o inferior a 0'5 m^3

Tabla I

Porcentajes acumulados de los volúmenes de los bloques de cada grupo de parcelas de muestreo, obtenidos mediante el análisis de dispersión del ejemplo de la figura 2.

GRUPO	Porcentajes acumulados (m^3)			
	50%	75%	90%	99%
A	0,06	0,15	0,5	4,32
B	0,12	0,4	1,32	11,5
C	0,22	0,75	2,5	14,1

(véase la tabla 1), los volúmenes de 1 y 2.5 m^3 son los que más se acercan al porcentaje acumulado del 90% de los bloques del grupo B y C, los volúmenes de 5 y 10 m^3 provienen de los valores del porcentaje acumulado del 99% de los grupos A y B, respectivamente.

Caracterización del terreno

La caracterización del terreno consiste en asignar a las diferentes características reales del terreno unos valores numéricos determinados destinados al cálculo que efectúa el programa de simulación. En la caracterización del terreno se han tenido en cuenta tres parámetros que son la tipología del terreno, la rugosidad y la vegetación (Krummenacher y Keusen, 1997).

La tipología del terreno se utiliza para el cálculo de la absorción de la energía del bloque y de los saltos. Se han diferenciado cuatro tipos de terreno, cada uno de ellos con un coeficiente de elasticidad diferente, que son el afloramiento de roca, las acumulaciones de bloques (canchales), el suelo discontinuo poco potente que puede recubrir tanto la roca como los canchales, y el suelo de potencia considerable.

La rugosidad del terreno se encuentra en función de la cantidad de obstáculos. Los obstáculos condicionan la trayectoria del bloque, haciéndolo rebotar hacia direcciones aleatorias, además suelen disminuir la energía de los mis-

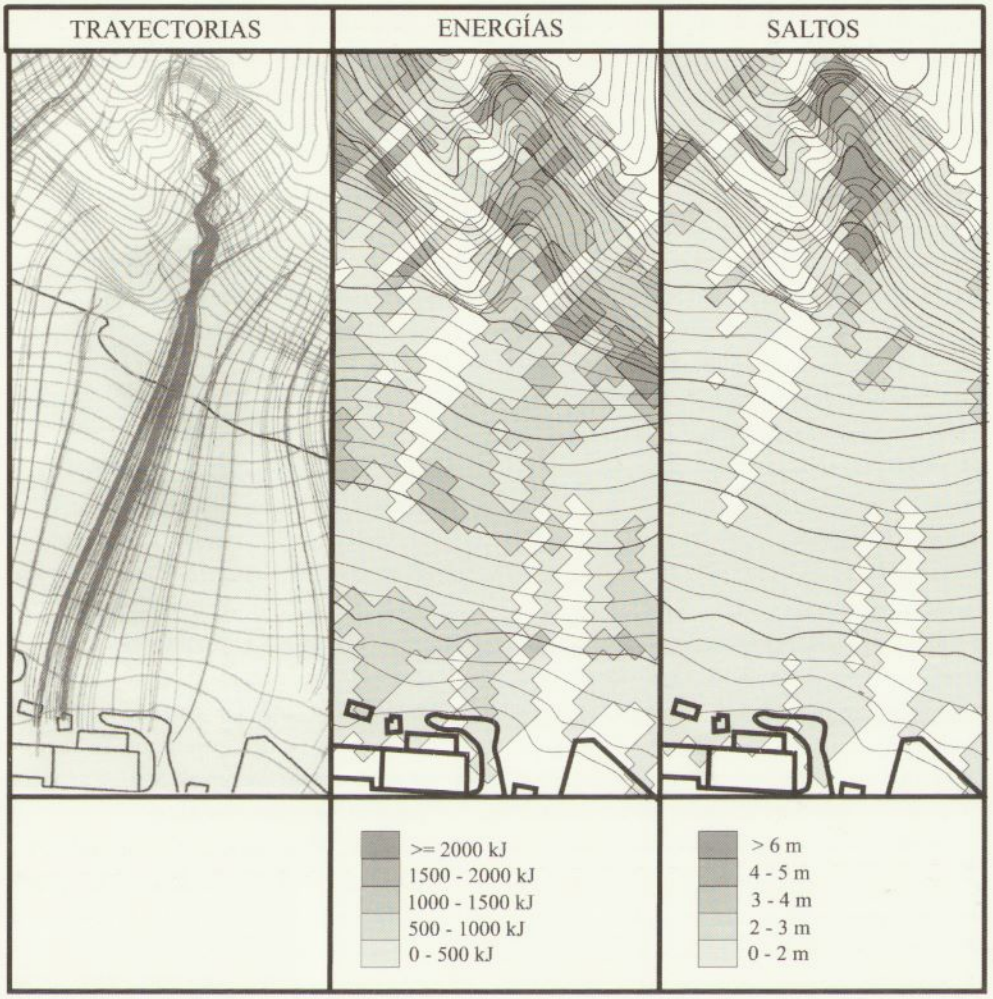


FIGURA 3: *Representación de los resultados de la simulación de caída de bloques de 2.5 m^3 de volumen, en los alrededores de la población de Santa Coloma (Principado de Andorra). De izquierda a derecha, se representan las trayectorias del recorrido de los bloques, las energías máximas que adquieren durante su recorrido, y los saltos medios que efectúan los mismos. La base topográfica está a escala 1:2000, mientras que las curvas de nivel se presentan en intervalos de 5 metros.*

mos. Se consideran tres valores relativos de rugosidad, según el número y el tamaño de los obstáculos, éstos son los terrenos con pocos, bastantes y muchos obstáculos.

La vegetación arbórea puede disminuir progresivamente la energía de un bloque hasta retenerlo. Se consideran dos aspectos de la vegetación que pueden influir en la caída de bloques que son el diámetro de los troncos de los árboles y la densidad de los mismos. En el caso de la densidad de árboles, existen tres posibilidades que son el bosque espeso, con claros y el espaciado. En cuanto al diámetro de los troncos, se consideran tres intervalos que son los troncos entre 12 y 21 cm, entre 21 y 35 cm, y los superiores a 36 cm de grosor. Los árboles con troncos de diámetro inferior a los 12 cm no se consideran ya que las energías de los bloques absorbidas por los mismos es inapreciable. Así, el parámetro de la vegetación entra al modelo nueve valores relativos diferentes.

Los parámetros de las características del terreno se presentan en un mapa por separado, en donde los valores numéricos se representan en modo de polígonos, los cuales delimitan porciones del terreno con las mismas características. Los valores numéricos se entran al modelo de simulación en formato digital (MDT).

CALIBRACIÓN DEL MODELO

Los datos sobre caídas de bloques recientes son de gran utilidad ya que permiten calibrar los resultados de la simulación efectuada, dándole una validez. Los datos de caídas de bloques recientes se adquieren mediante la cartografía detallada de los mismos sobre el terreno, que se deberá realizar lo más pronto posible después de su acontecimiento. Los datos a cartografiar, los cuales serán de utilidad para la calibración, son las trayectorias seguidas por los bloques, el lugar exacto de salida en la vertiente rocosa, el máximo alcance (o llegada) de los mismos, sus volúmenes y la altura de los saltos efectuados (mediante la observación de impactos en los árboles). La calibración se efectúa ajustando el máximo alcance de los bloques simulados, sus trayectorias rebotes con los cartografiados sobre el terreno. Ajustando estos datos para un determinado volumen simulado, se podrá estimar con mayor preci-

sión las energías adquiridas por los bloques a lo largo de las trayectorias.

RESULTADOS

Los resultados finales del programa EUROBLOC se presentan de modo gráfico en 3-dimensiones sobre un mapa topográfico, representando las trayectorias, energías y rebotes (saltos) a lo largo de los recorridos. En la figura 3 se presenta un ejemplo de la simulación efectuada en las laderas rocosas situadas en los alrededores de la población de Santa Coloma (Principado de Andorra) (Altimir, Amigó y col., 1998b), en donde existen edificios vulnerables.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Según la experiencia adquirida en simulaciones de caídas de bloques, los datos de entrada expuestos son suficientes para realizar una correcta simulación. La entrada de datos adicionales suponen un trabajo adicional importante, complicando enormemente los cálculos que el modelo efectúa, no obteniéndose una mejora sustancial de los resultados. El dato más importante a tener en cuenta en la simulación es la base topográfica, y a su vez es la primera limitación del modelo, ya que ésta es una simplificación de todas las irregularidades topográficas presentes en el terreno. En nuestra opinión, un levantamiento topográfico a escala detallada en donde queden representadas todas las irregularidades del terreno, presenta un elevado coste en comparación con la mejora de los resultados que se puedan obtener. Para que la simulación sea fiable es conveniente calibrar los resultados obtenidos (trayectorias y rebotes) con los datos de caídas de bloques recientes, cartografiados con detalle anteriormente. Respecto a los volúmenes a simular, los cinco volúmenes escogidos en el ejemplo presentado son suficientes para una correcta presentación de los resultados y su posterior tratamiento en los estudios de gestión del riesgo y dimensionamiento de protecciones; cuando los bloques caídos presenten volúmenes inferiores, el número de volúmenes a simular pueden ser reducidos significativamente. La caracterización del terreno (tipología del terreno, rugosidad y vegetación) ofrece una mejora significativa de los resultados, si estos datos no se consideran, los resultados del modelo pueden presentar errores muy importantes. Finalmente cabe considerar que, cualquier modelo de simulación de caída de bloques debe utilizarse como una herramienta de trabajo indispensable en los estudios de peligrosidad, pero nunca debe ser considerado como una finalidad en sí mismo.

REFERENCIAS

Altimir, J., Amigó, J. y colaboradores (1998a): Pla Director enfront la caiguda de blocs rocosos a la Solana d'Andorra la Vella. Estudio para el Comú d'Andorra la Vella (Andorra). Euroconsult, S.A., Eurogeotècnica, S.A., Universitat de Barcelona, 350p. + 151 mapas. (inédito).

Altimir, J., Amigó, J. y colaboradores (1998b): Proteccions enfront la caiguda de blocs rocosos a la Solana d'Andorra la Vella (Estudi de vessant), zona Bon Repós-col.legi Janer-Abocador comunal. Estudio para el Govern d'Andorra. Euroconsult S.A., Eurogeotècnica, S.A., 125 pp. + 21 mapas. (inédito).

Copons, R., Vilaplana, J.M., Altimir, J. y Amigó, J. (2000): Estimación de la eficacia de las protecciones contra la caída de bloques. Revista de Obras Públicas, Enero, Nº 3394: 37-48.

Krummenacher, B. y Keusen, H.R. (1997): Steinschlag-Sturzbahnen - Modell und Realität, Steinschlagmodellierung mit hilfe der computersimulation, En: Instabilités de falaises rocheuses, chutes de blocs et ouvrages de protection, Publications de la Sociéte suisse de Mécanique des Sols et des Roches, Réunion d'automne, Montreux: 17-23.

López, C., Ruiz, J., Amigó, J. y Altimir, J. (1997): Aspectos metodológicos del diseño de sistemas de protección frente a las caídas de bloques mediante modelos de simulación cinemáticos, IV Simposio nacional sobre taludes y laderas inestables, Granada: 811-823.

Estudio geológico-geotécnico y medidas de estabilización de la ladera del Miriñaque en la CN-323: Bailén-Motril (España)

J.A. Díez Torres[1] y J. Estaire Gepp[2]

1 Lab. de Geotecnia. CEDEX. Mº Fomento. Alfonso XII, 3 y 5. Madrid.
2 Lab. de Geotecnia. CEDEX. Mº Fomento. Alfonso XII, 3 y 5. Madrid.

ABSTRACT

This paper contains studies and analyses of the instability problems that affect the "El Miriñaque" Slope at Kilometre 173 on the CN – 323 Highway (Bailén – Motril, Spain). These problems are caused by landslides of different magnitudes, the most serious of which blocks frequently the highway at two points, making it necessary to repeatedly repair the road surface. Other slides that occurred closer to the surface over colluvial material have also encroached upon the road and caused dropout of blocks. A geological - geotechnical study of the slope was conducted and solutions to the problem are given.

Key words: *lanslides, slope stability, CN-323, El Miriñaque.*

INTRODUCCIÓN

La ladera del Miriñaque, se encuentra situada entre los P.K. 172+800 y 173+800 de la CN-323 (Bailén-Motril) al sur de la provincia de Granada (España). En esta zona (Fig. 1), la carretera discurre a media ladera sobre la margen derecha del valle del río Izbor, que presenta elevadas pendientes y desniveles superiores a los 250 m. Los problemas de desprendimientos de rocas y deslizamientos han sido muy frecuentes desde su construcción debido a la compleja orografía y mala calidad geotécnica del terreno.

En el año 1987 se realizó una mejora del trazado del tramo comprendido entre Béznar y Vélez de Benaudalla. Los requerimientos del nuevo trazado exigieron eliminar parte del pie de la ladera, lo que produjo la brusca reactivación de un gran deslizamiento antiguo que afectó grandemente a la carretera. En 1997, tras un período de intensas lluvias, se reactivaron de forma significativa los movimientos, lo que obligó a la realización de un estudio pormenorizado de la zona, cuyo resultado se expone a continuación.

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista de su origen geológico cabe distinguir dos tipos de materiales en la zona: los pertenecientes al Manto de Alcázar, de edad Pérmico-Triásico Inferior, y los depósitos de ladera, de edad Cuaternario reciente. El Manto de Alcázar está constituido por tres tipos de formaciones geológicas, de las cuales en la ladera del Miriñaque solamente están representadas las dos más modernas y que, de muro a techo, son las siguientes:

a) *Formación de filitas y cuarcitas*. Se trata de una serie de gran homogeneidad, constituida por filitas de tonalidad gris-azulada, con niveles intercalados de cuarcitas de color blanquecino. A techo presentan calcoesquistos de color amarillento.
b) *Formación de dolomías, calizas y mármoles con calcoesquistos en la base*. Las filitas anteriores se enriquecen hacia la parte superior en términos carbonatados, y mediante una transición gradual de calcoesquistos se pasa a una formación potente de dolomías recristalizadas, calizas y, eventualmente, mármoles.

El desmantelamiento por erosión de los materiales del Manto de Alcázar, unido a la fuerte pendiente, origina extensos y potentes depósitos de ladera, coluviones y derrubios. Estos depósitos están constituidos por una matriz calcoesquistosa que engloba cantos variados y bloques de gran tamaño procedentes de las dolomías y materiales carbonatados que ocupan las zonas más elevadas.

Desde el punto de vista geomorfológico, en la ladera del Miriñaque, el discurrir del río Izbor y sus torrentes asociados han ocasionado una fuerte pendiente, con unas condiciones de equilibrio muy estrictas para los materiales del Manto de Alcázar, que se encuentran muy tectonizados, y los coluviones recientes. Ante este hecho, la ladera responde mediante movimientos en masa del terreno a modo de deslizamientos de diversa entidad, muchos de ellos encadenados. Se han cartografiado los distintos deslizamientos existentes abarcando una longitud de terreno movilizado superior a los 1.000 m.

Las condiciones hidrogeológicas de los materiales son un factor fundamental para la existencia de estos movimientos en masa. Por un lado, las dolomías superiores son



FIGURA 1: *Vista general del talud.*

un buen acuífero-almacén de agua, que transmite a los calcoesquistos permeables infrayacentes. Por otro lado, los depósitos de ladera que tapizan la superficie presentan también una permeabilidad muy alta. Por el contrario, las filitas que se encuentran en la base de las formaciones anteriores son totalmente impermeables, de tal manera que en el contacto filitas-calcoesquistos o filitas-coluvión se forma una delgada capa arcillosa y plástica, debido a la alteración de las filitas, con una resistencia muy baja, lo que ocasiona una superficie óptima de deslizamiento.

ESTUDIO GEOTÉCNICO

Se llevó a cabo una campaña de reconocimiento consistente en la realización de ocho sondeos mecánicos con extracción continua de testigo con profundidades comprendidas entre 23 y 45 m, en los que se instaló tubería inclinométrica para determinar la magnitud y profundidad de las posibles superficies de deslizamiento. Además, se contó con los datos de los movimientos de una serie de puntos fijos diseminados por la ladera, una cartografía de grietas y los datos aportados por otras campañas de reconocimiento ejecutadas con anterioridad.

En la zona central del desmonte inmediatamente por encima de la rasante de la carretera aparecen dos afloramientos de filitas separadas por una paleovaguada rellena de material coluvionar. Por encima de las filitas, rodeándolas a modo de una aureola, se encuentra una formación de calcoesquistos. Recubriendo los calcoesquistos se sitúa una extensa acumulación de depósitos de ladera que genera un coluvión de diferentes tamaños, procedentes de la desmantelación por erosión diferencial de las zonas elevadas ocupadas por calizas, dolomías y mármoles.

Toda esta zona se encuentra afectada por un gran deslizamiento principal en el que los calcoesquistos y el coluvión deslizan sobre las filitas inferiores, que se encuentran "in situ" actuando a modo de tacón fijo. A techo de las filitas se encuentra la superficie de deslizamiento, que presenta un aspecto arcilloso plástico y en la que se observaron slickensides lisos y orientados con indicación del movimiento. En las zonas donde la masa coluvionar que desliza sobre las filitas intersecta la calzada, tanto del lado Motril como del lado Granada, se produce un levantamiento y rotura del terreno que afecta a la carretera, provocando un fuerte escalón con movimiento de cizalla sobre el aglomerado, que continuamente debe ser reparado. Independientemente de este gran deslizamiento, también se han detectado otros movimientos tanto dentro de la formación de filitas como en la propia masa de coluvión, que provocan invasiones de la calzada y desprendimientos de bloques (Fig. 2).

MEDIDAS CORRECTORAS

La estabilización completa de la ladera pasaría por la ejecución de un complicado sistema de drenaje a base de pozos drenantes de gran diámetro conjugados con la eliminación de un gran volumen del coluvión inestable que disminuyera el peso en la cabecera del deslizamiento. Dado lo costoso de esta solución y debido a que se encuentra en estudio un nuevo trazado en autovía por otro corredor, se decidió efectuar únicamente medidas paliativas y provisionales que minimizaran los efectos del deslizamiento sobre la calzada y los continuos arrastres de material con caída de bloques, que en ocasiones han llegado a invadir la carretera. Asimismo, se descartó la instalación de drenes californianos debido a la gran longitud (más de 40 m) que

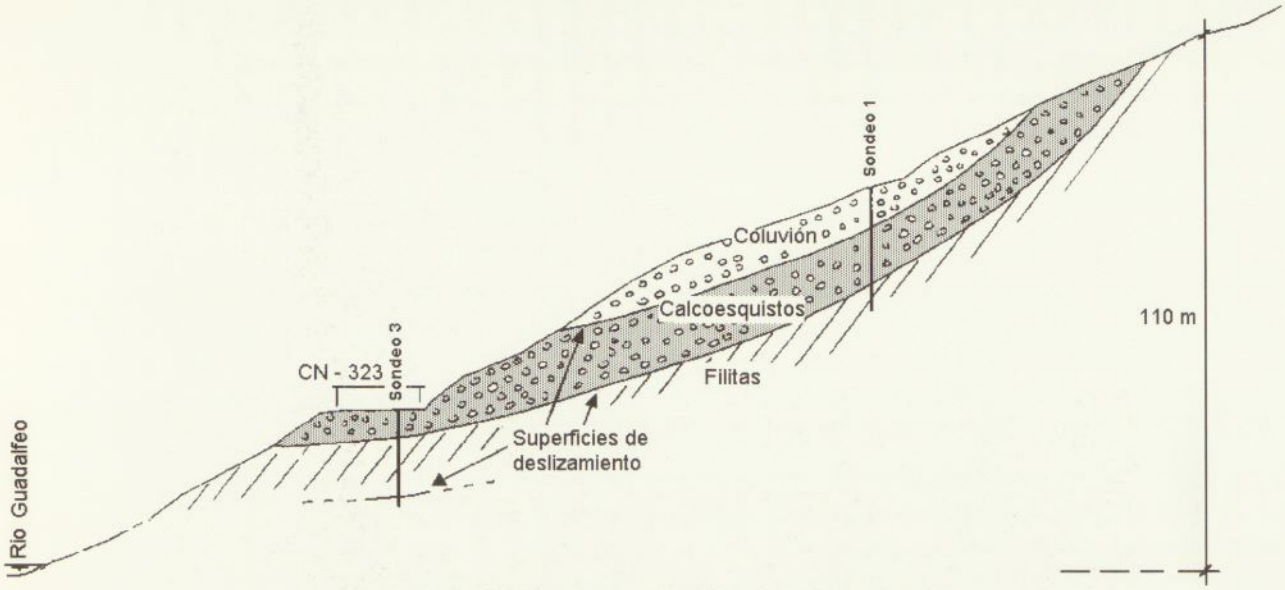


FIGURA 2: *Perfil del terreno en la ladera de "El Miriñaque".*

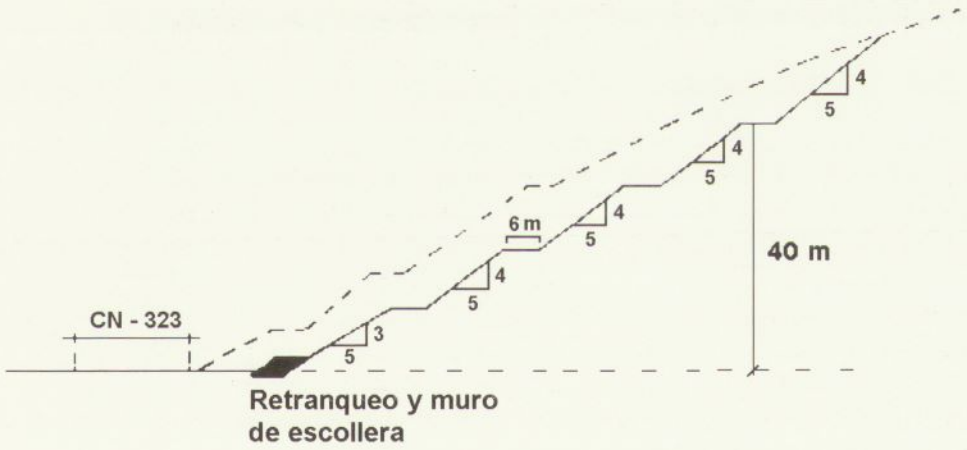


FIGURA 3: *Medidas de corrección adoptadas en el talud.*

deberían alcanzar para ser efectivos, aumentando así las posibilidades de ruptura dadas las frecuentes inestabilidades internas de la ladera.

Se efectuaron dos retaluzados diferentes (Fig. 3), coincidiendo con las dos zonas en las que aparecieron afloramientos de filitas, cuyas características más importantes fueron:

— Retranqueo variable del comienzo del talud, con un máximo de 10 m en la zona central, para aumentar la plataforma sobre la que se asienta la carretera y tener un margen de seguridad frente a futuros deslizamientos de coluvión y desprendimientos de bloques rocosos.
— Ejecución de un muro de escollera de 4 m de altura para proteger el pie del desmonte.
— Retaluzado con pendientes 3V:5H en los diez primeros metros de altura y 4V:5H en el resto. Esta diferencia de pendientes, inferiores a la inicial de 1V:1H, se debe a la peor calidad del material existente en los primeros metros.
— Excavación de una berma de 6 m de anchura cada 10 m de altura en el talud para mejorar la estabilidad frente al deslizamiento y facilitar las labores de excavación y mantenimiento futuras.

Hasta la fecha estas medidas, si bien eventuales, han resultado muy efectivas pues la carretera no se ha cortado en ningún momento, permitiéndose un nivel de tráfico normal. Sin embargo, el gran deslizamiento que deforma la carretera continúa moviéndose en épocas de fuertes lluvias, lo que obliga a reparaciones menores y frecuentes del firme.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su agradecimiento a la Dirección General de Carreteras del Ministerio de Fomento, por su autorización para redactar este artículo. Asimismo, a los compañeros con los que hemos compartido los trabajos, D. Luis Sopeña Mañas, como director técnico de los mismos y D. José Luis Salinas como coordinador de los trabajos de campo.



Caracterización geotécnica del Complejo Esquisto Grauváquico

F. Fernández de la Llave

Demarcación de Carreteras del Estado en Extremadura. Plaza de los Golfines, 6. 10.071 Cáceres.

ABSTRACT

The main geotechnical parameters of the Geological Unit of the Peninsular Hespérico Massif, called "Complejo Esquisto Grauváquico", are expounded in this article.
This Geological Unit has been subdivided into two geotechnical units. On the one hand, the external edge of alteration or "Alluvial Flats", and, on the other, the "Rocky Materials of the C.E.G.".
The basic geotechnical characteristics of each unit are defined, such as: identification and state, alteration, expansion, strenght, deformation, etc.
Equally, a classification of the types of soils is made, according to the classifications which are commonly used in geotechnical, and a geomecanic classification of the rock mass, in a generic way, applying the parameters defined by Bieniawsky (1979) as well.

Key words: *geomecanics classifications, geotechnical parameters, greywackes, slates.*

INTRODUCCIÓN

Dentro de la Unidad Geológica Centro-Ibérica del Macizo Hespérico, se sitúa el denominado Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.). Se trata de una potente serie sedimentaria detrítica de características turbidíticas, constituida principalmente por grauvacas y pizarras, que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia. Su edad se atribuye al Precámbrico.

Estas series metasedimentarias modelan relieves de alomados a fuertes, constituyendo un paisaje, en algunos casos, peniplanizado. La red de drenaje principal muestra control tectónico y se presenta bastante encajada en el terreno.

La provincia de Cáceres, al estar situada en el Oeste Peninsular, presenta un elevado porcentaje de superficie ocupada por afloramientos del C.E.G.. Esto plantea, en esta provincia, la necesidad de tener una orientación del comportamiento geotécnico de estos materiales frente a las obras públicas.

Los datos que a continuación se citan, son de muestras pertenecientes a los tramos del C.E.G. afectados por la "Autovía de La Plata" en la provincia de Cáceres, la cual discurre de Norte a Sur (figura "Afloramientos del C.E.G. —Cáceres—).

UNIDADES GEOTÉCNICAS

Dentro del C.E.G., se distinguen, atendiendo a su comportamiento geotécnico, dos grandes grupos geotécnicos:

Suelos eluviales: Formados por la alteración del C.E.G. Constituidos por cantos y lajas de pizarras y grauvacas con una matriz, en general, limoarenosa.

Materiales rocosos del C.E.G.: Constituidos por pizarras y grauvacas, dispuestas de forma alternante.

CARACTERIZACIÓN GEOTÉCNICA DE LOS ELUVIALES DEL C.E.G.

Proceden de la alteración del sustrato, y se presentan como gravas arcillosas a limoarenosas, constituidos por cantos angulosos y lajas de pizarras y grauvacas.

El espesor de estos materiales es variable, en general inferior a los 2 metros, salvo zonas puntuales que puede alcanzar los 3-4 metros.

En la Carta de Plasticidad de Casagrande, las muestras plásticas analizadas se agrupan preferentemente en la zona arcillosa de baja plasticidad, y en general sobre la línea —A—, con algunas excepciones.

Las muestras de suelos tomadas en calicatas y ensayadas en laboratorio, tienen los siguientes valores medios:

Valores		Máximo	Mínimo	Media	Desviación
Humedad natural		26,97	4,27	13,45	
% Finos		36.6	3.1	16.9	8.0
E.A.		29.0	16.0	21.1	4.5
Límite Líquido		37.8	22.0	31.7	3.6
Límite Plástico		28.2	12.8	21.7	2.9
Índice de Plasticidad		16.3	4.3	9.9	3.5
P.N.	**Dens Max.**	2.11	1.87	1.98	0.05
	Hum. Opt.	12.9	8.9	11.0	1.0
Ind. C.B.R.	**C.B.R.**	29.2	3.7	11.9	6.9
	%Hinch.	2.7	0.3	1.2	0.7
Lambe		**Marginal**	**No crítico**	**Marginal**	
% Carbonato		2,32	0,21	1,26	0.6
% Sulfato		0,19	0,07	0,14	0.07
% M.O.		1,39	0,35	0,79	0.3

El nº de valores utilizados, es de un mínimo de veinte por parámetro.

En lo que se refiere a las clasificaciones más habituales puede resumirse lo siguiente:

- **Sistema Unificado de Clasificación de Suelos** (U.S.C.S.): Un 65% de las muestras pertenecen a la caracterización GC, un 27% a GP-GM, estando el resto en los grupos GP, GM y SM.
- **Clasificación AASHTO (H.R.B.):** Un 62% pertenece al subgrupo A-2-7 y, el resto, a los subgrupos A-4 y A-6.
- **El Índice de grupo** es de 0, en la mayoría de los casos, y puntualmente de 1 el resto.
- **Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para Obras de Carreteras y Puentes (PG-3/75).**

  Suelo Inadecuado: 8%
  Suelo Tolerable: 42%
  Suelo Adecuado: 35%
  Suelo Seleccionado: 15%

MATERIALES ROCOSOS DEL C.E.G.

Este tipo de macizo rocoso suele presentar unos grados de alteración variable pasando de altamente a ligeramente alterado y una permeabilidad casi nula.

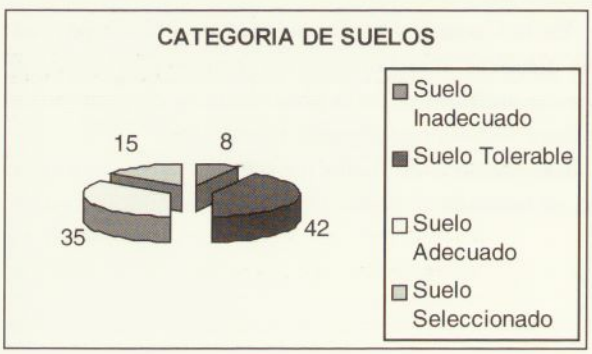


FIGURA 1

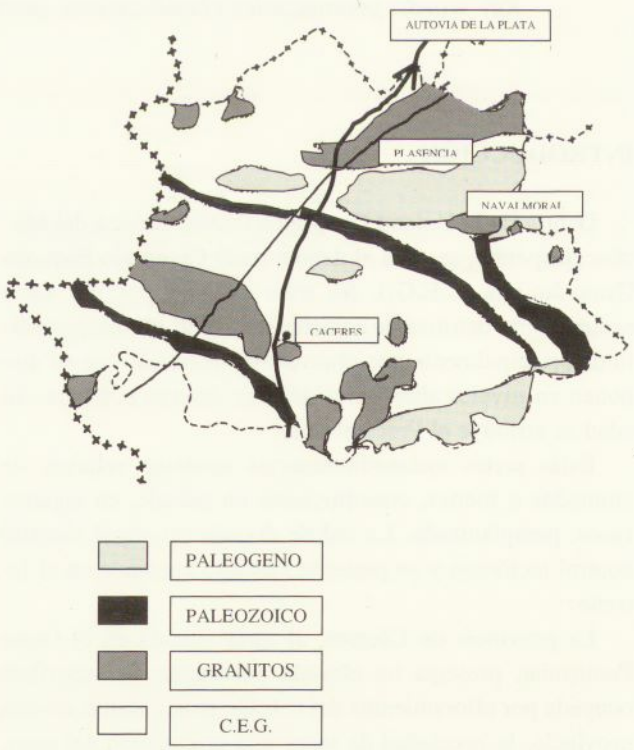


FIGURA 2. *Afloramientos del C.E.G. (Cáceres).*

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas indica, bajo los suelos eluviales, un primer nivel más alterado de 5 a 10 m de espesor con velocidades variables entre 1.800 y 2.500 m/sg y entorno a 3.000 m/sg a partir de esta profundidad.

Las muestras de rocas tomadas en sondeos, dentro de los dos niveles antes citados, tienen las siguientes características medias:

Valores	Máximo	Mínimo	Medio	Desviación
Densidad Real (t/m^3)	2.85	2.64	2.71	0.04
Densidad Seca (t/m^3)	2.64	2.42	2.57	0.07
Hum. Natural (%)	3.79	0.18	1.041	1.04
Absorción (%)	4.30	0.70	2.62	1.26
R.C.S. (Kp/cm^2)	914.00	45.00	270.68	215.57
Brasileño (Kp/cm^2)	82.47	10.62	29.01	25.14
Coh. Pico (Kp/cm^2)*	4.87	0.58	2.07	1.42
Ang. Roz. Pico (°)*	47.08	20.81	36.62	9.39
Coh. Res. (Kp/cm^2)*	0.00	0.00	0.00	0.00
Ang. Roz. Res. (°)*	43.67	20.61	30.44	7.05
D.L.A. (%)	60	20	35	6
Slake %	98.4	86.9	95.5	3.7
Lutton I_j	6.00	5.00	5.80	0.42
R.Q.D. (%)	90	10	70	
Sulfuros (%)	0.22	Inap.	Inap.	0.00

El nº de valores utilizados, es de un mínimo de diez por parámetro. (* Ensayos realizados sobre juntas)

CLASIFICACIÓN GEOMECÁNICA

De las características del macizo rocoso puede obtenerse su clasificación geomecánica. De las clasificaciones existentes se ha utilizado la de Bieniawski (1979) por ser una de las más aplicadas en la práctica. Esta clasificación obtiene un índice de calidad denominado "Rock Mass Rating" (RMR), que depende, principalmente, de cinco parámetros.

Del estudio de un gran número de estaciones geomecánicas, sondeos y ensayos se obtienen los valores medios siguientes:

PARÁMETRO/VALOR.	Máximo	Mínimo	Medio
Resist. de la roca matriz	7	2	4
R.Q.D.	20	3	13
Separación entre diaclasas	20	10	15
Estado de las diaclasas	20	10	15
Efecto del agua	15	10	15
VALORACIÓN	**82**	**35**	**62**

Clasificación

Clase	**II**	**IV**	**II-III**
Calidad	**Buena**	**Mala**	**Buena - Media**

TAMAÑO DE BLOQUE

El tamaño de bloque a obtener durante la ejecución de desmontes depende, por un lado, del grado de fracturación que presente el macizo y, por otra, del tipo de excavación que se emplee; considerando únicamente el primer factor se puede obtener un tamaño, en función del RQD y del índice de bloques J_v, a partir de la correlación propuesta por Palmstron (1974) siendo ésta:

$\mathbf{RQD} = 115\text{-}3{,}3\ J_v$ si $J_v > 4{,}5$ y $\mathbf{RQD} = 100$ si $J_v < 4{,}5$

Para un RQD medio de 70% el índice Jv es de 14, obteniéndose bloques pequeños cuyo tamaño varía entre 15 y 40 cm.

MODULO DE DEFORMACIÓN

El módulo de deformación del macizo se puede obtener a partir de las siguientes expresiones:

• En función de la velocidad de propagación (V_p)

$$E = V_p^2 \cdot \rho \cdot \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{1-\nu}$$

Siendo ρ la densidad del material, y ν el coeficiente de Poisson.

El módulo de deformación del material para una velocidad de 2.100 m/sg, una densidad de 2,62 t/m^3 y un coeficiente de Poisson de 0,25 (valor estimado a partir de la bibliografía consultada) es de 962.850 t/m^2, mientras que para una velocidad de 3.000 m/sg (formación sana) su valor es de 1.985.000 t/m^2.

• En función del RMR

$$E_m \text{ (Gpa)} = 1{,}75 \text{ RMR} - 85$$

Con un RMR de 82, el módulo de deformación del macizo tendrá un valor aproximado de

$$E_m = 585.000 \text{ Kp/cm}^2$$

• A partir de ensayos dilatométricos

Para obtener el módulo de deformación a partir del módulo dilatométrico se considera un factor de corrección de 1/3, considerando que el material se encuentra sano. Los valores obtenidos son datos de ocho ensayos dilatométricos, con los resultados siguientes:

Valor mínimo	Valor máximo	Valor medio
284.780 t/m^2	1.138.350 t/m^2	650.780 t/m^2

• En función de la resistencia a compresión simple (Judd y Jubert)

$$E = 350 \times qu$$

Zona más alterada 490.000 t/m^2

Zona poco alterada 700.000 t/m^2

PARÁMETRO MØ (CRITERIO DE HOECK Y BROW)

El criterio propuesto por Hoeck y Brow (1988), va dirigido a estimar la resistencia triaxial de los macizos rocosos. A partir de la tabla más reciente proporcionada por dichos autores en 1997 se pueden estimar los siguientes valores del parámetro mϕ, para las diferentes litologías dominantes del C.E.G.

LITOLOGÍAS	VALORES DE mϕ
Pizarras metamórficas (slates)	9
Lutitaso argilitas (claystone)	4-15
Pizarras (slates)	10
Esquistos (schists)	4-8-10

Observando el rango de los valores, se puede suponer un valor medio de mϕ = 10, como suficientemente representativo del conjunto.

CONCLUSIONES

Los materiales del C.E.G., se disponen en forma de series alternantes de pizarras, esquistos y grauvacas, intensamente plegadas, tectonizadas y esquistosadas; con las características estructurales típicas de un zócalo precámbrico rigidizado, aflorante en anticlinorios.

Geotécnicamente se dividen en dos unidades de respuesta mecánica distinta. Suelos y macizo rocoso.

Son materiales que no presentan grandes problemas geotécnicos de forma genérica; siendo la naturaleza de éstos, en cualquier caso, de estabilidad frente a grandes excavaciones.

Su aplicación, como materiales de obra, queda restringida a rellenos (terraplenes, pedraplenes y todo-uno), y muy puntualmente como áridos de machaqueo.

REFERENCIAS

Proyectos de Trazado y Construcción "Autovía de la Plata". Tramo: Provincia de Cáceres. Ministerio de Fomento.

Caracterización geológico-geotécnica de la presa de la Loteta

R. Gómez López de Munain y R.J. Lafuente Dios

Confederación Hidrográfica del Ebro, Paseo Sagasta 24-26, 50006 Zaragoza.

ABSTRACT

Ebro Water Authority is building the dam of La Loteta of loose material with clay core. Its foundations are constituted by a Miocene tertiary deposit (Aragoniense) inside Zaragoza Formation that is formed an alternance of grey loams with plentiful gypsum levels and brown clays. In orden to characterize the rock mass, several drillings, field and laboratory tests, and geophysics have been carried out.

***Key words**: gypsum, karst, La Loteta Dam, geophysics, Lugeon test.*

INTRODUCCIÓN

La Confederación Hidrográfica del Ebro, está llevando a cabo la construcción de la *Presa de La Loteta* situada en el corredor del Ebro a 44 km al Noroeste de Zaragoza, en los términos municipales de Gallur y Boquiñeni (Zaragoza). Su finalidad es regular el Canal Imperial de Aragón y con ello el Río Ebro.

Se trata de una presa de materiales sueltos heterogénea con núcleo de arcilla, de 1.469,80 m de longitud y 34 m de altura sobre cimientos, prolongada aguas arriba por un tapiz de arcilla y una pantalla de impermeabilización de bentonita-cemento de 80 cm de espesor y profundidad máxima de 23 m.

La capacidad máxima del embalse será de 105 Hm^3 y el llenado se realizará mediante bombeo desde el Canal Imperial de Aragón con una tubería de 2,5 m de diámetro y 2.894 m de longitud (Granell Vicent, 1995).

ENCUADRE GEOLÓGICO

El área del Embalse se encuentra englobada dentro del relleno terciario del sector central de la Depresión del Ebro. Corresponde a un episodio evaporítico continental de edad miocena (concretamente Aragoniense) dentro de la *Formación Zaragoza*, en el *Miembro de Yesos de Mediana*, descrito por Quirantes (1969).

La formación de estas evaporitas puede explicarse como el resultado del desarrollo de un medio del tipo lago salino efímero de baja salinidad sometido a periódicas expansiones y retracciones. En los períodos húmedos se produce expansión lacustre y dilución de salmueras, favoreciendo el crecimiento de vegetación y organismos fijadores de carbonato (producción de sedimento carbonatado). En los períodos de sequía el lago salino se restringe y las salmueras se concentran, produciéndose la precipitación del sulfato cálcico. El yeso diagnético puede precipitar como finos cristales (gipsilutita) en el fondo del lago salino, o bien como cristales de tamaño mayor de forma intersticial en el interior del sedimento blando que rodea al lago (gipsarenita, rosetas). En los períodos de sequía prolongada, las salmueras reaccionan en las zonas marginales del lago con el yeso primario para producir su anhidritización, formándose las facies micronodulares de anhidrita. La concentración de este tipo de medios evaporíticos en algún momento llegó a ser lo suficientemente alta como para producir la precipitación de halita u otras evaporitas de alta salinidad. Las salmueras residuales drenaron hacia zonas centrales de la cuenca donde precipitaron las sales más solubles.

Litológicamente la cimentación de la presa está compuesta por dos series subhorizontales alternantes, de margas grises con abundantes niveles de yesos (niveles pares) y argilitas marrones y pardo-rojizas con escasa presencia de yeso (niveles impares), como se observa en la figura 1.

El yeso lo podemos encontrar con diferentes variedades texturales:

— *Laminar*: delgados niveles de 1 a 6 mm alternando con argilitas o margas.

— *Fibroso*: niveles de escasos milímetros de color gris y transparente que se encuentran rellenando las discontinuidades del macizo.

— *Alabastrino*: de color blanco, se presenta en nódulos decimétricos o potentes niveles subhorizontales de más de 2 m de potencia.

El yeso sufre karstificaciones importantes, especialmente en los potentes niveles de alabastro más superficiales, transformándose en lo que en obra denominamos yeso "sacaroideo" en clara referencia a los granos blancos que se separan con los dedos en que se convierte el yeso.

Los procesos de decompresión más superficiales, favorecen la formación de diaclasas, potenciando estos pro-

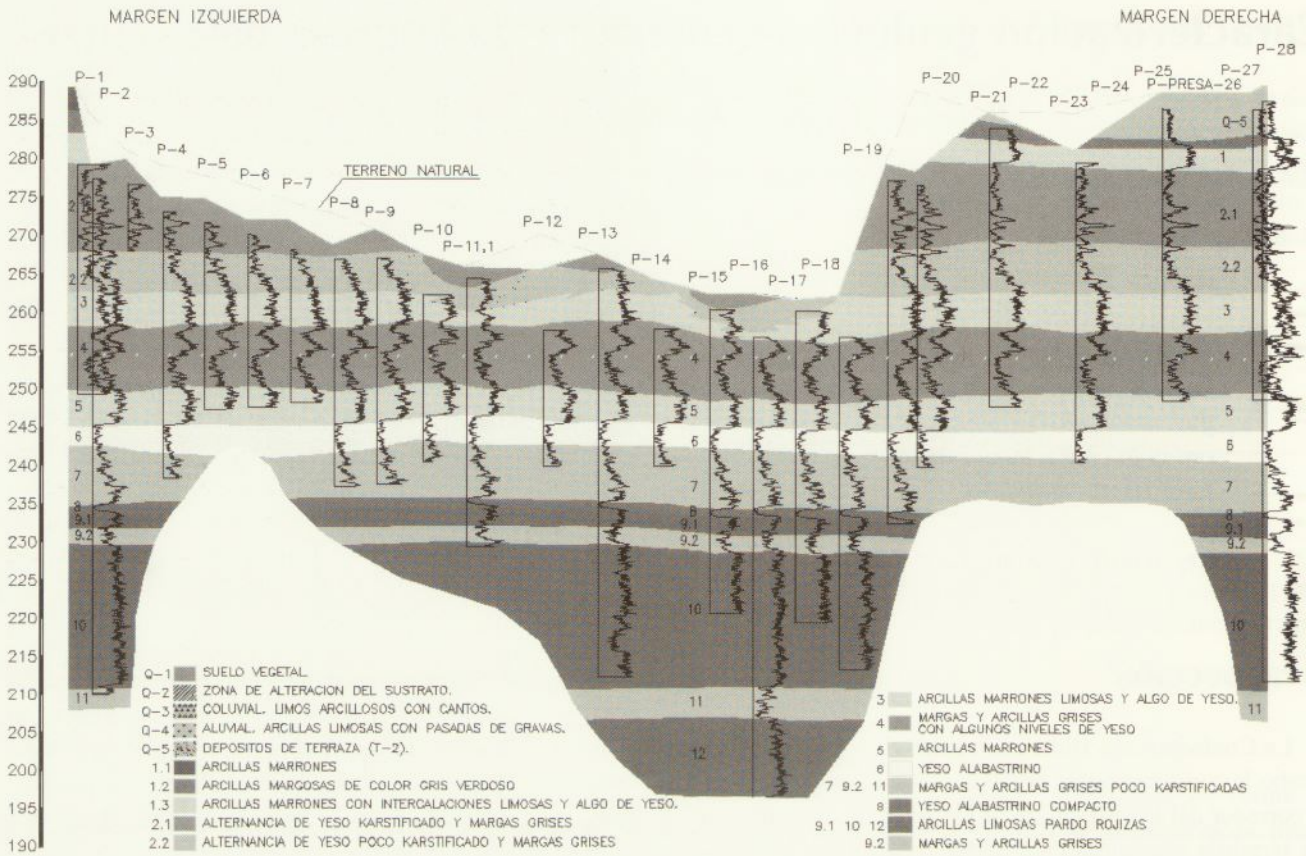


FIGURA 1

cesos de karstificación. También favorece la karstificación la presencia de acuíferos que geológicamente han estado expuestos a continuos ascensos y descensos del nivel freático.

TRABAJOS REALIZADOS

Para la caracterización del macizo rocoso que forma la cimentación de la presa y con el objetivo de conocer los parámetros característicos de ésta (resistencia, deformabilidad, permeabilidad, etc.) se han realizado diversas actuaciones que se resumen a continuación:

1.— *Cartografía geológica* a escala 1:500 con reconocimientos estratigráfico, tectónico, estructural, geomorfológico, etc.

2.— *Campaña de sondeos* a rotación con extracción de testigo continuo. Se han realizado un total de 29 sondeos con una longitud total perforada de 1.203,3 m en los que se han realizado los siguientes ensayos: SPT (45 Ud.), Presiómetros (45 Ud.), Límites de Atterberg (61 Ud.), A. granulométricos (40 Ud.) determinaciones de cloruros y sulfatos de testigo (122 Ud.), densidad y humedad natural (40 Ud.), compresión simple (4 Ud.), análisis químicos de agua (31 Ud.) etc. Previamente a la anterior campaña, el SGOP realizó 32 sondeos en el entorno de la cerrada con 1.081 m de perforación y sus análisis de laboratorio correspondientes.

3.— *Penetrómetros*. Se han realizado un total de 46 ensayos tipo *Borros*.

4.— *Determinación de la permeabilidad*. Se han realizado 193 ensayos *Lugeon* y 27 ensayos *Lefranc*. Esta información ha sido esencial para diseñar la pantalla de impermeabilización que es uno de los elementos claves de la presa. El criterio de diseño empleado ha sido, construir una pantalla de bentonita-cemento en todos aquellos puntos donde la cimentación tuviera una permeabilidad superior a una unidad *Lugeon*.

5.— *Registros geofísicos de los sondeos*. En cada sondeo se han realizado diagrafías registrándose la radiación natural Gamma, la conductividad y temperatura del agua. El registro Gamma natural se ha utilizado con gran eficacia para la correlación estratigráfica. (Ver figura 1).

6.— *Campaña Geofísica*. Se han utilizado dos técnicas: *Sísmica de Refracción* donde la velocidad de las ondas de compresión dependen del grado de consolidación del terreno, de esta forma nos indicarán las zonas de menor consolidación afectadas por karstificación y podremos deducir un módulo de deformación para éste, y *Tomografía Eléctrica* que se ha aplicado para caracterizar posibles discontinuidades del subsuelo (fallas, diaclasas, accidentes de origen kárstico, etc.).

CONCLUSIONES

Son muchos los trabajos similares que se han realizado en nuestro país y fuera de él, por lo que siempre es difícil aportar conclusiones que sean novedosas; sin embargo, aunque sirva siquiera a modo de resumen, se presentan las siguientes:

— La utilización de registros de Radiación Gamma natural para realizar correlaciones estratigráficas en medios evaporíticos terciarios, es sin lugar a dudas, una útil herramienta, como ya había demostrado García Yagüe (1989).

— Las zonas karstificadas se pueden localizar por medio de los ensayos Lugeon, los reconocimientos geofísicos, los ensayos penetrométricos y los sondeos. No existe ninguna técnica que detecte oquedades en estos medios, de menos de un metro de diámetro, salvo un sondeo afortunado; a medida que aumentan las dimensiones, las técnicas geofísicas (especialmente resistividad eléctrica) ofrecen mayores posibilidades.

— La supervisión constante de los sondeos a pie de obra por un técnico competente (identificando, seleccionando muestras, ensayando, etc.), es indispensable para una correcta interpretación de resultados.

REFERENCIAS

García Yagüe, A. (1989): Métodos de prospección geofísica aplicados a las obras públicas. SGOP. MOPU.

Granell Vicent, J. (1995): Proyecto de la presa de La Loteta y de su conducción desde La Loteta hasta el Canal Imperial de Aragón. Confederación Hidrográfica del Ebro.

Quirantes, J. (1969): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Tesis Doctoral. Univ de Granada.

Control geológico y geotécnico en la obra civil. Caso práctico en la construcción de la central hidroeléctrica "Ricobayo II"

I. Jambrina Bermejo

Departamento de Ingeniería Civil. IBERDROLA, Ingeniería y Consultoría, S.A. Avda. Burgos, 8-B Madrid.

ABSTRACT

In the construction of an underground power station is very important the realization of a geological and geotechnical research wich will guarantee the viability of the project, its design and construction. Therefore it will be obtained the best profit during its operation. This article exposses the development of the geological and geotechnical control wich took place before and during the excavation of the main cavern of the hydraulic power plant, being this a large dimensions cave. By this way, it is pretended to give guidelines to be used as a base for developping other similar projects.

Key words: *engineering, geotechnic, hydraulic, power, plant.*

INTRODUCCIÓN

El salto de Ricobayo II, concesión de IBERDROLA, S.A. se encuentra emplazado en la margen derecha del río Esla, junto a la presa de Ricobayo y a unos 22 kms al Oeste de la ciudad de Zamora. Este aprovechamiento consta esencialmente de una conducción aguas arriba de central, de 261 m de longitud; una caverna de central de dimensiones máximas 55x20x52 m, que alberga un único grupo con turbina tipo Francis de eje vertical; y una conducción de desagüe de 137 m, que verterá el agua turbinada al embalse de Villalcampo, también concesión de IBERDROLA, S.A. (Alonso *et al.*, 1997, Butragueño *et al.*, 1977 y Alonso y Jambrina, 1999).

Los trabajos de excavación se han llevado a cabo en distintas fases, entre mayo de 1991 y abril de 1997. La caverna de central se excavó entre enero de 1996 y enero de 1997 (12 meses).

La estrechez de la cerrada de la presa de Ricobayo y la presencia de la central a pie de presa de Ricobayo I, inaugurada en 1933, determinaron la solución subterránea de la ampliación del salto. Por ello, se hacía imprescindible el conocimiento pormenorizado de la geología y geotecnia de todas las partes constituyentes del salto.

ESTUDIOS GEOLÓGICOS DE VIABILIDAD

En esta fase inicial, se realizan los estudios correspondientes a la geología de superficie: estratigrafía, litología y tectónica, encaminados a dar una visión lo más exacta posible del conjunto de las características del macizo elegido como emplazamiento. Los pasos y métodos a seguir son, escuetamente:

- Recopilación de documentación publicada o inédita relacionada con la formación o formaciones que alojan el aprovechamiento: mapas, tesis doctorales y proyectos de investigación.
- Estudios fotogeológicos y toma de datos de campo, con determinación de distintas formaciones geológicas, e identificación de accidentes tectónicos (esquistosidades, diaclasado, fallas).
- Estudios hidrogeológicos: localización de indicios (pozos), determinación de niveles freáticos, influencia de subpresiones, permeabilidad del macizo, hidroquímica, etc.
- Estudios petrológicos, relacionados con la composición, textura y meteorización de la matriz rocosa.
- Geofísica básica, mediante la realización de perfiles de sísmica de reflexión, a fin de obtener los módulos de elasticidad del terreno en profundidad.
- Sondeos, como complemento a la geología básica y geofísica.

Toda la información se refleja en planos geológicos de escala entre 1:2000 y 1:5000, que servirán como base en la elección del emplazamiento provisional del aprovechamiento:

El salto de Ricobayo II se aloja en la formación granítica denominada Granodiorita de Ricobayo, un granito calcoalcalino de textura granuda de grano medio. Petrográficamente presenta una textura holocristalina e hipidiomorfa, siendo sus componentes principales la plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita.

Es una formación sinorogénica, emplazada durante la fase II de la orogenia hercínica. Se encuentra ampliamente tectonizada por la fase III hercínica y la alpina, lo que ha supuesto una dificultad añadida en la ejecución de las excavaciones.

En cuanto a los elementos tectónicos de mayor rango, destacan las fallas directamente relacionadas con los plegamientos hercínicos que afectaron a la región: predominan las N-110°-E verticales y 30-45°N (inversas), y las N-20°-E verticales. El espaciamiento entre fallas de la misma familia oscila entre 100 y 200 m. Suelen encontrarse milonitizadas en un espesor de entre 1 y 2 m. Una tercera familia presenta dirección N-10°-E / 70°W, de orígen alpino, que en ocasiones se encuentra ocupada por diques de cuarzo de hasta 1 m de potencia.

En cuanto a la fragmentación de menor rango, se observa un diaclasado homogéneo, relacionado con la tectónica regional: predominan los sistemas N-90/100°-E verticales y buzamiento 25-40°N; N-140/180°-E y N-20°-E, ambos subverticales.

La existencia de varias galerías contemporáneas a Ricobayo I permiten la realización de ensayos de sísmica de refracción a media profundidad, determinándose que la velocidad característica de la roca sana se aproxima a 5.700 m/s, con capas descomprimidas (v=2700 m/s) de 1 m de espesor, para 60 años de servicio. Así mismo, se realizaron dos campañas de sondeos que barrieron las posibles zonas de implantación. Así se comprueba la alta calidad geomecánica de la roca, con RQD entre 90 y 100%, RMR=75, baja permeabilidad, y la aparente poca potencia del fallamiento.

ESTUDIOS GEOTÉCNICOS DE DETALLE

Basados en los estudios previos, una vez establecida la viabilidad del proyecto, y encajada la caverna y galerías principales en una primera aproximación en posición y orientación, se aborda la toma de datos geológicos definitivos necesarios para la caracterización del macizo rocoso, que se lleva a cabo por este orden:

- Construcción de una galería de reconocimiento en el emplazamiento provisional de la caverna de central.
- Sondeos realizados desde las galerías, con el fin de investigar el macizo rocoso, con ensayos presiométricos y de permeabilidad Lugeon.
- Estudios geofísicos sobre hastiales y bóveda de galería.
- Mapping detallado de la zona investigada, para la clasificación geomecánica del macizo, y el diseño previo de sistemas de sostenimiento. Los datos principales que deben figurar en el mapping son: descripción litológica, grado de meteorización, descripción de discontinuidades (fisuras, diaclasas y fallas), rugosidad, espaciamiento y persistencia de las discontinuidades, RQD y presencia de agua.

DISEÑO DEL SOSTENIMIENTO EN LA CAVERNA DE CENTRAL

La exhaustiva recogida de datos geológicos, simultánea al vaciado de la caverna, dio una idea exacta de la geometría de la fracturación, con lo que el modelo de bulonado sistemático previsto se suplementó con un sistema específico, para la estabilización de cuñas en bóveda y hastiales.

La recogida de datos de la fracturación hubo de realizarse a través de métodos taquimétricos, con la toma de un mínimo de 3 puntos coordenados tridimensionalmente (x, y, z), que definen un plano de fractura en el espacio. Se desechó la toma de datos con brújula por la distorsión magnética que se genera en la caverna debida a la presencia, justo encima, de la subestación de 220 kV de la central Ricobayo I. Las declinaciones magnéticas varían en esta zona en más/menos 15°, según se deduce de las mediciones de precisión realizadas al efecto.

Durante la excavación se procede a un bulonado de seguridad para estabilizar las cuñas susceptibles de caída, a medida que avanzan las fases. Simultáneamente se va completando el mapping de la bóveda, y estableciendo la geometría de cuñas de mayor entidad potencialmente inestables. Una vez finalizada la fase 2 (ensanches laterales en bóveda), se establece la retícula de bulonado sistemático previamente diseñado, y el sistema específico deducido por la distribución de cuñas.

Los tres sistemas de bulonado pretenden solucionar problemas geomecánicos distintos: el primer tratamiento de seguridad elimina riesgos a corto plazo; el tratamiento específico profundo estabiliza cuñas de mayor entidad, potencialmente peligrosas a sección completa; el tratamiento sistemático pretende estabilizar el estado tensional en el entorno de la caverna, y las deformaciones debidas a la descompresión generada sobre el macizo rocoso.

En el tratamiento de seguridad se colocan bulones ∅25 mm de barra corrugada, con componente aglomerante tipo Celtite, y longitudes entre 3 y 4 m. Este sistema garantiza un sostenimiento rápido y robusto en las condiciones de terreno descritas.

Para los tratamientos sistemático y específico se utilizan bulones tipo Cembolt, con barra corrugada ∅25 mm, con componente aglomerante mortero de cemento encartuchado, y longitudes de 7 m.

CONCLUSIONES

Como se puede deducir de los procedimientos descritos anteriormente, la caracterización geológica y geotécnica del macizo rocoso que sirve como emplazamiento y su interacción con los elementos constitutivos de un aprovechamiento hidroeléctrico, son aspectos ineludibles que habrán de abordarse con rigor y precisión. El mejor conocimiento del entorno inmediato de una obra de estas características permitirá un diseño más ajustado del proyecto, tanto en aspectos técnicos como económicos, evitando así desviaciones imprevistas.

Es muy importante tener en cuenta que el coste de estos estudios se debe considerar como una inversión rentable, ya que una orientación adecuada de la obra y un diseño

correcto de la excavación y su sostenimiento facilitarán la colaboración del terreno, lo que significa un abaratamiento del proyecto y un incremento de la seguridad en las fases de construcción y explotación.

REFERENCIAS

Alonso, A., Molera, R. y Lasheras, E. (1997): "Central hidroeléctrica de Iberdrola en Ricobayo (Zamora)". Ingeopres. Septiembre.

Butragueño, J.A.; Cócera, C. y Jambrina, I. (1997): "Control de calidad en obras hidráulicas subterráneas. Aplicaciones a la Central Hidroeléctrica subterránea de Ricobayo II". Ponencia Jornadas Técnicas sobre el Control de Calidad en Túneles y Galerías en roca. E.T.S.I. M. Madrid.

Alonso, A. y Jambrina, I. (1999): "Excavación de la caverna de central del salto hidroeléctrico de Ricobayo II. Aspectos geotécnicos y constructivos". Ingeotúneles libro 2. Capítulo 15. Entorno Gráfico, S.L. Madrid.

El deterioro de los suelos del parque de La Marina (Zamora): combinación de problemas de drenaje y de heladicidad

S. Monterrubio Pérez y M. Yenes Ortega

Escuela Politécnica Superior de Zamora, Universidad de Salamanca. Avenida de Requejo, 33. 49022 Zamora.

ABSTRACT

During the spring of 1999 the soils of La Marina park (Zamora, Spain) were restored by the township. After the first winter, during december 1999 and january 2000, part of these soils had been seriously damaged. The soils became soft and muddy and was difficult to walk over them. The underground layers of the park have been studied in the laboratory. This study included identification properties (soil moisture content, particle size analysis with sieves and hydrometer, liquid limit and plastic limit) and permeability. After the study, a deficiency in the drainage of the surface layer, previous to the last restoration, is located as the main factor of this damage. This drainage deficiency has originated local water tables within the more permeable last-placed layer. This close-to-surface water tables together with freezing effect of the soils during the last january, have originated the soil damage.

Key words: *soil mechanics, freezing, meteorized granite, water table.*

INTRODUCCIÓN

En los meses de diciembre de 1999 y enero del 2000 se observó el deterioro de parte de los suelos colocados y compactados en el parque de La Marina (Zamora) durante la última remodelación. Este deterioro se concentra en una zona concreta del parque que corresponde a su esquina sureste, en las proximidades de la calle Ponce de Cabrera (Fig. 1).

El deterioro consistió en un reblandecimiento de los suelos y formación de barro de modo que se hacía difícil e incómodo su tránsito y, por tanto, la función de recreo para la que fue diseñado. Este deterioro coincidió temporalmente con épocas de lluvias y fuertes heladas. Al cesar las lluvias y aumentar las temperatura, los suelos han vuelto progresivamente a la normalidad. Después de más de un mes de ausencia de lluvias la diferencia entre las zonas de suelos "sanos" y suelos "deteriorados" es únicamente un mayor contenido en humedad de los últimos.

El objetivo fundamental de este estudio es el establecimiento de las causas que originaron el deterioro, para una vez conocidas, poder proponer posibles soluciones.

TRABAJOS REALIZADOS

Los trabajos realizados para conseguir los objetivos anteriores han sido los siguientes:

- Observación de la evolución de los suelos durante el invierno de 1999-2000.
- Estudio y muestreo de las capas más superficiales que constituyen el subsuelo del parque, en base a cuatro catas abiertas tanto en las zonas sanas como en las zonas deterioradas (Fig. 1).
- Ensayos de laboratorio tendentes a caracterizar cada una de estas capas. Los ensayos realizados han sido: análisis granulométricos por tamizado, análisis granulométricos por sedimentación, límite líquido, límite plástico, humedad natural, densidad *in situ*, y permeabilidad con permeabilímetro de carga variable.

Con los ensayos realizados se pretende determinar:

- Las características granulométricas y composicionales de cada una de las capas.
- Determinar si cada capa es homogénea en el conjunto del parque, o por el contrario existen diferencias granulométricas y composicionales entre las zonas sanas y las zonas con problemas.
- Determinar las características drenantes de las capas más superficiales.
- Determinar la susceptibilidad a la helada de la capa más superficial.

RESULTADOS OBTENIDOS

Tras la observación, en el mes de enero, del deterioro de los suelos anteriormente expuesto, se comprobó la existencia de un nivel freático a escasos centímetros de profundidad dentro de la capa superficial. Este nivel freático per-

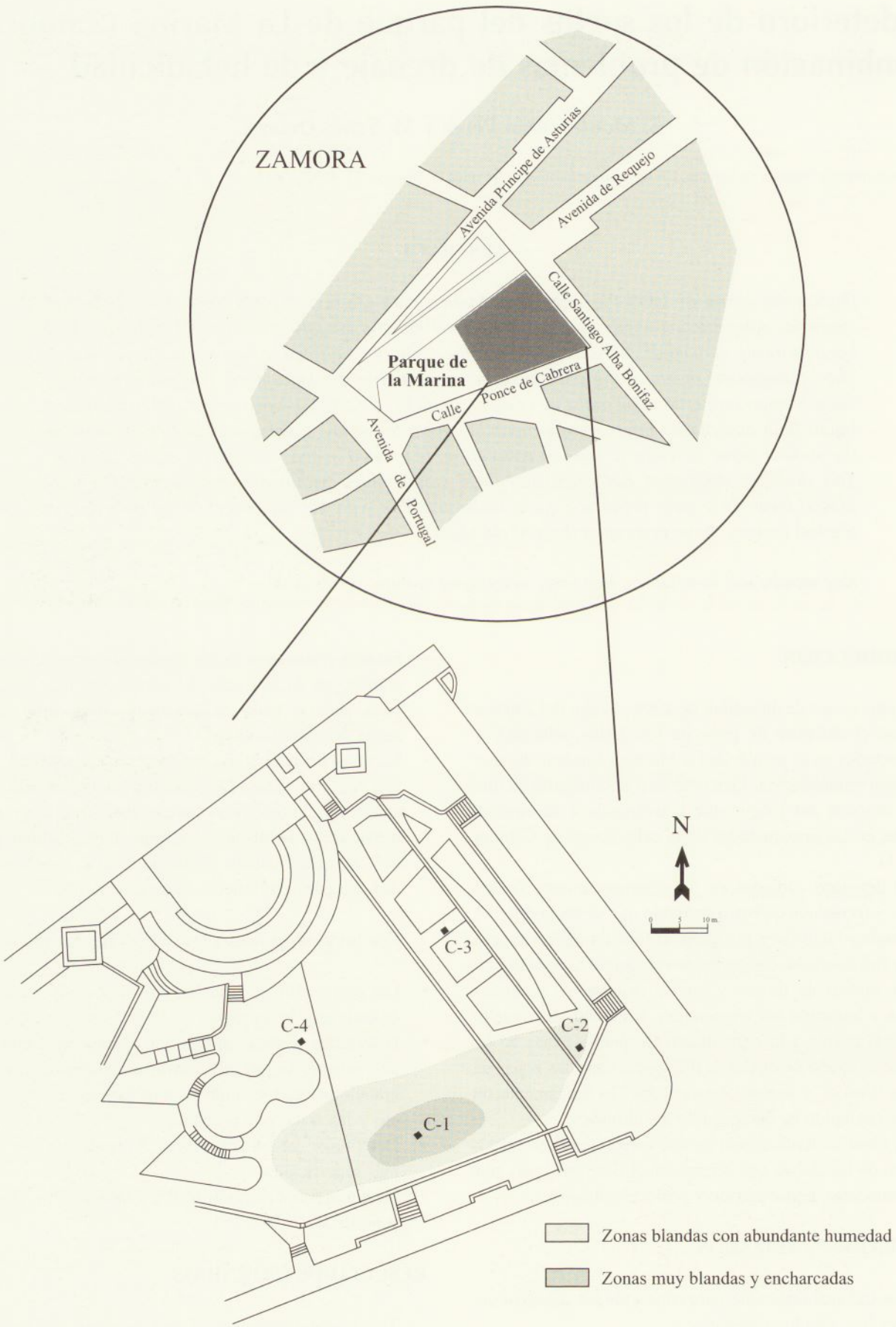
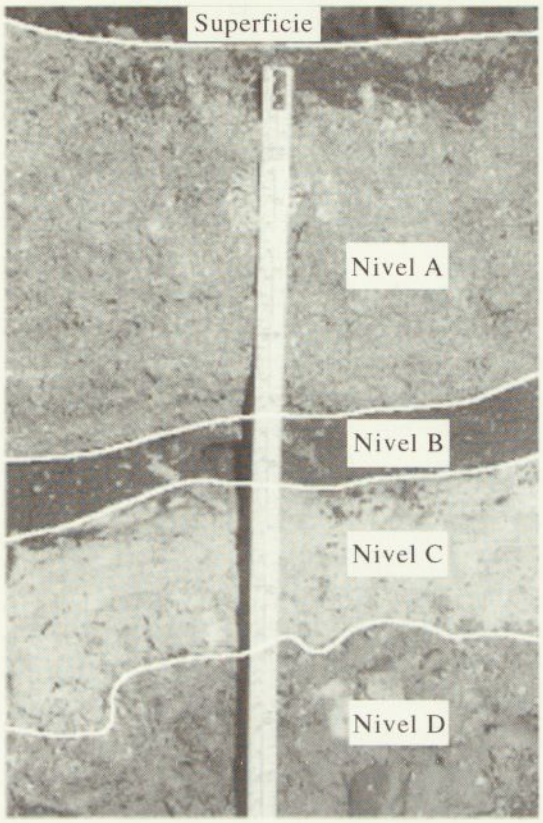
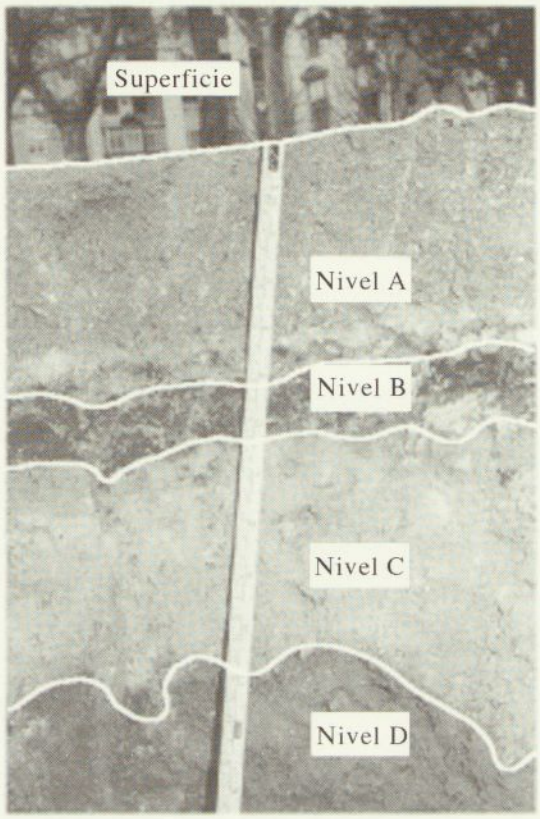


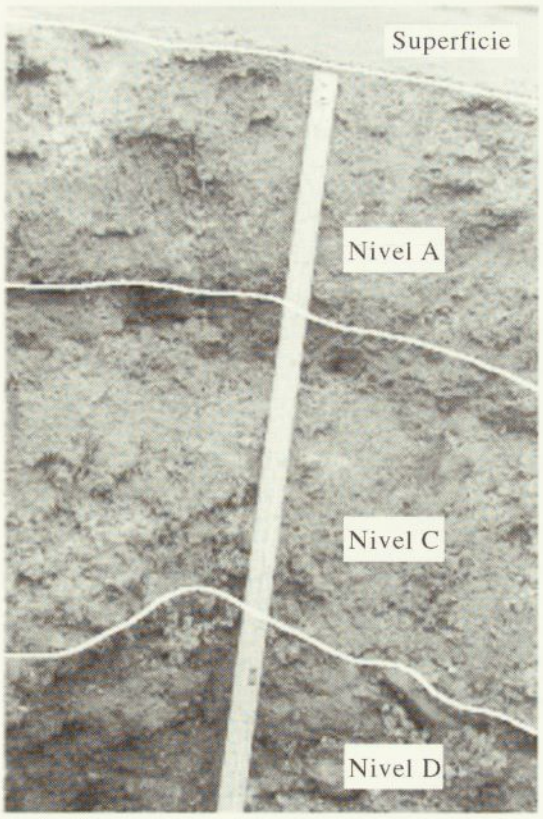
FIGURA 1: *Localización del parque de La Marina dentro de la ciudad de Zamora. En el esquema del parque, además de las catas realizadas, se han resaltado dos zonas: una más amplia en la que se ha observado más humedad superficial de los suelos y otra más restringida en la que se observaron los principales problemas de encharcamiento.*



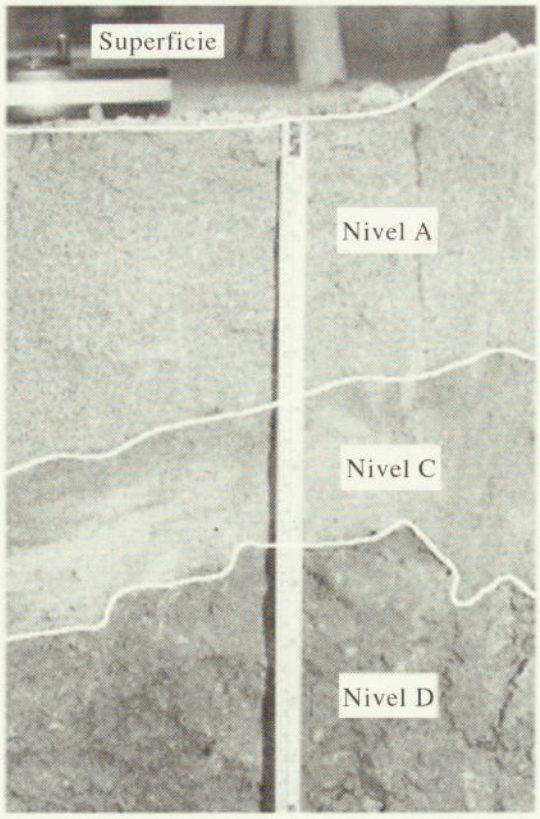
Cata 1



Cata 2



Cata 3



Cata 4

FIGURA 2: *Fotografías de las cuatro catas realizadas. Las catas 1 y 2, pertenecientes a la zona problemática, presentan cuatro niveles diferenciados, mientras que en las catas 3 y 4, pertenecientes a las zonas sanas, únicamente se observa la existencia de tres niveles.*

maneció varios días después de las últimas lluvias. Durante el mes de febrero la evolución ha sido favorable, al irse desecando el suelo muy lentamente debido a la ausencia de lluvias. Uno de los factores que posiblemente ha condicionado la lentitud de la desecación ha sido el mayor predominio de las sombras en esta zona del parque.

Estudio de las capas más superficiales que constituyen el subsuelo del parque

Este estudio se ha hecho en base a cuatro catas abiertas en el mismo. Las catas 1 y 2 se situaron en zonas afectadas por encharcamientos y la 3 y 4 en zonas sanas (figura 1).

En el conjunto de las catas se distinguen los siguientes niveles (figura 2):

- Una capa superficial constituida por un granito alterado o jabre de color gris, aparentemente muy homogénea y con espesores entre 11 y 14 centímetros. En adelante la denominaremos **Nivel A** o jabre.
- Una arena arcillosa de color negro, espesores entre 1 y 3 cm, únicamente bien desarrollada en las catas 1 y 2. En las catas 3 y 4 no se presenta como tal, simplemente se observa un teñido grisáceo que afecta a la capa más inferior. En adelante la denominaremos **Nivel B.**
- Arena arcillosa de color amarillento, presente en todas las catas, con espesores entre 6 y 15 cm. Se trata de una capa homogénea en su color pero heterogénea en composición y grosor. En el apartado siguiente al tratar su granulometría se comentará esta heterogeneidad. En adelante la denominaremos **Nivel C.**
- Capa de color marrón formada por cantos de grava gruesa y cantidades variables de arena y finos, con espesores entre 15 y 30 cm. Se trata también de una capa heterogénea excepto en el color. En adelante la denominaremos **Nivel D.**

Resultados de los ensayos de laboratorio

En el laboratorio se ensayaron los 4 niveles descritos en la cata 1 y los 3 niveles descritos en la cata 3. De esta forma podemos observar diferencias de las capas en las áreas sanas y en las que muestran problemas de encharcamiento. Adicionalmente, se ensayó el Nivel A en la cata 2 a fin de corroborar la homogeneidad del jabre. En la Tabla I se resumen los datos de los ensayos de laboratorio efectuados.

La sistemática que se ha seguido en las determinaciones de la permeabilidad ha sido la siguiente:

- Se ha determinado la densidad y la humedad *in situ* de las capas ensayadas. Esta determinación se ha hecho por el método de reemplazamiento de arena en el caso del **Nivel A** y mediante balanza hidrostática con terrones parafinados en el **Nivel C**. En la Tabla I se indican los valores medios de varias determinaciones.
- Posteriormente se ha intentado compactar la muestra en el permeámetro de carga variable con la misma densidad seca que tenía *in situ*. En la Tabla I, dentro del apartado de permeabilidad se indica la densidad seca real del ensayo.

Debemos señalar que los ensayos de permeabilidad muestran gran variabilidad en función de la densidad seca alcanzada y la forma y humedad de la compactación, como veremos posteriormente al tratar el Nivel C. Los ensayos son, por tanto, estimativos y nos sirven para hacernos una idea de los órdenes de magnitud.

El **Nivel A** o capa más superficial actual, correspondiente a un granito alterado o jabre, es muy homogéneo en las tres catas estudiadas, y posiblemente en todo el conjunto del parque. La mayor heterogeneidad se observa en la humedad natural, la cual es lógicamente superior en el entorno de las catas 1 y 2. Se trata de un nivel no plástico, con contenido en finos (partículas menores de

Tabla I
Resumen de los ensayos de laboratorio

MUESTRA	H.N.	TAMIZADO			SEDIMENTA-CIÓN		LL	LP	DENSIDAD		PERMEABILIDAD	
	Humedad Natural	>2 mm	de 2 a 0,08 mm	< 0,08 mm	% <0,02 mm	% < 0,002 mm	Límite líquido	Límite plástico	Húmedo	Seco ρ_d	ρd	K cm/s
Cata 1- A	11,07	30	50,5	19,5	12	6	N.P.	N.P.	2,22	2,0	2,0	$0,6x10^{-5}$
Cata 1- B	11,2	12	59	29	20	14	22,4	17,2	———	—	———	———
Cata 1- C	7,79	14	61	25	19	16	24,8	17	2,28	2,14	2,08	$1,5x10^{-7}$
Cata 1- D	5,82	38,4	44,6	17	———	———	25	15,6	———	—	———	———
Cata 2- A	12,13	21	60	19	12	4	N.P.	N.P.	———	—	———	———
Cata 3- A	7,21	14,4	65,6	20	———	———	N.P.	N.P.	———	—	———	———
Cata 3- C	5,66	39,5	46,7	13,8	13	11	27,3	16,7	2,20	2,08	2,10	$8,8x10^{-5}$
Cata 3-D	———	65	27,3	7,7	———	———	———	———	———	—	———	———

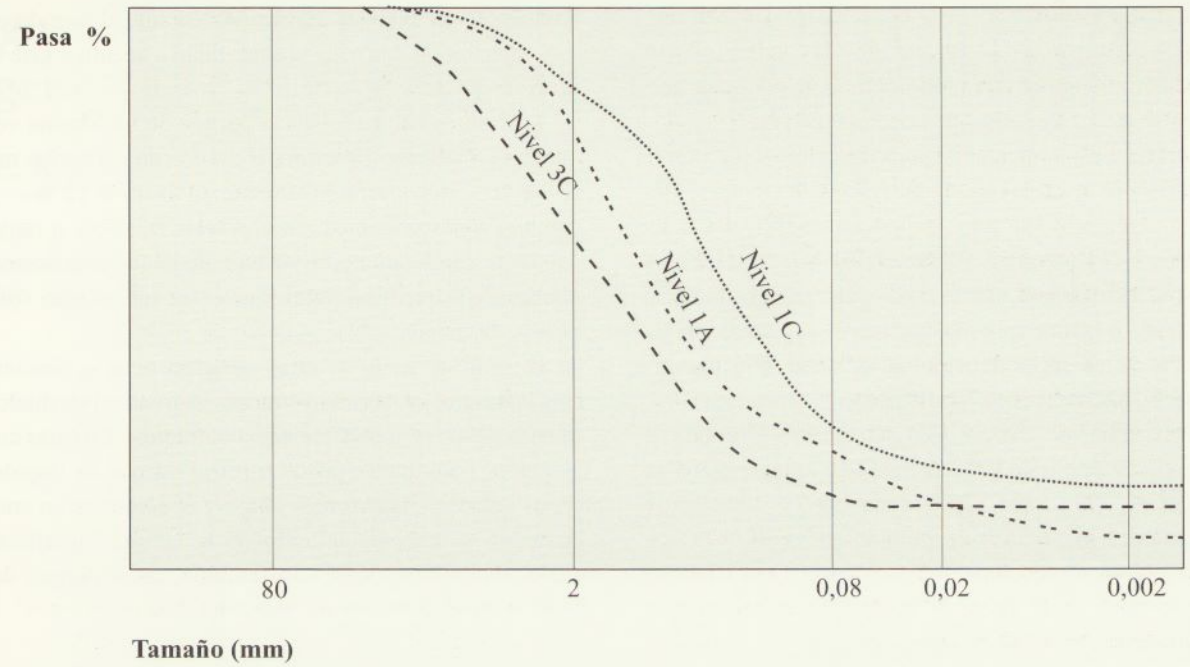


FIGURA 3: *Curvas granulométricas del jabre de la cata 1 (Nivel 1 A) y de la capa que constituía la superficie del parque antes de la última remodelación (Nivel C), en las catas 1 y 3.*

0,08 mm) en torno al 20% y partículas menores de 0,02 mm en torno al 12% (figura 3). La media de dos ensayos de permeabilidad da valores de 0,6 x 10^{-5} cm/s indicativo de un suelo de drenaje lento o poco permeable. No obstante y aunque muy lentamente el agua puede fluir a través de él.

El porcentaje < de 0,02 mm es indicativo de que se trata de un suelo susceptible a la helada. Cuando se congela un suelo saturado se produce un aumento de volumen, ya que el hielo ocupa un 9% más que el agua. Según Terzaghi (1973) este efecto se puede acentuar mucho más cuando se tienen suelos gradados con más de un 3% de partículas inferiores a 0,02 mm. En estas condiciones se pueden formar láminas de hielo libre orientadas paralelamente a la superficie alternando con capas de suelo, con el consiguiente esponjamiento o aumento de volumen. El aporte de este agua adicional proviene de la ascensión capilar desde niveles freáticos cercanos.

El **Nivel B**, capa negra de pequeño grosor, no es continuo y únicamente se presenta bien desarrollado en las catas 1 y 2, coincidiendo justamente con las zonas de mayor deterioro actual del parque. Se ha ensayado únicamente en la cata 1. Su porcentaje de finos es del 20%, el contenido en arcilla (partículas < de 0,002mm) del 14 %, el límite líquido es 22,4% y límite plástico 17,2%. Estos valores son muy similares a los del nivel que tiene debajo (cata 1, **Nivel C**), lo cual hace pensar que se trata del mismo material mezclado con restos de materia orgánica, ya que ambos constituían el nivel superficial del parque antes de la última remodelación.

El **Nivel C,** arena arcillosa de color amarillento, era el nivel que se hallaba en la superficie del terreno antes de la última remodelación. En algunas zonas la capa estaba tapada por otra de similar granulometría, muy oscura, debido a la presencia de materia orgánica (**Nivel B**). *Es muy probable que estos niveles oscuros se desarrollaran en las zonas de encharcamiento previas a la remodelación actual.* Los ensayos realizados indican heterogeneidad en la granulometría de la capa, cuando se comparan las catas 1 y 3. El contenido en finos de la cata 1 es del 25% mientras en la cata 3 es del 13,8% (Fig. 3). Este mayor contenido en finos se traduce también en una fuerte disminución de la permeabilidad en la cata 1 con valores de 1,5 x 10^{-7} cm/s, indicativos de un suelo prácticamente impermeable (ver tabla I). Es necesario comentar que la permeabilidad de esta capa varía fuertemente con la compactación. Así en el **Nivel C** de la cata 3 se observaron permeabilidades del orden de 10^{-4} cm/s con densidades secas de 2 g/cm^3 y prácticamente impermeable cuando la densidad seca se eleva a 2,14 g/cm^3. En la tabla 1 se indica el valor de 8,8 x 10^{-5} cm/s que corresponde a una densidad seca de 2,1 g/cm^3.

El **Nivel D**, de color marrón, muestra también heterogeneidad en su granulometría cuando se comparan las catas 1 y 3. El contenido en grava es muy superior en la cata 3 (65% frente a 38%) y el contenido en finos es bastante menor (7,7% en la cata 3 frente a 17% de la cata 1). Aunque no se han hecho ensayos de permeabilidad de esta capa, la pauta es parecida a la del **Nivel C**, en el sentido de que es mas granular y por tanto más permeable en el entorno de la cata 3.

CONCLUSIONES

Del estudio anterior y a modo de conclusiones se desprende la siguiente sucesión de acontecimientos:

- El parque, previamente a la remodelación actual, tenía superficialmente una capa heterogénea de arena arcillosa, en algunas zonas muy impermeable (Nivel **C**). La superficie del parque era irregular en lo referente a su topografía, lo que originaría zonas con encharcamientos. Los charcos serían muy persistentes en las zonas en que la capa es más impermeable, coincidente con la zona que actualmente presenta problemas.
- En estas zonas de charcos más persistentes es donde se acumularon restos de materia orgánica junto con arenas y arcillas de la propia capa, originando la zona oscura centimétrica que hemos denominado **Nivel B.**
- En la última remodelación se colocó la capa de jabre actualmente visible (**Nivel A**) con pendientes adecuadas hacia los drenes, con vistas a evacuar las aguas de escorrentía superficial. Las zonas deprimidas previas a la remodelación siguen estando ahí, aunque ahora están ocultas y selladas por la capa de jabre.
- Actualmente, cuando llueve, parte del agua se infiltra a través del jabre debido a su permeabilidad, hasta llegar a la capa impermeable. En definitiva, se nos forman *"charcos subterráneos"* o pequeños niveles freáticos donde antes de la remodelación teníamos charcos de agua visible.

La presencia de niveles freáticos a muy escasa profundidad disminuye fuertemente la resistencia de los suelos y es causa suficiente para originar un reblandecimiento de los mismos.

Las fuertes heladas registradas durante el mes de enero han contribuido con toda probabilidad a acentuar este deterioro temporal.

Los jabres colocados en el parque de La Marina vemos que tienen valores superiores a ese 3% de partículas mayores de 0,02 mm —concretamente en torno al 12 %— y en algunas zonas podemos tener niveles freáticos a muy pequeña profundidad, como se ha comentado anteriormente. Ambas características hacen que estos suelos sean susceptibles a la helada.

Cuando un suelo de estas características se descongela con la subida de las temperaturas diurnas, el deshielo comienza desde la superficie hacia el interior. En estas condiciones el agua no se puede infiltrar ya que lo impide las capas heladas situadas más abajo y el efecto es un encharcamiento y reblandecimiento de la lámina superficial de suelo. Esta situación se dio también, en el parque de La Marina durante el mes de enero del 2000.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por la empresa REBOFOSA mediante un contrato según el Artículo 11 LRU. Se agradece a José Ángel Alonso Llamas la colaboración en los ensayos de laboratorio.

REFERENCIAS

Terzaghi, K. y Peck, R. (1973): Mecánica de Suelos en la Ingeniería Práctica. Ed. Ateneo.

Algunas consideraciones acerca de la cimentación de obras de ingeniería sobre macizos cársticos. Caso de estudio

E. Rocamora Álvarez[1], F.J. González-Gallego, J., Rodríguez-Barbero[2] y J. Barea Luchena[3]

1 Grupo de Aguas Terrestres del Instituto de Geofísica y Astronomía del CITMA, La Habana. Cuba.
2 Laboratorio de Geotecnia, CEDEX. C/Alfonso XII, nº 3, 28014 Madrid.
3 Dpto. Q.A. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias.U.A.M. 28049. Madrid.

BIBLIOTECA - FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS

ABSTRACT

In Cuba, the knowledge of Geology Environment is very related to the study of karst, having into account that karst rocks ocupy two thirds of the national territory. This problem provides the construction of public works be usually affected by the proceses associated to this physical geological phenomenom. From the study of a particular case, some conclusions about basic aspects to be considered in foundations on karstic zones are drawn. The dinamic that is stablished when caves and holes are present under building foundations, causing differential settelement is highlighted.

Key words: *karst, Cuba, foundations, paleoclimatic, settlement.*

INTRODUCCIÓN

El carst como fenómeno asociado a los macizos de rocas carbonatadas, ocupa el 66% del territorio nacional de Cuba, a la vez que se distribuye en el 75% del área de su ciudad capital, la Ciudad de La Habana. De esta manera es considerado, por los especialistas, el fenómeno físico-geológico más común pero el menos estudiado desde el punto de vista ingeniero-geológico y relacionado con la ingeniería de las cimentaciones.

GENERALIDADES

La estructura geológica donde se asienta la Ciudad de La Habana, está formada por roca carbonatadas del Neógeno y Cuaternario, con un amplio desarrollo del carso, y cuya distribución está relacionada con las oscilaciones glacieustáticas del mar y los cambios del nivel de base regional. Esta relación a permitido establecer regularidades que identifican las cotas de los niveles de cavernamiento, su frecuencia para el territorio de estudio y el comportamiento de su desarrollo en profundidad.

Desde un punto de vista local, estos criterios son sólo aspectos generales que quedan fuera del análisis detallado de la base de cimentación de las Obras, donde el estudio Ingeniero-geológico del área, facilitará la información primaria detallada que, a escala del Proyecto, permitirá establecer patrones del desarrollo del carst:

- Profundidad de yacencia de las oquedades y cavernas, según regularidades de espesor y diámetro.
- Cotas mínimas y máximas promedio, de la distribución en profundidad de las formas cársticas.
- Regularidades de la distribución espacial de las formas cársticas en la paleosuperficie de las rocas carbonatadas.
- Direcciones preferenciales de la carstificación con relación a la fracturación local.

La morfología regional es otro factor que responde a los paleoniveles del mar durante el tiempo geológico, típica de región costera y que para la zona de estudio está representada por una superficie escalonada, constituida por terrazas marinas, que han quedado enmascaradas por la urbanización, y con particularidades en cuanto al grado de carstificación de las rocas. Para una localidad (Municipio Playa) dentro de la zona de referencia, estos factores descritos, determinan la existencia regular de cavernas (en las terrazas más próximas al mar) y oquedades a muy escasa profundidad, que influyen significativamente sobre la estabilidad de las cimentaciones en esta capa de rocas.

En la localidad descrita, un grupo de viviendas construidas en diferentes épocas, eran observadas por el agrietamiento de las paredes y el hundimiento de los pisos. De este grupo se le prestaba especial atención a la vivienda 5 (Fig. 1), que no mostraba grietas, y había sido cimentada sobre una gran caverna (caverna Oeste), siguiendo muy detalladamente la configuración de ésta y su distribución espacial, que logrando una relación de estabilidad entre la base y los cimientos.

Los puntos de carga coincidían con columnas estructurales dentro de la caverna, y en su ausencia eran sustituidas por columnas de hormigón apoyadas sobre el piso natural de la misma. Por otro lado el sistema de instalaciones hi-

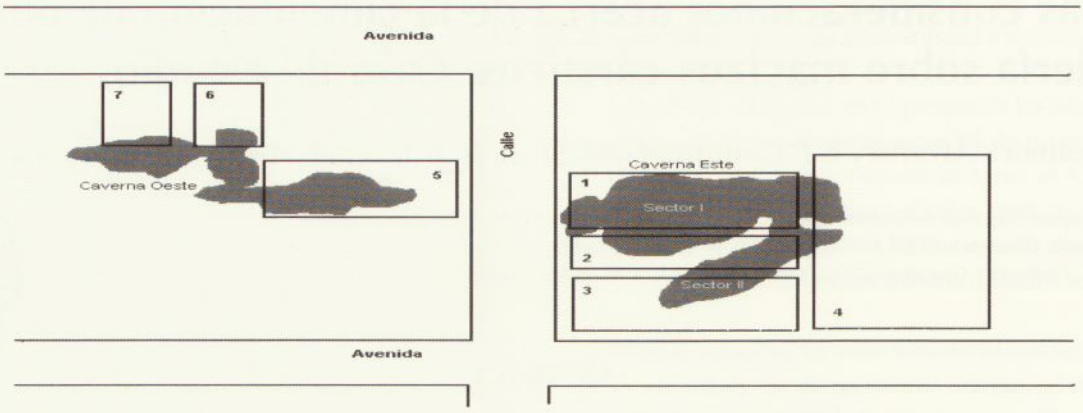


FIGURA 1: *Esquema de la distribución de las viviendas afectadas y las cavernas en la localidad de estudio.*

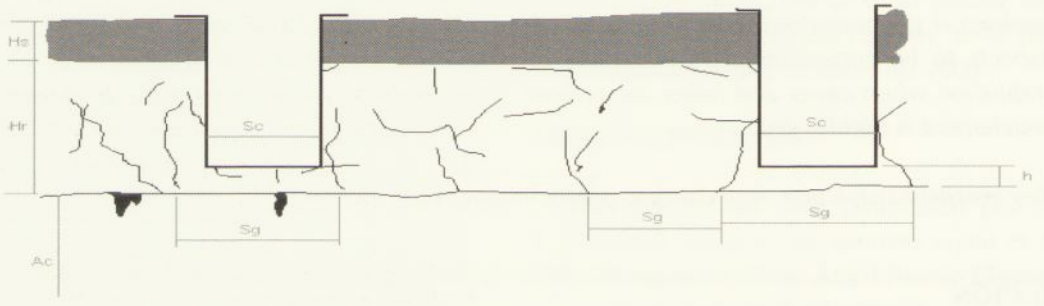


FIGURA 2: *Detalle en perfil de la cimentación sobre la caverna Este.*

dráulicas y de descarga de residuales, había sido situado en niveles inferiores al piso de la caverna.

Durante la construcción de las viviendas 6 y 7, no fue considerada la presencia de oquedades asociadas a la caverna descrita, las cuales debido a su cercanía con la estructura podrían influir negativamente. Como resultado, al cabo de dos años ya se observaban grietas por asiento diferencial de los cimientos. Otro grupo de viviendas muy cercanas (casas 1, 2, 3 y el edificio 4), mostraba un agrietamiento muy desarrollado en su estructura, que provocó el derrumbe total de la casa 2, y derrumbes parciales en la 3 y 1. Esta situación nos permitió descubrir la existencia, bajo ellas, de una caverna (caverna Este), y el acceso a la misma.

Del estudio realizado se determinó que el espesor promedio del techo de roca de la caverna (Hr) era de 1.00 m, el Espesor promedio de la capa de sedimentos sobreyacentes a la roca (Hs) era de 0.30 m, la altura promedio de la caverna desde la superficie (Pp) era de 3.15 m y el área total de la caverna (A) era de 92 m^2. Otros parámetros también fueron medidos "in situ", como fue la distancia entre las grietas principales en el techo de la caverna (Sg), las cuales mantenían regularidades según las familias de fracturas identificadas, el ancho supuesto de los cimientos (Sc)[1] y el espesor de la capa de roca entre la base de los cimientos y el techo de la caverna (h).

Si bien estos elementos aislados no permiten una valoración cuantitativa de las condiciones desfavorables que se crearon en la base de las estructuras, ésta se puede establecer a partir de la relación entre varios de estos parámetros. Tomando como punto de partida las propias dimensiones de la caverna, su ancho promedio (Se) en el sector I es de 3.80 m, que relacionado con el valor de Hr, y considerando el agrietamiento natural de la capa de rocas y la carga que ejere sobre ella la cimentación de la vivienda, se establecieron deformaciones que aunque no constituyeron la fala de la base de cimentación, condicionaron fallos en las estructuras con derrumbes parciales. Por otro lado se comprobó que teniendo en cuenta las distancias Sg y Sc, donde la relación entre ellas era Sg > Sc, se condicionaba el asiento por punzonamiento de bloques, proceso que estaba favorecido además, por el valor de h, que escasamente sobrepasaba los 0.30-0.35 m.

Referente al proceso descrito anteriormente, en el área del techo de la caverna que correspondía donde se apoyaba el cimiento, se observaron grietas recientes con desplazamiento, aún insignificante, provocadas por los efectos de la tracción ante la presión de los cimientos sobre la delgada capa de rocas que servia de base. En general, todos estos aspectos descritos, relacionados entre sí, condicionaron el

1 Estos datos fueron estimados por consulta con arquitectos y material técnico de archivo.

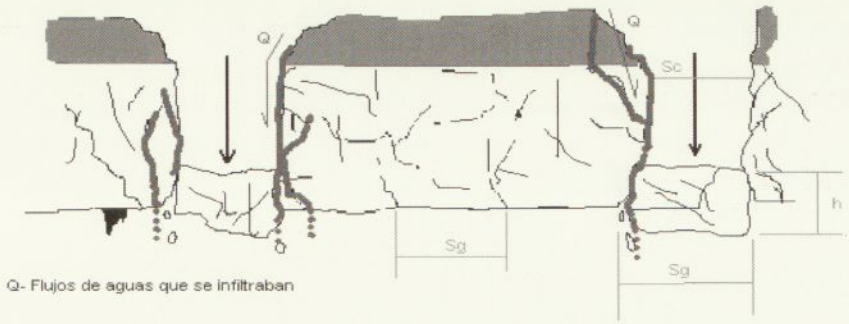


FIGURA 3: *Detalle en perfil del derrumbe del techo de la caverna.*

agrietamiento y destrucción de las estructuras de las viviendas 1, 3 y 4.

Por su parte en el sector II, sobre el que estaba la vivienda 2, también se producía el mismo proceso, pero además, se observaba una fluencia de aguas residuales (roturas de cañerías) que se infiltraban a través de la capa de rocas del techo hacia la caverna, y otro flujo menor lo hacía por la pared Este.

La destrucción total de la vivienda por el derrumbe de la capa de roca del techo de la caverna, en los puntos de apoyo de sus cimientos en esta área, permitió comprobar que el asiento por punzonamiento, había provocado el desplazamiento de bloques formados por grietas del macizo.

La dinámica de este proceso, había sido acentuada por los flujos de agua que se infiltraban, y que causó un deterioro progresivo en las condiciones de fricción de las grietas. Varios análisis de estas superficies de desplazamientos, mostraron hasta un 0.70 de coeficiente de ablandamiento por humedad, además de un deterioro de otras de sus propiedades.

El estudio realizado, permitió establecer una serie de patrones de identificación del proceso de asiento, aplicable en el territorio para el diagnóstico de casos. Paralelamente fue posible, de manera muy óptima, establecer un proyecto para el reforzamiento de la base de cimentaciones de las viviendas aledañas afectadas por el mismo proceso descrito.

Por otro lado, las observaciones "in situ" de comportamiento del proceso, permitieron establecer criterios más precisos en la evaluación ingeniero-geológica de los macizos cársticos de forma integral.

REFERENCIAS

Rocamora Álvarez, E. (1997): Los fenómenos físico geológicos en la geología ambiental. Casos de estudio en Ciudad de La Habana. Inédito.

Molerio León, L. y Flores Valdés, E. (1997): Paleoclimas y paleocarsts: los niveles de cavernamiento y la variabilidad del clima tropical en el Golfo de México y el Caribe "Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba", País Vasco: 225-233.

GEM Playa (1993): Trabajos de cartografía Espeleológica en el municipio Playa.

Importancia del diámetro de la muestra en los valores de la resistencia al rebote determinados con el martillo de Schmidt

L. Rodríguez Bouzo[1], M. Gutiérrez Claverol[2] y M. Torres Alonso[3]

1 Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. E.P.S.A. C/ Santo Tomás s/n, 05003, Ávila.
2 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, 33005 Oviedo.
3 Dept. Explotación y Prospección de Minas, Univ. de Oviedo. ETSIM, Independencia 13, 33004 Oviedo.

ABSTRACT

Rebound strength of rocks has been calculated on several core test. This core test have had various dimensions of diameters depending on depth. Coeficients of plasticity or deformation have been also calculated.
The values of rebound strength have been correlationated with the diameter dimensions in order to study the influence of diameter of sample in the result.

Key words: *carbonated rocks, Schmidt hammer, rebound strength, coefficient of deformation, correlation.*

INTRODUCCIÓN

Dada la precisión que proporciona la resistencia al rebote en el cálculo estimado de la resistencia a compresión simple, a lo que hay que añadir que se trata de un ensayo no destructivo de muy rápida y fácil ejecución, hace que éste sea uno de los métodos más utilizados en mecánica de rocas. Por ello resulta de gran interés alcanzar un conocimiento más profundo acerca de esta prueba de dureza y de los parámetros que pueden influir en la obtención de los resultados.

El diámetro de las muestras de ensayo es uno de los parámetros que tienen una mayor implicación, tal y como ha sido constatado en varios trabajos (Deere y Miller, 1966; Rodríguez Bouzo, 1993).

Como para la realización de un ensayo es necesario efectuar 10 percusiones en un mismo punto, se genera en él una «costra» o superficie endurecida. Esta costra puede comportarse de dos maneras diferentes: mostrando un endurecimiento continuo, lo que implicaría aumentos sucesivos en los valores del rebote, o bien disgregarse y fragmentarse, originando así una disminución, o importantes oscilaciones, en el valor de los rebotes. Dependiendo del valor de cada serie de rebotes, puede calcularse el coeficiente de plasticidad o deformación (K), como la relación entre el valor del rebote (H_1) y el valor máximo obtenido en ese punto (H_2).

$$K = \frac{H_2 - H_1}{H_1} \cdot 100$$

El coeficiente de plasticidad se expresa de forma porcentual y proporciona una medida relativa de la cantidad de energía necesaria para la alteración de la estructura intergranular de la muestra (Ramírez Oyanguren *et al.*, 1987). Cabe pensar que este coeficiente de plasticidad puede estar relacionado con la energía de impacto del martillo y quizás también con la magnitud del diámetro.

Por ello se ha efectuado la correlación entre los parámetros diámetro-rebote y diámetro-coeficiente de deformación para llegar a identificar el tipo de relación que puede haber entre ambos y cómo influyen en el valor final del rebote.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para comprobar el efecto del diámetro de la muestra, se realizaron 553 ensayos con el martillo de Schmidt, según la normativa propuesta por la ISRM (1978), en cuatro sondeos (A, B, C y D), correspondientes a litologías carbonatadas de edad carbonífera que afloran en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica.

Los sondeos presentaban diámetros que oscilaban de 86,5 a 51,5 mm, distribuidos del siguiente modo:

— Sondeo A – Con diámetro continuo de 51,5 mm.

— Sondeo B – Es el sondeo donde se da mayor variación de diámetros 86,5, 71,3 y 51,5 mm.

— Sondeo C – Con valores de 86,5 y 61,5 mm.

— Sondeo D – Diámetros de 86,5 y 61,5 mm

Se han utilizado dos modelos de esclerómetro, los martillos de Schmidt L (energía de percusión de 0,075 kg) y N (energía de percusión de 0,225 kg). Cuando ha sido posible se ha ensayado con los dos modelos, en los demás casos se ha utilizado la correlación establecida por Rodríguez Bouzo (1993).

Además se ha calculado el coeficiente de deformación o plasticidad (K) para cada uno de los ensayos.

Los datos obtenidos se han representado gráficamente para observar que tipo de relación se mantiene entre los valores de rebote obtenidos y los diámetros de la muestra ensayada.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos para cada sondeo se recogen en la tabla I, en ella se muestran los valores de rebote R_L y R_N y los coeficientes de plasticidad K_L y K_N para cada uno de los diámetros, recogiendo los valores máximos (MÁX.), mínimos (MÍN.) y medios (MED.), así como su desviación (DES.).

De la observación de la tabla resulta evidente que la resistencia al rebote presenta diferentes valores en función del diámetro del testigo de sondeo. Se cumple que los valores más altos se corresponden con los testigos de mayor diámetro. Hecho que correlaciona, de manera muy importante, ambos parámetros.

En la figura 1 se han representado los valores de la resistencia al rebote para los martillos N y L frente al diámetro. Para cada diámetro se refleja la media obtenida en todos los sondeos, a fin de intentar matizar la influencia que podían tener en los resultados las distintas litologías.

En la gráfica de la figura 1 se muestra el aumento de la resistencia al rebote a medida que aumenta el diámetro de la muestra, siguiendo una relación logarítmica. Para ambos modelos de martillo se han obtenido curvas de correlación prácticamente paralelas entre sí, lo que pone de manifiesto que las diferencias en los resultados obtenidos de uno y otro martillo son debidas únicamente a la diferente energía de impacto que presentan.

Los ajustes que se obtienen para las correlaciones son excelentes en los dos casos, con un r^2 de 0,98, para los datos del martillo modelo L, y de 0,96 para el modelo N.

Las ecuaciones de correlación son las siguientes:

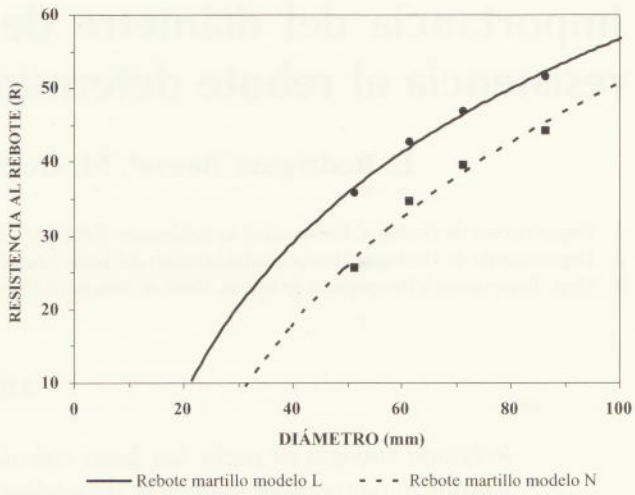


FIGURA 1: *Variación de las resistencias al rebote en función del diámetro de testigo.*

— Martillo modelo L $R_L = 30{,}4.\ (\ln D) - 83{,}2$

— Martillo modelo N $R_N = 35{,}8.\ (\ln D) - 114{,}1$

donde: D = diámetro del testigo.

Del conjunto de diámetros ensayados, los que proporcionan una magnitud más próxima a los valores de rebote medidos sobre bloques, son los de dimensiones entre 61,5 y 86,5 mm (Rodríguez Bouzo, 1993), lo que no se conoce es hasta que valor del diámetro se mantiene esta similitud, dado que no se han ensayado diámetros de mayores dimensiones.

En cuanto al coeficiente de deformación se observa que los mayores valores corresponden a los ensayos con el martillo modelo N, que es el de mayor energía de impacto, lo que evidencia la relación entre estos parámetros. Si se comparan los coeficientes para los distintos diámetros de ensayo, la dependencia entre ellos no es tan clara como en el caso anterior, si bien se observa que guardan una relación inversamente proporcional, en la que parece existir

Tabla I

SONDEO	DIÁMETRO (mm)	R_N				R_L				K_N				K_L			
		MÁX.	MÍN.	MED.	DES.	MÁX.	MÍN.	MED.	DES.	MÁX.	MÍN.	MED.	DES.	MÁX.	MÍN.	MED.	DES.
D	86,5	53,50	35,30	46,20	5,90	60,40	43,20	54,50	5,49	9,35	0,00	2,72	2,20	5,44	0,41	2,53	1,59
	61,5	46,10	21,70	34,50	5,13	52,60	31,80	43,20	4,78	18,05	0,32	4,38	2,99	12,64	0,41	3,64	2,35
C	86,5	—	—	45,20	—	—	—	51,90	—	—	—	1,77	—	—	—	4,05	—
	61,5	44,60	17,00	34,90	5,84	51,00	29,20	42,30	4,41	11,76	0,00	4,66	2,64	9,63	0,81	3,08	1,66
B	86,5	46,30	34,50	41,10	3,18	52,40	42,80	48,20	2,57	8,10	0,53	4,52	2,04	—	—	—	—
	71,3	50,10	16,00	39,50	5,81	55,50	27,90	46,90	4,71	26,98	0,74	5,03	4,06	—	—	—	—
	51,5	32,10	12,20	22,40	4,93	40,90	24,80	33,10	3,99	19,47	1,06	7,59	4,67	—	—	—	—
A	51,5	35,80	16,00	28,60	4,83	46,20	20,20	38,40	6,04	9,37	0,39	4,24	2,17	6,44	0,22	2,92	1,74

una tendencia a que los coeficientes de plasticidad más bajos se corresponden con las medidas tomadas en los testigos de mayor diámetro y viceversa.

Destaca el comportamiento ligeramente anómalo de los coeficientes de deformación medidos para el sondeo A, que son menores a los predecibles. La causa puede estar en el tamaño cristalino de las muestras, las cuales eran de naturaleza micrítica y, por lo tanto, de menor tamaño que en el resto de los sondeos, para los que presentaban tamaños microesparíticos y esparíticos.

CONCLUSIONES

— La correlación obtenida entre los diámetros de los testigos de ensayo y el valor de rebote es de tipo logarítmico directamente proporcional.

— Las gráficas de correlación muestran que estas son paralelas para los dos diferentes modelos de martillo.

— El coeficiente de deformación está íntimamente relacionado con la energía de impacto del martillo. Los más elevados se asocian al modelo N, que es el de mayor energía de impacto. A medida que aumenta la energía de percusión también lo hace el coeficiente de deformación.

— No existe una relación tan clara entre el coeficiente de plasticidad o deformación y el diámetro de la muestra, sin embargo, parece existir una tendencia a que éste aumente a medida que disminuye el diámetro.

— El valor del coeficiente de deformación está influenciado por el tamaño cristalino de la roca, decreciendo su magnitud a medida que decrece el tamaño de los cristales.

REFERENCIAS

Deere, D.U. y Miller, R.P. (1966): «Engineering Classification and Index Properties for Intact Rock». Tech. Rept. No. AFWL-TR-65-116, Air Force Weapons Lab., Kirtland Air Force Base, Nuevo Méjico.

ISRM (1978): "Suggested Methods for Determining Hardness and Abrasiveness of Rocks". International Society for Rock Mechanics Commission on Standardisation of Laboratory and Field Tests. International Journal of Rock Mechanics and Mining Geomechanic Abstracts, vol. 5 nº 3: 89-97.

Ramírez Oyanguren, P., Cuadra Irizar, L., Lain Huerta, R., Romana Ruiz, M. y Ojeda Ruiz, J.A. (1987): «Geotecnología del Avance Mecanizado de Galerías, Túneles y Pozos». Serie Geotecnia, I.G.M.E., 302 p. Madrid.

Rodríguez Bouzo, L.F. (1993): «Caracterización Geomecánica de Materiales Carbonatados del Carbonífero en la Zona de Pajares-Villamanín». Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, (Inédita).

Rodríguez Bouzo, L.F., Torres Alonso, M. y Gutiérrez Claverol, M. (1998): "Determinación de la Resistencia a la Compresión de Materiales Carbonatados Mediante el Martillo de Schmidt". Actas X Congreso Latinoamericano de Geología, vol. III: 303-308, Buenos Aires (Argentina).

ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

Caracterización mineralógica, petrológica y petrofísica del mármol comercial Rojo Alicante (Cavarrasa, Alicante)

D. Benavente[1], A. Bernabéu[1], R. Fort[2], M.A. García del Cura[2], A. La Iglesia[2] y S. Ordóñez[1]

1 Lab. de Petrología Aplicada. Universidad de Alicante. AP. 99. 03080 Alicante.
2 Instº de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Geología. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

ABSTRACT

Rojo Alicante commercial marble which is extracted in Cavarrasa quarries (Alicante Province) is complex with regards to its petrology. It shows abundant breccia facies including tectonic, intraclastic and diagenetic breccias.
The primary rock is a fossiliferous limestone (red pelagic limestone) with veins and stylolites (biomicrite). Fossils are mainly fragments of thin-walled shells of the pelecypods. Some ostracods, pellets and foraminifers are also present. Pelecypod fragments are unsorted and reach some millimeters in length. Oxidised Fe-minerals, quartz, micas, calcium phosphates, ilmenite and clay minerals are accessory minerals of Rojo Alicante commercial marble.
The mineralogy, porosity, hygric behaviour, and mechanical and esthetical properties of Rojo Alicante described in this paper prove that Rojo Alicante commecial marble is a good building material.

Key words: *Rojo Alicante, commercial marble, pelagic limestone, Spain.*

INTRODUCCIÓN

El mármol comercial "Rojo Alicante", junto con el mármol comercial Crema Marfil y el Marrón Emperador constituyen los tres tipos principales de mármoles comerciales explotados actualmente en la provincia de Alicante (Ordóñez *et al.* 1999).

El Rojo Alicante se extrae principalmente de las canteras situadas en el Valle de Cavarrasa - Sierra del Reclot (Fig. 1) en el término municipal de Monóvar (Provincia de Alicante), donde en 1999 se situaban 8 canteras con una producción de 70.000 m^3 extraídos y entrados en fábrica para su elaboración obteniéndose 2.250.000 m^2 de tabla de 2 cm (datos suministrados por la Asociación Provincial Mármoles de Alicante).

Observaciones acerca de su método de explotación pueden verse en Llopis *et al.* 1992.

MARCO GEOLÓGICO

Las calizas jurásicas de las que se extrae el mármol comercial Rojo Alicante son petrológicamente complejas y se sitúan en un sinclinal (sinclinal de Cavarrasa) con numerosas fracturas que afectan al buzamiento de las capas. Sobre este sinclinal aparecen depósitos coluviales y aluviales con potencias variables.

Estas calizas forman uno de los afloramientos más septentrionales de los materiales subbéticos que cabalgan hacia el N al prebético. (Fig. 1)

Las calizas explotadas constituyen un conjunto litológico de calizas micríticas con predominio del color rojo, si bien también las hay de colores beiges y grises. Son estructural y texturalmente complejas y en algunos niveles presentan abundantes valvas de pelecípodos pelágicos que por su fino grosor se definen habitualmente como "filamentos". Dichas capas locamente presentan una geometría de downlap sobre la superficie de discontinuidad inferior (García Hernández *et al.* 1988). Su potencia varía desde unos metros al sur de la carretera de La Romana a La Algueña, hasta varias decenas de metros en el área de explotación del Coto de Cavarrasa.

Esta unidad litológica se sitúa entre dos discontinuidades: una inferior que se trataría de un hardground complejo con niveles condensados de fauna y otra superior con costras ferruginosas bajo la cual, puntualmente, se desarrollan cavidades con morfología kárstica.

METODOLOGÍA

Se han estudiado dos variedades de mármol comercial Rojo Alicante, comercializadas por la empresa VISEMAR y extraídas en 1996: el Rojo Alicante Vivo y el Rojo Alicante Almendrado.

Estas variedades han sido objeto de un estudio petrológico mediante microscopía óptica de polarización de luz transmitida y microscopía electrónica de barrido en modo de electrones retrodispersados y de electrones secun-

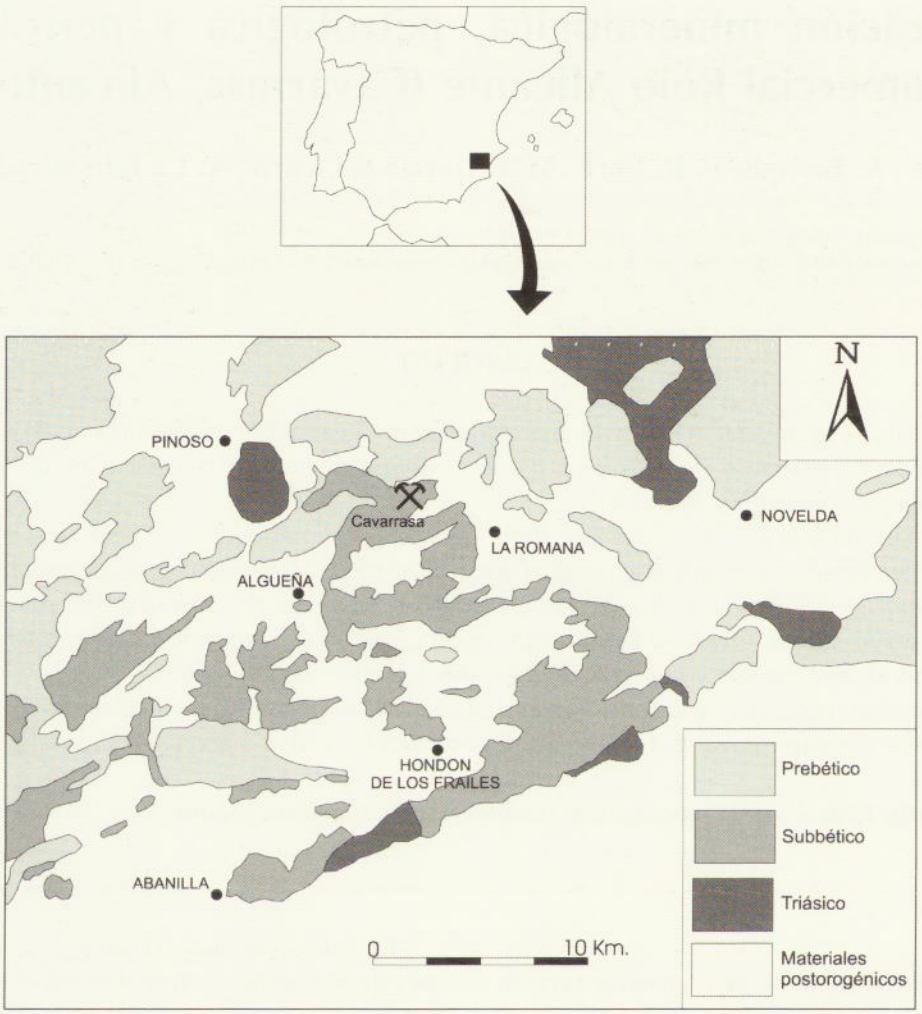


FIGURA 1: *Localización geográfica y marco geológico de la explotación de mármol comercial Rojo Alicante en Cavarrasa (adaptado de García-Hernández et al. 1988).*

darios, realizándose estas últimas observaciones tanto sobre superficie pulida como sobre fractura. Con este fin se ha utilizado un Microscopio Electrónico de Barrido JEOL, JSM-840.

El estudio mineralógico se ha realizado mediante difracción de rayos X (con un difractómetro Philips PW 1840), complementándose con estudios de Microsonda Electrónica (Jeol JXA-8900 M) para completar la determinación de minerales opacos y de minerales de muy escaso contenido en la roca.

La fracción no carbonática se ha obtenido mediante ataque de la muestra total con una disolución 1N de ácido acético y acetato sódico y lavado posterior con agua desionizada, operación que se repitió seis veces. El material resultante (con tamaño inferior a 20 μm) fue estudiado por difracción de rayos X mediante difractograma de polvo total y agregados orientados, agregados orientados solvatados con etilenglicol secados al aire y agregados orientados calentados a 550ºC. En alguna muestra del Rojo Alicante Vivo pudo aislarse una fracción inferior a 2 μm.

También se ha realizado un análisis químico por Fluorescencia de Rayos X de dicha fracción insoluble en ácido acético.

Para el estudio petrofísico se siguieron las normas UNE (1985), para los ensayos mecánicos, y las recomendaciones de la RILEM, para el comportamiento hídrico. Para determinar la porosimetría se ha utilizado un porosímetro de mercurio Autoscan – 60.

CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA

El mármol comercial Rojo Alicante es petrológicamente complejo: presenta abundantes facies brechoides tanto brechas tectónicas como facies de removilizacion singenética.

Básicamente puede definirse como una caliza fosilífera (biomicrita) en la que junto a los pelecípodos pelágicos de concha filamentosa, que siempre se han considerado los componentes más característicos de estos materiales (Llopis *et al.* 1992, García del Cura y Ordóñez 1995 y Ordóñez *et al.* 1999) se encuentran ostrácodos, pelets, ammonites, frag-

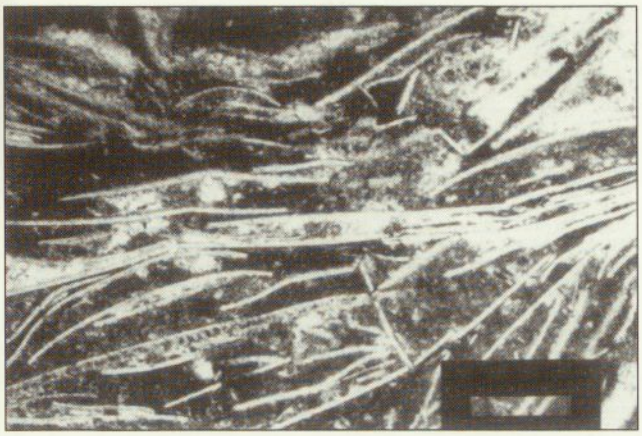


FIGURA 2: *Ejemplo de microfacies más característica del mármol comercial Rojo Alicante. Junto a los "filamentos" puede observarse las variaciones de tamaño de la matriz micrítica. Longitud de la ventana 1.2 mm.*

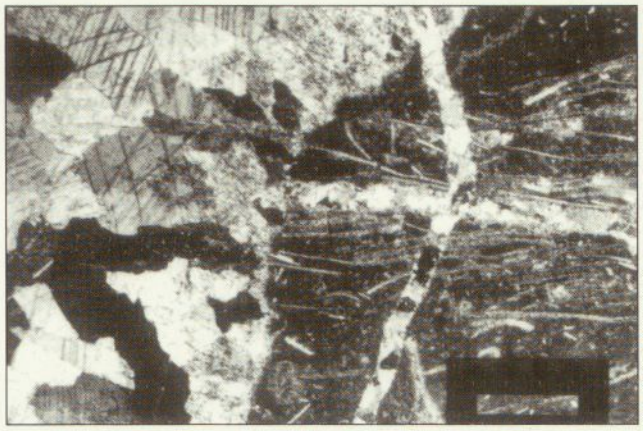


FIGURA 3: *Ejemplo de vénulas de calcita de diferente grosor y tamaño de cristal en el mármol comercial Rojo Alicante. Longitud de la ventana 1.2 mm.*

mentos fosfáticos (¿dientes de seláceos?), foraminíferos e indicios de placas de equinodermos. Los fragmentos de pelecípodos están muy mal seleccionados y llegan a alcanzar algunos milímetros de longitud, sólo en algunos niveles presentan orientación predominante, siendo más abundantes los niveles en que se hallan orientados al azar.

Generalmente la roca puede definirse como un biomicrita si bien la matriz de la roca muestra frecuentes variaciones de tamaño, no presentando la micrita un tamaño homogéneo, encontrando zonas donde es menor de 1 µm y otras donde supera las 2 µm (llegando hasta 5 µm) pudiendo considerarse en tránsito a microesparita (Fig. 2). En algunos puntos hay predominio de cemento esparítico, pudiendo llegar a definirse algunas facies como bioesparita.

Presentan abundantes vénulas de diferente grosor (Fig. 3), desde filiformes a centimétricas, de calcita esparítica en general de color claro, que le dan el aspecto característico a esta roca ornamental. Muchas de las vénulas no presentan un grosor uniforme a lo largo de todo el cuerpo rocoso. Es frecuente el relleno politextural en las vénulas gruesas.

Algunas de las vénulas finas (del orden 0,04 mm de grosor) tienen asociados minerales opacos de naturaleza ferrífera, formando parte de su relleno y en sus proximidades.

En el mármol comercial Rojo Alicante hay que resaltar también la abundante presencia de estilolitos, que pueden aparecer con trazado único, bifurcados y/o anastomosados, incluyendo en su interior material ferruginoso, fases oxidadas de hierro, y filosilicatos, principalmente caolinita, los cuales constituyen las principales discontinuidades textoestructurales de esta roca por las que tiene lugar, fundamentalmente, la rotura a flexotracción (Fig. 4 A y B).

Las observaciones del MEB nos permiten detectar la presencia de un tipo de porosidad interpartícula (Fig. 4 C y D), así como de porosidad ligada a los estilolitos (Fig. 4 B), por el contrario es notable la disminución de la macroporosidad en algunas zonas de vénulas (Fig. 4 C).

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA

El componente mineralógico fundamental es calcita de bajo contenido en magnesio que, en general, representa más del 95% de la roca.

El estudio por difracción de rayos X de la fracción insoluble en ácido (< 5% del total de la roca) ha revelado la composición mineralógica mayoritaria que se presenta en la tabla II. En la tabla I se muestra la composición química, determinada por Fluorescencia de rayos X de dichos residuos insolubles.

Como indica la tabla II las principales fases minerales encontradas en el estudios de rayos X son cuarzo, ilita, esmectita y caolinita. El término esmectita está aquí tomado en sentido amplio, en realidad se trata de un interestratificado ilita esmectita según pone de manifiesto la extraordinaria asimetría del pico a 10 Å y cierta capacidad de hinchamiento con etilenglicol. Sorprende la agudeza de la reflexión 001 de la mica en las muestras. Esta característica se intensifica en las muestras de la variedad Rojo Almendrado.

Los índices de Weber (1972) medidos son muy altos indicando elevada cristalinidad. Este hecho, en principio contradictorio con lo expresado en el párrafo anterior, sugiere la existencia de cristales de mica de muy baja cristalinidad junto con otros de alta por lo que estaríamos ante unas micas detríticas (heredadas) y otras que se encuentran en etapa inicial de formación.

La fracción menor de 2 µm del residuo insoluble de la variedad Alicante Vivo muestra un enriquecimiento en cuarzo, respecto de la muestra total (fracción < 20 µm).

En cuanto a la composición mineralógica de los minerales opacos y de los minerales trazas, deducida de los datos obtenidos con la Microsonda Electrónica cabe resaltar la identificación de fases oxidadas de hierro, rellenando estilolitos junto, con algunas fases minerales silíceas (incluidos minerales de arcilla), tal como se vio en el apartado de petrología.

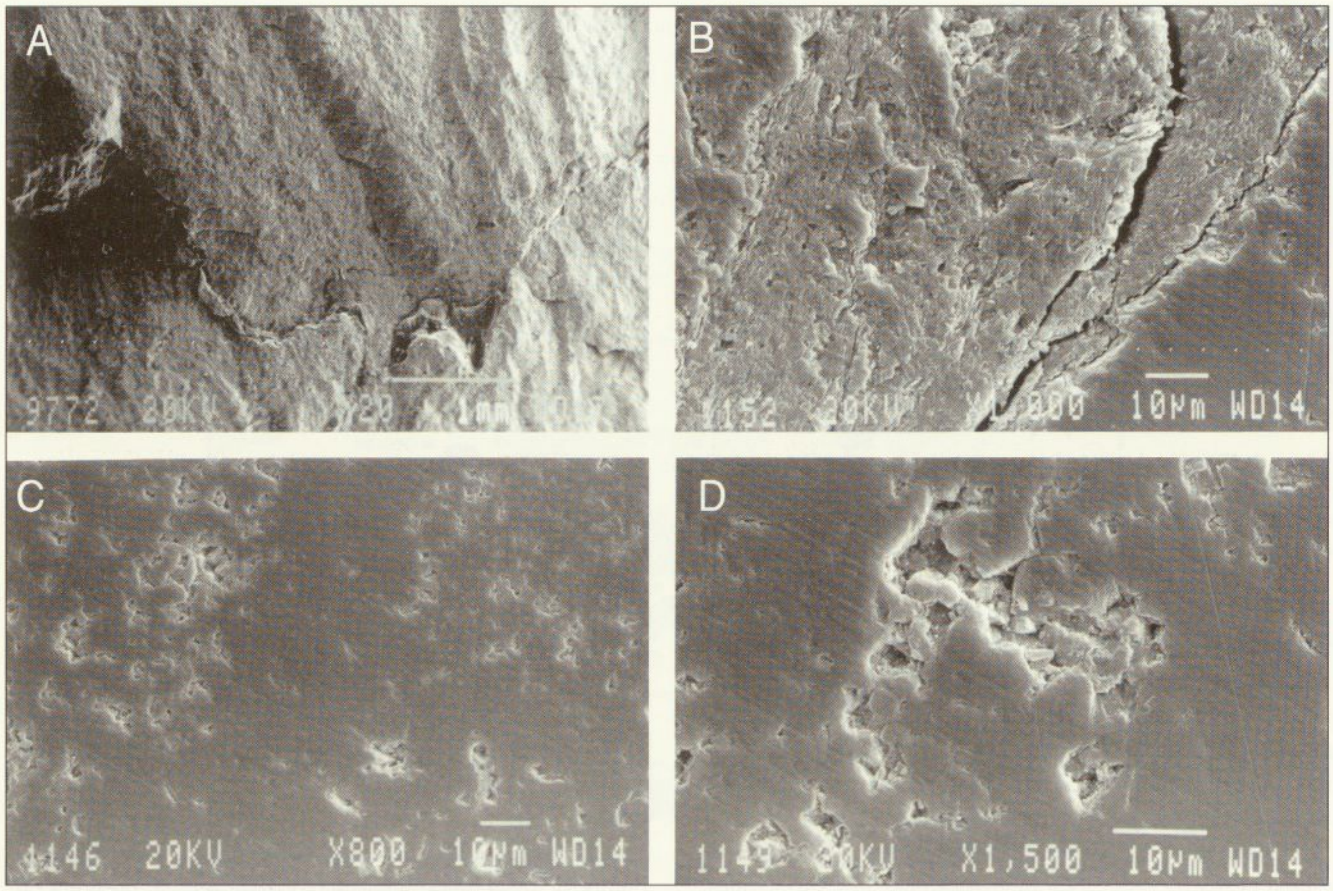


FIGURA 4: *Microfotografías del MEB del mármol comercial Rojo Alicante: A y B detalle de estilolitos, en ambas fotografías puede observarse la presencia de un relleno de minerales de hierro y de arcilla, en b se pone de manifiesto un detalle de porosidad asociada a un estilolito. C y D: detalle de la macroporosidad del mármol comercial Rojo Alicante, en a puede observarse una disminución de dicha porosidad en relación con la presencia de una vénula.*

Se ha comprobado la presencia de fosfatos y se ha detectado la presencia de posible glauconita rellenando algún poro, así como algunos cristales idiomorfos de carbonato de hierro con proporciones variables de calcio.

También se ha encontrado ilmenita, frecuentemente zonada, dispersa.

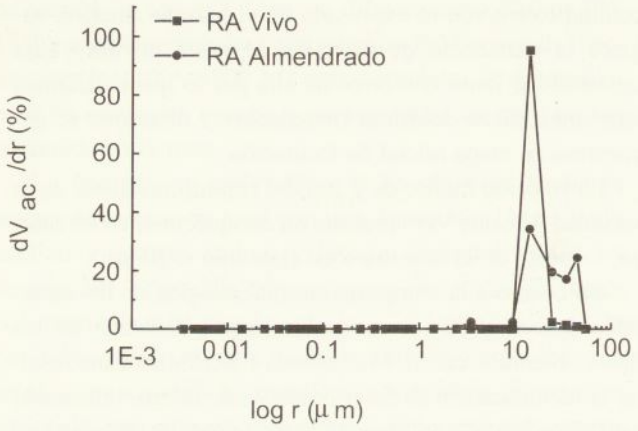


FIGURA 5: *Distribución de poros del mármol comercial Rojo Alicante.*

Tabla I

Composición química del residuo insoluble en ácido de las variedades del mármol comercial Rojo Alicante

	R. A. Vivo	R A. Almendrado
Na_2O	0.00	0.00
MgO	3.07	2.90
Al_2O_3	17.4	19.60
SiO_2	49.4	51.00
P_2O_5	3.54	0.69
SO_3	0.34	0.087
Cl	0.10	0.096
K_2O	6.10	6.5
CaO	7.80	3.06
TiO_2	1.14	1.39
Cr_2O_3	0.013	0.108
V_2O_5	0.034	0.037
MnO	0.026	0.036
Fe_2O_3	10.8	14.2
Co_3O_4	0.00	0.033
NiO	0.015	0.041
Suma La-Lu	0.014	0.043

Tabla II

Composición mineralógica de la fracción insoluble en ácido determinada por difracción de rayos X (ver metodología).

VARIEDAD	CUARZO	MICA	CAOLINITA	ESMECTITA
ROJO VIVO	5-10 %	80-85%	10-15%	≤ 5%
ROJO ALMENDRADO	10-15%	75-80%	5-10%	≤ 5%

PROPIEDADES FÍSICAS

El color del mármol comercial Rojo Alicante, es una característica que muestra sensibles variaciones dentro de la gama de los rojos, como demuestran los altos valores de desviación estándar que se obtienen al determinar con el colorímetro los parámetros cromáticos de varias muestras de mármol Rojo Alicante variedad Vivo y variedad Almendrado. Los valores de dichos parámetros son: L =57.28 ± 0.95, a = 13.75 ± 0.65, b = 17.46 ± 0.19.

Propiedades que determinan el comportamiento hídrico del mármol comercial Rojo Alicante pueden verse en la tabla III. Estas propiedades están controladas por la distribución de su porosidad. Por ello, la cantidad máxima de agua que estos materiales pueden absorber es baja, con un % de saturación de 0,24%. La porosidad accesible al agua es de 0,65%. La succión capilar es de 0,17 ($Kg/m^2h^{1/2}$), indicándonos un buen comportamiento ante el ascenso capilar.

Otras propiedades físicas se muestran en la tabla IV. Algunas de las características mecánicas de las dos variedades del mármol comercial Rojo Alicante aparecen en la tabla V, observándose una gran similitud entre las propiedades de ambas variedades. Los valores de resistencia a compresión y a flexión son indicativos de un buen comportamiento mecánico para su uso como roca ornamental.

Así mismo, el valor de pérdida de peso después de la realización de los ciclos de hielo-deshielo es para ambas variedades < 0.01 %, considerándose un material no heladizo y por tanto utilizable como roca ornamental incluso en lugares donde la variación climática sea brusca.

En cuanto a la porosidad, este material tiene una baja porosidad conectada. La porosidad accesible al mercurio es de 0,4 a 0,25 % para ambas variedades. La distribución de tamaños de poros indica la casi ausencia de porosidad abierta para tamaños de poros inferiores a 5 µm, predominando la macroporosidad. Existe un intervalo modal entre 10 y 30 µm (Fig. 5). La variedad Rojo Alicante Almendrado presenta un tamaño medio de poros ligeramente mayor siendo de 39,5 µm, mientras que en la variedad rojo Alicante Vivo es de 22,7 µm. Esta distribución de poros nos muestra que la porosidad de la roca es principalmente de tipo interpartícula y porosidad ligada a los estilolitos, tal y como se vio en el apartado de caracterización petrológica (Fig. 4).

Tabla III

Propiedades que determinan el comportamiento hídrico del mármol comercial Rojo Alicante.

Coef. Absorción: (%)	0.34 ± 0.10
% Saturación	0.24 ± 0.07
% Porosidad accesible al agua	0.65 ± 0.18
Coef. Capilaridad ($Kg/m^2s^{1/2}$)	0.17 ± 0.02
Coef. Permeabilidad al vapor de agua (g/m^2.12h. mmHg)	0.18 ± 0.01

Tabla IV

Algunas propiedades físicas del mármol comercial Rojo Alicante.

Densidad aparente (g/m^3)	2.68 ± 0.05
Densidad real (g/m^3)	2.70 ± 0.02
Velocidad de propagación ultrasonidos (m/s)	5923 ± 171

Tabla V

Propiedades mecánicas de las dos variedades estudiadas del mármol comercial Rojo Alicante.

	Rojo Alicante vivo	Rojo Alicante almendrado
Resist. Compresión (MPa)	128.1 ± 15.9	115.3 ± 31.5
Resist. flexión (MPa)	11.46 ± 1.5	10.5 ± 2.0
Resist. choque (cm)	19	18
% pérdida de peso hielo-deshielo	< 0.01	< 0.01
Resist. Compresión después de heladicidad (MPa)	91.0 ± 21.1	

CONCLUSIONES

El mármol comercial Rojo Alicante es una roca ornamental (caliza pelágica fosilífera) caracterizada por un hermoso colorido y magníficas cualidades estéticas, con unas propiedades físicas aceptables y una porosidad y comportamiento hídrico que, junto con su composición mineralógica (porcentaje muy pequeño de esmectitas), hacen que su alterabilidad física sea baja, existiendo solamente una alterabilidad cromática cuando el mármol está expuesto en exteriores. Los mecanismos e intensidad de dicha alterabilidad cromática están siendo estudiados por nosotros dentro del marco del Proyecto en que se encuadra el presente trabajo.

Este trabajo forma parte del Proyecto GV 97-RN-14-3: "Optimización de la durabilidad del mármol comercial Rojo Alicante" financiado por la Generalitat Valenciana.

REFERENCIAS

García del Cura, M.A. y Ordóñez, S. (1995): Potencial geológico de mármoles en España. En "Manual de Rocas Ornamentales". (C. López Jimeno, Ed.). ETSIM. Madrid: 81-101.

García-Hernández, M., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz; P.A. y Vera, J.A. (1988): Acuñamientos y geometrías sigmoidales en calizas pelágicas rojas del Jurásico de la Sierra de Reclot (Provincia de Alicante). Comunicaciones II Congreso Geológico de España, I, Granada: 83-86.

Llopis, L., López Jimeno, C. y Mazadiego, L.F. (1992): Rocas ornamentales de Alicante. Canteras y Explotaciones, 299: 103-113.

Ordóñez, S. García del Cura, M.A., Rodríguez, M.A. y Bernabéu, A. (1999): La riqueza geológica de la Piedra Natural en la Comunidad Valenciana. RocMaquina, 54: 99-106.

RILEM (1980): Recommended test to measure the deterioration of stone and to asses the effectiveness of treatment methods. Commission 25-PEN: Protection et erosion des Monuments: 175-253.

UNE (1985): Mármoles y calizas ornamentales: Resistencia a la compresión (UNE 22-185-85), Resistencia a la flexión (UNE 22-176-85) y Resistencia a las heladas (UNE 22-184-85). Instituto Español de Normalización. Madrid.

Weber, K. (1972): Notes on the determination of illite crystallinity. Neues. Jb. Mineral. Mh. 1972: 267-276.

Mineralizacion clástica, biogénica, química y evaporítica de rocas y minerales industriales del Cenozoico, en el borde pacífico de Sudamérica

A. Gajardo

Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile. rpereira@sernageomin.cl

ABSTRACT

Important Cenozoic clastic, biogenic, chemical and evaporitic industrial minerals and rocks mineralization in the Pacific Border Area of South America occur in the Intermountain Basins and in the Fore-arc Basins. The Intermountain Basins contain evaporitic and chemical deposits, the former known as salars, with lithium and potassium chlorides, and borates, and the latter, nitrates and iodine salts. Origin and preservation of these deposits is due to climatic, lithologic, structural and morphologic factors, existing in this area since Miocene times.

The Fore-arc Basins, located in the coastal area of South America, are filled with marine and continental sedimentary sequences, containing important quartz sands and ball clays clastic deposits; phosphorites, limestones and diatomites biogenic deposits, and gypsum, potassium and sodium salt evaporitic deposits. The origin of these deposits is related to oceanographic, climatic, structural and lithologic factors, developed in this coastal area during Cenozoic times.

***Key words**: Industrial Minerales and Rocks, Cenozoic, South America.*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene por finalidad dar a conocer las características geológicas principales de la mineralización de origen clástico, biogénico, químico y evaporítico de rocas y minerales industriales (RMI) del Cenozoico, en el borde pacífico de Sudamérica. Este trabajo está basado en diferentes estudios de campo y gabinete, de orientación geológico-tectónica y geológico-minera, realizados por el autor para la compilación y edición del Mapa de Rocas y Minerales Industriales de Iberoamérica, proyecto de carácter internacional que forma parte de las actividades de la Red de Minerales y Rocas Industriales (Red RIMIN), del Programa de Ciencia y Tecnología para el Desarrollo (CYTED).

MINERALIZACIÓN CENOZOICA DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

La mineralización de RMI generada en procesos sedimentarios clásticos, biogénicos, químicos y evaporíticos del Cenozoico, ocurridos en las Cuencas de Ante-arco y en dos de las Cuencas Intermontanas del Dominio Andino, el Altiplano Boliviano-Chileno-Argentino y la Depresión Intermedia de Chile Septentrional, (Oyarzún, 1985), corresponde a la más importante de su tipo en el borde pacífico de Sudamérica (Fig. 1).

Procesos Sedimentarios Clásticos

Los procesos clásticos han sido responsables de la génesis de importantes yacimientos de arenas silíceas y arcillas plásticas caoliníticas, presentes en las secuencias sedimentarias de relleno de las Cuencas de Ante-arco, que se distribuyen en forma continua a lo largo del borde pacífico y morfológicamente constituyen las Planicies Litorales en Chile y parte de las Llanuras Pre-andinas, en Perú. Las arenas silíceas, en mantos de hasta 12 m de espesor y contenidos superiores a 85% de SiO_2, se encuentran abundantemente en el litoral Chileno-Peruano. Su origen se relaciona con procesos de transporte y depositación, en ambientes marinos y/o deltaicos, durante el Terciario Superior, de los productos de la erosión de areniscas cuarcíferas del Mesozoico y de rocas graníticas del Paleozoico, que conforman la Cordillera de la Costa Chileno-Peruana (Dunín-Borkowski, 1996; Gajardo, 1997).

Las arcillas plásticas caoliníticas-illíticas, provenientes de la alteración superficial de rocas metamórficas, se presentan en mantos de espesores variables entre 1 y 10 m. Su origen está relacionado con la alteración supergénica de rocas graníticas y metamórficas de la Cordillera de la Costa y con el transporte y depositación, principalmente por agentes fluviales, de los materiales arcillosos resultantes del proceso de alteración (Gajardo, 1997).



FIGURA 1: *Distribución de yacimientos de rocas y minerales industriales del Cenozoico en el borde pacífico de Sudamérica.*

Procesos Sedimentarios Biogénicos

Los procesos biogénicos de ambiente marino en las Cuencas de Ante-arco, durante el Terciario Superior, son responsables de la génesis de depósitos de fosforitas y diatomitas, cuyas mejores expresiones se manifiestan, respectivamente, en el litoral de Perú y Chile. Así, el yacimiento de fosforitas de Bayóvar, en el desierto de Sechura, al norte del Perú, constituye el más importante depósito de su tipo en Sudamérica (Dunín-Borkowski, 1996). Tiene reservas medidas de 460 millones de toneladas con una ley expresada como concentrado, de 31% de P_2O_5, en dos mantos principales con espesores de 6 m y 38 m, que alternan con capas de diatomita y arenisca.

Los más importantes depósitos de diatomita del borde pacífico se localizan en el norte de Chile, según una franja de afloramientos de unos 200 km de longitud norte-sur. Estos yacimientos comprenden mantos de entre 2 y 20 m de espesor visible (Gajardo, 1997), intercalados en arcillas bentoníticas y areniscas. El contenido de SiO_2 varía entre 80 y 93% y sus reservas alcanzan a varias decenas de millones de toneladas.

Procesos Sedimentarios Químicos

Los procesos químicos en la Depresión Intermedia de Chile Septentrional, cuenca tectónica situada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa, han dado origen a los campos de nitratos y yodo, que se presentan según una franja de afloramientos de unos 700 km de longitud, por unos 50 km de ancho promedio. Los yacimientos más importantes son los estratiformes o aluviales, en los cuales los nitratos de sodio y potasio cementan materiales detríticos, alcanzando leyes medias del orden de 5-7% de $NaNO_3$. Las teorías más consistentes enunciadas para explicar los mecanismos de formación de estos depósitos, se refieren a la actividad de bacterias nitrificantes y a la actividad volcánica cenozoica, en condiciones de clima árido, con tasas de evaporación superiores a 10 l/m^2/día (Chong, 1991).

Procesos Sedimentarios Evaporíticos

Los procesos evaporíticos en el Altiplano y la Puna Boliviano-Chileno-Argentina, estructura en forma de rampa tipo graben, situada entre las Cordilleras Oriental y Occidental (Oyarzún, 1985), han originado los depósitos de sales de litio y potasio, y de boratos (ulexita). Estos depósitos están contenidos en salares y lagos salinos que constituyen cuencas endorreicas de cientos a miles de km^2 ubicados entre los 2.500 y 4.000 m s.n.m. Las sales de litio y potasio provienen de la lixiviación de ignimbritas del Terciario Superior-Cuaternario y los boratos, principalmente, de la actividad volcánica del Cuaternario. Su depositación y concentración ha dependido de procesos de evaporación, de acuerdo a tasas de hasta 8 l/m^2/día (Vila, 1986).

Las principales fuentes naturales de sales de litio y/o potasio en Sudamérica, corresponden al salar de Atacama, en Chile, que contiene 2-6 gr/l de litio, y 25-30 gr/l de potasio, y reservas que alcanzan a 2,25x10^6 ton de litio y 5,3x10^7 ton de potasio (Moraga *et al.*, 1974); al de Hombre Muerto, en Argentina, que tiene una concentración de 0,56 gr/l de litio en sus 350 km^2 de superficie; y al de Uyuni, en Bolivia que contendría del orden de 5x10^6 ton de litio equivalente y 110x10^6 ton de potasio.

Los yacimientos de boratos en salares y lagos salinos contienen mantos de ulexita de espesores variables entre 0,3 y 1,0 m, con leyes entre 15 y 40% B_2O_3. En Argentina, presentan entre 11 y 35% de B_2O_3 y reservas totales de hasta 7x10^6 ton (Schalamuk *et al.*, 1986); en Chile, contenidos entre 12 y 35% de B_2O_3 y reservas totales superiores a 5x10^6 ton (Vila, 1986); en Perú, el más importante yacimiento tiene una reserva de 20x10^6 ton, con 27% de B_2O_3 promedio (Alonso, 1993); y en Bolivia, reservas del orden de 13x10^6 ton (Montes de Oca, 1976).

REFERENCIAS

Alonso, R. (1993): El yacimiento boratífero de Laguna Salinas (Perú). Congreso Geológico Argentino No. 12, Comisión de Exploración del Instituto Argentino del Petróleo, Asociación Geológica de Mendoza, Mendoza, República Argentina, Actas, vol. 5: 297-308.

Chong, G. (1991): Geología de los yacimientos de nitratos de Chile. Antecedentes para establecer una teoría sobre su génesis. En Génesis de Formaciones Evaporíticas, Modelos Andinos e Ibéricos, (Pueyo, J., Coordinador), Universitat de Barcelona, España: 377-417.

Dunín-Borkowski, E. (1996): Minerales Industriales del Perú, oportunidades de negocios. Instituto Geológico y Minero del Perú, Lima, Perú, 182 p.

Gajardo, A. (1998): Estudio Técnico-Económico de minerales no metálicos entre las Regiones I y X. Ministerio de Minería-Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-13, Santiago, Chile, 426 p.

Montes de Oca, I. (1986): Capítulo 2, Bolivia. En Instituto Internacional de Integración Convenio Andrés Bello, Geografía Económica, Área de Recursos Minerales: Bolivia, Colombia, Chile, Ecuador, Panamá, Perú, Venezuela. Instituto Internacional de Integración, La Paz, Bolivia: 11-93.

Moraga, A., Chong, G., Fortt, M.A. y Henríquez, H. (1974): Estudio geológico del Salar de Atacama, Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Bol. 29, 59 p.

Oyarzún, J. (1985): La metallogenie andine: cadre geologique, petrologique et geochimique et essai d'interpretation (Inédito). Tesis para obtener el Grado de Doctor de Estado en Ciencias Naturales, Universidad de París-Sud, Centre D'Orsay, París, Francia, 864 p.

Schalamuk, I., Fernández, R. y Echeverry, R. (1983): Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la Región NOA. Subsecretaría de Minería, República Argentina, 103 p.

Vila, T. (1986): Geología de los depósitos salinos del norte de Chile. Antecedentes geoquímicos y pautas de prospección del litio. En: Geología y Recursos Minerales de Chile (Frutos, J., Oyarzún, R. y Pincheira, M., editores) Concepción, Chile, vol. II: 279-819.

Factores de prevención de la reacción álcali-sílice en los áridos del hormigón

D. García del Amo[1] y B. Calvo Pérez[2]

1 Departamento de Ciencias Analíticas (UNED). Senda del Rey 9, 28040 MADRID. dgarcia@ccia.uned.es
2 Departamento de Ingeniería Geológica (UPM). Ríos Rosas, 21, 28080 MADRID. bcalvo@dinge.upm.es

ABSTRACT

Alkali-silica reaction occurs between certain aggregate types and the alkali's in the pore solutions of the cement paste in concrete to form a silica gel. In the presence of free moisture, the gel will expand and manifest in cracking and differential movements in structures as well as other deleterious effects such as reduction in freeze-thaw durability and compressive and tensile strength.

The microstructural features of various Spanish alkali-reactive rock types used as concrete aggregate, and other Spanish rock types with possible potential reactivity, have been studied and quantified with petrographic techniques and methods of digital analysis of microscopic and macroscopic image. This results have been related to alkali reactivity as measured by an accelerated mortar bar test.

The study demonstrated that the grain size reduction of quartz promoted by metamorphic processes enhances alkali reactivity by increasing the surface area of quartz grain boundaries available for reaction.

Key words: *concrete, aggregate, alkali-silica reaction, petrographic examination, digital image analysis, accelerated mortar bar test.*

INTRODUCCIÓN

La durabilidad de un hormigón puede verse afectada por el tipo de áridos que se utilicen en su constitución. La reacción álcali-sílice (RAS), la más extensamente diagnosticada dentro de la reacción árido-álcali (RAA), es una reacción química heterogénea sólido-líquido en la que la fase sólida está constituida por el árido y la fase líquida por una solución alcalina intersticial del hormigón (Dent-Glasser y Kataoka, 1981). El resultado de esta reacción es un gel silicocálcico susceptible de hinchamiento con el agua y capaz de ejercer presiones considerables en su entorno (Diamond, 1989).

Dentro de las reacciones álcali-sílice (RAS), el estudio de la reacción álcali-sílice lenta (RASL) ha adolecido de una insuficiente atención internacional frente a la reacción rápida, producida por el ópalo y variedades seudocristalinas de la sílice.

La búsqueda de relaciones entre las propiedades microestructurales de los áridos potencialmente reactivos y la capacidad expansiva de éstos frente a los álcalis de poro del hormigón ocupa en los últimos años a diferentes investigadores. Thomson y Grattan-Bellew, 1993, indican que el principal componente reactivo en rocas metamórficas deformadas parecía ser el cuarzo microcristalino producido por un significativo desarrollo de subgranulación pero no completa recristalización.

Los primeros pasos en la búsqueda de una relación cuantificada entre el tamaño de grano del cuarzo de la roca y la expansividad de esa roca usada como árido los presenta Wigum, 1996; sin embargo, la metodología de trabajo es demasiado lenta y tediosa.

PROCESO EXPERIMENTAL

El cálculo de parámetros cuantitativos referentes al cuarzo, tales como porcentaje, área, perímetro y superficie específica, posterior a su estudio petrográfico tradicional, fue realizado mediante el análisis de imágenes digitales, tanto macroscópicas, cuando el tamaño de grano lo permitía, en el caso de porcentaje mineral, como microscópicas, siempre que se trate de parámetros texturales o de porcentajes minerales, en el caso de que éstos sean de tamaño microscópico.

Los equipos utilizados para la toma de imágenes son un escáner *HP Scan Jet 4C-T* para muestras de mano y un Microscopio *Leitz Laborlux 12 POL* con cámara de vídeo *Javelin Chromachip IV CCD (752 x 582 pixel)* conectada

para la toma de imágenes microscópicas. El proceso de análisis digital se ha realizado con el equipo *Q500MC* de *Leica Cambridge Ltd.* que incorpora la tarjeta digitalizadora, el software de procesamiento digital y el ordenador que compatibiliza todo el sistema.

El esquema de trabajo seguido se describe a continuación:

1º. Calibración

Dentro de este apartado existen dos operaciones que basta con realizarlas una sola vez al inicio del estudio: control de la deriva del equipo y ajuste de la escala y los niveles de color.

2º. Mejora de la imagen digital

En la adquisición de la imagen se producen una serie de defectos que pueden ser paliados en esta fase del proceso mediante la aplicación a la imagen digital de una serie de operaciones. Además de mejorar la imagen, también se puede conseguir con estas técnicas diferenciar los niveles de luminosidad de las distintas fases minerales de una muestra. En el caso de este estudio se han aplicado fundamentalmente filtros de gradiente.

3º. Segmentación

Una vez que la imagen ha sido lo suficientemente mejorada, el proceso pasa a la fase de segmentación. El resultado de esta fase del proceso es una o varias imágenes binarias (aquellas cuyos pixels sólo pueden tomar dos valores, es decir, dos colores). El objetivo principal es conseguir como resultado una (o varias) imágenes binarias que representen lo más fielmente posible la fase o la detección de interés. Dicha imagen se puede obtener directamente de la segmentación o bien mediante operaciones booleanas con las distintas imágenes binarias obtenidas en dicha segmentación, las cuales, a su vez pueden modificarse mediante operadores que erosionan o dilatan los bordes de los granos. Es sobre estas imágenes binarias sobre las que se realizan las diferentes medidas.

Para el cálculo de los parámetros porcentuales de las diferentes fases minerales se utilizaron imágenes digitales tomadas a escala real mediante un escáner. Sobre las imágenes segmentadas multiespectralmente se obtuvieron imágenes binarias donde se realizaron las mediciones porcentuales correspondientes a cada componente mineral.

Por otra parte, y de acuerdo con Martínez Nistal (1993) para la obtención de imágenes de la textura de una roca, la técnica más apropiada es la microscopía óptica de polarización. Sin embargo, para la caracterización microtextural del cuarzo y la cuantificación del mismo en rocas microgranudas, a partir de imágenes microscópicas, la discriminación de los granos minerales en rocas cristalinas presenta grandes dificultades cuando tratamos de abordarla mediante el empleo de métodos automáticos de segmentación, debido a que en estas imágenes los granos minerales no resaltan del fondo de una manera clara. Además se presentan problemas añadidos como son: mismo color de interferencia para distintos granos minerales, presencia de minerales muy alterados, maclas, inclusiones, etc.

Para evitar estos problemas se ha recurrido a tinciones, cuando era suficiente y posible, o bien a la captación selectiva de imágenes monominerálicas de cuarzo cuando el objetivo buscado era exclusivamente el estudio textural del cuarzo presente en el árido y no su cuantificación.

Los parámetros texturales cuantificados son el porcentaje de fase mineral en volumen y la superficie específica del cuarzo. El porcentaje de la fase mineral en volumen es probablemente el parámetro clásico de cuantificación de fases minerales. Su cálculo es conocido desde hace más de un siglo y se basa en que el porcentaje de una determinada fase mineral en el plano de una imagen es igual al porcentaje en volumen de dicha fase

$$V_v = \frac{\sum a(obj)}{\sum a(ref)} \qquad (1)$$

En el caso de análisis de imágenes el valor de V_v de cada fase mineral vendrá dado por:

$$V_v = \frac{\sum pixels\,(fase)}{\sum pixels(totales)} \qquad (2)$$

La cuantificación de los bordes de cada fase mineral presente en la roca es importante puesto que estas zonas van a caracterizar las propiedades texturales y reactivas del cuarzo. En el volumen de roca, un borde se corresponde con una superficie que separa granos minerales. El parámetro que mide la superficie de cada grano mineral por unidad de volumen es la superficie específica, S_v y sus unidades son área/volumen (L^{-1}).

Superficie específica es un concepto que se refiere a medidas en tres dimensiones, siendo su valor real para un grano mineral: (superficie del grano) / (volumen que ocupa). Dado que las medidas en el análisis digital se realizan en dos dimensiones, habrá que asumir que el valor de la superficie específica se acercará al valor obtenido por Underwood (1970), para medidas en dos dimensiones:

$$S_v = \frac{4}{\pi} \frac{\sum B_i(obj)}{\sum A_i(ref)} \qquad (3)$$

donde: B_i (obj) = Longitud del borde del grano mineral

A_i (ref) = Área del grano mineral (El factor $4/\pi$ es introducido por principios estereológicos).

Siguiendo a Martínez Nistal (1993), para obtener el valor de superficie específica de una fase (en este caso cuarzo) se determina como área de referencia, A_i (ref), la de la imagen tratada (resolución del pixel * área en pixels). La resolución del pixel variará con los aumentos utilizados en el microscopio petrográfico, por tanto, para imágenes tomadas con el objetivo de 2,5 aumentos, el área de la imagen será Rx(512x512) (R=3,32 µm, el área de la imagen es 2889456,03 μm^2) y para imágenes tomadas con el objetivo de 5 aumentos, el área de la imagen será Rx(512x512) (R=1,66 µm, el área de la imagen es 722364,006 μm^2).

Los parámetros perímetro y área se obtienen directamente a través de las operaciones estándar del analizador de imagen: el perímetro viene determinado como la longitud total del borde del objeto, calculado desde las proyecciones horizontales y verticales (número de cuerdas horizontales y verticales en el objeto) con un factor de descuento para el número de esquinas, y el área del objeto como el número total de pixels detectados dentro del objeto. En el caso de la superficie específica se ha introducido la ecuación 3 como parámetro de interés definido por el usuario y que está referido a otros parámetros propios del analizador.

Para la caracterización de las muestras microscópicas de las rocas objeto de estudio se ha seguido el siguiente proceso:

1. Las imágenes fueron tomadas secuencialmente o predeterminadamente (imágenes de sólo cuarzo), según los casos, a través de la cámara conectada al microscopio. Los aumentos seleccionados dependen del tamaño de grano de cada roca siguiendo las recomendaciones de Pirard (1997):
   - La imagen ha de ser cuatro veces mayor que el mayor tamaño de los cristales presentes.
   - Los cristales más pequeños han de ser mayores de 5x5 pixels.
2. Sobre cada grupo litológico de imágenes digitales se programó una rutina de trabajo con el programa de análisis digital, de manera que tratara tantas imágenes como se le estableciera (20 imágenes por lámina delgada) hasta conseguir los parámetros descritos (perímetro, área y superficie específica) de cada grano de cuarzo que apareciera en cada una de las imágenes obtenidas.
3. Los archivos de datos de las veinte imágenes analizadas por lámina se exportaron a un programa de cálculo para tratar sus datos estadísticamente. Éstos parámetros y la combinación de los mismos se muestran en la tabla 1.

Por otra parte, el método de ensayo de expansión acelerada de barras de mortero, PNE 106-508EX (AENOR, 1998), constituye una prueba rápida para la verificación de la reactividad potencial árido-álcali. En la tabla 2 se sinteti-

Tabla 1

Datos de caracterización del cuarzo. Análisis digital de imagen (ADI).

CÓDIGO DEL ÁRIDO	% CUARZO	Sup. Esp. Grano cuarzo (π^{-1})	% CUARZO * Sup. Esp. grano cuarzo	Sup. Esp. Fase cuarzo (π^{-1})	% CUARZO * Sup. Esp. Fase cuarzo
E	43	0,22	9,46	0,051	2,193
S	44				
U	0,12	0,11	0,0132	0,005	0,0006
U	39,3	0,11	4,323	0,005	0,1965
M	86,5	0,23	19,895	0,033	2,8545
T	100	0,22	22	0,052	5,2

Tabla 2

Resultados del ensayo de expansión ultraacelerada de probetas de mortero en los áridos problema. Evaluación de la reactividad según especificaciones españolas.

CÓDIGO DEL ÁRIDO	EXPANSIÓN A 14 DÍAS (%)	EXPANSIÓN A 28 DÍAS (%)	EVALUACIÓN SEGÚN ESPECIFICACIONES EHE-99 (UNE 146508 EX/98)	
			14 DÍAS (< 0,10 %- NO REACTIVO) (0,10 – 0,20 – seguir a 28 días) (> 0,20% - REACTIVO)	28 DÍAS (0,10-0,20% - DUDOSO) (>0,20 % - REACTIVO)
E	0,28	0,52	**REACTIVO**	**REACTIVO**
S	0,06	0,12	**NO REACTIVO**	**DUDOSO**
U	0,04	0,09	**NO REACTIVO**	**NO REACTIVO**
M	0,30	0,53	**REACTIVO**	**REACTIVO**
T	0,33	0,55	**REACTIVO**	**REACTIVO**

zan los resultados del ensayo de expansión de barras de mortero de los áridos estudiados. Con estos resultados y dadas las especificaciones que manifiesta la norma de ensayo, UNE 146508 EX/98, reflejadas en la "Instrucción para el Proyecto y Ejecución de Obras de Hormigón Estructural" (EHE-99) (MOPT, 1999), se puede caracterizar el árido problema como potencialmente reactivo o no.

DISCUSIÓN

Las rocas constituyentes de los áridos objeto de estudio, son rocas metamórficas y/o contienen formas de cuarzo que ha sufrido algún tipo de deformación. Dicha deformación obedece a la actividad tectónica desarrollada en la región o localmente, y puede desarrollarse, en esencia, en régimen frágil o dúctil. En cualquier caso, estos procesos se traducen en un aumento del potencial químico y de la inestabilidad del mineral (cuarzo) por deformación intracristalina, microfisuración, reducción del tamaño de grano o aumento de la superficie específica, excepto en los casos en que se haya dado una recristalización posterior (post-tectónica o post-deformación) suficientemente intensa, que haya reequilibrado la morfología cristalina y reducido el potencial químico.

Las técnicas de cuantificación mineralógica utilizadas hoy en día, técnicas manuales como contaje de puntos, o instrumentales como difracción de rayos X con patrones, etc, son incomparablemente más lentas y tediosas que la técnica de análisis digital de imagen propuesta. Una buena concordancia entre la discernibilidad visual del mineral y la imagen digital conseguida está garantizada para todos aquellos minerales que puedan ser distinguidos macroscópicamente por su color.

El análisis digital a escala microscópica a través del microscopio polarizante requiere de un tratamiento previo de discriminación de la fase cuarzo, bien mediante técnicas de tinción selectiva, o bien mediante la búsqueda selectiva de imágenes monominerálicas. Esto es debido a que el cuarzo con nícoles paralelos puede confundirse con diversos minerales, particularmente con los feldespatos (color y relieve similares) y bajo nícoles cruzados posee unos colores de interferencia muy similares a los de otros minerales con los que presenta paragénesis habituales (feldespato potásico, plagioclasa, etc.).

En los casos en que la matriz en la que se encuentran los granos de cuarzo es susceptible de tinción (ej. calcita, árido código U, feldespato potásico, etc.), se procede a discriminar el cuarzo aplicando una máscara realizada en nícoles paralelos, y en la que previamente hemos segmentado las zonas coloreadas, sobre la imagen obtenida en nícoles cruzados. De esta forma, la imagen en la que vamos a estudiar las propiedades texturales del cuarzo posee exclusivamente cristales de esta última fase. Si la fase mineral cuarzo comparte paragénesis con minerales coloreados (ej. óxidos de hierro en árido código M), el procedimiento es idéntico al caso anterior, utilizando el propio color natural de los minerales. Cuando el árido posee fase cuarzo en exclusividad, árido código T, se trabaja sobre toda la imagen, y en los casos en los que el entorno mineral de la fase cuarzo no sea fácilmente discriminable, árido código E, es necesario seleccionar imágenes de nícoles cruzados donde ésta aparezca en exclusividad.

Si los problemas se plantean por el tamaño de grano (árido código S), la solución se puede entrever a través de dos caminos: utilizar objetivos para el microscopio polarizante inferiores a 2,5, o, conseguir una utilidad del software que permita integrar imágenes tomadas con una cadencia determinada, a partir de los pixels que posean en común.

Tras enfrentar los diferentes parámetros obtenidos mediante el ADI, se obtiene una relación con tendencia a crecimiento exponencial del parámetro obtenido al multiplicar el porcentaje de cuarzo del árido por la superficie específica característica de esta fase mineral, cuando se correlaciona con la expansión de la barra de mortero en laboratorio a 14 días (Fig. 1).

Basado en esta correlación, para los áridos con una caracterización de su fase cuarzo, determinada por el parámetro definido previamente, cuyo valor supere aproximadamente el de 0,5 (Fig. 1) debería esperarse un porcentaje de expansión en laboratorio superior al 0,10 % permitido.

Para el árido código S, granito deformado con cristales de cuarzo bastante grandes que contribuyen muy poco al incremente de la superficie específica de la fase cuarzo (la cual no pudo determinarse por exceder los granos la mínima escala de aumentos del microscopio disponible), podemos presuponer que este parámetro será relativamente bajo. Así, el igualmente bajo resultado obtenido en el porcentaje de expansión concuerda con lo mostrado en la figura 1.

Los valores más altos obtenidos de porcentaje de expansión corresponden a áridos constituidos por rocas procedentes de metamorfismo dinámico. Para el ajuste defini-

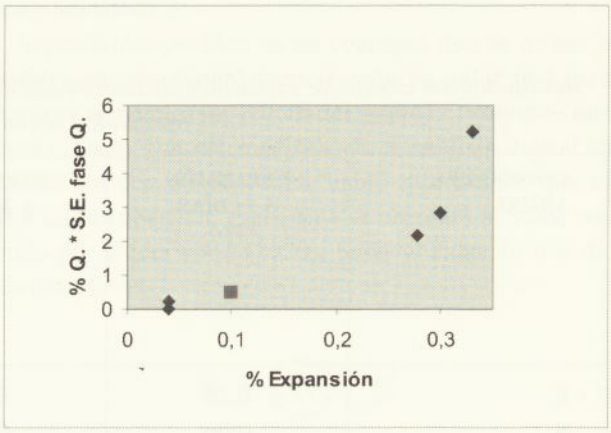


FIGURA 1: *Relación entre el parámetro obtenido de multiplicar la superficie específica de la fase cuarzo por su porcentaje de aparición en los áridos, y la expansión a 14 días de éstos en laboratorio.*

tivo de una curva que relacionara estos parámetros ha de enfrentarse la reactividad potencial de estos granos o subgranos de cuarzo frente a la de otros granos de cuarzo de similar tamaño, pero procedentes de otro tipo de procesos (cataclasita, gneis, blastomilonita). En principio, pueden esperarse valores más bajos para la expansión, aún manteniendo el parámetro relativo al cuarzo, ya que en la deformación dúctil la energía aplicada en la deformación es almacenada en el material en forma de dislocaciones y bordes subgranulados, dotándolo así de gran inestabilidad frente al acceso de las disoluciones ricas en álcalis.

CONCLUSIONES

Aunque la prevención de la reacción depende de muchas consideraciones, la principal es la evaluación de la composición del árido y de su comportamiento en el seno del hormigón, previa a la selección del árido definitivo. Esto constituye uno de los puntos clave sobre los que se asienta la estabilidad futura de la estructura de hormigón.

La reacción álcali-sílice lenta parece estar asociada con cuarzo microcristalino, en particular con la aparición y desarrollo de la subgranulación. El valor del porcentaje de cuarzo del árido, multiplicado por la superficie específica característica de esa fase mineral, está estrechamente relacionado con su expansividad. En principio, valores superiores a 0,5 π^{-1} rebasarían el límite de expansividad en laboratorio permitido. Es recomendable profundizar en expansiones intermedias, cercanas al límite porcentual permitido.

El estudio petrográfico del árido, complementado por el conocimiento de su porcentaje de cuarzo y de la superficie específica característica de esta fase mineral, mediante técnicas rápidas de análisis digital de imagen, se convierte en una técnica insustituible para la detección precoz de la reacción árido-álcali y por tanto para la prevención de la expansión del hormigón. Una primera caracterización petrográfica discrimina entre posibles tipos de reactividad árido-álcali en función de los minerales o texturas de éstos que caractericen a la roca.

La cuantificación de parámetros porcentuales o texturales de la roca, mediante el uso del análisis digital de imagen, refuerza el microscopio petrográfico hasta llegar a ser una herramienta analítica cualitativa y cuantitativa insustituible. La normalización del uso de la técnica de análisis digital de imagen requiere de la armonización de una serie de principios metodológicos como son: resolución de la imagen, iluminación de la imagen, homogeneización en las técnicas de manipulación de pixels, así como el establecimiento de unos principios de selección de imágenes generales, que eviten la comparación de parámetros variables (ej. perímetro) a escalas diferentes. Éstos pueden ser: relación tamaño de los cristales / tamaño de la imagen y/o, tamaño máximo y mínimo de cristal por imagen.

AGRADECIMIENTOS

Al Laboratorio Oficial de Ensayo de Materiales de Construcción (LOEMCO) por financiar mediante la consecución de subvenciones PATY **SBT131-96** y ATYCA **M69/1998** del MINER el desarrollo del trabajo y a la empresa IBERDROLA, Unidad de Conservación de Obra Civil, por su puesta a disposición de documentación, muestras y experiencia.

REFERENCIAS

AENOR (1998): Ensayo de áridos. Determinación de la reactividad álcali-sílice de los áridos. Método acelerado en probetas de mortero. UNE 146508 EX.

Dent Glasser, L.S. y Kataoka, N. (1981): The chemistry of alkali-aggregate reaction. Proc. 5th Int. Conf. on Alkali-Aggregate Reaction, Cape Town, Paper S 252/23.

Diamond, S. (1989): ASR - another look at mechanisms. Proc. 8th Int. Conf. on Alkali-Aggregate Reaction, Elsevier: 83-94.

Martínez Nistal, A. (1993): Discriminación, cuantificación y cartografiado de componentes petrográficos mediante proceso digital de multi-imágenes microscópicas. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.

MOPT (1999): EHE-98. Instrucción para el proyecto y ejecución de obras de hormigón estructural EHE-98. MOPT.

Pirard, E. (1997): Colour image analysis in mineralography COM-IMA. Short Course «Modern Approaches to ore and environmental mineralogy», Porto, Septiembre,1997.

Thomson, M.L. y Grattan-Bellew, P.E. (1993): Anatomy of a porphyroblastic schist: Alkali-silica reactivity. Engineering Geology, 35: 81-91.

Underwood, E.E. (1970): Quantitative stereology. Addison Wesley: 23-47.

Wigum, B.J. (1996): A classification of norwegian cataclastic rocks for alkali-reactivity. Proc. 10th Int. Conf. of Alkali-Aggegate Reaction in Concrete, CSIRO: 758-766.

Mineralotecnia de soportes cerámicos obtenidos con arcillas cretácicas de Castellón

M.M. Jordán Vidal[1], T. Sanfeliu Montolio[2] y C. de la Fuente Cullell[3]

1 Universidad Miguel Hernández. Departamento de Ciencias Experimentales y Tecnología. Unidad Departamental de Agroquímica y Medio Ambiente. 3202 Elche (Alicante).

2 Universidad Jaume I. Departamento de Ciencias Experimentales. Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental. Castellón.Campus de Riu Sec. 12080 Castellón.

3 Universidad de Barcelona. Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales. Barcelona.C/ Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona.

ABSTRACT

We have tried to establish a relationship between the raw material and the mechanical properties of ceramic pieces subjected to different firing processes, so under the determinant of the thermal process we have done a follow-up on the petrogenetic process that the manufacture of ceramics represents. This is evaluated in terms of the mechanical behaviour of the ceramic tile bodies, which have been normalised and submitted to tests for flexion. The principal objective is to be able to indicate what the optimum firing temperature for each sample is, and to determine what it is in the ceramic body that offers the greatest resistance when a specific force is applied. The study of the texture of the ceramic body will be considered mainly in relation to the existent porosity, as well as its distribution, which conditions its characteristics and specifications. The relation between porosity and the parameters that describe the porous texture of the ceramic tile pieces studied is complicated because of the fact that these have many pores with a complex and irregular spatial disposition, with a broad distribution of forms and sizes, and as such they do not fit into established empirical equations.

Key words: *ceramics, technological properties, porosity.*

INTRODUCCIÓN

Para nadie es un secreto que las propiedades mecánicas de las piezas cerámicas tienen una gran importancia a la hora de determinar su utilización y aplicación para una prestación determinada (Zweben, 1991). Por otra parte, la materia prima utilizada en la fabricación cerámica es obvio que debe tener una importante influencia sobre el comportamiento mecánico de las piezas cerámicas con ella elaboradas. Dado que los distintos modelos matemáticos expuestos en la bibliografía consultada se hallan en continua evolución, debido a que no se ha hallado todavía un modelo universal válido que ajuste los datos teóricos a los datos experimentales obtenidos para probetas cerámicas, se ha optado por abordar el estudio de ambos parámetros de un modo independiente. Por este motivo, en este trabajo, sólo se han obtenido relaciones a nivel cualitativo entre ambos parámetros relacionándolos con las fases minerales presentes y la formación de fase vítrea.

Se ha enfocado esta investigación en el análisis de la resistencia mecánica a la flexión de probetas cerámicas cocidas a distintas temperaturas y posterior estudio de su textura porosa. A partir de los datos obtenidos se intenta establecer relaciones entre ambos parámetros. Por otra parte, se va a considerar el estudio de la textura del cuerpo cerámico principalmente en relación con la porosidad existente, así como de su distribución, ya que debe condicionar sus características y especificaciones.

METODOLOGÍA

Se han fabricado con arcillas procedentes de cinco yacimientos de la provincia de Castellón probetas cilíndricas obtenidas mediante extrusión y lo suficientemente uniformes y exactas para realizar con ellas los ensayos mecánicos adecuados. Las probetas fueron cocidas en horno de mufla eléctrico con un periodo de residencia de 35 minutos para todas ellas en el que se mantiene la máxima temperatura en cada uno de los distintos procesos de cocción: 900ºC, 950ºC, 1.000ºC, 1.050ºC, 1.100ºC y 1.150ºC. La caracterización química, y mineralógica de los afloramientos de arcillas más representativos se ha estudiado previamente por Jordán *et al.* (1993, 94 y 95) (tablas 1 y 2).

Una vez cocidas las probetas a las temperaturas indicadas se han llevado a cabo los correspondientes ensayos en un banco universal de ensayos mecánicos INSTRON con el fin de determinar para cada una de ellas (10 probetas por composición) su resistencia a la fractura por flexión.

Tabla 1
Análisis mineralógico semicuantitativo, método de Chung (1974).

Muestra	Q	Cc	Do	M + I	C + K	Hm	Fd_K	Plg
Lucena	39	4	< 1	40	8	2	<1	5
Zucaina	35	3	-	48	10	2	-	2
Cervera	15	<1	-	49	31	-	4	-
Traiguera	27	6	<1	31	30	3	<1	<1
Morella	31	2	-	31	20	6	10	-

Leyenda: Q (cuarzo), Cc (calcita), Do (dolomita), M+I (moscovita+ illita), C+K (clorita+ caolinita), Hm (hematites), Fdk (feldespatos-K) y Plg (plagioclasas).

Tabla 2
Análisis químico de elementos mayoritarios.

%	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	CaO	MgO	TiO_2	MnO	P_2O_3	P.F.
Lucena	65.96	14.68	4.37	4.24	2.18	1.28	0.76	0.04	0.11	6.30
Cervera	55.05	17.34	5.52	3.87	4.03	1.64	0.71	0.05	0.19	10.70
Zucaina	61.25	18.09	4.86	4.84	1.64	1.18	0.83	0.02	0.11	6.40
Morella	59.72	18.37	6.68	3.44	1.35	1.65	0.86	0.07	0.12	7.00
Traiguera	56.00	17.20	9.00	2.95	5.05	1.32	0.66	0.08	0.12	6.88

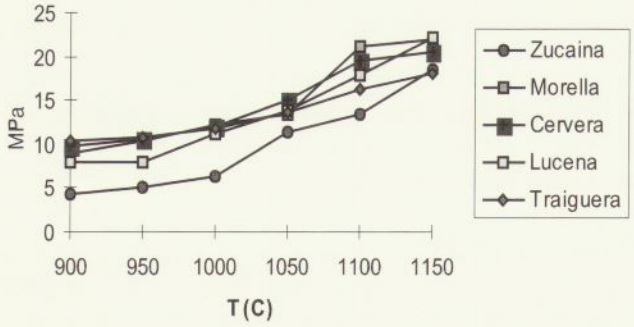


FIGURA 1: *Representación de la variación del módulo de resistencia a la flexión calculado para cada temperatura y composición.*

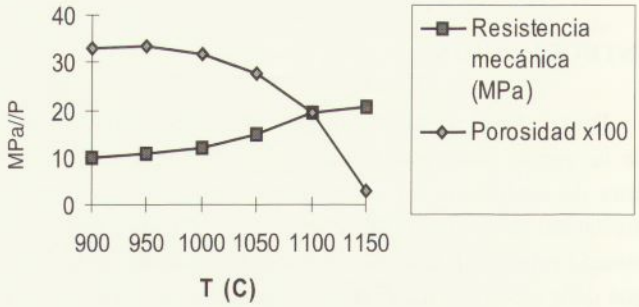


FIGURA 2: *Evolución del módulo de resistencia mecánica a la flexión (s) frente a la porosidad (e) en probetas cocidas de la serie CE.*

La distribución del tamaño de los poros de cada una de las probetas cocidas se ha determinado por porosimetría de mercurio. Se ha utilizado un penetrómetro de mercurio POREsizer 9320 V1.01, con constante 10,79 µL/pF y ángulo de contacto de 130°.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En general (Fig. 1), se observa un aumento del módulo de resistencia a la flexión en todas las series asociado al incremento de la temperatura de cocción y a la reducción de la porosidad. Este aumento se hace más acusado a partir de los 1.000ºC, con una pendiente muy pronunciada de la recta que une el punto correspondiente a 1.050ºC con el de 1.100ºC. A partir de esta temperatura de cocción el módulo de resistencia a la flexión se mantiene prácticamente constante para las series JT, CE y FM. El mayor módulo de resistencia a la flexión para las probetas cocidas a 950ºC se da en las series JT (10,72 MPa), CE (10,59 MPa) y FM (10,29 MPa) estando las series LA (7,88 MPa) y ZC (5,18 MPa) muy por debajo de estos valores.

Desde el punto de vista de la resistencia mecánica de las probetas elaboradas con las composiciones objeto de estudio, la temperatura óptima de cocción la hemos situado

en el intervalo comprendido entre 1.050 y 1.100ºC donde se alcanza una buena resistencia mecánica para las series consideradas. Sólo las muestras de las series ZC y LA mejoran su comportamiento mecánico de forma apreciable cuando se alcanzan los 1.150ºC.

CONCLUSIONES

Se ha podido establecer que el módulo de resistencia mecánica a la flexión para cada una de las composiciones cocidas a 1.100ºC, se sitúa en el intervalo correspondiente a materiales de revestimiento y pavimento cerámico (16-22 MPa), situándose lejos de las especificaciones del pavimento gresificado (34-35 MPa).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al profesor Dr. A. Boccaccini de la Universidad Técnica de Ilmenau sus valiosos comentarios y sugerencias.

REFERENCIAS

Chung, F.H. (1974): Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis. J. Appl. Cryst., 7: 519-525.

Jordán, M.M., Sanfeliu, T., De La Fuente, C. y Ballbe, E. (1993): Ceramic Interest Weald Clays from Castellon. Third Euro-Ceramics 2: 947-952. Faenza Editrice Iberica.

Jordán, M.M., Boix, A., De la Fuente, C., Ballbe, E., Queralt, I. y Sanfeliu, T. (1994): Mineralogía y propiedades cerámicas de arcillas cretácicas wealdienses de Castellón. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, 17: 135-143.

Jordán, M.M., Boix, A., Sanfeliu, T. y De La Fuente, C. (1995): The mineralogy of Cretaceous clays in Castellon and their application in the ceramic industry. International Ceramics Journal, 10: 25-29. Faenza Editrice.

Zweben, C. (1991): Ceramic matrix composites mechanical properties and test methods. Ceram. Eng. Sci. Proc. 12 (1-2): 409-503.

Aplicación cerámica de los materiales permotriásicos de la Serra d´Espadà (Castellón)

J.D. Martín[1], T. Sanfeliu[1], D. Gómez-Gras[2] y C. de la Fuente[3]

1 Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental, Dpto. Ciencias Experimentales, Universitat Jaume I. Campus de Riu Sec (ESTCE), 12080 Castellón. martinm@guest.uji.es

2 Unidad de Petrología y Geoquímica, Dpto. de Geología, Universitat Autónoma de Barcelona.

3 Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales, Universitat de Barcelona.

ABSTRACT

Permotriassic succession from Espadà mountains (Castellón) has two lutitic dominant levels without aplication in lhe tile industry of Castellón (Spain). The upper level, known as "Vall d´Uixó clay" by the mining companys, shows large and close outcrops to the producction area. This study deals with the characterisation of these materials in order to improve new data for its industrial aplication. Mineralogical analysis was carried out by DRX, chemical analysis by FRX and tile test were done. The sediments show high ratio of SiO_2 (quarz), Fe_2O_3 (hematite), K_2O (moscovite and potassium feldspar), MgO (chlorite) and low ratio of CaO (calcite). Data allow to classify this raw material as clay with low carbonate content for gres products.

Key words: *Permotriassic, raw materials, tile industry, Vall d´Uixó clay, characterization.*

INTRODUCCIÓN

La serie permotriásica de la provincia de Castellón, básicamente en la Serra d´Espadà y en la Serra del Desert de les Palmes, presenta dos niveles dominantemente lutíticos separados por un tercero areniscoso. En la Serra del Desert de les Palmes (Salas y Martín-Closas, 1995) se explota el nivel inferior mientras que el superior apenas presenta potencia para su beneficio económico. El material explotado se conoce en el sector cerámico bajo el nombre comercial de "arcilla de Moró" y es parte fundamental en las formulaciones de pastas cerámicas actuales. En la Serra d´Espadà ambos niveles lutíticos presentan potencias considerables. El nivel inferior aflora escasamente mientras que el superior, de afloramientos mucho más extensos y accesibles, es conocido por las empresas mineras como "arcilla de Vall d´Uixó" (Santiago, 1996) aunque actualmente no se explota como materia prima cerámica.

Los estudios realizados hasta el momento ponen de manifiesto que las características mineralógicas y químicas de ambos niveles son muy similares (Bastida *et al.* 1994) si bien las propiedades cerámicas son sensiblemente diferentes. El presente trabajo aporta nuevos datos sobre las características geológicas, mineralógicas y técnicas de las lutitas triásicas de la Serra d´Espadà a partir del muestreo de la serie AR (13 muestras) y su posterior análisis.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La Serra d´Espadà se sitúa en el sector oriental o levantino de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Se caracteriza por el predominio de estructuras de orientación ibérica (NW-SE), sobre todo cabalgamientos y pliegues asociados, con una extensión lateral de varias decenas de kilómetros y vergencia dominante hacia el SW (Sanfeliu *et al.*, 1999). Como resultado se observan en superfície estructuras antiformes de 30 a 60 km de largo por 5 a 20 km de ancho, en el nucleo de los cuales afloran los materiales permotriásicos y el zócalo hercínico. Entre estos, hay áreas donde afloran los materiales jurásicos y cretácicos con una estructura tabular o de sinclinal suave.

La serie permotriásica de la Serra d´Espadà está constituida por lutitas, areniscas y conglomerados diferenciándose los tres niveles típicos del Permotrías del sector oriental de la Cordillera Ibérica. Estas tres Unidades corresponden respectivamente a la Formación limos y areniscas de Alcotas, Formación Areniscas del Cañizar y a la Formación Lutitas y Areniscas de Eslida (López-Gómez y Arche, 1992). La Unidad Inferior, de edad pérmica, está formada por lutitas con numerosas intercalaciones de areniscas. Los niveles lutíticos son de color rojo intenso y muy compactos (argilitas). La Unidad Intermedia, de edad triásica, está formada por una sucesión de cuerpos areniscosos de apariencia masiva. La Unidad Superior (Fig. 2), también triásica, está formada por lutitas y areniscas con una potencia de

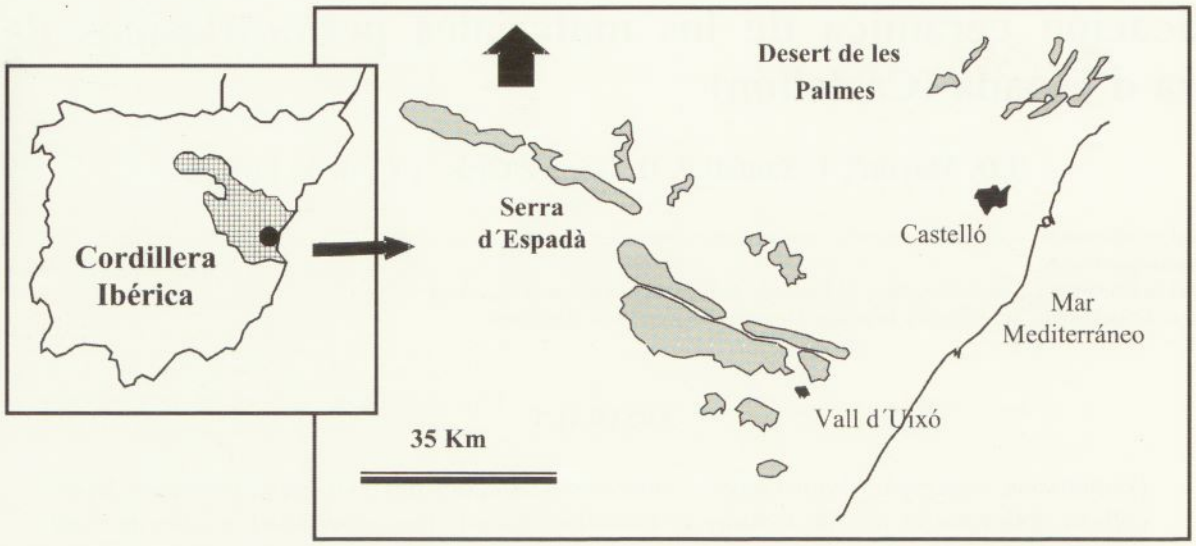


FIGURA 1: *Situación de la Serra d'Espadà en la Cordillera Ibérica oriental. En gris los afloramientos permotriásicos de la Serra d'Espadà y del Desert de les Palmes.*

261 m (Martín *et al.*, 1999). Hacia el techo pasan a margas de colores, rojos, ocres y grises que marcan la transición a la facies Muschelkalk (Gómez-Gras, 1993).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis mineralógico

El análisis mineralógico, realizado por difracción de rayos X (DRX), muestra una composición muy homogénea en toda la serie. Destaca el alto porcentaje de cuarzo en todas las muestras además de óxidos de hierro (hematites) y pequeñas proporciones de feldespato potásico. El cuarzo, acumulado preferentemente en las granulometrías más gruesas, funciona cerámicamente como desgrasante y proporciona resistencia a la pasta cruda y cocida. La hematites es la causante del intenso color rojo que caracteriza a estas facies permotriásicas.

En el techo de la serie aparecen proporciones considerables de calcita y dolomita. La presencia de carbonatos se debe a los cambios sedimentológicos que se producen por el paso a condiciones netamente marinas representadas por la facies Muschelkalk. La ilita es mayoritaria entre los minerales de la arcilla, además de caolinita y, en algunos casos, clorita. Es muy destacable, además, la presencia de abundantes micas (moscovita) visibles a simple vista en las superficies laminares.

Tabla I
Análisis químico de la serie AR.

	SiO_2	TiO	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
AR-13	49,30	0,75	18,30	9,90	0,04	5,50	1,20	0,26	6,71	0,19
AR-12	49,00	0,81	20,30	9,55	0,03	4,72	0,50	0,26	7,43	0,22
AR-11	56,40	0,80	18,40	6,91	0,08	2,31	0,37	0,24	6,02	0,18
AR-10	53,00	0,78	20,01	8,72	0,04	2,28	0,28	0,26	6,91	0,16
AR-9	53,30	0,78	20,00	8,10	0,03	2,33	0,30	0,28	6,65	0,14
AR-8	54,50	0,78	19,05	7,42	0,07	2,17	0,31	0,26	6,68	0,18
AR-7	53,90	0,80	20,02	7,53	0,02	1,92	0,33	0,26	7,06	0,15
AR-6	55,40	0,91	20,09	3,70	0,02	2,01	0,31	0,24	7,39	0,17
AR-5	56.08	0,80	17.05	6,33	0,03	1,89	0,28	0,24	6,06	0,18
AR-4	55,90	0,82	18,60	6,45	0,02	2,05	0,30	0,23	6,36	0,17
AR-3	53,90	0,81	20,00	7,79	0,04	2,02	0,31	0,29	6,92	0,14
AR-2	54,60	0,79	20,07	7,16	0,03	1,60	0,30	0,28	7,23	0,11
AR-1	54,70	0,85	20,06	6,94	0,01	0,52	0,26	0,31	7,08	0,16

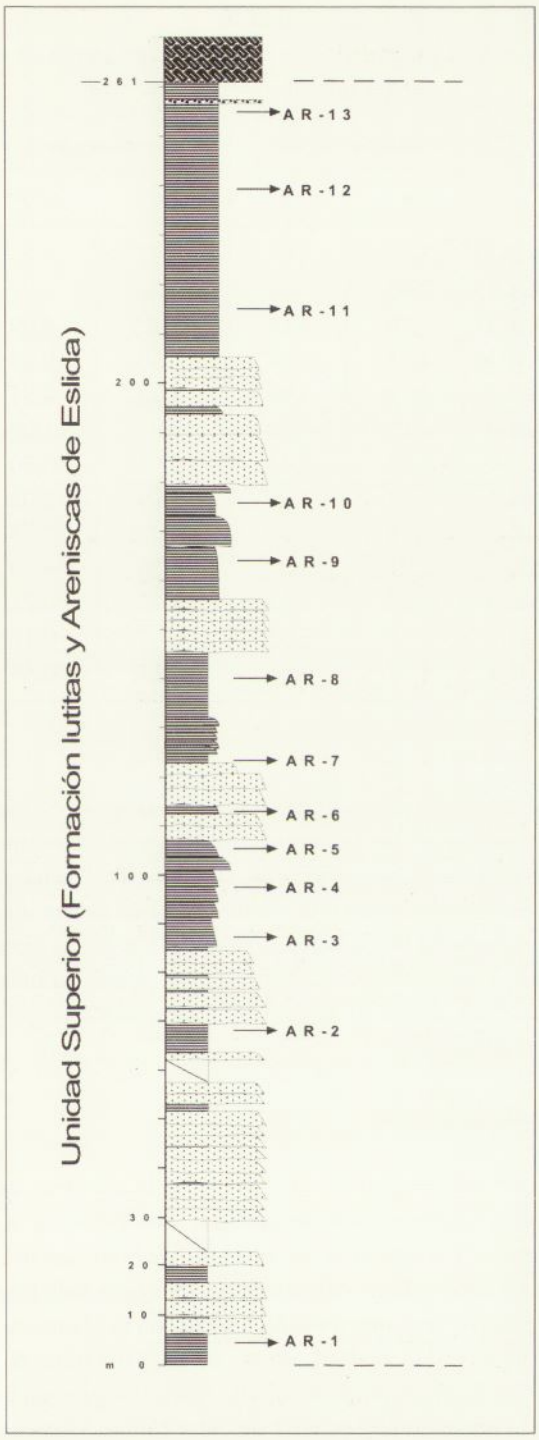


FIGURA 2: *Serie litoestratigráfica de la Unidad Superior en la Serra d'Espadà. Ar-1 a Ar-13 corresponden a las muestras analizadas.*

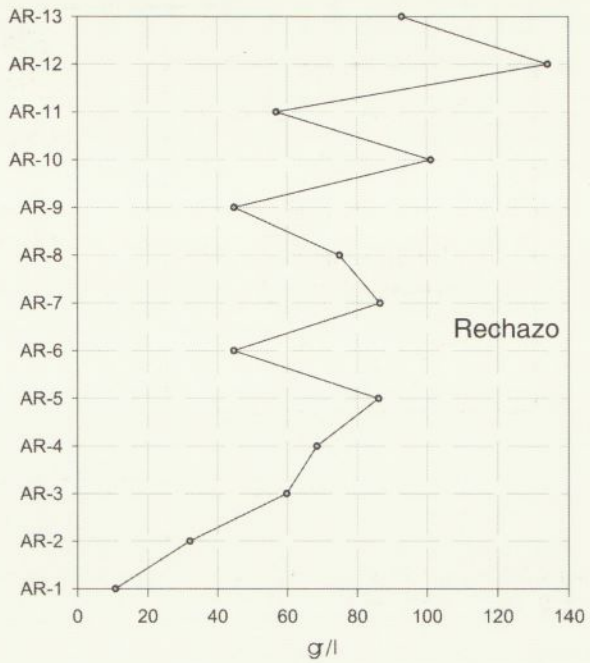


FIGURA 3: *Evolución del «rechazo» en la serie AR.*

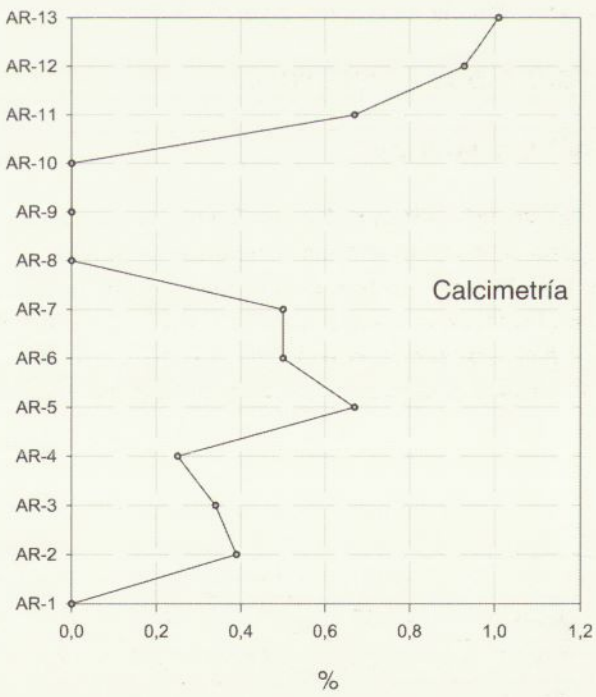


FIGURA 4: *Evolución de la calcimetría para la serie AR.*

Análisis químico

El análisis químico se ha realizado mediante fluorescencia de rayos X (FRX) e, igual que anteriormente, denota pocos cambios entre las 13 muestras analizadas (Tabla I).

El alto porcentaje de SiO_2, relacionado con el elevado contenido en cuarzo, es característico de todos los materiales permotriásicos. El porcentaje en óxidos de hierro se sitúa alrededor del 8%, pasando a valores cercanos al 10% en el techo de la serie. El contenido de K_2O (en ilitas, micas y feldespatos potásicos) es relativamente alto y muy constante en todas las muestras. En general los valores de Fe_2O_3 y K_2O son superiores a los que presenta el nivel lutítico inferior (Martín *et al.*, 1999). Los contenidos en CaO se sitúan por debajo del 1%. Destaca el porcentaje de MgO en todas las muestras, alrededor del 2%, relacionado con la

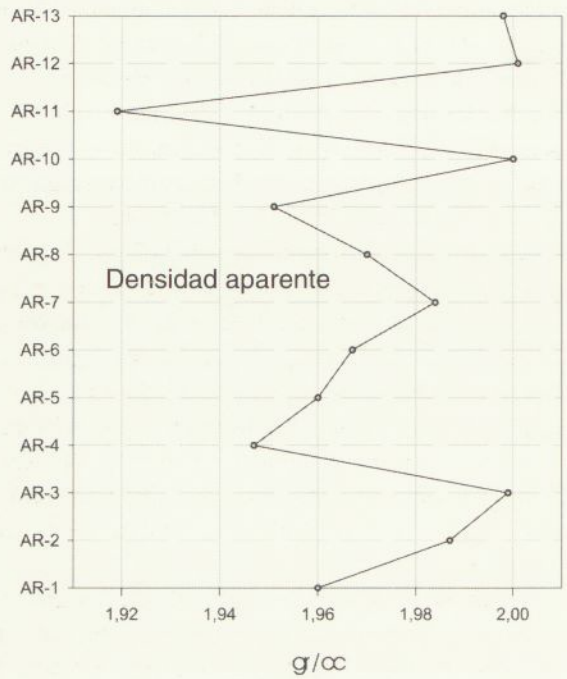


FIGURA 5: *Evolución de la densidad aparente en la serie AR.*

Tabla II

Variación de la contracción lineal y la absorción de agua con la temperatura de la serie AR.

	Contracción lineal (%)		Absorción de agua (%)	
	1.100 °C	1.150 °C	1.100 °C	1.150 °C
AR-13	7,41	-	0,95	-
AR-12	7,98	-	0,08	-
AR-11	1,76	4,19	10,85	6,09
AR-10	4,73	6,87	4,80	0,60
AR-9	2,57	4,93	8,96	4,81
AR-8	4,15	6,79	5,85	1,02
AR-7	4,05	6,43	5,62	0,80
AR-6	3,67	5,61	5,19	2,08
AR-5	1,38	3,39	10,82	7,25
AR-4	2,91	5,07	8,26	4,40
AR-3	5,37	7,13	3,17	0,21
AR-2	4,85	7,05	4,07	0,18
AR-1	4,27	6,63	5,17	0,48

presencia de pequeñas proporciones de clorita y dolomita. Ambos componentes tienden a aumentar hacia el techo de la serie.

Rechazo

El control de materias primas en la industria cerámica utiliza el "rechazo", definido como la cantidad de partículas que no pasan por el tamiz de 63 µm, como indicador del porcentaje de fracción gruesa que presenta el material. En general es indicador de la granulometría y tiene por objetivo controlar la homogeneidad de las materias suministradas.

En la figura 3 pueden observarse los valores de rechazo obtenidos en las muestras AR. La tendencia general es positiva, es decir, el rechazo aumenta con la vertical hasta un valor máximo de 134 gr/l en la muestra AR-12. En esos casos el porcentaje de fracción limo y arena es importante.

Calcimetría

Los carbonatos desempeñan una función importante durante el proceso de cocción ya que reaccionan con la sílice y la alúmina para formar fases cristalinas cálcicas. En la fabricación de pavimento gresificado valores elevados de carbonato, superiores al 5%, resultan muy perjudiciales ya que reducen el intervalo de vitrificación y favorecen la deformación de las piezas (Barba *et al.*, 1997). La obtención del contenido en carbonatos se ha realizado mediante la utilización del calcímetro de Bernard. A excepción de la AR-2 (0,7%), todas las muestras presentan valores inferiores al 0,5% en contenido de carbonatos (Fig. 4). Si bien es frecuente que en las lutitas los carbonatos se concentren en las granulometrías más gruesas en forma de "caliche", su baja proporción unido a la molturación que sufren durante los procesos de preparación y atomización de las materias primas, evita posibles problemas en las piezas cerámicas y los hace aptos para su empleo en la fabricación de productos gresificados.

Densidad aparente

La densidad aparente (ρ) en seco de la muestras, calculada tras conformación de probetas por prensado a una presión de 250 kg/cm^2 y un contenido de humedad del 5%, muestra unos valores relativamente altos para toda la serie. La densidad tiene una relación directa con la granulometría (distribución de tamaños y forma de las partículas) de manera que mayores proporciones de partículas gruesas incrementan notablemente ρ hasta un valor límite. Valores altos de densidad aparente facilitan la resistencia mecánica y reducen la permeabilidad de la pieza cruda. Así mismo reduce la absorción de agua y aumenta la resistencia de la pieza cocida (Barba *et al.*, 1997).

Dado que las lutitas triásicas presentan una proporción importante de fracción limo y arena fina la correlación entre el rechazo (Fig. 3) y la densidad aparente es (Fig. 5) muy marcada.

Contracción lineal y absorción de agua

El comportamiento durante el proceso de cocción de las muestras estudiadas es similar al de otras materias primas

de su tipo utilizadas por la industria cerámica (arcilla de Moró). Todas presentan una variación considerable de la contracción lineal y la absorción de agua con la temperatura (Barba *et al.*, 1997; Bagan, 1998 y García, 1996).

En comparación con el nivel permotriásico inferior (arcilla de Moró), correspondientes a materias prácticamente equivalentes desde el punto de vista geológico, las lutitas en estudio se caracterizan por una contracción lineal mayor y una absorción de agua menor para el total de la serie (Tabla II). Su buena fundencia es debida a la presencia de feldespato potásico y clorita.

CONCLUSIONES

Las lutitas triásicas de la sierra d´Espadà son materiales arcillosos de bajo contenido en carbonatos y fundencia moderada. Son, por tanto, similares a otras arcillas ampliamente utilizadas en la industria cerámica de la región: "arcilla de Moró" (Castellón).

Mineralógicamente estos materiales están formados por cuarzo, hematites, feldespato potásico, moscovita, calcita y dolomita. Como minerales de la arcilla destacan la ilita, pequeñas proporciones de caolinita y trazas de clorita.

La densidad aparente en seco se sitúa entre 1,95 y 2,00 gr/cc. Estos valores relativamente elevados se deben a la importante fracción limo y arena fina que contiene. Presenta una elevada contracción lineal y baja absorción de agua.

En resumen y a la vista de los resultados obtenidos podemos afirmar que el Triásico lutítico de la Serra d´Espadà presenta buenas condiciones de afloramiento, potencia y composición mineralógica para su aplicación en la industria cerámica.

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto 1FD97-1999. Juan Diego Martín agradece a la Generalitat Valenciana la concesión de la beca predoctoral FPI00-15-83.

REFERENCIAS

Bagan, V. (1988): Características técnicas de las arcillas rojas utilizadas para la fabricación de pavimentos y revestimientos cerámicos. En: I Encuentro entre la industria de pavimentos y revestimientos cerámicos y la mineria de arcillas y caolines en la Comunidad Valenciana: 111-118. Conselleria d´Indústria, Comerç i Turisme de la Generalitat Valenciana, Valencia.

Barba, A., Beltrán, V., Feliu, C., García, J., Ginés, F., Sánchez, E. y Sanz, V. (1997): Materias primas para la fabricación de soportes de baldosas cerámicas. Instituto de Tecnología Cerámica-AICE. Castellón.

Bastida, J., Buendía, A., Serrano J. y de la Torre, J. (1994): Mineralogía aplicada de las lutitas triásicas de la zona sudoriental de la Cordillera Ibérica. En: Resúmenes del III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España: 15-16. Cuenca.

García, F.J. (1996): Características técnicas y problemática actual del consumo de arcillas de cocción roja. En «I Jornadas sobre materias primas de la industria cerámica». Asociación Española de Técnicos Cerámicos, Castellón.

Gómez-Gras, D. (1993): El Permotrías de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología sedimentaria (Parte II). Bol. Geol. y Min., 104-5: 467-15.

López-Gómez, J. y Arche, A. (1992): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estudios Geol., 48: 123-143.

Martín, J.D., Sanfeliu, T., Gómez-Gras, D. y de la Fuente, C. (1999): Argilitas de aplicación cerámica del permotrías de Castellón. XXXIX Congreso Nacional de Cerámica y Vidrio, Jaca octubre de 1999. Faenza Editrice Ibérica. Castellón.

Salas, R. y Martín-Closas C. (Coord.) (1995): El Cretácico Inferior del Nordeste de Iberia. Guía de campo de las excursiones realizadas durante el III Coloquio del Cretácico de España (Morella, 1991). Publicacions de la Universitat de Barcelona.

Sanfeliu, T., Martín, J.D. y Jordán, M.M. (1999): Estructura y litología. En: La provincia de Castellón. Diputació de Castelló, 554 p.

Santiago, J.C. (1996). Evolución y problemática de los recursos y reservas de materias primas en la minería de arcillas a cielo abierto. En: I Jornadas sobre materias primas de la industria cerámica: 1-13. Asociación Española de Técnicos Cerámicos, Castellón.

Influencia de las características mineralógicas y texturales en el comportamiento hídrico de rocas graníticas

A. Rojo, F.J. Alonso y R.Mª Esbert

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo.

ABSTRACT

Some mineralogical and textural characteristics that can affect the water transmission properties of granite have been studied. The fluid movement processes inside this type of ornamental stone have been also characterised. In this sense, three granites of different grain size and similar mineralogy, have been selected. The properties determined have been density, open porosity, water absorption, capillarity, evaporation, vapour absorption, and water vapour permeability. An ANOVA statistical method has been used to compare the slight differences found in the properties of each granite. Results showed that porosity and pore size distribution are the main properties that influenced the water transmission in these granite, which exhibited very similar mineralogy, texture and alteration.

***Key words**: stone cladding, alteration, water transfer properties, granite, statistical analyse.*

INTRODUCCIÓN

El granito es una roca frecuentemente empleada en edificación, especialmente por su elevada durabilidad y vistosidad. En la actualidad se utiliza mayoritariamente en forma de losetas de revestimiento (Anuario Roc Máquina, 1998; López Jimeno, 1996). Colocados en obra los granitos presentan a veces retenciones diferenciales de humedad que repercuten en el aspecto estético de los mismos así como en su futuro deterioro (Esbert *et al.*, 1994).

Este trabajo trata de determinar cómo influyen en el comportamiento hídrico de los granitos sus características intrínsecas, es decir, sus características mineralógico texturales. Para ello se han seleccionado tres granitos teniendo en cuenta fundamentalmente la textura y en particular su tamaño de grano. Se han determinado sus propiedades físicas relacionadas con el comportamiento frente al agua. Las diferencias obtenidas en los parámetros hídricos son pequeñas y, con objeto de determinar si son o no significativas, se ha realizado un tratamiento estadístico de los datos.

GRANITOS SELECCIONADOS

Los granitos estudiados son rocas ornamentales comercializados en España con los nombres de Rosa Porriño, Rosavel y Blanco Alcázar. Se trata de rocas posthercínicas pertenecientes a la zona Centro Ibérica (Juliver *et al.*, 1972), las dos primeras proceden del noroeste de Galicia y la tercera del nordeste de Portugal. Todos ellos son granitos calcoalcalinos. El granito *Rosa Porriño* localizado entre Vigo y Tuy (Pontevedra), en el macizo de Porriño, corresponde a la facies formada del granito ligeramente rosado heterogranular, de grano grueso. El granito *Rosavel* procede del macizo de Crespos en la localidad de Padrenda (Orense). En dicho macizo la facies más abundante es la no porfídica, aunque también presenta facies porfídicas: micro, meso y macroporfídica; esta última, formada por grandes cristales de feldespato potásico y una mesostasis de grano medio con cuarzo y biotita, es la denominada comercialmente Rosavel. El granito *Blanco Alcázar* procede de la región de Guarda (Portugal), cerca de Ciudad Rodrigo (Salamanca). En el macizo se distinguen dos facies, una porfídica de color gris claro y grano medio, y otra equigranular de grano medio a fino y color más blanco, a la que corresponde este granito conocido como Blanco Alcázar en España o Blanco Malpartida en Portugal.

Características petrográficas

En todos los casos se trata de rocas con textura granuda, hipidiomórfica, de grano más o menos grueso y heterogranular. Están compuestas esencialmente por cuarzo, feldespatos y micas, con pocas diferencias en los porcentajes de cada especie mineral, en la tabla I se recogen los resultados del análisis modal. En general son rocas poco alteradas y con escasos espacios vacíos, predominando las fisuras sobre los poros (Ordaz *et al.*, 1994). La figura 1 muestra diversos aspectos de la mineralogía y textura de estos granitos, observados al microscopio óptico de polarización.

Tabla I
Composición mineral: análisis modal.

GRANITO	Cuarzo	Feldespato K	Plagioclasa	Biotita	Moscovita
Rosa Porriño	33 %	44 %	19 %	4 %	—
Rosavel	21 %	49 %	19 %	11 %	—
Blanco Alcazar	34 %	44 %	13 %	5 %	4 %

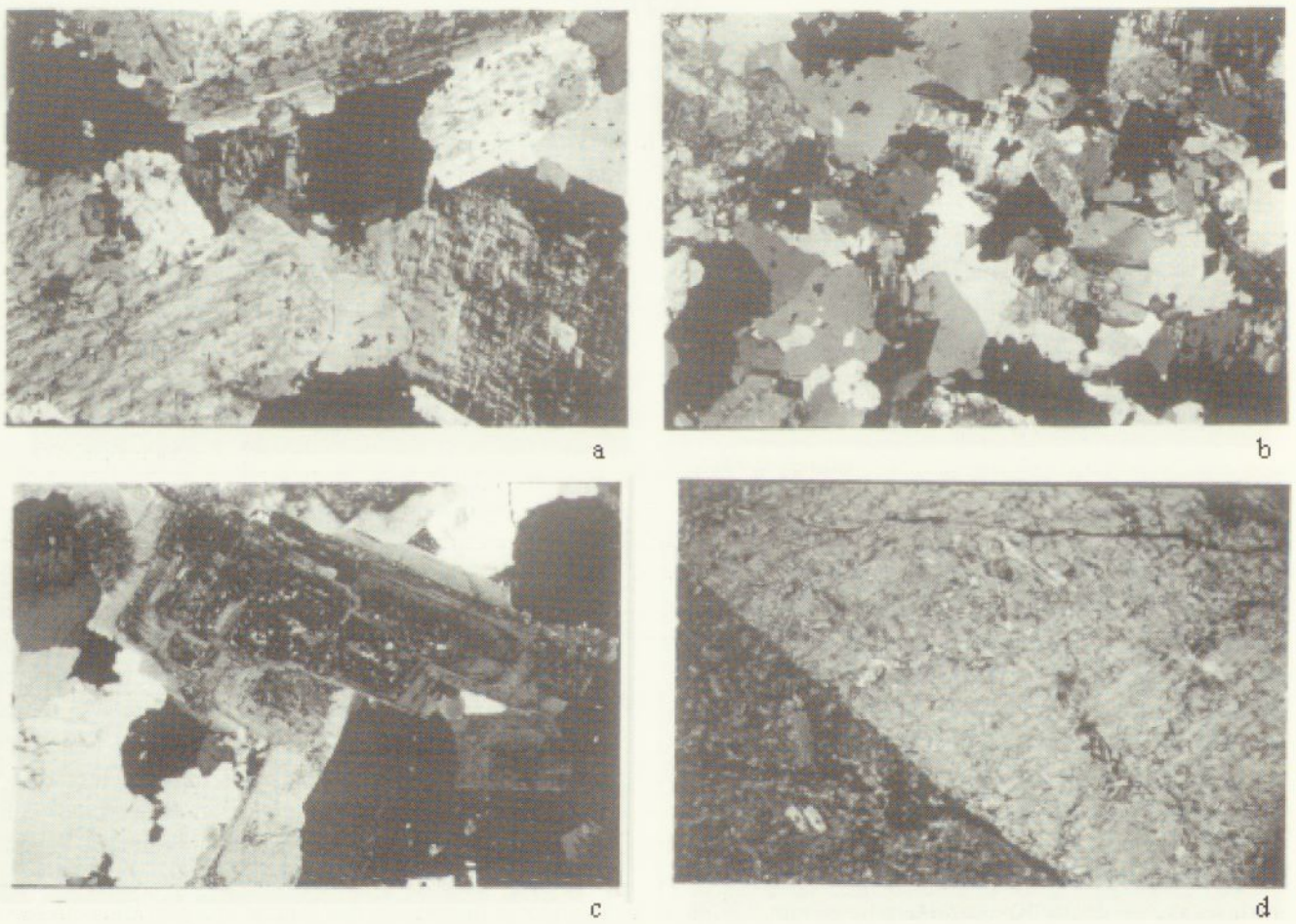


FIGURA 1: *Aspecto microscópico - textural de los granitos seleccionados observados al microscopio óptico. Resaltan las diferencias texturales existentes entre ellos. a) Granito Rosa Porriño. b) Blanco Alcázar. c) Granito Rosavel. d) Detalle de un megacristal de feldespato potásico característico del granito Rosavel. MOP.x10 NC.*

Rosa Porriño es una roca de grano grueso, tamaño medio (2 cm), ligeramente heterogranular, compuesta por feldespato potásico rosado con disposición intersticial, plagioclasa blanquecina, cuarzo gris traslúcido y biotita negra. Su fisuración es baja, con fisuras intra y transgranulares y algún pequeño poro. *Rosavel* es una roca de grano muy grueso y tendencia porfídica, con megacristales de feldespato potásico (6 cm) ligeramente rosado e, intersticialmente, plagioclasa blanquecina, cuarzo gris traslúcido y biotita negra. Su grado de fisuración es parecido al del Rosa Porriño, predominan las fisuras intergranulares, también muestra pequeños poros. *Blanco Alcázar* es una roca de grano medio (3 mm), heterogranular, compuesta por feldespatos blanquecinos, cuarzo gris translúcido y micas. Presenta mayor fisuración, con fisuras intra a transgranulares más abiertas y poros de mayor tamaño, localizados en los espacios intergranulares.

PROPIEDADES HÍDRICAS

Las caracterización hídrica de las rocas tiene por objeto evaluar la capacidad de captar o perder agua, ya sea en forma líquida o de vapor. Dichas propiedades resultan de gran interés en diversos ámbitos aplicados, por ejemplo en el de las rocas ornamentales, para valorar la respuesta de éstas frente a la alteración (Esbert, *et al.*, 1997). Los ensa-

yos realizados, junto a los parámetros obtenidos en cada caso, y las normas seguidas para su determinación se resumen en la tabla II y los valores de los parámetros obtenidos se presentan en la tabla III. En general, las diferencias entre los valores de diferentes propiedades físicas, a pesar de ser pequeñas, resultan estadísticamente significativas, una vez realizado el test de ANOVA. En la figura 2 se muestra la cinética de los procesos de absorción libre de agua, de vapor y de desorción para los tres granitos estudiados.

Se han determinado también otras propiedades como la densidad de la roca y la porosidad abierta, relacionadas con la capacidad sortiva de los granitos (Tabla III). Además se han calculado de forma teórica la densidad de los granos minerales y la porosidad total (Tabla IV). Los tres granitos estudiados presentan valores de porosidad abierta bajos en comparación con otros tipos de rocas ornamentales cómo las calizas y areniscas. Sin embargo dentro de las rocas graníticas dichos valores son relativamente elevados (entre

Tabla II

Propiedades hídricas: ensayos realizados.

ENSAYO	PARÁMETRO	NORMA
Absorción forzada (de agua al vacío)	- Contenido en agua en saturación (W_s) - Densidad y Porosidad (ρ) (η)	RILEM (1980)
Absorción libre de agua	- Contenido en agua (W) - Grado de saturación (S)	NORMAL 7/81
Absorción de vapor de agua	- Contenido en agua (W) - Grado de saturación (S)	(Alonso, 1987)
Desorción de agua	- Contenido en agua (W) - Grado de saturación (S)	NORMAL 29/88
Succión Capilar	- Coeficiente de capilaridad (C)	NORMAL 11/85
Permeabilidad al vapor de agua	- Coeficiente de permeabilidad al vapor (K_v)	NORMAL 21/85

Tabla III

Parámetros obtenidos a partir de los ensayos realizados.

			GRANITOS		
PROPIEDADES		Nº de muestras	Rosa Porriño	Rosavel	Blanco Alcázar
Densidad roca seca: ρ (Kg/m^3)		12	2602 ± 1	2593 ± 3	2602 ± 3
Porosidad abierta: η (%)		12	1.26 ± 0.05	1.55 ± 0.09	1.63 ± 0.07
Absorción forzada: Ws (%)		12	0.49 ± 0.02	0.60 ± 0.03	0.62 ± 0.03
Absorción libre de agua	$W_{7\ días}$ (%)	6	0.37 ± 0.02	0.45 ± 0.03	0.43 ± 0.03
	$S_{7\ días}$ (%)		75 ± 3	75 ± 2	68 ± 4
Absorción de vapor	$W_{7\ días}$ (%)	6	0.28 ± 0.01	0.31 ± 0.02	0.29 ± 0.01
	$S_{7\ días}$ (%)		57 ± 3	53 ± 2	46 ± 3
Evaporación de agua	$W_{7\ días}$ (%)	12	0.10 ± 0.01	0.12 ± 0.02	0.05 ± 0.01
	$S_{7\ días}$ (%)		20 ± 3	19 ± 3	8 ± 2
Succión capilar	Coeficiente de absorción: C (Kg/m^2 · h$^{1/2}$)	9	0.039 ± 0.001	0.059 ± 0.001	0.075 ± 0.005
	Coeficiente de penetración: A (cm/h$^{1/2}$)		0.31 ± 0.01	0.38 ± 0.06	0.47 ± 0.04
Permeabilidad al vapor de agua (g/m^2 · 24 h)		12	11 ± 1	13 ± 2	14 ± 3

1.26 % y 1.63 %); el menor lo presenta el granito Rosa Porriño seguido de Rosavel y Blanco Alcázar. Los valores de la densidad obtenidos pueden relacionarse para cada granito con los de su porosidad, porcentajes minerales y grado de alteración mineral.

Mediante la *absorción forzada de agua* se determina la cantidad máxima de agua que admite la roca, denominada "contenido de agua en saturación", directamente proporcional a la porosidad abierta.

El ensayo de *absorción libre de agua* determina la cantidad de agua que una roca puede admitir en condiciones normales de presión y temperatura cuando se la sumerge totalmente en agua. En el ensayo se determina el "contenido en agua" en función del tiempo, a lo largo de una semana. Atendiendo a los distintos granitos (tabla III) se observa que el Rosa Porriño es el que absorbe menos agua, de acuerdo con el menor valor de su porosidad abierta; Rosavel y Blanco Alcázar absorben cantidades similares de agua aunque en el caso de Rosavel es algo mayor a pesar de presentar un valor más bajo de porosidad abierta.

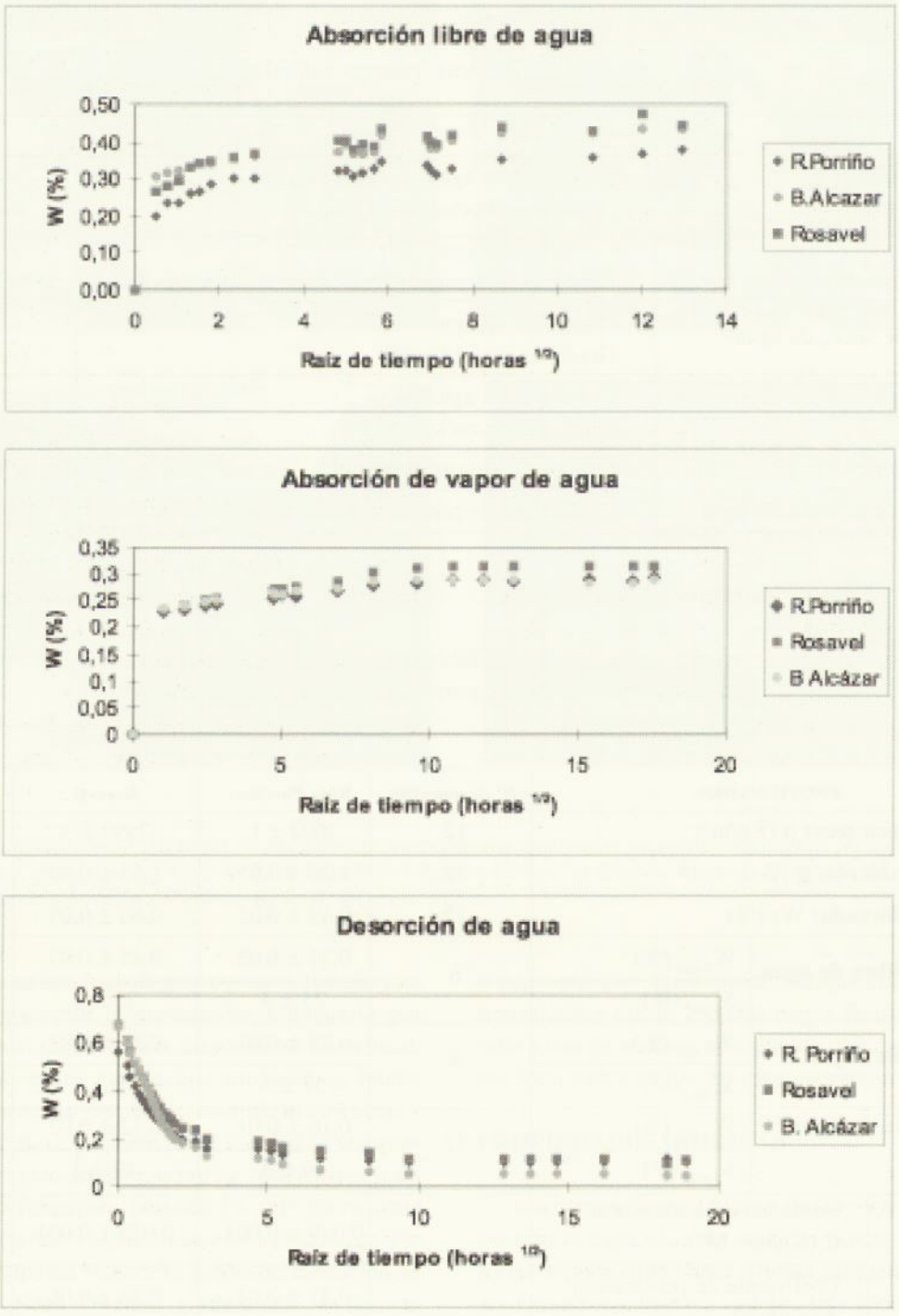


FIGURA 2: *En los gráficos puede observarse la cinética de los procesos de absorción de agua, de vapor y desorción, para los granitos estudiados.*

Tabla IV
Densidad y porosidad teóricas.

	GRANITOS		
PROPIEDADES	**Rosa Porriño**	**Rosavel**	**Blanco Alcázar**
Densidad de los granos minerales (Kg/m^3)	2633	2654	2644
Porosidad total (%)	1.18	2.31	1.60

La *absorción de vapor de agua* tiene como finalidad conocer la cantidad de vapor que es capaz de captar el material rocoso. El ensayo se ha realizado en una cámara con ambiente estable: 25ºC de temperatura y 95% de humedad relativa, en ella se introducen las muestras secas y se determina el "incremento de peso" en función del tiempo, en este caso el ensayo se ha mantenido dos semanas. Tras el ensayo se observa que Rosavel absorbe más vapor de agua que Blanco Alcázar, a pesar de tener menor porosidad abierta que éste; la absorción de vapor en Rosa Porriño es relativamente elevada.

La *desorción de agua o evaporación* permite conocer el tiempo que tardan en secar estos granitos. El ensayo se realiza a 20ºC de temperatura y 60% de humedad relativa, a partir de muestras saturadas, determinándose igualmente el "contenido en agua" en función del tiempo, que en este caso ha sido de tres semanas. De los tres granitos estudiados, Blanco Alcázar es el que seca mejor, seguido de Rosa Porriño y Rosavel. Sin embargo al finalizar el ensayo y tal como muestra la Tabla III queda todavía en el seno de los granitos pequeñas cantidades de agua retenida.

La *absorción de agua por capilaridad* informa sobre la capacidad de succión que tienen estos granitos cuando una de sus superficies se pone en contacto con una capa de agua. En este caso se ha calculado tanto el coeficiente de capilaridad (C) como el de penetración capilar. De los granitos estudiados Rosa Porriño es el que presenta un coeficiente de succión capilar más bajo aumentando éste de Rosavel a Blanco Alcázar. Sus valores pueden relacionarse con los de porosidad abierta. El coeficiente de penetración capilar es mayor en Blanco Alcázar, seguido por Rosavel y Rosa Porriño.

La *permeabilidad al vapor de agua* es relativamente baja para este tipo de rocas (tabla III) y crece al aumentar el valor de la porosidad abierta aunque las diferencias encontradas no son estadísticamente significativas.

CONCLUSIONES

La *porosidad abierta* de los distintos tipos de granitos varía en un estrecho margen (1,2 a 1,7 %); no obstante, las diferencias son estadísticamente significativas. Comparando los valores teóricos con los experimentales de densidad y porosidad (tablas III y IV) pueden observarse diferencias, especialmente notorias en el granito Rosavel. En él, los valores de densidad y porosidad teóricos son mayores que los experimentales. La mayor densidad esta relacionada con la densidad de los minerales utilizada en el cálculo. El menor valor obtenido en los ensayos para la densidad de la roca puede atribuirse a la alteración de sus minerales: feldespato potásico y biotita principalmente. Los mismos hechos condicionan las diferencias entre los valores de porosidad teórica y experimentales. En los granitos Rosa Porriño y Blanco Álcazar los valores de porosidad abierta y porosidad total son similares, lo que indica que sus fisuras son abiertas.

Considerando los valores obtenidos en los distintos ensayos de absorción (libre, capilar, higroscópica) se observa que la cantidad de agua tomada depende fundamentalmente de la porosidad de las rocas y, en menor grado, del tamaño de sus espacios vacíos. Los granitos más porosos (Rosavel y Blanco Alcázar) presentan mayores contenidos en agua y mayores coeficientes de capilaridad. Cuando las diferencias de porosidad son pequeñas influye más el tamaño de los espacios vacíos; así, el granito Rosavel —a pesar de ser algo menos poroso que el Blanco Alcázar— absorbe más agua y vapor, debido a la menor apertura de sus fisuras. El similar comportamiento cinético de los procesos de absorción de agua y de vapor se atribuye a las reducidas dimensiones de los espacios vacíos de estas rocas lo que dificulta la diferenciación entre los movimientos del agua y del vapor. La *evaporación* depende fundamentalmente del tamaño de las fisuras, siendo mayor y más rápida al aumentar su número y apertura; así, el granito Blanco Alcázar pierde más cantidad de agua y más rápidamente, de acuerdo con la mayor apertura de sus fisuras.

Los valores de las propiedades físicas determinadas permiten establecer alguna diferencia en las características mineralógico texturales de los granitos estudiados, concretamente en el grado y tipo de fisuración. Así, el granito Rosa Porriño es la roca que presenta menos fisuras y de menor tamaño, de acuerdo con el menor contenido en agua y el elevado grado de saturación alcanzado, en los ensayos realizados. El granito Rosavel presenta espacios vacíos más pequeños, algunos relacionados con la alteración de los megacristales de feldespato potásico asociada a la formación de minerales arcillosos, más higroscópicos. El granito Blanco Alcázar presenta fisuras de mayor tamaño y con mejor comunicación, lo que explica su mayor coeficiente de penetración capilar y la mejor y más rápida evaporación de agua.

REFERENCIAS

Alonso, F.J., Esbert, R.Mª, Ordaz, J. (1987): "Comportamiento hídrico de calizas y dolomías". Boletín Geológico y Minero. T. XCVIII-IV: 555-576.

Anuario Roc Máquina (1998): Anuario: Piedras naturales de españa. Ed. Roc Máquina SA, Bilbao, 678 p.

Esbert, R.M., Alonso, F.J., Díaz-Pache F., Ordaz, J., Pérez-Ortiz, A. (1994): "Superfial protection of granite face to saline spray". Environmental protection and conservation of the European cultural heritage. Proceedings of the EC workshop held in Santiago de Compostela (Spain) on 28-30 November 1994: 337-342.

Esbert, R.M., Ordaz, J., Alonso, F.J., Montoto, M. (1997): "Manual de diagnosis de materiales pétreos y cerámicos". Col. Legi d'Aparelladors i Arquitectes Técnics de Barcelona. Barcelona, 126 p.

Juliver, M., Fonboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L. (1972): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". I.G.M.E.

López Jimeno, C. Ed. (1996): "Manual de Rocas Ornamentales". Entorno Gráfico S.L., Madrid, 696 p.

Normal 7/85: "Assorbimento d'acqua per inmersione totale e capacitá d'imbibizione", Normal 11/85: "Assorbimento d'acqua per capillaritá, cofficiente di assorbimento capillare", Normal 21/85: "Permeabilitá al vapor d' acqua", Normal 29/91: "Misura della perdita per evaporazione dell'acqua assorbita dal materiale". CNR-ICR.

Ordaz, J., Pérez-Ortiz, A., Esbert, R.Mª., Martínez-Nistal, A., Alonso, F.J. (1994): "Study of the granite crack network by means of digital image processing" Environmental protection and conservation of the European cultural heritage. Proceedings of the EC workshop held in Santiago de Compostela (Spain) on 28-30 November 1994: 249-254.

R.I.L.E.M. (1980): "Essais recommadés pour mesurer l'altération des pierres et évaluation l'efficacité des méthodes de traitment / recommended test to measure the deterioration of stone and to asess the effectiveness of treatment methods". Matériaux et Constructions, Bull. RILEM, 13 (75): 216-220.

Caracterización petrofísica y cualitativa de las calizas aptienses de Borriol (Castellón)

T. Sanfeliu[1], M. Ovejero[1], C. de la Fuente[2], J.D. Martín[1] y M. Salamero[1]

1 Dpto. Ciencias Experimentales, Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental. Universitat Jaume I. Edificio ESTCE, Campus de Riu Sec. Apdo. 224, 12080, Castellón. sanfeliu@exp.uji.es

2 Departament de Cristal.lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona.

ABSTRACT

Limestone and dolomites are the biggest ornamentals rocks reserveces of Castellon province and Spain. Nowadays, nearly all these rocks are trade as «marble» although strictly they are not. Their quality and value is lower than marbles but generally have high endurance and appreciation. Since XVII century, Aptian dolomites from Borriol (Castellon) were used in historical buildings of Castellon heritage. The natural stone named «Piedra de Borriol» is extracted in the site «El Abeller» in the Borriol village. It is a fossilitic dolomite from upper Aptian, petrographically may be classified as a grainstone or biosparite and stylolites are also relatively common. The presence of iron rich dolomite is revealed in petrographic observations and gives to the natural stone its red colour and its decorative appearance.

The best physic-mechanical properties of «Piedra de Borriol» are: low water absortion, high modulus of rupture and high frost resistance. These properties corespond to a good technical quality of the stone as building material, overcoat as outside lining.

Key words: *«Piedra de Borriol», natural stone, petrographical properties, petrophysical properties.*

INTRODUCCIÓN

España es una potencia mundial en producción de Piedra Natural, caracterizándose por una gran producción de mármoles o calizas ornamentales, subsector en el que nuestro país es el segundo productor mundial. A nivel nacional, la Comunidad Valenciana ocupa la segunda posición en producción de mármoles y es la principal exportadora.

Aunque en la provincia de Castellón, el sector de la Piedra Natural no ha tenido un desarrollo económico tan importante como en la provincia de Alicante, cuenta con numerosas formaciones carbonatadas jurásicas y cretácicas susceptibles de constituir explotaciones económicamente rentables. Entre los materiales más importantes por su potencial como roca ornamental destacan potentes series cretácicas, donde los materiales del Cretácico inferior forman extensos afloramientos en la parte septentrional de la provincia.

La roca ornamental denominada «Piedra de Borriol» se extrae del paraje «El Abeller», situado 4 Km al SW de la población de Borriol. Los cerros que conforman el yacimiento forman parte de las estribaciones montañosas que cierran la plana pliocuaternaria de Castellón hacia el W, englobados geológicamente bajo el nombre de Desert de les Palmes.

El macizo del Desert de les Palmes forma parte de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. Estructuralmente, configura un anticlinal de orientación ibérica, formado por un zócalo paleozoico constituido por pizarras y grauvacas, sobre el que descansa discordantemente una serie triásica básicamente detrítica poco potente, a la que se le superpone la serie jurásico-cretácica carbonatada. Esta estructura está afectada por fallas normales de dirección NE-SW.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

«Piedra de Borriol» se describe como una caliza bioclástica dolomítica de edad aptiense, muy cementada y recristalizada. Su color es rojizo y las orbitolinas constituyen uno de los principales componentes esqueléticos que forman los bioclastos de la roca. «Piedra de Borriol» se caracteriza por presentar abundantes impurezas rojizas que confieren la típica coloración de la roca. Dichas impurezas corresponden a cemento dolomítico rico en hierro tal y como se ha identificado en el estudio microscópico. Otra característica es la presencia de estilolitos, superficies irregulares de morfología dentada generadas por un proceso de presión-disolución que contienen material residual no carbonático rico en arcilla.

Las unidades litoestratigráficas del Cretácico inferior fueron definidas por Salas (1987), considerando diez secuencias de depósito limitadas por discontinuidades. "Piedra de Borriol" pertenece a la parte alta de la formación litológica Villarroya de los Pinares que se incluye dentro de la secuencia deposicional del Aptiense superior. La Fm Villarroya de los Pinares fue definida al N de Villarroya de los Pinares (Teruel) y está constituida por calizas bioclástico-oolíticas con intercalaciones de margas y margo-calizas. Esta unidad constituye el litotecto del cual se explotan las rocas ornamentales denominadas "Piedra de Borriol" y "Crema Jaspe", variedades comerciales que pertenecen a diferentes facies de esta formación.

Petrográficamente "Piedra de Borriol" se define como un grainstone, cuyos principales componentes esqueléticos están constituidos por orbitolinas, placas y púas de equinodermo. También se identifican briozoos, algas, fragmentos de ostreidos y corales. Es una roca muy cementada, el cemento rellena la porosidad intra e interparticular. La roca se encuentra parcialmente dolomitizada, de manera que el cemento interparticular ha sido reemplazado por cemento diagenético dolomítico rico en hierro que proporciona a la roca su tonalidad rojiza característica.

CARACTERIZACIÓN CUALITATIVA: DETERMINACIÓN DE PROPIEDADES PETROFÍSICAS

La caracterización de rocas ornamentales comprende dos aspectos: el estudio petrográfico y la determinación de propiedades petrofísicas. Las propiedades petrofísicas nos van a condicionar sus propiedades tecnológicas y en consecuencia su aplicación más adecuada en la construcción, puesto que ciertas características técnicas van a tener más importancia que otras según el uso que se le vaya a dar a la roca. De ahí que existan especificaciones según usos, reflejadas en las Normas Tecnológicas Españolas (N.T.E), como norma de utilización recomendada.

La determinación de las propiedades petrofísicas se ha realizado según la normativa UNE relativa a rocas ornamentales, que constituye la normativa vigente en España en materia de Piedra Natural.

La determinación de la porosidad se ha obtenido mediante la técnica analítica de porosimetría de mercurio, obteniendo la porosidad de una muestra y su distribución en función del tamaño de poro.

Las propiedades petrofísicas de «Piedra de Borriol» se presentan en la tabla I.

"Piedra de Borriol" presenta una porosidad inferior al 5%, por lo que se clasifica como una roca de baja porosidad según el criterio con el que se rige la industria de rocas ornamentales.

«Piedra de Borriol» se caracteriza porque presenta un coeficiente de absorción reducido, factor que condiciona que tenga un buen comportamiento frente a las heladas, obteniendo así un reducido valor de resistencia a las heladas, definido como la pérdida de peso tras 25 ciclos de hielo-deshielo.

En cuanto a las propiedades mecánicas, la resistencia a la flexión alcanza un valor óptimo, teniendo en cuenta que los valores orientativos para calizas están comprendidos entre 60-150 Kg/cm^2. La resistencia al choque es de 37.5 cm, valor medio considerando que para calizas este parámetro se encuentra dentro del rango comprendido entre 20-45 cm.

CONCLUSIONES

Los aspectos tecnológicos de una roca ornamental no sólo se relacionan con el estudio de las características petrográficas de la roca, sino que aquellos se condicionan por éstas. Estos aspectos tienen gran importancia a la hora de determinar las aplicaciones que puede tener una determinada roca y predecir o pronosticar su utilización más optima.

«Piedra de Borriol» presenta unas características tecnológicas aceptables, de las que cabe resaltar su elevada resistencia a la flexión y baja heladicidad. Dadas estas características, podemos constatar que «Piedra de Borriol» presenta buenas aptitudes para su aplicación dentro de la construcción sobre todo como revestimiento exterior, puesto que tendrá un buen comportamiento frente a los adversos agentes atmosféricos.

Tabla I

Relación de características petrofísicas de "Piedra de Borriol".

Porosidad Total	2.05%
Absorción (UNE 22-182)	0.37%
Peso específico aparente (UNE 22-182)	2.66 g/cm^3
Resistencia a la compresión (UNE 22-185)	1033 Kg/cm^2
Resistencia a la flexión (UNE 22-186)	195.42 Kg/cm^2
Resistencia al choque (UNE 22-189)	37.5 cm
Resistencia a las heladas (UNE 22-184)	0.03 %

REFERENCIAS

López Jimeno, C. (1995): Manual de Rocas Ornamentales. ETSI Minas Madrid 696 p.

Martín, J.D., Sanfeliu, T., Ovejero, M. y De La Fuente, C. (1999): Ornamental rocks of Castellón. Resúmenes del II Congreso Internacional de la Piedra. Madrid.

Martín, J.D., Ovejero, M., Sanfeliu, T., Jordan, M.M. y De La Fuente, C. (1998): Rocas ornamentales de la provincia de Castellón. XIV Curso de Estudios Mayores de la Construcción. Aplicación de los Materiales Cerámicos, Vidrios y Piedras Naturales en la Construcción. Instituto de Ciencias de la Construcción Eduardo Torroja, CSIC.

Miralles, E., Ovejero, M. y Sanfeliu, T. (1999): El estudio petrográfico en la predeterminación de propiedades tecnológicas de rocas ornamentales. Resistencia a la abrasión (I). Técnica Cerámica, nº 277: 983-988.

Miralles, E., Ovejero, M. y Sanfeliu, T. (1999): El estudio petrográfico en la predeterminación de propiedades tecnológicas de rocas ornamentales. Resistencia a la abrasión (II). Técnica Cerámica, nº 278: 1112-1128.

Ovejero, M. (1999): Caracterización de rocas ornamentales de la provincia de Castellón. Tesis de Licenciatura. Universitat Jaume I.

Pitarch Roig, M.A. (1993): La Piedra de Borriol. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de Castellón.

Salas, R. (1987): El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d´Espadà. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona.

Caracterización petrográfica y tecnológica de las calizas aptienses de Xert (Castellón)

T. Sanfeliu[1], M. Ovejero[1], C. de la Fuente[2], J.D. Martín[1] y M. Salamero[1]

1 Dpto. Ciencias Experimentales, Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental. Universitat Jaume I. Edificio ESTCE, Campus de Riu Sec. Apdo. 224, 12080, Castellón. sanfeliu@exp.uji.es

2 Departament de Cristal.lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona.

ABSTRACT

The Mesozoic serie of Castellon province, in some places like the Maestrazgo region, the thickness is around 6500 m, it is almost formed by carbonate sediments. Consecuently, in Castellon exists numerous carbonate formations that can be considerate excellent source of materials to natural' s rock industry. Some of them are exploited like ornamental rocks. One of the most interesting comercializated rock is the natural stone traded as «Crema Jaspe». Although it is not exploited at the present day, it was used from historic times as building material.

«Crema Jaspe» is extracted from the Mola de Chert mountains. It is a massive limestone with Toucasias from lower Aptian. This natural stone may be definited as wackestone or biomicrite. The presence of roudist (Toucasia) gives to the ornamental rock a highly prized decorative value.

The petrographical features determine technological properties and its appearance and as a consequence of this fact the quality of ornamental stone. The best technological properties of «Crema Jaspe» are: high modulus of rupture and high shock resistance. These properties determine its preferential use for construction as inside lining or inside pavement.

Key words: *«Crema Jaspe», natural stone, petrographical properties, tecnological properties.*

INTRODUCCIÓN

Durante la última década, el sector de las rocas ornamentales ha experimentado un notable incremento de la producción. Más del 50% de la producción de Piedra Natural en España corresponde a los denominados mármoles y calizas ornamentales, donde destaca la Comunidad Valenciana como la segunda productora nacional.

La provincia de Castellón se caracteriza por presentar potentes series mesozoicas de rocas carbonatadas que puede llegar a alcanzar hasta 6.500 metros de potencia en algunos puntos como en el Maestrazgo y constituye un gran reservorio de rocas de aplicación ornamental. De entre los litotectos más importantes como potencial de roca ornamental se encuentran los materiales cretácicos que están representados por numerosas formaciones carbonatadas de gran potencia y extensión formadas dominantemente por sedimentos carbonatados de aguas someras. Constituyen litologías susceptibles de constituir explotaciones de interés económico.

De entre las rocas que se benefician en la provincia de Castellón, destaca la roca ornamental denominada «Crema Jaspe». Aunque actualmente la explotación de «Crema Jaspe» se encuentra paralizada constituyó una de las explotaciones más importantes de la provincia de Castellón. El color crema característico que le da nombre y su contenido en rudistas confieren a la roca un atractivo estético muy apreciado que determina su valor ornamental.

«Crema Jaspe» ha sido explotada en la denominada «Mola de Xert» que constituye un relieve subtabular de 807 m de altura ubicado a unos 3 Km al N de la población de Xert. La "Mola de Xert" está constituida por materiales cretácicos coronados por las calizas masivas del Aptiense inferior, donde se localizan las antiguas explotaciones. Estos materiales configuran un sinclinal colgado muy laxo individualizado por fallas de poco salto.

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

"Crema Jaspe" se describe como una caliza compacta de grano fino y tonalidades claras, caracterizada por la presencia de rudistas (*Toucasia*). Presentan un aspecto masivo debido a que constituyen depósitos de plataforma somera, representados por facies de bancos marginales que pasan a facies de plataforma protegida con rudistas.

Salas (1987) definió formalmente las unidades litoestratigráficas para el Cretácico inferior, considerando diez secuencias de depósito limitadas por discontinuidades. De estas secuencias, la secuencia de depósito del Aptiense inferior comprende la parte basal de la Fm Villarroya de los Pinares que está representada por las calizas de Toucasia y constituye el litotecto del cual se beneficia la roca ornamental denominada "Crema Jaspe".

Petrográficamente «Crema Jaspe» se define como un wackestone, cuyos componentes esqueléticos los constituyen orbitolinas (*O. Lenticularis*), miliólidos, fragmentos de corales y rudistas (*Toucasia*). Muchos de estos fragmentos esqueléticos han sufrido disolución y posterior precipitación de cemento tipo esparítico rellenando la porosidad preexistente. La matriz de la roca es micrítica y se observan fisuras milimétricas donde se ha dado recristalización de cemento tipo esparítico. La porosidad es muy reducida y está ligada a pequeñas fracturas o es una porosidad móldica generada por procesos de disolución de componentes esqueléticos.

CARACTERIZACIÓN TECNOLÓGICA

La caracterización de rocas ornamentales, además de una descripción petrográfica que ponga de manifiesto la verdadera naturaleza de la roca, abarca la determinación de propiedades petrofísicas o tecnológicas. Estas propiedades tecnológicas nos van a determinar el uso más idóneo de dicha roca en el ámbito de la construcción. La determinación de estas propiedades se realiza según la normativa UNE sobre rocas ornamentales, donde se describen los métodos de ensayo y equipos utilizados.

La determinación de la porosidad se ha realizado mediante la técnica de porosimetría de mercurio, técnica de análisis indirecta que se basa en introducir mercurio bajo presión creciente en el sistema poroso de forma que vaya ocupando ordenadamente los distintos tamaños de poro, y determinar de forma simultánea el volumen de poros ocupados. Constituye una técnica muy resolutiva para la caracterización de materiales y permite obtener además del valor total de la porosidad, su distribución en función del radio de acceso.

Las propiedades tecnológicas de «Crema Jaspe» se reflejan en la tabla 1.

El uso de las rocas ornamentales como materiales de construcción se encuentra regulado por una serie de especificaciones. Así, según las Normas Tecnológicas de la Edificación (N.T.E) de la Dirección General de Arquitectura y Tecnología de la Edificación del Ministerio de Fomento, existen unos valores mínimos recomendados de las propiedades tecnológicas que nos van a determinar la aplicación más adecuada en función de sus características.

"Crema Jaspe" se clasifica como una roca de baja porosidad, ya que según el criterio con el que se rige la industria de rocas ornamentales se catalogan como rocas de baja porosidad aquellas cuya porosidad es inferior al 5%. "Crema Jaspe" se caracteriza por presentar un coeficiente de absorción del 0.4%, valor inferior al establecido por las N.T.E que es de 1.4%. El coeficiente de absorción nos determina la entrada de fluidos en el seno de la roca que constituye el principal soporte de los procesos de deterioro y alteración de ésta tanto físico-químicos como biológicos. Este reducido valor del coeficiente de absorción ha condicionado la baja heladicidad obtenida y en consecuencia su buen comportamiento frente a las heladas.

Los valores de resistencia mecánica de "Crema Jaspe" son bastante dispares, dependiendo del tipo de esfuerzo al que esté sometido. La resistencia a la compresión es de 965 Kg/cm^2, valor relativamente bajo en comparación con los valores orientativos de las calizas para este parámetro, que están comprendidos entre 800-1.600 Kg/ cm^2. En cambio, la resistencia a la flexión alcanza un valor de 225 Kg/cm^2, excelente resultado considerando que los valores orientativos para las calizas oscilan entre 60-150 Kg/cm^2 y el valor mínimo exigido por las N.T.E es de 80 Kg/cm^2. "Crema Jaspe" presenta una resistencia al choque de 40 cm, óptimo resultado considerando que este parámetro oscila entre 20-45 cm para calizas.

CONCLUSIONES

Para poder evaluar la idoneidad de una roca ornamental en función del uso al que vaya a estar destinada es necesario conocer previamente las características petrográficas y

Tabla I

Relación de propiedades tecnológicas de "Crema Jaspe".

Porosidad Total	1.96%
Absorción (UNE 22-182)	0.40%
Peso específico aparente (UNE 22-182)	2.70 g/cm^3
Resistencia a la compresión (UNE 22-185)	965 Kg/cm^2
Resistencia a la flexión (UNE 22-186)	225 Kg/cm^2
Resistencia a las heladas (UNE 22-184)	0.05%
Resistencia al choque (UNE 22-189)	40 cm

tecnológicas más importantes. La característica que mejor identifica a una roca es su descripción petrográfica, puesto que evidencia su verdadera naturaleza y establece su correcta clasificación petrológica. Las restantes características están condicionadas por la anterior.

"Crema Jaspe" presenta unas características tecnológicas aceptables de las que cabe destacar su elevada resistencia a la flexión y resistencia al choque por lo que muestra muy buenas aptitudes como elemento de uso interior, tanto para pavimento como para revestimiento.

REFERENCIAS

Martín, J.D., Ovejero, M., Sanfeliu, T., Jordan, M.M. y De La Fuente, C. (1998): Rocas ornamentales de la provincia de Castellón. XIV Curso de Estudios Mayores de la Construcción. Aplicación de los Materiales Cerámicos, Vidrios y Piedras Naturales en la Construcción. Instituto de Ciencias de la Construcción Eduardo Torroja, CSIC.

Martín, J.D., Sanfeliu, T., Ovejero, M. y De La Fuente, C. (1999): Ornamental rocks of Castellón. Resúmenes del II Congreso Internacional de la Piedra. Madrid. Federación Española de la Piedra Natural.

Ovejero, M. (1999): Caracterización de rocas ornamentales de la provincia de Castellón. Tesis de Licenciatura. Universitat Jaume I.

Salas, R. y Martín, C. (1991): El Cretaci inferior del Nordeste de Iberia. Guía de campo de las excursiones científicas realizadas durante el III Coloquio del Cretácico en España.

Formación de filipsita en la alteración hidrotermal de la bentonita de la Serrata de Níjar (Almería) a pH básico

R. Vigil de la Villa, S. Ramírez, J. Cuevas y S. Leguey

Universidad Autónoma de Madrid. Facultad de Ciencias. Cantoblanco s/n. 28049 Madrid.

ABSTRACT

The cement-bentonite interface is a highly dynamic region in the engineered barrier systems (EBS) designed to isolate radioactive wastes. Two very different chemical environments are held toghether: a near-neutral clay minerals-calcite equililibrium-dominated system (hydrated bentonite system) and a very unstable hiperalcaline porous one. The system is then in a permanent disequilibrium due to the pH changing conditions that are related to the various degradation steps of the cement. The formation of phillipsite, (Na-K-zeolite; Si/Al ratio of 1.8-2.4), has been found in series of closed-system tests at 35-90ºC when the resulting pH was between 11.7 and 12.6. The chemistry of the resulting solutions, rather than the crystallization substrata, controls the Si/Al atomic ratio and the type of zeolite that has been formed. This based in the decrease of Si/Al at higher pHs and the predominance of Na-phillipsite.

***Key words**: bentonite, cement, alkaline environment, zeolites, phillipsite.*

INTRODUCCIÓN

La interfase cemento-bentonita es una zona químicamente reactiva en el contexto del diseño de barreras de ingeniería (EBS) para el aislamiento de residuos radiactivos, tanto de alta como de baja y media actividad. En esta región se ponen en contacto dos ambientes geoquímicos muy diferentes: uno, próximo a la neutralidad, dominado por el equilibrio de los minerales de la arcilla y la calcita (mineral accesorio) con la disolución acuosa; y otro, un sistema altamente inestable e hiperalcalino, en el cual los minerales del mortero curado (portlandita y silicatos cálcicos) son degradados continuamente bajo el influjo de la circulación de las aguas subterráneas.

El objetivo de este trabajo se centra en el estudio de los mecanismos de alteración que se desarrollan en el contacto entre el cemento y la bentonita. Para ello, se llevaron a cabo una serie de experimentos en reactores de PTFE herméticos, a temperatutras de 35, 60 y 90ºC durante periodos de tiempo entre 1 y 12 meses. En ellos se mezclaron, una bentonita procedente del yacimiento de la Serrata de Níjar (Almería), denominada bentonita FEBEX, y varias disoluciones en el rango de pH entre 10 y 13.5 con diferentes contenidos en $Ca(OH)_2$, KOH y NaOH. Las disoluciones a pH > 12.6 se saturaron en portlandita, siendo la relación en peso de bentonita a disolución acuosa de 1/3. La bentonita FEBEX (ENRESA, 1998) es un material de referenecia investigado por los diferentes grupos de investigación involucrados en el proyecto FEBEX (Full-Scale Engineered Barriers Experiment in Crystalline Host Rock).

Los cambios mineralógicos producidos en la bentonita durante los ensayos son de dos tipos: la formación de filipsita (ceolita) y el enriquecimiento de magnesio en las posiciones octaédricas de la esmectita (Ramírez *et al.*, 2000). Ambas modificaciones se asocian a las condiciones más alcalinas en las disoluciones iniciales, ya que la bentonita es capaz de regular el pH en torno a pH = 8 cuando la disolución de partida es de pH > 12.6. Este trabajo estudia las condiciones de formación de la filipsita a partir de los resultados del análisis de las aguas de reacción y de la observación y caracterización de la fase sólida mediante microscopía electrónica de barrido con análisis de energías dispersivas de rayos X (MEB-EDX) y difracción de rayos X (DRX). También se analiza la relación entre la composición química de las aguas en equilibrio, determinadas al final de los ensayos, y la composición de las superficies minerales.

En la tabla 1 se presentan las condiciones fisicoquímicas de las disoluciones resultantes correspondientes a los experimentos donde se detectó la filipsita. La formación de filipsita sólo se ha detectado cuando el $pH_{inicial}$ de la disolución de partida era 13.5. Asimismo, se reflejan las fórmulas mineralógicas de las ceolitas neoformadas y las proporciones atómicas de los materiales sustrato (vidrio volcánico, V y arcilla, S).

La cristalización de la filipsita se produce en un intervalo de pH entre 11,7 y 12,6. Para un mismo período de tiempo el pH disminuye con la temperatura (Fig. 1a), y regula la composición de la disolución independientemente del tiempo. La disolución se hace más sódica, aumenta la

Tabla 1

Características de los ensayos con cristalización de filipsita. Fórmulas mineralógicas medias (MEB-EDX).

muestra	T (°C)	t (meses)	$Na^+/(Na^+ + K^+)$	pH_{final}	filipsita (%)
Disoluciones resultantes (composición final)					
1	35	12	0.74	12.6	<0.5
2	60	12	0.76	12.3	1
3	90	12	0.81	12.0	3
4	90	1	0.75	12.6	1
5	90	3	0.80	11.7	2
Fórmulas mineralógicas medias de filipsita y de los sustratos					
1:	$(Na_{4.17\pm0.73}K_{0.58\pm0.59}Ca_{0.12\pm0.13}Mg_{0.87\pm0.22})(Al_{5.31\pm0.45}Fe_{0.13\pm0.06}Ti_{0.03\pm0.01})\ Si_{10.18(0.23}O_{32}$				
sustrato A	$(Na_{0.17\pm0.25}K_{0.89\pm0.29}Ca_{0.08\pm0.12})(Mg_{0.84\pm0.52}Al_{2.80\pm0.20}Fe_{0.28\pm0.12}Ti_{0.03\pm0.02})\ Si_{7.91\pm0.32}O_{20}(OH)_4$				
2	$(Na_{3.98\pm1.10}K_{1.43\pm0.40}Ca_{0.08\pm0.03}Mg_{0.47\pm0.04})(Al_{5.09\pm0.19}Fe_{0.10\pm0.04}Ti_{0.03\pm0.01})\ Si_{10.42\pm0.19}O_{32}$				
sustrato A	$(Na_{1.33\pm0.98}K_{0.72\pm0.12}Ca_{0.21\pm0.28})(Mg_{1.03\pm0.13}Al_{2.73\pm0.12}Fe_{0.28\pm0.10}Ti_{0.05\pm0.01})\ Si_{7.54\pm0.33}O_{20}(OH)_4$				
3	$(Na_{2.47\pm1.61}K_{0.58\pm0.28}Ca_{1.88\pm0.48}Mg_{0.25\pm0.10})(Al_{5.06\pm0.17}Fe_{0.07\pm0.03}Ti_{0.05\pm0.02})\ Si_{10.24\pm0.36}O_{32}$				
sustrato V	$(Na_{3.36\pm1.58}K_{0.15\pm0.06}Ca_{0.98\pm0.43})(Mg_{1.27\pm0.13}Al_{2.14\pm0.33}Fe_{0.08\pm0.05}Ti_{0.04\pm0.02})\ Si_{7.84(0.23}O_{20}(OH)_4$				
3	$(Na_{4.81\pm0.82}K_{1.16\pm0.10}Ca_{0.12\pm0.07}Mg_{0.66\pm0.15})(Al_{4.75\pm0.30}Fe_{0.16\pm0.08}Ti_{0.04\pm0.01})\ Si_{10.39(0.09}O_{32}$				
sustrato A	$(Na_{0.86\pm0.26}K_{0.58\pm0.12}Ca_{0.10\pm0.10})(Mg_{1.23\pm0.22}Al_{2.88\pm0.09}Fe_{0.26\pm0.10}Ti_{0.04\pm0.01})\ Si_{7.54\pm0.05}O_{20}(OH)_4$				
4	$(Na_{2.69\pm1.35}K_{0.54\pm0.30}Ca_{1.09\pm0.30}Mg_{0.43\pm0.06})(Al_{5.03\pm0.64}Fe_{0.16\pm0.02}Ti_{0.06\pm0.02})\ Si_{10.55\pm0.21}O_{32}$				
sustrato V	$(Na_{1.91\pm0.62}K_{0.45\pm0.03}Ca_{0.93\pm0.08})(Mg_{0.34\pm0.08}Al_{1.75\pm0.09}Fe_{0.33\pm0.15}Ti_{0.09\pm0.03})\ Si_{8.44\pm0.17}O_{20}(OH)_4$				
4	$(Na_{4.251\pm0.88}K_{1.26\pm0.21}Ca_{0.20\pm0.10}Mg_{0.76\pm0.13})(Al_{4.90\pm0.38}Fe_{0.17\pm0.09}Ti_{0.04\pm0.02})\ Si_{10.24\pm0.40}O_{32}$				
sustrato A	$(Na_{1.22\pm0.73}K_{0.59\pm0.04}Ca_{0.20\pm0.18})(Mg_{1.20\pm0.03}Al_{2.91\pm0.22}Fe_{0.23\pm0.02}Ti_{0.03\pm0.01})\ Si_{7.46\pm0.18}O_{20}(OH)_4$				
5	$(Na_{4.43\pm0.22}K_{1.25\pm0.20}Ca_{0.14\pm0.05}Mg_{0.76\pm0.42})(Al_{4.50\pm0.26}Fe_{0.23\pm0.11}Ti_{0.04\pm0.01})\ Si_{10.52\pm0.23}O_{32}$				
sustrato A	$(Na_{1.55\pm1.46}K_{0.58\pm0.15}Ca_{0.30\pm0.42})(Mg_{1.22\pm0.33}Al_{2.75\pm0.21}Fe_{0.29\pm0.21}Ti_{0.06\pm0.03})\ Si_{7.36\pm0.46}O_{20}(OH)_4$				
FEBEX (*)	$(Na_{0.09}K_{0.10}Ca_{0.13}Mg_{0.11})(Mg_{0.85}Al_{2.97}Fe_{0.39}Ti_{0.01})\ Si_{7.71}O_{20}(OH)_4$				

(*) Análisis químico convencional: FRX y por fotometría de llama de la montmorillonita inicial.

relación molar de sodio en disolución ((Na / (Na + K)), a medida que disminuye el pH (figura 1b) coincidiendo con una mayor tasa de formación de ceolita.

Las filipsitas formadas presentan una relación atómica Si/Al comprendida entre 2,33 y 1,93. A medida que el pH de la disolución aumenta, la relación Si /Al de la ceolita disminuye (Fig. 2a). Estos resultados están de acuerdo con Donahoe *et al.* (1985); Barth-Wirsching *et al.* (1989) y Kawano *et al.* (1997). El aumento de pH, produce un cambio en la distribución de las especies de aluminosilicato en solución, desde las especies más polimerizadas, estables a valores de pH más bajos, hacia las especies que están menos polimerizadas, estables a valores de pH más altos, lo que origina una disminución en la relación Si/Al. La relación Si/Al se hereda directamente de estos polímeros precursores.

La relación Si/Al de las filipsitas formadas, y en general, su composición, no depende de la composición de los sustratos sobre los que cristaliza, ya sea arcilla (esmectita) o vidrio volcánico (Fig. 2b). Este comportamiento está de acuerdo con la cristalogénesis de ceolitas sobre vidrios naturales en medios hiperalcalinos (> 0.1M en Na(OH) o K(OH), Barth-Wirsching *et al.* (1989)). En medios ricos en sodio, y en función del aumento de pH (10-14), la alteración de obsidiana produce la cristalización secuencial de esmectita, filipsita y rodosita. Existe una serie análoga en cuanto a los medios potásicos (esmectita, merlinoita, sanidina) Kawano *et al.* (1997). En el caso estudiado por nosotros, la presencia inicial de montmorillonita como mineral predominante favorece la incorporación de potasio frente a sodio como cation intercambiable en la esmectita, siendo el sodio el catión predominante en la disolución en todo momento. Esto hace, que aun habiendo ensayado con disoluciones inicialmente ricas en potasio (las disoluciones iniciales presentaban una relación molar de sodio de 0.33), nunca se hayan detectado ceolitas con carácter potásico.

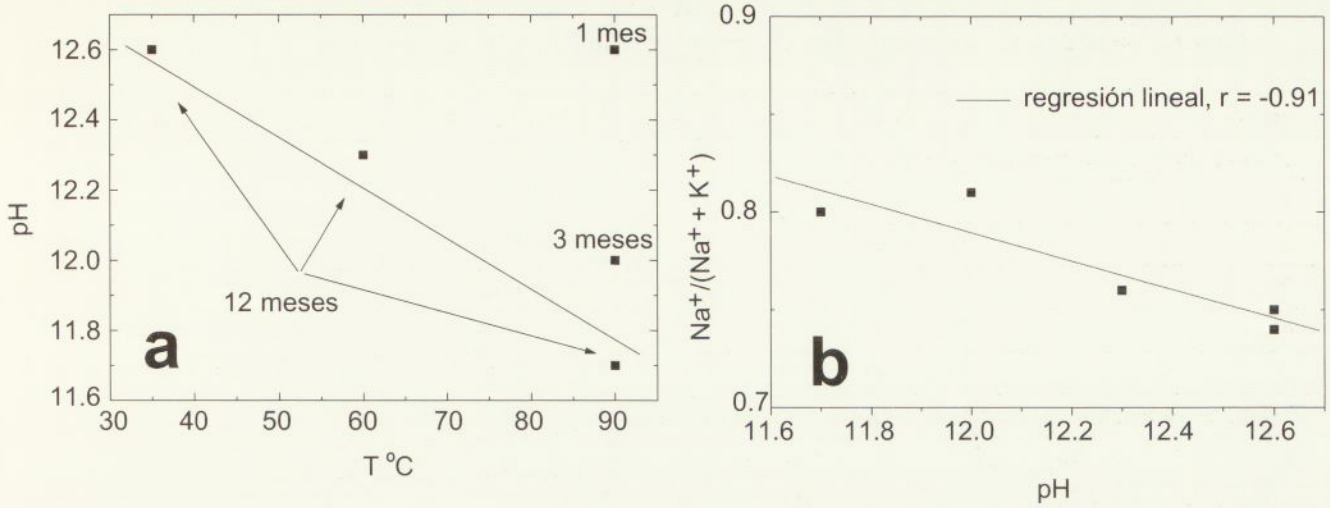


FIGURA 1: *Composición de las disoluciones resultantes en contacto con la bentonita a pH básico ($pH_{inicial}$=13.5; KOH/NaOH/Ca(OH)$_2$: 0.33/0.17/<0.001). a: pH final, b: fracción molar Na/(Na+K) en la disolución resultante.*

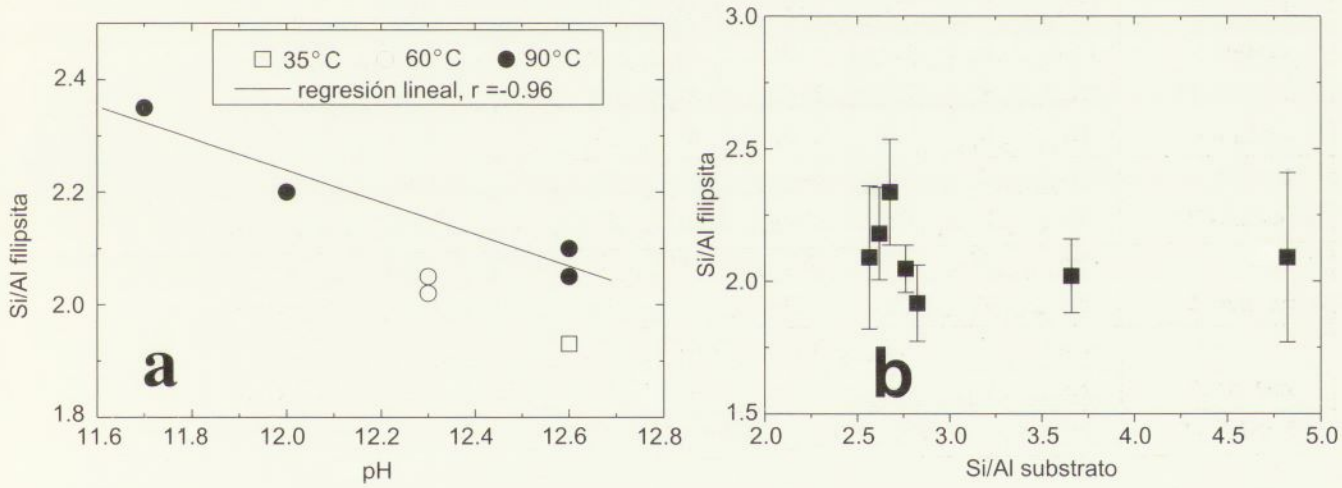


FIGURA 2: *Relación atómica Si/Al de la filipsita; a: influencia del pH de la disolución; b: influencia del sustrato.*

La formación de filipsita es una alteración característica de la bentonita en condiciones de pH elevado (11.6-12.6). La composición del sustrato no es el factor que más influye en su formación. Sin embargo, las experiencias que implican la síntesis de filipsita a partir de vidrio volcánico requieren el concurso necesario del vidrio para su nucleación. La generación de ceolitas cristalinas en todo el rango de temperaturas y a largo plazo, favorece el mantenimiento de las propiedades de retención de solutos en la interfase entre las barreras de cemento y de bentonita. Sin embargo, pueden producirse cambios importantes en otras propiedades de esta región, como son su estructura porosa y su conductividad hidráulica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la CE dentro del proyecto ECOCLAY.

REFERENCIAS

Barth-Wirsching, U. y Höller, H. (1989): Experimental studies on zeolite formation conditions. Eur. J. Mineral. 1: 489-506.

ENRESA (1998): FEBEX. Full-scale engineered barriers experiment in crystalline host rock. Bentonite: Origin, Properties and Fabrication of Blocks. Publicación técnica 05/98, 146 p.

Donahoe, R.L. y Liou, J.G. (1985): An experimental study on the process of zeolite formation. Geochim. Cosmochim. Acta. 49: 2349-2360.

Kawano, M. y Tomita, K. (1997): Experimental study on the formation of zeolites from obsidian by interaction with NaOH and KOH solutions at 150 and 200ºC. Clays Clay Miner. 45,3: 365-377.

Ramírez, S., Cuevas, J. y Leguey, S. (1999): Tendencias en la evolución cristaloquímica de la esmectita en la alteración de una bentonita en condiciones básicas a temperaturas moderadas. Boletín de la SEM. 22-A: 87-88.

RECURSOS ENERGÉTICOS

Recuperación, conservación y gestión documental geológica y minera en Hunosa

A.M. Gutiérrez Rodríguez[1] y J.A. Sáenz de Santa María y Benedet[1]

1 Departamento de Geología, DIRECCIÓN TÉCNICA de HUNOSA. Avda. Galicia 44. E-33005 Oviedo.

ABSTRACT

The Cuenca Carbonífera Central coal mining, developed during one century and half, are generated a lot of very interesting geological and minery information which must be clasificated, recoleted and closed for their use in the future.
The recuperation and manipulation of this information isn´t by sentimental or cultural reasons then by their utility in future in item like mines close, environmental impact, geological and hidrogeological studies in all the affected zones.
We try to give one idea about how you can work for conservate and can use of this information.

Key words: *coal mining, management, old files.*

INTRODUCCIÓN

La minería del carbón en la Cuenca Carbonífera Central, desarrollada durante el último siglo y medio, ha generado una gran cantidad de documentación geológica y minera de gran interés que debe ser recuperada, clasificada y archivada para su uso posterior.

La recuperación y la gestión de esta documentación no se hace por razones sentimentales o de carácter cultural sino también por su utilidad desde el punto de vista económico para el futuro en temas relacionados con el cierre de las minas, impacto ambiental de este cierre, estudios geológicos e hidrogeológicos del macizo fisurado por la explotación y, por último aunque no menos trascendente, por múltiples razones asociadas a la seguridad de las explotaciones y a los problemas futuros que la minería cerrada puede desencadenar en superficie (subsidencia, desorción residual de gas metano, incendio de macizos abandonados, etc.).

La realización de proyectos técnicos de muchos tipos (obras públicas, recuperación de gas en capa, utilización del agua de inundación, etc.) en el futuro dependerá de la documentación ahora recuperada y clasificada.

ASPECTOS GENERALES DEL PROYECTO

Obviamente, toda la documentación a recuperar está soportada en papel, formato que presenta múltiples problemas pues se estropea con el paso del tiempo, se producen duplicaciones de la información o pueden existir planos con pequeñas diferencias respecto al original, resultado de copias que nunca eliminaron el anterior. Por último, se requiera un gran espacio para el almacenamiento de este tipo de documentos. Por otra parte, una parte de los documentos en papel, generalmente los más antiguos, no pueden ni deben perderse pues se trata, en ciertos casos, de verdaderas obras de arte. La conservación de estos originales no debe impedir la obtención de la información que contienen en un formato más actual, fácil de consultar y manejar.

La idea de HUNOSA ha sido, desde hace dos o tres años, la creación de un conjunto de bases de datos con todo tipo de información geológica, minera, técnica, patrimonial, etc. La condición imprescindible es conseguir bases de documentos amplias y centralizadas, así como conseguir un manejo y consulta de las mismas lo más rápido posible. Para ello se ha diseñado un sistema que permite centralizar la información recuperada y clasificada en un servidor que permite la consulta mediante cualquier ordenador de la red interna de la Empresa e incluso desde internet.

En HUNOSA, además del archivo tradicional de planos de interés cultural y artístico, se utilizan los formatos vectorial y raster en función de la utilidad de los documentos. Aquellos documentos que representan labores, datos geológicos y otros susceptibles de ser utilizados en función de sus coordenadas geográficas son digitalizados en formato vectorial, empezando por sus coordenadas de origen (parciales) y transformados posteriormente a coordenadas U.T.M. para poder ser incluidos en el Sistema de Información Geográfica de HUNOSA. Los que representan datos de interés complementario (planos de capa y croquis de explotación, esquemas y gráficos de todo tipo, etc.) son incluidos en la base de datos en formato raster. Todo esto permite procesar los datos de manera más rápida y con herramientas más potentes y visualizarlas mediante programas como AIM_MANAGER, y otros deri-

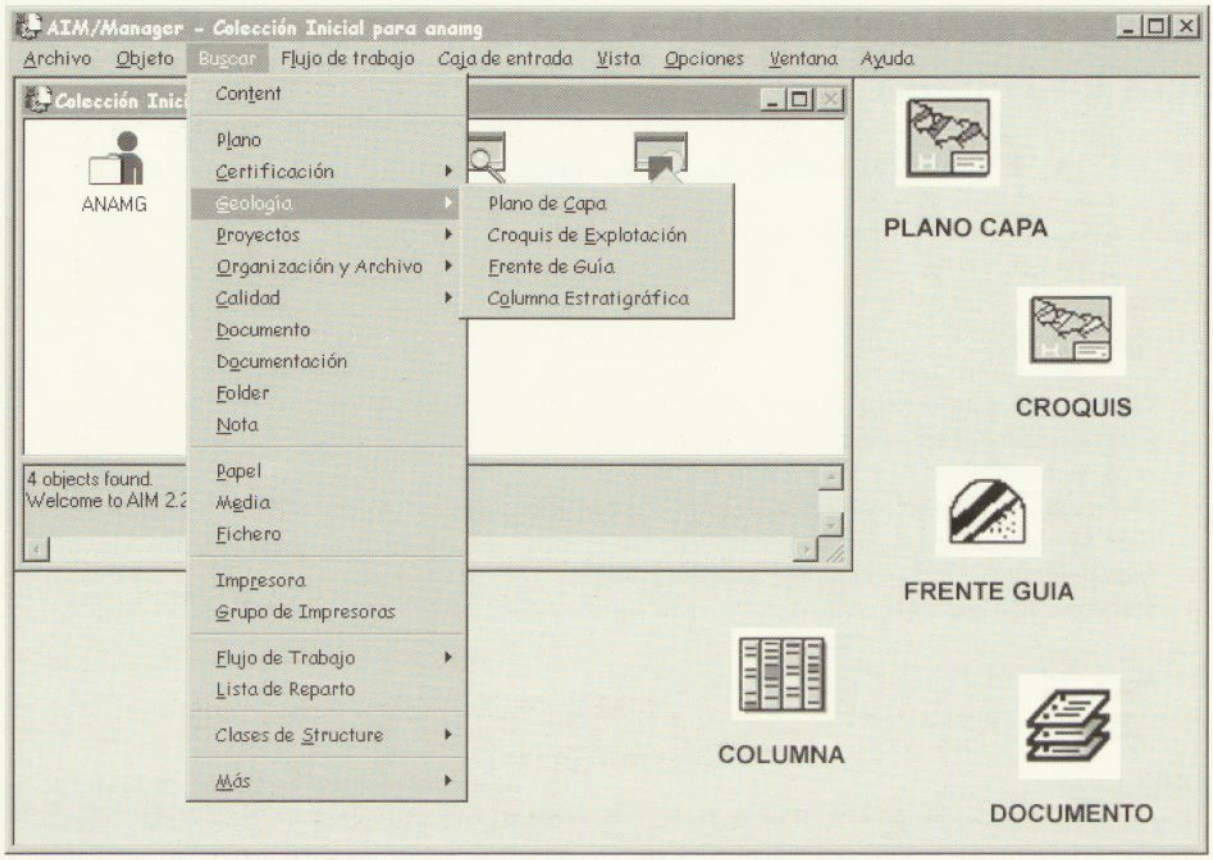


FIGURA 1: *Elementos disponibles en la BASE DE DOCUMENTOS GEOLÓGICOS.*

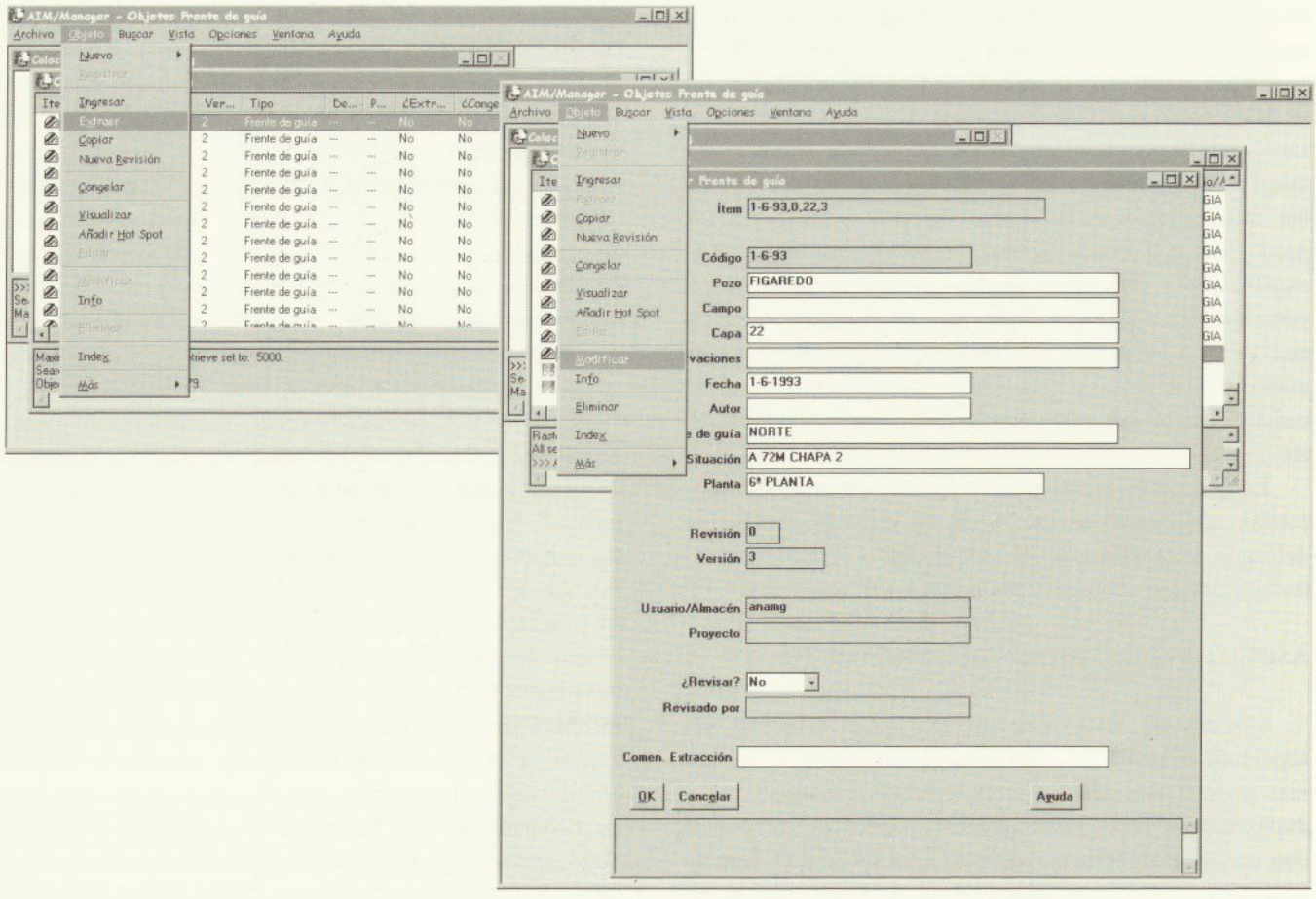


FIGURA 2: *Extraer/ingresar y modificar (rellenar la ficha).*

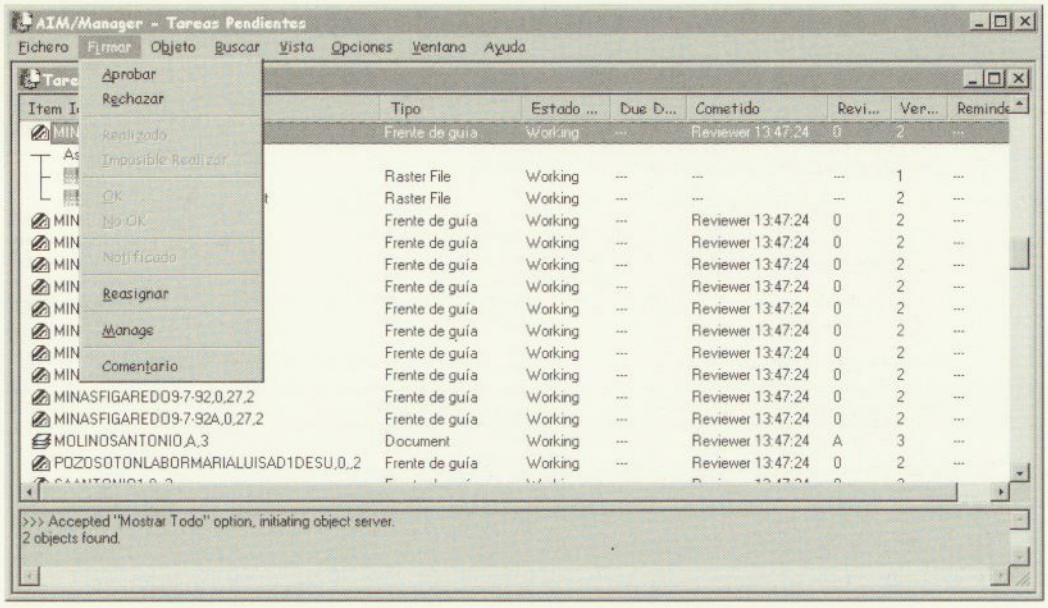


FIGURA 3: *Paso de aprobación/rechazo de un archivo.*

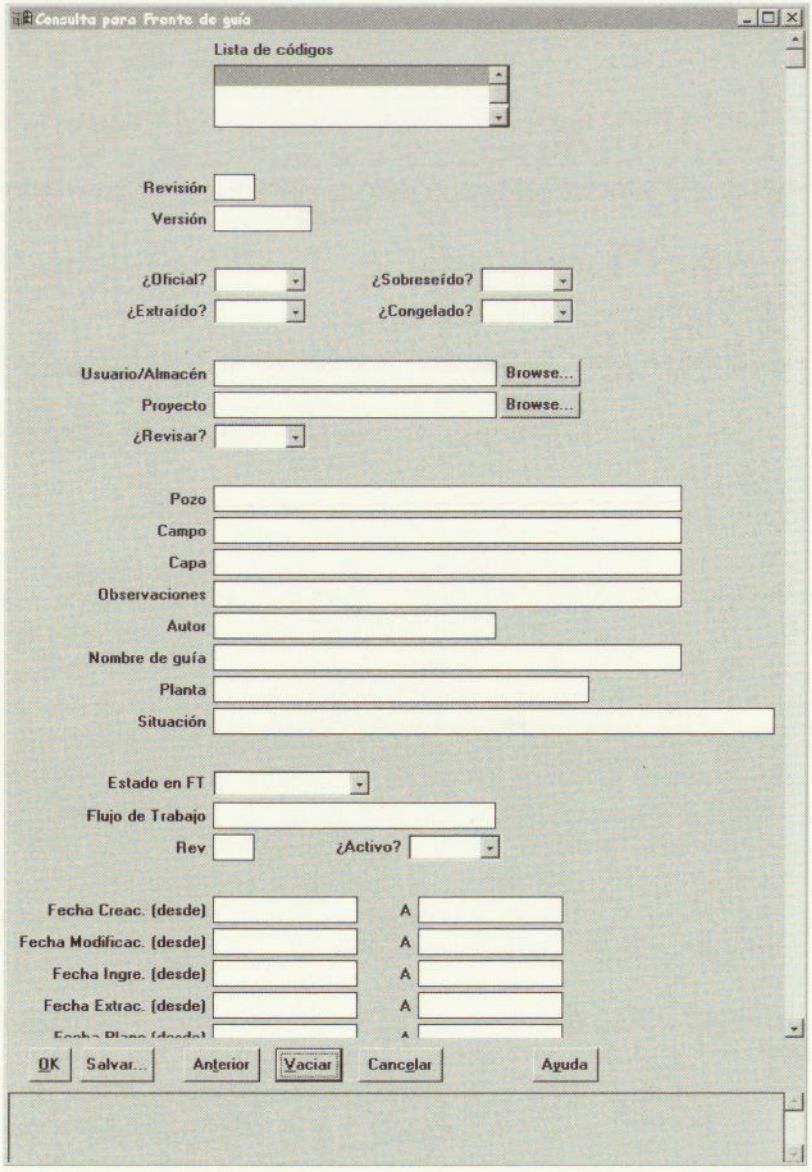


FIGURA 4: *Ficha de consulta para un frente de guía.*

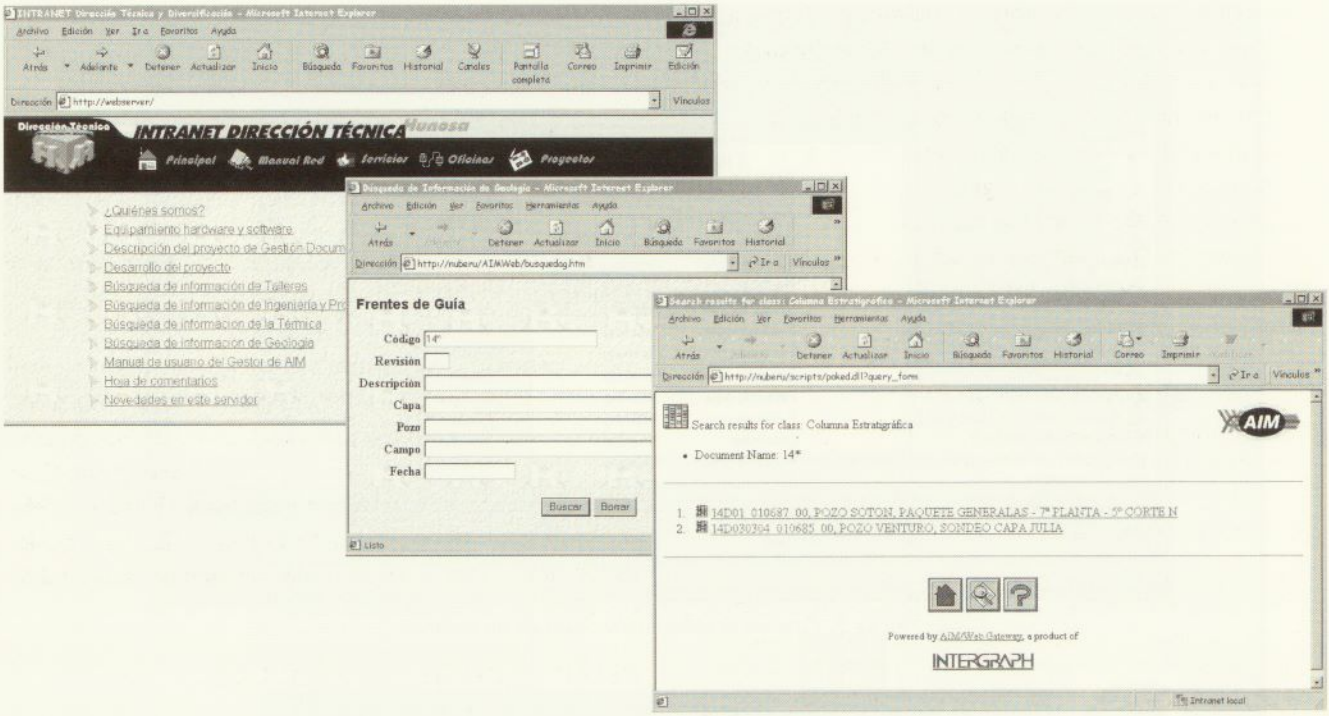


FIGURA 5: *Acceso a Geología, fichas para consultas y su resultado.*

vados que permiten la limpieza y corrección de defectos (PixelPro, I/Ras_b).

La información y documentación geológica y minera de que se dispone es muy amplia y variada y procede de numerosas fuentes como los diferentes pozos, servicios tecnicos o de otro tipo de HUNOSA como de las antiguas empresas integradas y de minas y grupos de montaña más antiguos.

SISTEMÁTICA DE TRABAJO

Los diferentes pasos que se sigue con la documentación se resumen en:

Localización de la información

Se busca, clasifica y recoge todo plano o documento relacionado con la geología y laboreo minero que pueda existir en las diferentes oficinas técnicas y archivos de HUNOSA tanto en pozos activos como cerrados. Como parte de este proceso se detectan las posibles duplicaciones y se rechazan las copias que no contengan información añadida de interés. Este trabajo optimiza el tiempo de escaneado y limpieza posterior.

Escaneado y limpieza de planos

Esta operación se realiza con planos de todos los tamaños hasta DIN A0. El personal encargado necesita una preparación específica tanto para la operación de escaneado como para la realización del proceso de limpieza posterior. Esta, consiste en depurar el fichero informático de todos aquellos elementos no deseados que pueden aparecer como suciedad, colores de fondo, etc. Acabada esta operación, el plano original es sellado con la fecha en que se escaneó en el caso que de que interese su conservación.

Revisión, codificación y preparación de fichas para cada archivo

El primer paso es acceder a través del programa a los archivos disponibles escaneados.

El personal que se encarga del escaneado y limpieza previas sitúa los archivos en un directorio general. Es el "revisor" con formación geológica y minera encargado de seleccionar los ficheros y colocarlos en su apartado correspondiente que, actualmente, son (Fig. 1): planos de capa, croquis de explotación, frentes de guía, columnas estratigráficas y otros (documentos). Se consigue así estructurar la información y facilitar el acceso y consulta desde las diferentes unidades.

Una vez clasificados los archivos, los pasos a seguir son:

- Extracción del archivo al puesto local. (Fig. 2). Desde el ordenador se podrá visualizar el archivo utilizando el programa PixelPro.
- Nueva codificación. A partir del contenido del archivo se le dotará de una nueva codificación de acuerdo con las normas establecidas con objeto de facilitar las consultas posteriores.

- Retoque. Si fuera necesario. Se realiza con el programa Iras_b que trabaja bajo un Cad (MicroStation, en Hunosa). Se corrigen líneas, se arreglan textos y otros pequeños defectos. En caso de que el fichero presente múltiples defectos se rechaza y ordena una nueva operación de escaneado del original.
- Ficha. Se procede a rellenar una ficha que es propia de cada uno de los apartados existentes (Fig. 3). En esta ficha se recogen todos los datos del plano procurando hacerlo de la forma más extensa posible lo que facilita las consultas posteriores.
- Almacenamiento definitivo del conjunto archivo/ficha. (Fig. 2). Se devuelve el conjunto al servidor original y se sustituye el archivo antiguo.

Aprobación y Firma del archivo para su consulta

Una vez codificado el archivo y rellena la ficha correspondiente se realiza la operación de "firmar" el documento. El supervisor de esta operación, dotado de formación geológica y minera, puede rechazar el fichero si no reúne los requisitos exigidos o aprobarlo. A partir de este Visto Bueno, el plano puede ser consultado. (Fig. 3).

Consultas

Existen dos maneras de acceder a la información archivada en la base de datos:

- **A través del propio programa.** Para el personal relacionado con el Proyecto de Gestión Documental, existen unas fichas donde se introducen los criterios de búsqueda (Fig. 4).
- **Vía Intranet.** El sistema de consulta habitual para todo el personal del Departamento de Geología de HUNOSA, es la utilización de la INTRANET de la empresa, accediendo al servidor que se encarga de guardar toda la información relativa al Proyecto de Gestión Documental (Fig. 5).

La persona que consulta podrá disponer de una copia del plano consultado en su ordenador y podrá trabajar haciendo todas las modificaciones necesarias. En ningún caso podrá modificar, cambiar o borrar el archivo original. Si se observan cambios de interés en el plano, el usuario debe remitirlos a los responsables del Proyecto para su consideración siendo éstos los que pueden incorporar estas modificaciones.

ESTADO ACTUAL DEL PROYECTO

Hasta la fecha y desde junio de 1996, se han almacenado en el Servidor de Gestión Documental unos 5.500 documentos y planos geológicos y mineros (Tabla 1). El sistema se actualiza continuamente. Se calcula que se han sistematizado un 25 % del total de planos existentes lo que da una idea de la magnitud del proyecto. Estos planos son de utilidad para el trabajo diario de las diferentes unidades y servicios técnicos de la Sociedad.

Tabla 1
Número de planos.

PLANO DE CAPA	CROQUIS DE EXPLOTACIÓN	FRENTE	DOCUMENTO	COLUMNA
282	114	4386	517	180

Una forma de metamorfismo térmico: incendios de minas de carbón

J.A. Sáenz de Santa María y Benedet[1], A.M. Gutiérrez Rodríguez[1], C. Brime Laca[2] y M. Castro Rivas[2]

1 Departamento de Geología, DIRECCIÓN TÉCNICA de HUNOSA. Avda.Galicia 44. E-33005 Oviedo. jassmb@hunosa.com; ana@hunosa.com
2 Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, E-33005 Oviedo. brime@asturias.geol.uniovi.es; marcos.castro@asturias.uniovi.es

ABSTRACT

Combustion of a coal seam in La Meruxal zone (Carboniferous Coal Basin, Cantabrian Zone) has produced an intense thermal alteration of the surrounding rocks most evident in the case of the sandstones. This alteration is shown at the outcrop scale by the change in colour of the rocks that now have a quite intense redish colour, and their tenacity. In thin section sandstone grains are strongly fragmented with grains divided in several fragments separated by a fine grain matrix. Mineralogy has also been change appearing new high temperature phases such as mullite-sillimanite and cordierite absent in the original region and indicating that temperatures reached were of c. 800ºC. Therefore the studied material show the imprint of a high temperature event that could be considered a pyrometamorphic type of metamorphism.

Key words: *pyrometamorphism, sandstone, ray-X diagram.*

INTRODUCCIÓN

Las minas de montaña han sido la forma tradicional de explotación en la minería del carbón de la Cuenca Carbonífera Central (C.C.C.) de Asturias. Este método, implica el abandono de macizos de carbón sin explotar bien por razones económicas (no interesaba el tipo de carbón), por razones de laboreo (sostenimiento de las labores), ventilación (protección de pozos) o seguridad, por problemas geológicos (aparición de fallas o irregularidades sedimentarias), hidrogeológicos (paso de arroyos, protección de manantiales), etc.

Uno de estos macizos de carbón abandonados se localiza en las labores del Grupo Coto Musel sobre la capa 3ª Generala, justo en la cumbre del picu Lluviu, situado sobre el pueblo de La Meruxal. Este macizo, conectado con las antiguas labores mineras y situado entre dos pozos de ventilación, inició su combustión espontánea a finales del año 1997. En el mes de abril de 1998, HUNOSA fue avisada por el ayuntamiento de Laviana del suceso y, dado el peligro que éste suponía para la seguridad de las personas (se detectaron hasta 4.000 p.p.m. de CO en el humo que salía por los pozos), se procedió a la extracción del carbón y los estériles mediante un importante movimiento de tierras que finalizó en septiembre de 1998 y a la restauración posterior de la zona. El incendio, en total, duró unos 12 meses aun cuando se desconoce con exactitud la fecha de su inicio.

Es un hecho conocido y frecuente que, en presencia de agua, las piritas que acompañan a los carbones se oxidan y generan, en una reacción exotérmica, ácido sulfúrico. El calor de esta reacción puede calentar el carbón y, en presencia de oxígeno, iniciar la autocombustión. Esta combustión generó un potente foco de calor, situado a unos 40 m. de profundidad respecto a la superficie topográfica, que afectó de manera notable a las rocas encajantes, fundamentalmente areniscas silíceas de grano medio a grueso situadas a techo y muro, y les imprimió una serie de características propias de un metamorfismo térmico (temperatura elevada y baja presión).

El termometamorfismo es un tipo de metamorfismo poco frecuente que se ha descrito, únicamente, en el contacto de rocas encajantes con lavas y en zonas que han sufrido incendio de capas de carbón. (Aubouin *et al.* 1981). Se caracteriza por presentar unas condiciones de alta temperatura y baja presión, habiendo diferentes clases, no tanto en función de la temperatura alcanzada, que no suele variar demasiado, sino de la duración del proceso. Cuando este proceso se realiza en superficie y tiene una duración relativamente corta se habla de pirometamorfismo. Las rocas calentadas intensamente pierden el agua que contienen y sus minerales de baja temperatura son reemplazados por especies estables en las nuevas condiciones de alta temperatura. Así las arcillas toman un aspecto de ladrillos, duros, quebradizos y rojos (debido a la oxidación del hierro). Las transformaciones texturales son más raras, pero se conocen

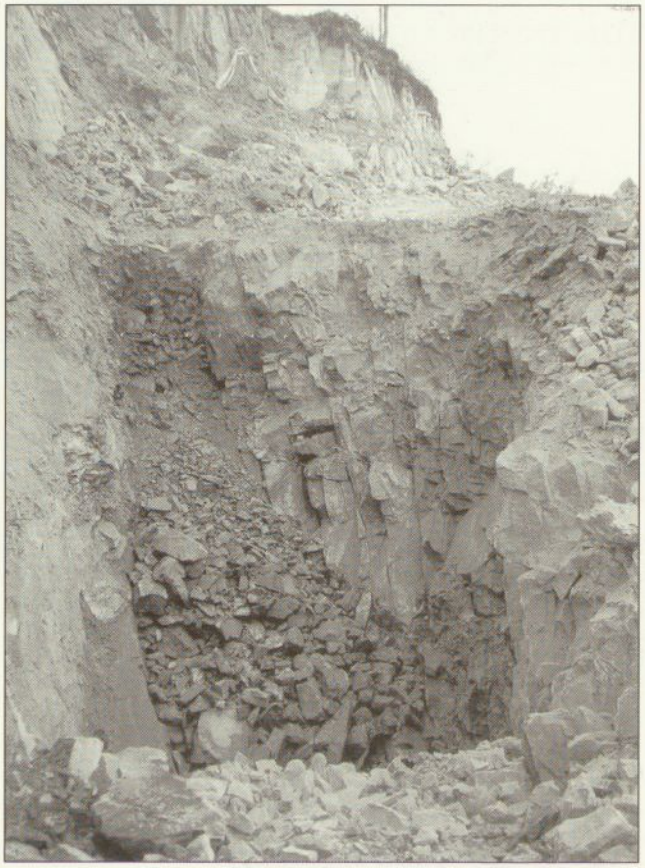


FIGURA 1: *Aspectos de las areniscas.*

arcillas y areniscas arcillosas que se han fracturado en prismas en la base de coladas de lava.

La descripción de las características observadas en las rocas encajantes de la capa 3ª Generala de Coto Musel en la zona del picu Lluviu (La Meruxal, Laviana) como consecuencia de esta alteración térmica son el objeto de este trabajo. Las muestras analizadas han sido las areniscas silíceas por ser las más representativas y las que presentan unas transformaciones más evidentes.

RESULTADOS

Con objeto de conocer el grado de modificación sufrida por las rocas encajantes de la capa 3ª Generala se procedió a un muestreo de las mismas a unos 40 metros de profundidad, respecto a la cota topográfica inicial y desde el techo de la capa hasta una potencia de alrededor de 5 metros que era la visible en la zona una vez hecha la excavación. Por encima de esta distancia estratigráfica no se observaban rocas calientes ni modificaciones mineralógicas "de visu".

Las areniscas calentadas presentan "de visu" unas características diferentes a las habituales. Mientras las rocas sin alterar térmicamente (Fig. 4) presentan unos colores claros, en distintos tonos de grises, las areniscas alteradas térmicamente son más rojizas, adquiriendo tonalidades que van del rojo al verde (Figs. 1 y 2). Estas alteraciones de color se observan asociadas a los planos de estratificación y los sistemas de diaclasado preexistentes. Sobre las fisuras de la roca se observa una gradación de fuera hacia dentro donde la mineralogía varía. (Fig. 3). Se interpreta que esto es debido a la circulación de gases extremadamente calientes por estas fisuras fugándose del foco del incendio y "alterando hidrotermalmente" las rocas. Estos gases incluyen, aire caliente, vapor de agua, metano e hidrógeno desorbidos del carbón, anhidrido carbónico y CO. La estructura de la roca sobrecalentada también se ha visto afectada por el incremento en temperatura. Se observa un fenómeno de fracturación muy particular que da lugar a morfologías típicamente basálticas o de bombas volcánicas.



FIGURA 2. *Incendio.*



FIGURA 3: *Morfología en "bomba volcánica" adoptada por los bloques de areniscas. Obsérvese el color claro asociado a los bordes de los planos de estratificación y de diaclasado por donde se producía la fuga de los gases calientes.*

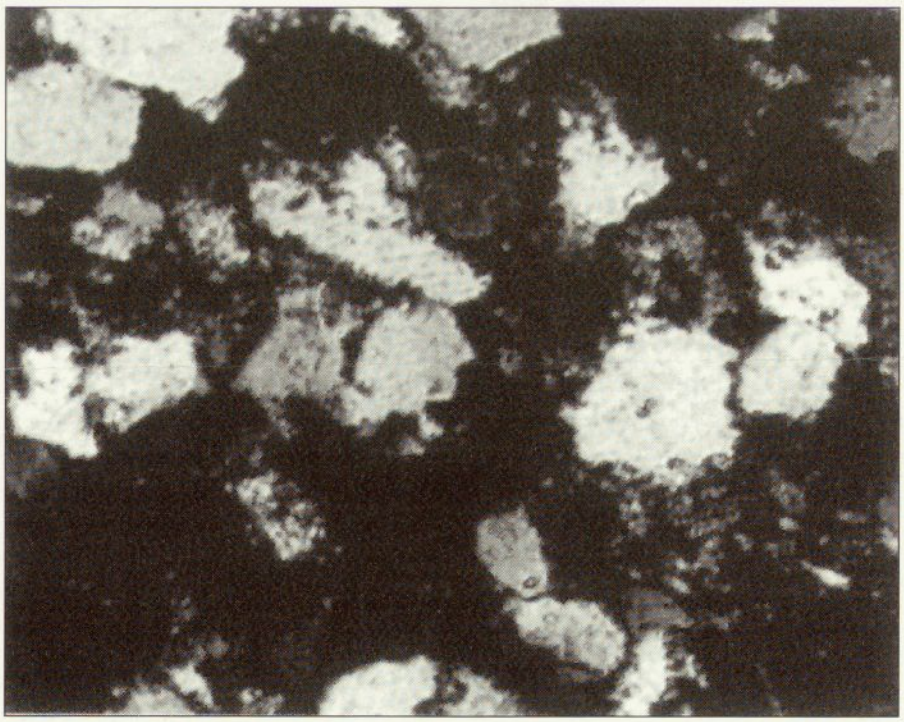


FIGURA 4: *Aspecto al microscopio de una arenisca normal (Nicoles cruzados x10).*

Los cambios texturales se observan muy bien a escala microscópica. Los granos de la arenisca aparecen fragmentados por el calentamiento, con bordes angulosos y aparición de huecos entre las diferentes partes de los granos estallados (Figs. 5 y 6).

La mineralogía de las rocas también ha sido modificada por la temperatura tal y como han puesto en evidencia los resultados obtenidos tras el análisis mediante difracción de rayos X de una de las muestras afectadas. Las fases identificadas son: cuarzo, mullita-silimanita, cordierita (Fig. 7). La hematites podría estar también presente en las muestras pero sus picos de difracción coinciden con los de otras fases presentes y mucho más abundantes, lo que dificulta su identificación inequívoca. Esta asociación de fases corresponde a una temperatura de unos 800ºC (J. Kornprobst, 1996) en los procesos geológicos, si bien para periodos de

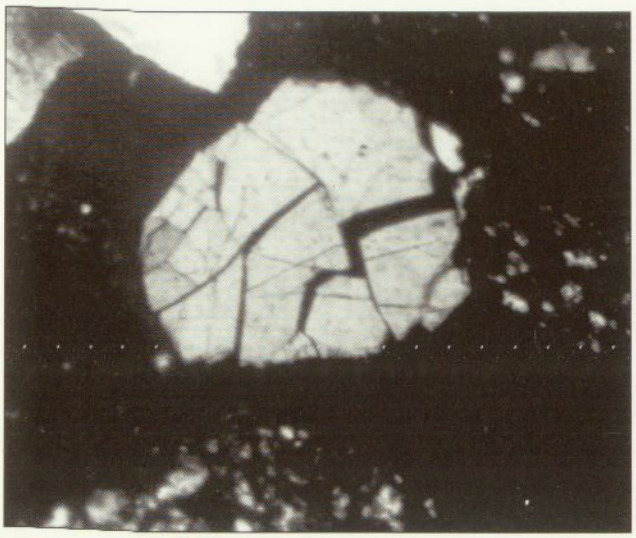


FIGURA 5: *Aspecto al microscopio de un grano de cuarzo "estallado".*



FIGURA 6: *Aspecto al microscopio de un grano de cuarzo "estallado".*

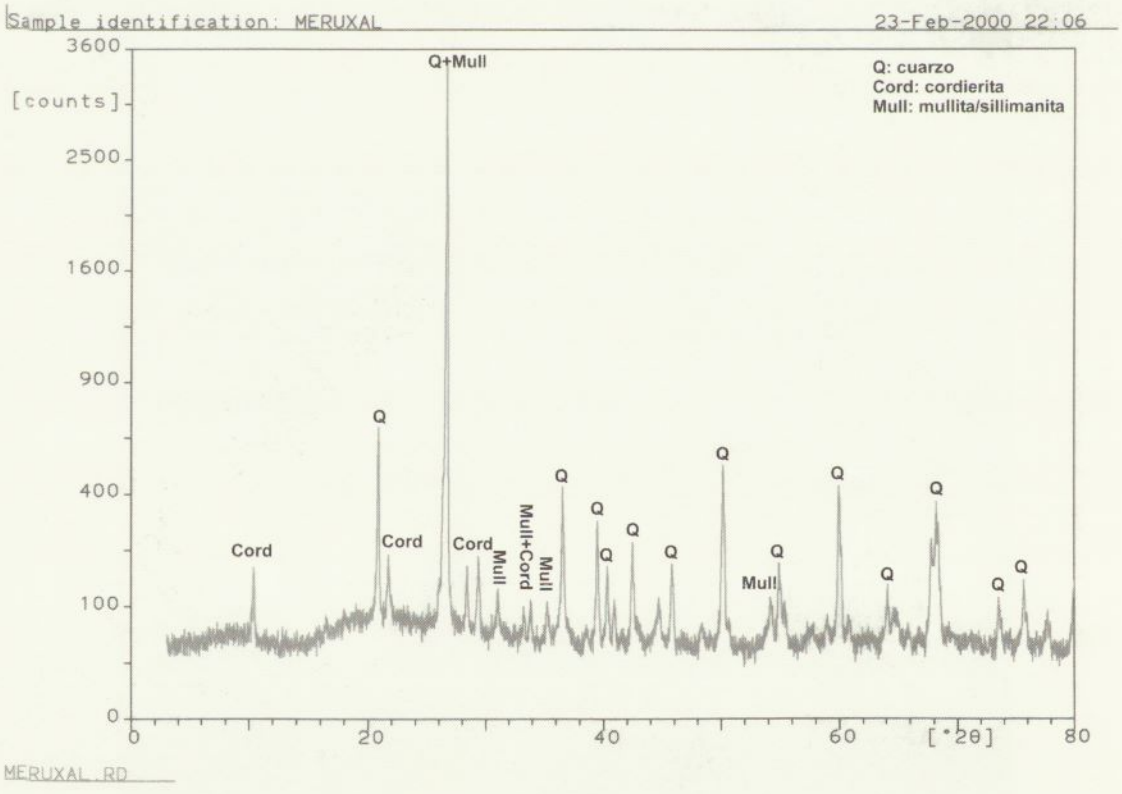


FIGURA 7: *Diagrama de difracción de rayos x.*

calentamiento tan cortos como el presente, se requeriría una temperatura algo mayor (la formación de mullita a partir de los filosilicatos suele producirse en el laboratorio a temperaturas entre 900 y 950ºC).

Merece mención el aspecto final del carbón en el que se puede apreciar a simple vista una pérdida de densidad y un grado de coquización muy alto presentando un aspecto externo de escoria de un alto horno, lo que implicaría una temperatura superior a los 1.000ºC.

REFERENCIAS

Aubouin, J., Brousse, R. y Lehman, J.P. (1981): "Tratado de Geología. Tomo I. Petrología". Ed. Omega. Barcelona.

Kornprobst, J. (1996): "Manual de petrología metamórfica y su contexto geodinámico" Ed. Masson S.A.

Miyashiro, A. (1973): "Metamorphism and metamorfic belts". George Allen y Unwin Ltd. London.

NORMAS DE PUBLICACIÓN DE GEOTEMAS

1. Los artículos publicados en **GEOTEMAS** corresponden a resúmenes extensos de las comunicaciones presentadas en los Congresos Geológicos 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.

2. Los trabajos, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una **extensión máxima de 4 páginas** y **mínima de 2 páginas impresas,** incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEOTEMAS viene a contener unos **4.500 caracteres** (letras y espacios entre palabras).

3. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y en tamaño 10 puntos, utilizando el tipo de letra Times. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo (240 x 175 mm) de las páginas de GEOTEMAS, 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, de igual modo, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.

4. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

a) **Título** (en el idioma correspondiente al texto del trabajo)
b) **Autores:** Nombre (iniciales), apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail
c) **Resumen** en inglés (Abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Dicho resumen deberá tener una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras
d) **Key words:** máximo de 5 palabras clave en inglés
e) **Texto** principal: incluye, como referencia general, un apartado de introducción /antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión de estos y conclusiones. La extensión dada a este texto principal es crítica en cuanto debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo
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 reverenciado (ver normas utilizadas en la Revista de la Sociedad Geológica de España).

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto **en forma de manuscrito (junto con los originales de las figuras) como en disquete normalizado (3,5")** y formateado en PC (MS-DOS/Windows) o con Macintosh OS. 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 disquete, la versión y programa utilizado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de imagen se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o EPS. Los autores recibirán una prueba de imprenta para su corrección, sin que se acepten modificaciones del texto original. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.

CONTENIDOS

CONFERENCIAS

Lucila Candela Lledó. Las aguas subterráneas y la agricultura: uso y protección 11
Federico Ortí. Depósitos neógenos de boratos evaporíticos: nuevas aportaciones 15
E. Suriñach. Los aludes. Actuaciones para la reducción de su peligrosidad 21

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

P. Alfaro, et al. Rotación de la falla de Padul (Granada) durante el Cuaternario 29
A. Amilibia, et al. Criterios de inversión tectónica, ejemplos de la Cordillera de Domeyko (II Región de Antofagasta) 33
S. Arcos-Fernández, et al. Aplicación del análisis de curvaturas al estudio de superficies fracturadas: un ejemplo de fallas de pequeña escala en la FM. Barrios (Asturias) 37
L.E. Arlegui, et al. Un nuevo método de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas sin estrías 41
J. Carreras, et al. Desarrollo de zonas de cizalla conjugadas por deformación coaxial de materiales analógicos anisótropos 47
A.L. Cortés Gracia, et al. Coexistencia de varias direcciones de esfuerzos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en la Cordillera Ibérica 53
A. Crespo-Blanc. Contractional and extensional tectonics in the Gibraltar Arc accretionary prism (Western Betics) 57
A. Griera. Estudio experimental sobre la influencia de la geometría inicial con la formación de sistemas con orientaciones preferentes 61
J. Guimerà, et al. The Iberian Chain: tertiary inversion of a mesozoic intraplate basin 67
A.M. Negredo, et al. Modelización neotectónica en elementos finitos del Mediterráneo Occidental: sur de Iberia y noroeste de África 71
B. Oliva, et al. Estructura del Frente Subpirenaico en el sector central de la cuenca de Jaca-Pamplona 75
D. Pedreira, et al. Tectónica colisional alpina y estructura sísmica de la corteza entre el Pirineo y la Cordillera Cantábrica 79
J.L. Simón, et al. Evaluación de la calidad de los tensores de esfuerzos: el índice IQ 83
R. Soto Marín, et al. Influencia de la variación de espesor en cuñas de acreción: Modelización analógica 87
J.E. Tent, et al. Estructura tectónica de la Unidad de la Peñarrubia-Castellar 91
G. de Vicente, et al. Características de los tensores de esfuerzos activos entre la Dorsal Centroatlántica y la Península Ibérica 95

PALEOMAGNETISMO

J.L. Gallardo-Millán y A. Pérez González. Magnetoestratigrafía del relleno neógeno en las cuencas del campo de Calatrava (Ciudad Real) 101
M. Garcés y W. Krijgsman. Remagnetizaciones y migración de fluidos en la cuenca neógena de Fortuna, Cordilleras Béticas 105
N. López-Rodríguez, et al. Correlación negativa entre la susceptibilidad magnética y el contenido en metales pesados de origen antropogénico en un medio litoral 111
M.L. Osete, et al. Evolución de Iberia durante el Jurásico a partir de datos paleomagnéticos 117
A. Palencia, et al. Datación paleomagnética de la parte sur del dique de Messejana-Plasencia 121
D. Rey. El límite Anisiense-Ladiniense (Triásico) en el Buntsandstein de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos 125
V.C. Ruiz-Martínez, et al. Propiedades magnéticas de sedimentos del Triásico Medio-Jurásico Inferior de la Coordillera Ibérica Occidental 131
V. Villasante, et al. Rotaciones dextrales en el complejo ultrabásico de Ronda. Nuevos datos paleomagnéticos 137

GEOFÍSICA

J. Delgado, et al. Aplicación del ruido ambiente como técnica de prospección geofísica 143
S. García-Gil, et al. Estudio sísmico-acústico de alta resolución de la discontinuidad sedimentaria del Würm en la Ría de Vigo (NO España) 149
R. Tejero, et al. Campaña gravimétrica en el extremo meridional de la zona volcánica de Taupo (Nueva Zelanda) 155

TELEDETECCIÓN E INFORMÁTICA GEOLÓGICA

C. Antón-Pacheco, et al. La utilización de imágenes Daedalus ATM para la cartografía del lodo pirítico remanente procedente del vertido de la mina de Aznalcóllar 161
M. Castellote, et al. Red GPS para el control de las fallas activas del SE de la Península Ibérica (Proyecto CuaTeNeo) 167
P. Ferrer, et al. Organización e informatización del catastro de aludes de Andorra 173
J. Gil, et al. Aplicación del análisis fractal al estudio de la ciclicidad en secciones estratigráficas del Turoniense superior-Coniaciense inferior al SE de Burgos (España) 177
P. Gumiel, et al. Sistemas filonianos multifractales en la península Hurd, isla Livingston, Antártida Occidental 181
J.A. de la Orden Gómez, et al. Los modelos matemáticos: una herramienta básica para evaluar la viabilidad de operaciones de recarga artificial de acuíferos. Aplicación al acuífero Plana de Gandía-Denia, sector Vergel (Alicante) 185
I. Rodríguez Santalla. Evolución geomorfológica pasada y futura del Delta del Ebro 189

PLANETOLOGÍA

F. Anguita, et al. Tectónica de piel fina en el Domo de Tharsis, Marte: pruebas de una neotectónica marciana 195
E. Sanz-Rubio, et al. Search criteria and evidence for impact-induced beds in the geological record of Spain 199

INGENIERÍA GEOLÓGICA

J. J. Alonso Blanco. Evaluación de inestabilidad de taludes de carreteras en Canarias 207
E. Aracil Ávila, et al. Influencia de la variación litológica y textural en la verticalidad de sondeos 211
J. Ayuso Muñoz, et al. Estudio de viabilidad para el aprovechamiento de los R.C.D. en obras de infraestructura. Su aplicación a unidades geotécnicas 215
R. Copons, et al. Eurobloc: Un modelo de simulación de caída de bloques y su máxima adaptación a la realidad 219
J.A. Díez Torres y J. Estaire Gepp. Estudio geológico-geotécnico y medidas de estabilización de la ladera del Miriñaque en la CN-323: Bailén-Motril (España) 223
F. Fernández de la Llave. Caracterización geotécnica del Complejo Esquisto Grauváquico 227
R. Gómez-López de Munain y R.J. Lafuente. Caracterización geológico-geotécnica de la presa de la Loteta 231
I. Jambrina Bermejo. Control geológico y geotécnico en la obra civil. Caso práctico en la construcción de la central hidroeléctrica «Ricobayo II» 235
S. Monterrubio Pérez y M. Yenes Ortega. El deterioro de los suelos del parque de La Marina (Zamora): combinación de problemas de drenaje y de heladicidad 239
E. Rocamora Álvarez, et al. Algunas consideraciones acerca de la cimentación de obras de ingeniería sobre macizos cársticos. Caso de estudio 245
L. Rodríguez Bouzo, et al. Importancia del diámetro de la muestra en los valores de la resistencia al rebote determinados con el martillo de Schmidt 249

ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

D. Benavente García, et al. Caracterización mineralógica, petrológica y petrofísica del mármol comercial Rojo Alicante (Cavarrasa, Alicante) 255
A. Gajardo. Mineralización clástica, biogénica, química y evaporítica de rocas y minerales industriales del Cenozoico, en el borde pacífico de Sudamérica 261
D. García del Amo y B. Calvo Pérez. Factores de prevención de la reacción álcali-sílice en los áridos del hormigón 265
M.M. Jordán Vidal, et al. Mineralotecnia de soportes cerámicos obtenidos con arcillas cretácicas de Castellón 271
J.D. Martín, et al. Aplicación cerámica de los materiales permotriásicos de la Serra d'Espadà (Castellón) 275
A. Rojo, et al. Influencia de las características mineralógicas y texturales en el comportamiento hídrico de rocas graníticas 281
T. Sanfeliu, et al. Caracterización petrofísica y cualitativa de las calizas aptienses de Borriol (Castellón) 287
T. Sanfeliu, et al. Caracterización petrográfica y tecnológica de las calizas aptienses de Xert (Castellón) 291
R. Vigil de la Villa, et al. Formación de filipsita en la alteración hidrotermal de la bentonita de la Serrata de Níjar (Almería) a pH Básico 295

RECURSOS ENERGÉTICOS

A.M. Gutiérrez Rodríguez y J.A. Sáenz de Santa María y Benedet. Recuperación, conservación y gestión documental geológica y minera en Hunosa 301
J.A. Sáenz de Santa María y Benedet. Una forma de metamorfismo térmico: incendios de minas de carbón 307