CONTENIDOS

SIMPOSIOS

ECOSISTEMAS CONTINENTALES DEL CRETÁCICO

J.I. Barco, et al. Presencia de la icnoasociación *Megalosauropus - Therangospodus* en el Berriasiense (Cretácico inferior) de la Península Ibérica (Cuenca de Cameros, Soria): Implicaciones paleobiogeográficas 15
J.I. Canudo y R. Royo-Torres. El fémur del saurópodo (Dinosauria) de Peñarroya de Tastavins (Teruel, Aptiense inferior, Cretácico inferior): Implicaciones paleobiogeográficas para los Titanosauriformes 19
J.I. Canudo, et al. Primera evidencia de dinosaurios (Dinosauria: Ornithopoda) en la Formación Calizas de Oliete (Oliete, Teruel). Aptiense superior (Cretácico inferior) 23
J.I. Canudo, et al. Primera evidencia de un dinosaurio saurópodo en la Formación Escucha (Utrillas, Teruel). Albiense medio (Cretácico inferior) 27
J.I. Canudo, et al. Dientes de dinosaurios terópodos y saurópodos de la Formación Cerro Lisandro (Cenomaniense superior-Turoniense inferior, Cretácico superior) en Río Negro (Argentina) 31
G. Cuenca-Bescós y J.I. Canudo. Los mamíferos del Cretácico inferior de España 35
X. Delclòs, et al. Tafonomía y paleoecología del ecosistema acuático de Las Hoyas (Barremiense superior, Serranía de Cuenca) 39
L.A. Izquierdo Montero, et al. Nuevos restos de Dinosaurios (Ankylosauria, Thyreophora) en el Cretácico inferior de Salas de los Infantes (Burgos, España) 43
C. Martín-Closas. El registro fósil y la evolución de los vegetales acuáticos continentales del Mesozoico. Una síntesis 47
O. Oms y J.I. Canudo. Datación magnetoestratigráfica de los dinosaurios del Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) de Arén (Huesca, Unidad Surpirenaica Central) 51
X. Pereda Suberbiola, et al. Dinosaurios y otros vertebrados continentales del Cretácico final (Campaniense-Maastrichtiense) de la Península Ibérica: composición y sucesiones faunísticas 55
R. Royo-Torres y A. Cobos. Estudio sistemático de un ilion de Saurópoda del yacimiento Pino de Jarque 2 en Riodeva (Teruel) 59
J.I. Ruiz-Omeñaca y J.I. Canudo. Dinosaurios ornitópodos del Cretácico inferior de la Península Ibérica 63
L.M. Sender, et al. Primeros registros foliares de la Formación Utrillas (Albiense superior) en la provincia de Teruel 67
A. Torices, et al. Nuevos datos sobre los dinosaurios terópodos (Saurischia: Theropoda) del Cretácico superior de los Pirineos Sur-Centrales (Huesca y Lleida) 71
B. Vila, et al. Probable rastro de terópodo asociado a las huellas de titanosáuridos de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineos Surorientales) 75

REGISTROS DE CAMBIOS CLIMÁTICOS DURANTE EL CUATERNARIO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

A. Barnolas, et al. Avulsiones históricas en el delta del Ebro 81
G. Cuenca-Bescós, et al. Paleoclima y paisaje en el Pleistoceno inferior de Atapuerca: los Insectívoros (Mammalia) de los niveles inferiores de Trinchera Elefante (Burgos, España) 85
D. Domínguez Villar, et al. Laminación anual en un espeleotema del Holoceno inferior (Cueva de Kaite, Complejo Kárstico de Ojo Guareña, Burgos). Implicaciones paleoclimáticas 89
G. Frances, et al. Paleoceanografía y paleoclimatología de la Ría de Muros (NO de España) durante el Holoceno 93
J. Frigola, et al. Registro de la variabilidad climática de escala milenaria en el último ciclo glaciar en los sedimentos de la cuenca Argelo-Balear 97
P. González-Sampériz, et al. La deglaciación temprana en el Pirineo central: el registro de la turbera de El Portalet 101
G. Jalut, et al. Reconstrucción paleoambiental de los últimos 35000 años en el Noroeste de la Península Ibérica: La Laguna de Villaseca (León) 105
F.J. Jiménez-Espejo, et al. Registro paleoceanográfico de la cuenca Balear (ODP Leg 161: Site 975): implicaciones para el análisis de la variabilidad climática durante los últimos 40.000 años 109
J.A. Luque, et al. Respuesta sedimentológica a los cambios ambientales de épocas históricas en el sur de la Península Ibérica: La secuencia de la Laguna Grande de Archidona (Málaga) 113
A. Luzón, et al. Caracterización microecológica del ambiente de formación de carbonatos de Ca y Mg en sedimentos actuales mediante microelectrodos (Laguna de Gallocanta, NE España) 117
A. Luzón, et al. Caracterización sedimentaria de la Laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica, NE de España). Estado actual de los conocimientos 121
F. Martínez-Ruiz, et al. Respuesta de la productividad biológica marina al cambio climático: registro de alta resolución de la cuenca del mar de Alborán 125
P. Martínez-Santos, et al. Evolución climática durante el último siglo (1904-2002) en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (Ciudad Real) 129
A. Moreno, et al. Relación entre los procesos atmosféricos y oceánicos a escala milenaria a partir del registro climático de los últimos 50.000 años del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) 133
A. Moreno, et al. El registro paleoambiental y paleoclimático de las saladas de la Playa y la Salineta (Zona Central de la Depresión del Ebro) 137
A. Muñoz, et al. Ciclos climáticos de alta frecuencia en los espeleotemas de las Cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja) 141
J.E. Ortiz, et al. Tres escenarios lacustres del Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada) 145
E. Piñero, et al. Sedimentología y magnetismo de sedimentos ricos en hidratos de gas de *Hydrate Ridge* (margen de Oregón – ODP LEG 204): aplicación en estudios paleoclimáticos 149
V.R. Thorndycraft and G. Benito. Determining the relationships between fluvial activity and climatic variability during the Holocene in Spain 153
B.L. Valero Garcés. El registro de la Laguna de Taravilla (Alto Tajo, Sistema Ibérico) como sensor de cambios palenhidrológicos y paleoambientales 157
J. Vegas. División longitudinal de sondeos de investigación paleoclimática realizados en registros sedimentarios sin consolidar ricos en arcilla: La guillotina de corte electroosmótico del IGME 161

GEOLOGÍA DEL GOLFO DE CÁDIZ

M.C. Fernández-Puga. Caracterización sedimentaria de los volcanes de fango del Golfo de Cádiz: facies y procesos 167
M.C. Fernández Puga, et al. Caracterización y clasificación de las estructuras diapíricas localizadas en el talud medio del Golfo de Cádiz 171
F.J. Hernández-Molina, et al. El modelo deposicional contorítico del talud medio del Golfo de Cádiz en el contexto morfosedimentario y estratigráfico del margen continental 175
R. León, et al. Prospección y evaluación de reservas de hidratos de gas natural en el Golfo de Cádiz mediante análisis SIG 179
E. Llave, et al. Cronoestratigrafía de los depósitos cuaternarios del talud continental del Golfo de Cádiz a partir del análisis de nanofósiles calcáreos 183
E. Llave, et al. Arquitectura estratigráfica de los depósitos contorníticos del Pleistoceno Superior del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas de los eventos de Heinrich 187
C. Martín Puertas, et al. Caracterización mineralógica de la brecha fangosa de los volcanes de fango Anastasya y Almazán: talud medio del Golfo de Cádiz 191
M.P. Mata, et al. Mineralogía y textura de carbonatos microbianos ligados a emanaciones de metano en el Golfo de Cádiz: datos comparativos de Fila de Hormigas, Comide, Hespérides e Ibérico 195
T. Medialdea, et al. Adelgazamiento de la corteza en el margen septentrional del Golfo de Cádiz 199
R. Mediavilla, et al. Distribución y características de los depósitos fluviales pleistocenos del subsuelo de la Bahía de Cádiz 203
C. Pérez-García, et al. Morfología del talud superior del margen ibérico suroccidental: implicaciones tectónicas y sedimentarias 207
J.T. Vázquez, et al. Morfología y tectónica del talud interior del Golfo de Cádiz 211
A. Vizcaíno, et al. Estudio de alta resolución de las fallas activas y de procesos sedimentarios asociados al cañón de São Vicente, margen sudoeste de Iberia 215

DEFORMACIÓN INTRAPLACA

J. Álvarez, et al. Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez 221
J.M. González-Casado, et al. Determinación de valores absolutos de paleoesfuerzos, basados en el maclado de la calcita, en el frente norte de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica) 225
C.L. Liesa y J.L. Simón. Modelos de inversión positiva en sistemas de fallas normales en graderío: los márgenes de las cuencas extensionales cretácicas en la Cordillera Ibérica centro-oriental 229
C.L. Liesa y J.L. Simón. Campos compresivos primarios vs perturbaciones de esfuerzos en la Cordillera Ibérica: una aproximación probabilística 233
A. Olaiz, et al. El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central 237
A. Teixell, et al. Deformación y generación de relieve intraplaca en las cadenas Atlásicas de Marruecos 241
R. Vegas, et al. Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilariça: Zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la deformación intraplaca en la Península Ibérica 245

IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS GEOAMBIENTALES Y SU VALORACIÓN EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

Grupo Prestige. Identificación de riesgos geoambientales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige 251

MESAS REDONDAS

DEFORMACIÓN INTRAPLACA

J.L. Simón y J.M. González Casado. Mesa redonda: Deformación intraplaca 257
G. de Vicente Muñoz. Ponencia 1: ¿Si no se puede medir la frontera con Portugal, es porque no hay Tectónica Intraplaca? 259
A. Ribeiro. Ponencia 2: Tectónica de Placas Macias e de Impactos 261

GEOLOGÍA Y ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS

A. García Quintana. Mesa Redonda: Geología y Espacios Naturales Protegidos 263

LAS FUENTES DE LA HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

L. Sequeiros y J. Truyols. Mesa Redonda: Las fuentes de la historia de la Geología de España 265

LA LEY DE PATRIMONIO GEOLÓGICO ESPAÑOL

Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España. Mesa Redonda: La ley de Patrimonio Geológico Español 269

IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS GEOAMBIENTALES Y SU VALORACIÓN EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

Grupo Prestige. Mesa Redonda: Identificación de riesgos geoambientales potenciales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige 271

LA SUBSIDENCIA KÁRSTICA EN YESOS: RIESGOS Y SOLUCIONES

J.L. Simón Gómez. Mesa Redonda: La subsidencia kárstica en yesos: riesgos y soluciones 275

LA GEOLOGÍA PROFESIONAL

J. Lahoz Gimeno. Mesa Redonda: La Geología Profesional 277
M.L. Osete. Mesa Redonda: Curva de deriva polar aparente de la Placa Ibérica para los últimos 300 millones de años 279
F. Heller, et al. A Palaeomagnetist's view on the Global Quaternary Loess Record 283

Geo-Temas

Volumen 6 (5)

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

Instituto Geológico y Minero de España

SOCIEDAD GEOLÓGICA DE ESPAÑA

La Sociedad Geológica de España fue fundada en 1985 y tiene como fines la promoción, fomento y difusión del conocimiento, progreso y aplicaciones de la Geología, el asesoramiento en materia científica y educativa a las Instituciones y Entidades que lo requieran, y la representación de los intereses científicos de la comunidad geológica de España a nivel internacional. Sus miembros tienen derecho a participar en todas las actividades organizadas por la Sociedad, a optar a ocupar cualquiera de sus cargos directivos y a recibir gratuitamente las publicaciones periódicas de la Sociedad: Geogaceta y Revista de la Sociedad Geológica de España.

Junta de Gobierno de la Sociedad Geológica de España

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

Editores de la Sociedad Geológica de España

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

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

GEO-TEMAS

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

La Sociedad Geológica de España no se hace responsable de las opiniones vertidas por los autores de los artículos firmados, siendo por tanto responsabilidad exclusiva de los autores respectivos. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. Queda prohibida la reproducción total o parcial de textos e ilustraciones de esta revista con fines comerciales sin autorización escrita de la Sociedad Geológica de España. Se permite sin necesidad de autorización la reproducción en fotocopias para uso personal.

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

VI CONGRESO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

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

Instituto Geológico y Minero de España

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

VI Congreso Geológico de España

PRESIDENCIA DE HONOR

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

COMITÉ DE HONOR

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

COMITÉ ORGANIZADOR

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

COMITÉ CIENTÍFICO

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

ORGANISMOS PATROCINADORES

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

ORGANISMOS COLABORADORES

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

Índice

SIMPOSIOS

ECOSISTEMAS CONTINENTALES DEL CRETÁCICO

J.L. Barco, J.I. Canudo y J.I. Ruiz-Omeñaca
Presencia de la icnoasociación *Megalosauripus – Therangospodus* en el Berriasiense (Cretácico inferior) de la Península Ibérica (Cuenca de Cameros, Soria): Implicaciones paleobiogeográficas 15

J.I. Canudo y R. Royo-Torres
El fémur del saurópodo (Dinosauria) de Peñarroya de Tastavins (Teruel, Aptiense inferior, Cretácico inferior): Implicaciones paleobiogeográficas para los Titanosauriformes 19

J.I. Canudo, J.I. Ruiz-Omeñaca y M. Aurell
Primera evidencia de dinosaurios (Dinosauria: Ornithopoda) en la Formación Calizas de Oliete (Oliete, Teruel), Aptiense superior (Cretácico inferior) 23

J.I. Canudo, J.I. Ruiz-Omeñaca y L.M. Sender
Primera evidencia de un dinosaurio saurópodo en la Formación Escucha (Utrillas, Teruel), Albiense medio (Cretácico inferior) 27

J.I. Canudo, L. Salgado, J.L. Barco, R. Bolatti y J.I. Ruiz-Omeñaca
Dientes de dinosaurios terópodos y saurópodos de la Formación Cerro Lisandro (Cenomaniense superior-Turoniense inferior, Cretácico superior) en Río Negro (Argentina) 31

G. Cuenca-Bescós y J.I. Canudo
Los mamíferos del Cretácico inferior de España 35

X. Delclòs, C. Martín-Closas, A.D. Buscalioni, M.A. Fregenal-Martínez, M. de la Fuente, B. Gómez, F.J. Poyato-Ariza y C. Soriano
Tafonomía y paleoecología del ecosistema acuático de Las Hoyas (Barremiense superior, Serranía de Cuenca) 39

L.A. Izquierdo Montero, F. Torcida Fernández-Baldor, P. Huerta Hurtado, D. Montero Huerta y G. Pérez Martínez
Nuevos restos de Dinosaurios (Ankylosauria, Thyreophora) en el Cretácico inferior de Salas de los Infantes (Burgos, España) 43

C. Martín-Closas
El registro fósil y la evolución de los vegetales acuáticos continentales del Mesozoico. Una síntesis 47

O. Oms y J.I. Canudo
Datación magnetoestratigráfica de los dinosaurios del Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) de Arén (Huesca, Unidad Surpirenaica Central) 51

X. Pereda Suberbiola, J. Company y J.I. Ruiz-Omeñaca
Dinosaurios y otros vertebrados continentales del Cretácico final (Campaniense-Maastrichtiense) de la Península Ibérica: composición y sucesiones faunísticas 55

R. Royo-Torres y A. Cobos
Estudio sistemático de un ilion de Sauropoda del yacimiento Pino de Jarque 2 en Riodeva (Teruel) 59

J.I. Ruiz-Omeñaca y J.I. Canudo
Dinosaurios ornitópodos del Cretácico inferior de la Península Ibérica 63

L.M. Sender, J.J. Ferrer y J.B. Diez
Primeros registros foliares de la Formación Utrillas (Albiense superior) en la provincia de Teruel 67

A. Torices, J.I. Ruiz-Omeñaca, J.I. Canudo y N. López-Martínez
Nuevos datos sobre los dinosaurios terópodos (Saurischia: Theropoda) del Cretácico superior de los Pirineos Sur-Centrales (Huesca y Lleida) 71

B. Vila, O. Oms y À. Galobart
Probable rastro de terópodo asociado a las huellas de titanosáuridos de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineos Surorientales) 75

REGISTROS DE CAMBIOS CLIMÁTICOS DURANTE EL CUATERNARIO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

A. Barnolas, A. Maestro, M.A. Perucha, L. Somoza, L. Antón-López, A. Arasa, S. Martín-Alfageme y A. Sevillano
Avulsiones históricas en el delta del Ebro 81

G. Cuenca–Bescós, J. Rofes-Chávez y J.C. García-Pimienta
Paleoclima y paisaje en el Pleistoceno inferior de Atapuerca: los Insectívoros (Mammalia) de los niveles interiores de Trinchera Elefante (Burgos, España) 85

D. Domínguez Villar, J. Martín-Chivelet, R.L. Edwards
Laminación anual en un espeleotema del Holoceno inferior (Cueva de Kaite, Complejo Kárstico de Ojo Guareña, Burgos). Implicaciones paleoclimáticas 89

G. Francés, P. Diz, L.D. Pena, I. Alejo y M.A. Nombela
Paleoceanografía y paleoclimatología de la Ría de Muros (NO de España) durante el Holoceno 93

J. Frigola, A. Moreno, M. Canals, I. Cacho, E. Colmenero, F. Sierro y J-A. Flores
Registro de la variabilidad climática de escala milenaria en el último ciclo glaciar en los sedimentos de la cuenca Argelo-Balear 97

P. González-Sampériz, B.L. Valero-Garcés, J.M. García-Ruiz, G. Jalut, A. Moreno, A. Navas, C. Martí-Bono, T. Otto, A. Delgado-Huertas, y J.J. Dedoubat
La deglaciación temprana en el Pirineo central: el registro de la turbera de El Portalet 101

G. Jalut, J.M. Belet, A. Garcia De Celis, J.M. Redondo Vega, L. Bonnet, B. Valero Garcés, A. Moreno, L. Villar Pérez, M. Fontugne, J.J. Dedoubat, P. González Sampériz, L. Santos Fidalgo y J.R. Vidal Romanì
Reconstrucción paleoambiental de los últimos 35000 años en el Noroeste de la Península Ibérica: La Laguna de Villaseca (León) 105

F.J. Jiménez-Espejo, F. Martínez-Ruiz y M.D. Gallego-Torres
Registro paleoceanográfico de la cuenca Balear (ODP Leg 161, Site 975): implicaciones para el análisis de la variabilidad climática durante los últimos 40.000 años 109

J.A. Luque, R. Julià, S. Riera, M.A. Marqués, J.A. López-Sáez, F. Mezquita
Respuesta sedimentológica a los cambios ambientales de épocas históricas en el sur de la Península Ibérica: La secuencia de la Laguna Grande de Archidona (Málaga) 113

A. Luzón, A. Corzo, M.J. Mayayo, S.A. van Bergeijk, P. Mata, y J. García de Lomas
Caracterización microecológica del ambiente de formación de carbonatos de Ca y Mg en sedimentos actuales mediante microelectrodos (Laguna de Gallocanta, NE España) 117

A. Luzón, A. Pérez, A.R. Soria, M.J. Mayayo y J.A. Sánchez
Caracterización sedimentaria de la Laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica, NE de España). Estado actual de los conocimientos 121

F. Martínez-Ruiz , J.M. González-Donoso, D. Linares, F.J. Jiménez-Espejo, D. Gallego-Torres, O. Romero y A. Paytan
Respuesta de la productividad biológica marina al cambio climático: registro de alta resolución de la cuenca del mar de Alborán 125

P. Martínez-Santos, S. Castaño, J.I. Santisteban, P.E. Martínez-Alfaro, R. Mediavilla y E. López Pamo
Evolución climática durante el último siglo (1904-2002) en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (Ciudad Real) 129

A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, J.O. Grimalt y F.J. Sierro
Relación entre los procesos atmosféricos y oceánicos a escala milenaria a partir del registro climático de los últimos 50.000 años del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental) 133

A. Moreno, B.L. Valero-Garcés, P. González-Sampériz, A. Navas, J. Machín y A. Delgado-Huertas
El registro paleoambiental y paleoclimático de las saladas de la Playa y la Salineta (Zona Central de la Depresión del Ebro) 137

A. Muñoz, C. Sancho, J.L. Peña, B. Sánchez-Valverde, B.L. Valero-Garcés, J.J. Durán y D. Genty
Ciclos climáticos de alta frecuencia en los espeleotemas de las Cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja) 141

J.E. Ortiz, T. Torres, y A. Delgado
Tres escenarios lacustres del Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada) 145

E. Piñero, E. Gràcia, J.C. Larrasoaña, F. Martínez-Ruiz, G. Ercilla, A. Vizcaino y M. Garcés
Sedimentología y magnetismo de sedimentos ricos en hidratos de gas de *Hydrate Ridge* (margen de Oregón – ODP LEG 204): aplicación en estudios paleoclimáticos 149

V.R. Thorndycraft and G. Benito
Determining the relationships between fluvial activity and climatic variability during the Holocene in Spain 153

B.L. Valero Garcés, A. Navas, P. Mata, J. Machín, A. Delgado Huertas, P. González Sampériz, A. Schwalb, A. Moreno Caballud, L. Edwards y A. González-Barrios
El registro de la Laguna de Taravilla (Alto Tajo, Sistema Ibérico) como sensor de cambios paleohidrológicos y paleoambientales 157

J. Vegas, L. Galán de Frutos, A. Pérez-González y A. García-Cortés
División longitudinal de sondeos de investigación paleoclimática realizados en registros sedimentarios sin consolidar ricos en arcilla. La guillotina de corte electroosmótico del IGME 161

GEOLOGÍA DEL GOLFO DE CÁDIZ

M.C. Fernández-Puga, C. Martín Puertas, M.P. Mata Campo, J.T. Vázquez, F.J. Hernández-Molina, V. Díaz del Río, L. Somoza y L.M. Pinheiro
Caracterización sedimentaria de los volcanes de fango del Golfo de Cádiz: facies y procesos 167

M.C. Fernández Puga, J.T. Vázquez, L. Somoza, T. Medialdea, V. Díaz del Río y L.M. Pinheiro
Caracterización y clasificación de las estructuras diapíricas localizadas en el talud medio del Golfo de Cádiz 171

F.J. Hernández-Molina, E. Llave, D. Stow, M. García, L. Somoza, J.T. Vázquez, F. Lobo, M.C. Fernández-Puga, A. Maestro, T. Medialdea, V. Díaz del Río, T. Mulder y J. Gardner
El modelo deposicional contornítico del talud medio del Golfo de Cádiz en el contexto morfosedimentario y estratigráfico del margen continental 175

R. León, L. Somoza, J.M. Gardner, V. Díaz del Río, T. Medialdea y L.M. Fernández-Salas
Prospección y evaluación de reservas de hidratos de gas natural en el Golfo de Cádiz mediante análisis SIG 179

E. Llave, J.A. Flores, F.J. Hernández-Molina, F.J. Sierro, L. Somoza, V. Díaz del Río y W. Martínez del Olmo
Cronoestratigrafía de los depósitos cuaternarios del talud continental del Golfo de Cádiz a partir del análisis de nanofósiles calcáreos 183

E. Llave, J. Schönfeld, F.J. Hernández-Molina, T. Mulder, L. Somoza y V. Díaz del Río
Arquitectura estratigráfica de los depósitos contorníticos del Pleistoceno Superior del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas de los eventos de Heinrich 187

C. Martín Puertas, M.P. Mata Campo, V. Díaz del Río, L. Somoza y L.M. Pinheiro
Caracterización mineralógica de la brecha fangosa de los volcanes de fango Anastasya y Almazán: talud medio del Golfo de Cádiz 191

M.P. Mata, C. Taberner, L. Somoza, V. Díaz del Río, F. Perez Outeiral y C. Martín Puertas
Mineralogía y textura de carbonatos microbianos ligados a emanaciones de metano en el Golfo de Cádiz: datos comparativos de Fila de Hormigas, Cornide, Hespérides e Ibérico 195

T. Medialdea, D. Córdoba, R. Vegas y J.J. Dañobeitia
Adelgazamiento de la corteza en el margen septentrional del Golfo de Cádiz 199

R. Mediavilla, L. Antón-López, C.J. Dabrio, M.A. Perucha, J.I. Santisteban, J.F. Mediato, A. Barnolas y E. Llave
Distribución y características de los depósitos fluviales pleistocenos del subsuelo de la Bahía de Cádiz 203

C. Pérez-García, M. Sayago-Gil, J.T. Vázquez, F.J. Hernández-Molina, E. Llave, V. Díaz del Río y J. Vicente
Morfología del talud superior del margen ibérico suroccidental: implicaciones tectónicas y sedimentarias 207

J.T. Vázquez, T. Medialdea, F.J. Hernández-Molina, L. Somoza, V. Díaz del Río, R. Vegas, R. León, P. Bárcenas, A. Maestro y M.C. Fernández-Puga
Morfología y tectónica del talud inferior del Golfo de Cádiz 211

A. Vizcaino, E. Gràcia, R. Pallàs, P. Terrinha, C. Escutia, J. Dañobeitia, C. Jacobs y Hits Cruise Party
Estudio de alta resolución de las fallas activas y de procesos sedimentarios asociados al cañón de São Vicente, margen sudoeste de Iberia 215

DEFORMACIÓN INTRAPLACA

J. Álvarez, A. Muñoz Martín, G. de Vicente y R. Vegas
Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez 221

J.M. González-Casado, C. García-Cuevas, P. Gumiel, J. Giner-Robles y A. Moreno
Determinación de valores absolutos de paleoesfuerzos, basados en el maclado de la calcita, en el frente norte de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica) 225

C.L. Liesa y J.L. Simón
Modelos de inversión positiva en sistemas de fallas normales en graderío: los márgenes de las cuencas extensionales cretácicas en la Cordillera Ibérica centro-oriental 229

C.L. Liesa y J.L. Simón
Campos compresivos primarios *vs* perturbaciones de esfuerzos en la Cordillera Ibérica: una aproximación probabilística .. 233

A. Olaiz, G. de Vicente, R. Vegas, J.M. González Casado, A. Muñoz Martín y J. Álvarez
El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central .. 237

A. Teixell, M.L. Arboleya y M. Julivert
Deformación y generación de relieve intraplaca en las cadenas Atlásicas de Marruecos 241

R. Vegas, G. De Vicente, A. Muñoz-Martín y R. Palomino
Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilariça: Zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la deformación intraplaca en la Península Ibérica 245

IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS GEOAMBIENTALES Y SU VALORACIÓN EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

Grupo Prestige
Identificación de riesgos geoambientales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige 251

MESAS REDONDAS

DEFORMACIÓN INTRAPLACA

J.L. Simón y J.M. González Casado
Mesa redonda: Deformación intraplaca 257

G. de Vicente Muñoz
Ponencia 1: ¿Si no se puede medir la frontera con Portugal, es porque no hay Tectónica Intraplaca? 259

A. Ribeiro
Ponencia 2: Tectónica de Placas Macias e de Impactos 261

GEOLOGÍA Y ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS

A. García Quintana
Mesa Redonda: Geología y Espacios Naturales Protegidos 263

LAS FUENTES DE LA HISTORIA DE LA GEOLOGÍA

L. Sequeiros y J. Truyols
Mesa Redonda: Las fuentes de la historia de la Geología de España 265

LA LEY DE PATRIMONIO GEOLÓGICO ESPAÑOL

Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España
Mesa Redonda: La ley de Patrimonio Geológico Español 269

IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS GEOAMBIENTALES Y SU VALORACIÓN EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

Grupo Prestige
Mesa Redonda: Identificación de riesgos geoambientales potenciales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige 271

LA SUBSIDENCIA KÁRSTICA EN YESOS: RIESGOS Y SOLUCIONES

J.L. Simón Gómez
Mesa Redonda: La subsidencia kárstica en yesos: riesgos y soluciones 275

LA GEOLOGÍA PROFESIONAL

J. Lahoz Gimeno
Mesa Redonda: La Geología Profesional 277

M.L. Osete
Mesa Redonda: Curva de deriva polar aparente de la Placa Ibérica para los últimos 300 millones de años 279

F. Heller, S. Spassov y A. Schellenberger
A Paleomagnetist's view on the Global Quaternary Loess Record 283

SIMPOSIOS

ECOSISTEMAS CONTINENTALES DEL CRETÁCICO

Presencia de la icnoasociación Megalosauripus – Therangospodus en el Berriasiense (Cretácico inferior) de la Península Ibérica (Cuenca de Cameros, Soria): Implicaciones paleobiogeográficas

J.L. Barco[1,2], J.I. Canudo[1] y J.I. Ruiz-Omeñaca[1]

1 Área y Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna s/n, 50009 Zaragoza. jlbarco@unizar.es, jicanudo@unizar.es, jigruiz@unizar.es

2 Paleoymás, S.L.L. C/ Nuestra Sra del Salz, 4 local, 50017 Zaragoza. jlbarco@paleoymas.com

ABSTRACT

The combined presence of both Therangospodus and Megalosauripus has been widely documented in Upper Jurassic sediments from North America and Asia. These ichnogenera have been found also in Europe, but not in the same sedimentary basins. However in the Berriasian outcrops from the region of Tierras Altas (Huérteles Formation), in the Soria province, north-central Spain, recent research has proved that some theropod tracks already described, and some others not yet described, could belong to the ichnogenus Megalosauripus. This fact has been confirmed by a trackway form La Matecasa locality, in the hamlet of Bretún, belonging to the Villar del Río village. The presence of Therangospodus has also been documented in the area of Villar del Río, in the Fuentesalvo locality and several other undescribed localities. Thus the presence of Therangospodus and Megalosauripus in the Berriasian of Soria represents not only the first presence of this ichnological assemblage in Europe, but also in the Lower Cretaceous. This presence could indicate that a Jurassic relict fauna survived in the Iberian Plate after Pangea´s break-up at the end of Jurassic.

Key words: *Megalosauripus, Therangospodus, Berriasian, Cameros Basin, Spain.*

INTRODUCCIÓN

El potencial bioestratigráfico de las icnitas de anfibios y reptiles ha sido estudiado con éxito en el Pérmico y el Triásico, si bien su conocimiento es todavía pobre para el Jurásico y el Cretácico (Thulborn, 1990). Una de las icnoasociaciones de dinosaurios propuestas para correlaciones bioestratigráficas a escala mundial es *Megalosauripus-Therangospodus*, cuya presencia es frecuente en el Oxfordiense-Kimmeridgiense de Norteamérica y de Asia Central (Lockley *et al.*, 1998a). En el Jurásico superior de Europa se conocen icnitas de *Megalosauripus* Lessertisseur, 1955 enmend. Lockley, Meyer y Santos, 1998 en Portugal (Lockley *et al.*, 1998b), siendo la presencia de *Therangospodus* Moratalla, 1993 enmend. Lockley, Meyer y Moratalla, 1998 por el momento dudosa (Lockley *et al.*, 1998a).

La Cordillera Ibérica es una región excepcional para el estudio de las icnitas de dinosaurios, al encontrarse uno de los megayacimientos más significativos del Cretácico inferior (ver Moratalla y Sanz, 1997). En la comarca de Tierras Altas en Soria aflora el Grupo Oncala con abundantes icnitas de terópodos. Se han descrito de megaterópodos, pero las más representadas son las de pequeño y mediano tamaño (incluyendo las de aves), sobre todo las atribuidas a *Therangospodus*. Además hay icnitas de terópodos grandes en algunos yacimientos, como el de La Matecasa, que se estudia en este trabajo, discutiéndose las implicaciones paleobiogeográficas de estas icnitas como prueba de posibles endemismos.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El yacimiento de La Matecasa (Bretún) está situado en la Comarca de Tierras Altas en la Provincia de Soria. Sus coordenadas UTM son 30T1795966966. Geológicamente se ubica en la Cuenca de Cameros Occidental, en la Aloformación Huérteles del Grupo Oncala (Fig. 1), de edad Berriasiense (Gómez Fernández y Meléndez, 1994). Esta aloformación se depositó en medios lacustres someros salinos con sedimentación carbonatada, ocasionalmente interrumpida por la entrada de sedimentos detríticos en canales fluviales Moratalla y Sanz, 1997).

DESCRIPCIÓN

En la Matecasa se han distinguido 5 niveles icnológicos (M-1 a M-5 según la nomenclatura de Viera y Aguirrezabala, 1980) que contienen al menos 7 rastros y 11 icnitas aisladas, de las que se han realizado algunas descripciones preliminares (Viera y Aguirrezabala, 1980; Moratalla-García, 1993). El rastro mejor conservado es el rastro A del nivel M-2, constituido por tres icnitas tridáctilas y mesaxónicas, conservadas

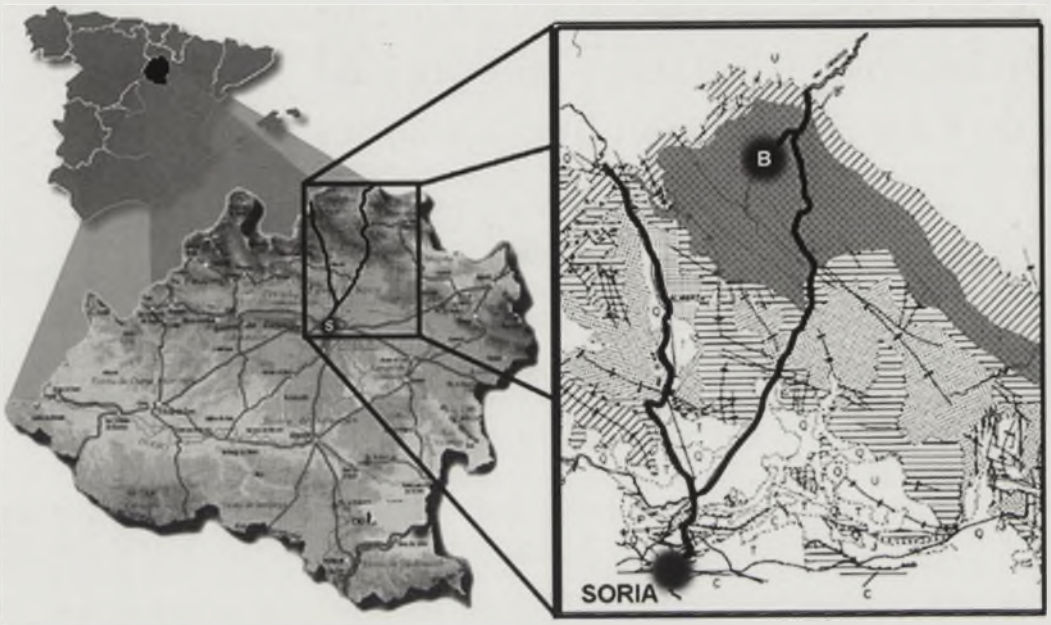


FIGURA 1. *Situación geográfica y geológica del yacimiento de La Matecasa (Bretún, Soria). El sombreado en el mapa geológico indica la extensión de la Aloformación Huérteles en la zona.*

en epirrelieve cóncavo, cuya morfología es similar (Viera y Aguirrezabala, 1980: foto 3), aunque la que permite una mejor observación de los rasgos icnológicos es la primera del rastro, aunque el dedo IV carece de una buena conservación (Fig. 2; véase también Viera y Aguirrezabala, 1980: fotos 3 y 4, y Moratalla-García, 1993: figura 8.6.1C). Es la impresión de un pie derecho con los dedos II, III y IV, relativamente delgados y que se estrechan distalmente (la anchura en la zona central de cada uno de ellos es de unos 7,5 cm) y con la impresión de almohadillas. La longitud de la icnita es de 42,5 cm, su anchura de 39 cm y la profundidad máxima es 2,5 cm. Los ángulos interdigitales son de 22° y 37° para los ángulos II^III y III^IV, respectivamente. En los dedos II y III se observa con claridad la existencia de marcas de uñas, las cuales se encuentran desplazadas hacia el lado medial con respecto al eje central del dedo (este desplazamiento es más marcado en la uña del dedo II). En el dedo IV también se distingue la impresión de la uña menos marcada. Presenta almohadillas en los dedos II y III al igual que las almohadillas IVa y IVb (terminología de Thulborn, 1990); son más dudosas las impresiones más proximales del dedo IV, que quedan ligeramente enmascaradas por las impresiones de los metatarsos III y IV. Nos parece, sin embargo, bastante adecuado el esquema que se puede observar en la figura 2, con la disposición de almohadillas de 2-3-4 para los dedos II, III y IV respectivamente. La marca del metatarso II está ausente, debido a la poca profundidad de la pisada, lo que motiva incluso que la depresión producida por el dedo II se encuentre separada de la del metatarso y la impresión del dedo III. Esto provoca la presencia de una escotadura medial más marcada de lo habitual, posiblemente debido a que la impresión del metatarso III no sea completa.

DISCUSIÓN

Tanto las dimensiones de las icnitas, cuya longitud es ligeramente mayor que su anchura, como la presencia de almohadillas en sus tres dedos y su terminación acuminada indicativa de la impresión de garras, permiten deducir que el rastro estudiado fue producido por un terópodo de tamaño grande. Basándonos en la longitud media de las icnitas del rastro (42 cm), y según la metodología de Thulborn (1990), la altura a la cadera del organismo productor sería de 206 cm (teniendo en cuenta que la impresión del metatarso no está completa ni en la icnita descrita ni en ninguna otra de las del rastro, está medida podría ascender hasta 230 cm). El rastro representa un zancada completa (formada por dos pisadas del pie derecho y una del izquierdo) de 225 cm de longitud y 129° de ángulo de paso. La velocidad a la que se desplazaba el productor, calculada según Alexander (1976), era de 1,286 m/s (4,632 km/h).

En el Berriasiense de la Cuenca de Cameros se conocen huellas de grandes terópodos, aunque estas, además de ser de mayor tamaño (65-70 cm), presentan dedos más gruesos y una morfología general distinta. Otra icnita berriasiense atribuida a un gran terópodo es *Bueckeburgichnus* Kuhn, 1958, descrita por primera vez en Alemania, Este icnogénero está caracterizado por la presencia de *hallux*; marcada curvatura lateral del dedo III, así como un progresivo y marcado adelgazamiento de este mismo dedo; y existencia de una almohadilla ancha e indiferenciada en el dedo II (Lockley, 2000) caracteres ausentes en la icnita de La Matecasa.

Megalosauripus es un icnogénero producido por un terópodo grande de amplia distribución en el Jurásico

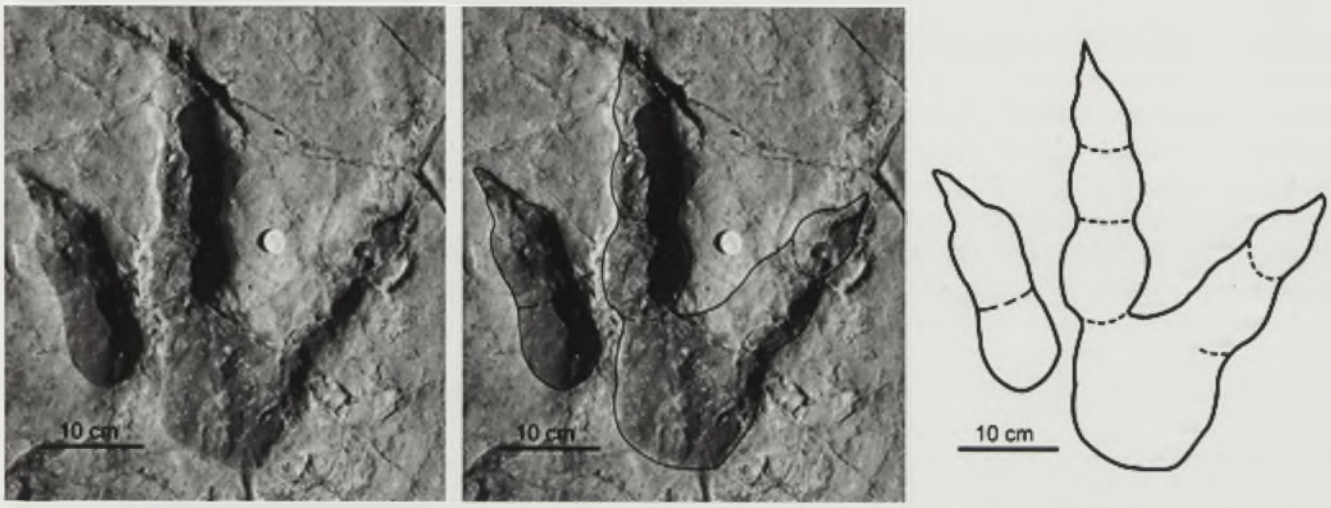


FIGURA 2. *Fotografía e interpretación del contorno de la primera icnita del rastro A del nivel M-2 del yacimiento de La Matecasa (Bretún, Soria).*

superior del hemisferio norte (Lockley *et al.*, 1998b). Su diagnosis incluye la existencia de 2-3-4 almohadillas para los dedos II, III y IV respectivamente, formula que coincide con la descrita para el rastro estudiado en La Matecasa, y angulos de paso mayores de 120°, rango en el que también se encuentra dicho rastro. Además Lockley *et al.* (1998b) apuntan que *Megalosauripus* presenta un dedo III relativamente corto con respecto a la impresión del metatarso y, por tanto, a la longitud total de la icnita (aproximadamente el metatarso representa un 40-42% de la longitud total, según las figuraciones de Lockley *et al.* 1998b: figuras 8 y 11). Este carácter también está presente en el rastro A del nivel M2 de La Matecasa, en el que el metatarso, cuya impresión posiblemente no está completa, representa el 38% de la icnita. La longitud de las icnitas incluidas en *Megalosauripus* varía entre los 39 cm de la menor icnita de *M. uzbekistanicus* Gabuniya y Kurbatov, 1982, y los 77 cm de *Megalosauripus* sp. de Portugal (Lockley *et al.*, 1998b: tablas 2 y 3). Así mismo, los ángulos interdigitales medidos sobre las figuraciones de Lockley *et al.* (1998b), varían entre 20 y 25° para el ángulo II^III y 26 y 37° para el ángulo III^IV. Tanto el tamaño de las icnitas estudiadas (42,5 cm de longitud) como los ángulos interdigitales (22 y 37° para los ángulos II^III y III^IV, respectivamente) están dentro de la variabilidad de *Megalosauripus*.

Los caracteres del rastro de La Matecasa permiten diferenciarlo de otros icnogéneros de grandes terópodos, como *Irenesauripus* Sternberg, 1932 (cuyos dedos son más grácil es y sus ángulos interdigitales mayores), o *"Eubrontes" glenrosensis* Shuler, 1935 y *Abelichnus* Calvo, 1991 (con dedos más gruesos y un metatarso menor en relación con la longitud del dedo central), lo que nos lleva definitivamente a incluir al rastro A del nivel M2 del yacimiento de La Matecasa en *Megalosauripus*, sin poder asignarlo por el momento a ninguna icnoespecie.

IMPLICACIONES PALEOBIOGEOGRÁFICAS

Megalosauripus es un icnogénero ampliamente distribuido en el Jurásico superior (Oxfordiense superior-Kimmeridgiense) de Europa, Asia y Norteamérica (Lockley *et al.*, 1998a, b), pero no se había citado en el Cretácico. Además, en la Aloformación Huérteles también se ha documentado la presencia de *Therangospodus* (Lockley *et al.*, 1998a), y en consecuencia en la Aloformación Huérteles se encuentra representada la icnoasociación *Megalosauripus-Therangospodus*. El hallazgo de dicha icnoasociación es la primera cita en Europa y además es primera evidencia de su presencia en la base del Cretácico. Lockley *et al.* (1998a) sugieren la posibilidad de que los niveles de la Aloformación Huérteles tuviesen una edad Jurásico superior, ya que a la presencia de icnogéneros de dinosaurio típicos de esa edad, se une la presencia del género *Pteraichnus*, ampliamente distribuido en el Oxfordiense-Kimmeridgiense de Norteamérica, y la ausencia casi total de icnitas atribuidas a grandes ornitópodos ("iguanodóntidos"), que son las faunas típicas del Cretácico inferior en los cercanos Grupos Enciso y Urbión (Moratalla y Sanz, 1997). Los últimos estudios, basados en la estratigrafía secuencial (Gómez-Fernández y Meléndez, 1994), datan la Aloformación Huérteles como Berriasiense medio-superior. Por tanto, la presencia de la asociación icnológica *Megalosauripus-Terangospodus* en la Península Ibérica es claramente cretácica, descartando un problema en la datación (Lockley *et al.*, 1998a).

La evidencia de "faunas jurásicas" en la base del Cretácico de la Península Ibérica plantea interrogantes que pueden tener solución en la paleogeografía. La ruptura de la Pangea a finales del Jurásico superior produjo la separación de las faunas de Laurasia y Gondwana y un posible aislamiento biogeográfico en partes de Europa como la Penín-

sula Ibérica. Este aislamiento se puede visualizar en la formación del archipiélago Ibérico, lugar adecuado para la pervivencia de endemismos. Explicado de otra manera, el aislamiento pudo producirse antes del relevo faunístico que caracteriza el límite Jurásico-Cretácico, provocando la permanencia de faunas endémicas jurásicas, al menos hasta bien entrado el Berriasiense. El momento preciso en que se produjo el relevo de estas faunas jurásicas por las neocomienses, así como nuevas pruebas de este aislamiento faunístico y su ámbito geográfico, deberán ser revelados por futuras investigaciones paleontológicas en ésta y otras áreas de la Cordillera Ibérica.

CONCLUSIONES

El estudio detallado de uno de los rastros del yacimiento de La Matecasa (Berriasiense, Soria), permite incluirlo en *Megalosauripus*, lo que demuestra su presencia en sedimentos de la base del Cretácico de la Península Ibérica. La existencia en la misma unidad geológica de *Therangospodus* supone la primera evidencia de la icnoasociación *Megalosauripus-Therangospodus* en Europa, y su persistencia en la base del Cretácico. Esto puede explicar por la permanencia de faunas endémicas jurásicas en el archipiélago Ibérico en el Berriasiense. El relevo por las faunas neocomienses se produciría en niveles más modernos del Cretácico inferior.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Junta de Castilla y León las facilidades ofrecidas para el estudio. El Equipo de Dinosaurios de la Universidad de Zaragoza esta subvencionado por el Ministerio de Educación y Ciencia y el Gobierno de Aragón. La empresa Paleoymás financia parte de las investigaciones de J.L.B.

REFERENCIAS

Alexander, R.M.N. (1976): Estimates of speeds of dinosaurs. *Nature*, 261: 129-130.

Gómez Fernández, J.C. y Meléndez, N. (1994): Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 121-139.

Lockley, M.G. (2000): An amended description of the theropod fooprint *Bueckeburgichnus maximus* Kuhn 1958, and its bearing on the megalosaur tracks debate. *Ichnos*, 7: 217-225.

Lockley, M.G., Meyer, C.A. y Moratalla, J.J. (1998a): *Therangospodus*: trackway evidence for the widespread distribution of a late Jurassic theropod with well-padded feet. En: *Aspects of Theropod Paleobiology* (B.P. Pérez Moreno, T. Holtz Jr., J.L. Sanz y J. Moratalla, Eds.). Gaia, 15: 339-353.

Lockley, M.G., Meyer, C.A. y Santos, V.F. dos. (1998b): *Megalosauripus* and the problematic concept of megalosaur footprints. En: *Aspects of Theropod Paleobiology* (B.P. Pérez Moreno, T. Holtz Jr., J.L. Sanz y J. Moratalla, Eds.). Gaia, 15: 313-337.

Moratalla-García, J.J. (1993): *Restos indirectos de dinosaurios del registro español: Paleoicnología de la Cuenca de Cameros (Jurásico superior-Cretácico inferior) y Paleoología del Cretácico superior.* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 727 p.

Moratalla, J.J. y Sanz, J.L. (1997): Cameros Basin megatracksite. En: *Encyclopedia of Dinosaurs* (P.J. Currie y K. Padian, Eds.). Academic Press, San Diego, 87-89.

Thulborn, T. (1990): *Dinosaur tracks*. Chapman and Hall, London, 440 p.

Viera, L.M. y Aguirrezabala, L.I. (1980): Icnitas de Dinosaurios en Bretún (Soria). *Munibe*, 32: 257-279.

El fémur del saurópodo (Dinosauria) de Peñarroya de Tastavins (Teruel, Aptiense inferior, Cretácico inferior): Implicaciones paleobiogeográficas para los Titanosauriformes

J.I. Canudo[1] y R. Royo-Torres[2]

1 Área y Museo Paleontológico, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jicanudo@unizar.es
2 Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, Avda Sagunto s/n Edificio Dinópolis, 44002 Teruel. royo@dinopolis.com

ABSTRACT

Sauropoda Titanosauriformes remains from the Lower Cretaceous in the supercontinent Laurasia are generally scarce and fragmentary with some exceptions. The femur is one of the important bones in the identification of Titanosauriformes clade. An exceptional specimen (PT sauropod) with both femora has been discovered in Lower Aptian (Xert Formation) from Peñarroya de Tastavins (Teruel). In this specimen, the femora are straight, mostly rectangular except for the medial broadening at the femur head and the distal condyle. The shaft of the femora has a rectangular outline in anterior and posterior views except of the level of the lateral bulge, where the lateral deflection on the proximal one-third is well marked. The fourth trochanter consists of a slightly curved and elongated crests with medial concavity, shows a depression on both lateral and medial sides. The PT sauropod femora shares diagnostically characters with other Titanosauriformes from Europe, North America and Asia. Consequently, our hypothesis is the existence of a Titanosauriformes group ("Laurasian Titanosauriformes") different of Titanosauria, Brachiosauridae and Euhelopidae, and different of Titanosauriformes from Gondwana.

Key words: *Sauropoda, Titanosauriformes, femur, paleobiogeography, Lower Cretaceous*

INTRODUCCIÓN

Los saurópodos son un grupo de dinosaurios que han alcanzado el mayor tamaño en los vertebrados terrestres en la historia de la vida. Este hecho es el principal factor que condiciona su conservación, así como su extracción de los yacimientos, habiendo pocos taxones representados por un ejemplar completo o por varios individuos. Este registro fragmentario ha dificultado la utilización de una sistemática consensuada. En estos últimos años se ha realizado un considerable esfuerzo en identificar los principales clados (ver referencias en Wilson, 2002) lo que ha permitido empezar a reconstruir de manera coherente la historia filogenética de los saurópodos. Estos estudios cladísticos han permitido reconocer nuevos clados como son los Titanosauriformes que no pueden situarse en la sistemática clásica.

Los Titanosauriformes fueron originalmente definidos por Salgado *et al.* (1997) con unas sinapomorfías claras, posteriormente aceptadas en las propuestas filogenéticas más modernas (Wilson, 2002). Está definido como el clado que agrupa al ancestro común de *Brachiosaurus brancai* y Titanosauria y todos sus descendientes. Definido de esta manera Titanosauriformes tiene un origen pangeático, al estar representado en sedimentos del Jurásico de Tanzania y Norteamérica por el género *Brachiosaurus* (ver referencias en Wilson, 2002). Al producirse la definitiva rotura de Pangea durante el Cretácico inferior, se produce una importante diversificación de este clado en el supercontinente de Laurasia, estando representado en las masas continentales que representan a Norteamérica, Europa y Asia. Los Titanosauriformes del Cretácico inferior están representados por los braquiosáuridos y euhelópidos, aunque la posición sistemática de los euhelópidos es controvertida y podría estar fuera de este clado (ver discusiones en Wilson, 2002). Además de los representantes de estas familias en Laurasia se han encontrado otros Titanosauriformes distintos de los clásicos braquiosáuridos, que informalmente vamos a denominar "Titanosauriformes lauriasiáticos". En los últimos años se han realizado significativos descubrimientos en Norteamérica y Europa (Royo-Torres y Canudo, 2001, Tidwell *et al.*, 1999; Tidwell *et al.*, 2001) que pueden incluirse en este grupo, además se han reinterpretado taxones anteriormente incluidos en otras familias (por ejemplo *Aragosaurus ischiaticus* en Camarasauridae) como un Titanosauriformes de este grupo, lo que nos está permitiendo caracterizarlos y conocer su distribución paleogeográfica.

Uno de los Titanosauriformes más completos que se conocen es el saurópodo de Peñarroya de Tastavins. Es un ejemplar que se encontró parcialmente articulado en sedimentos marinos de la Formación Xert (Aptiense inferior, Cretácico Inferior) de esta localidad de Teruel. Se conoce la parte posterior del esqueleto a partir de la antepenúltima vér-

tebra dorsal, faltando las últimas vértebras caudales (ver Royo-Torres y Canudo, 2001). Es un taxón nuevo pendiente de describir que se encuentra actualmente en estudio, forma parte de la tesis doctoral de uno de los firmantes de este trabajo (Royo-Torres). El objetivo de este trabajo es describir algunos de los caracteres más relevantes del fémur y compararlos con taxones morfológicamente cercanos y proponer las inferencias paleobiogeográficas que se desprendan. El saurópodo de Peñarroya de Tastavins (PT) se encuentra depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza (MPZ). Actualmente se encuentra en exposición en el Centro Satélite de Dinópolis en Peñarroya de Tastavins.

DESCRIPCIÓN

MPZ conserva los dos fémures prácticamente completos, siendo el derecho ligeramente más pequeño. En la figura 1 se ilustra el fémur izquierdo, este elemento está completo, con excepción de parte del cóndilo fibular que esta erosionado en parte. El fémur de PT es un hueso recto y robusto. La cabeza articular es grande y semiesférica situándose encima del nivel que forma el trocánter mayor. La cabeza articular carece de desplazamiento medial. La diáfisis es rectangular con excepción de una comba lateral situada en el tercio próximo-lateral. Esta comba lateral esta bien individualizada, es corta y distintivamente no alcanza la esquina anterolateral como sucede en los titanosáuridos.

La sección de la diáfisis es ovalada y con baja excentricidad (ver Wilson, 2002). El cuarto trocánter se sitúa en el lado posterior en la parte media de la diáfisis. Está formado por una cresta baja y ligeramente curvada. El extremo distal tiene un contorno trapezoidal con los cóndilos tibial y fibular separados por un surco condilar profundo y estrecho. Ambos cóndilos están expandidos lateromedialmente. El cóndilo tibial es distintivamente más grande que el fibular.

DISCUSIÓN

Las masas oceánicas constituyen barreras importantes para los organismos terrestres. A finales del Jurásico

FIGURA 1. *Fémur izquierdo del Saurópodo de Peñarroya de Tastavins (Aptiense inferior, Cretácico inferior). a) Vista posterior, b) Vista proximal, c) Vista lateral de la diafisis, d) Vista mesial de la diafisis, e) Vista medial del extremo distal y f) Vista distal. cl: comba lateral. ct: cuarto trocanter.*

comienza la definitiva ruptura de los continentes del hemisferio norte (constituyendo el supercontinente de Laurasia) y del hemisferio sur (reunidos en el supercontinente de Gondwana). Esta ruptura se acentúa al comienzo del Cretácico con la apertura de la parte central del Atlántico y su comunicación con el Tetis. Sin dudas, este acontecimiento impidió el libre paso de organismos terrestres entre Laurasia y Gondwana durante buena parte del Cretácico inferior. Un número significativo de autores han considerado que este recíproco aislamiento explica las notables diferencias entre las faunas cretácicas de dinosaurios a uno y a otro lado de las dos masas continentales. Además la coincidencia de los mismos taxones en Laurasia y Gondwana ha sido solucionado con la hipótesis de puentes intercontinentales (Le Loeuff, 1997; Foster, 1999). Sin embargo los taxones que han sido usados, como por ejemplo los titanosáurios en realidad incluye a un grupo con un origen Jurásico, y por tanto pangeático. Estas presencias en ambos supercontinentes también se pueden explicar por vicarianza y no necesariamente asumir la presencia de puentes intercontinentales. La respuesta a estos problemas paleobiogeográficos es integrar las reconstrucciones paleogeográficas, las hipótesis filogenéticas y la comparación con estructuras similares de los dinosaurios que se encuentran en diferentes masas continentales. En este sentido un grupo de gran interés en reconstruir la paleobiogeografía del Cretácico Inferior son los Titanosauriformes.

La presencia de una comba lateral en el saurópodo de Peñarroya de Tastavins permite incluirlo en el clado de los Titanosauriformes (Salgado *et al.*, 1997). La ausencia de desplazamiento medial de la cabeza articular, así como una menor excentricidad de la diáfisis lo separa de clados más derivados como Titanosauria (Wilson, 2002). El fémur de saurópodo de Peñarroya de Tastavins comparte con otros taxones del Cretácico inferior de Laurasia como *Aragosaurus ischiaticus* Sanz, Buscalioni, Casanovas y Santafé del Hauteriviense superior-Barremiense basal de Teruel, *Cedarosaurus dicrocei* Tidwell, Carpenter y Brooks del Barremiense de Norteamérica, *Pleurocoelus nanus* Marsh (figurado por Tidwell *et al.*, 1999) y *Tangvayosaurus hoffeti* Allain, Taquet, Battail, Dejax, Richir, Véran, Limon-Duparcmeur, Vacant, Mateus, Sayarath, Khenthavong y Phouyavong, del Aptiense-Albiense de Laos (ver referencias en Wilson, 2002) una comba lateral corta, no desarrollada ventralmente y una menor excentricidad que *Brachiosaurus*. Esta conclusión está de acuerdo con un reciente estudio morfométrico del fémur de los Titanosauriformes en el que se demuestra apreciables diferencias de los que hemos denominado "Titanosauriformes lauriasiáticos" del Cretácico inferior con los braquiosáuridos, euhelópidos (en el sentido de Wilson, 2002), y Titanosauriformes no Titanosaria de Gondwana como *Chubutisaurus*.

CONCLUSIONES

Los Titanosauriformes del Cretácico Inferior de Laurasia son generalmente escasos y fragmentarios, pero son lo suficientemente diagnósticos para afirmar que existía una o varias familias distintas que hemos agrupado bajo el término informal de "Titanosauriformes lauriasiáticos" distintas de Brachiosauridae y Euhelopidae. Éstos tienen una distribución conocida en Norteamérica, Europa y Asia desde el Hauteriviense al Albiense, aunque su origen con los propuestas filogenéticas actuales debería estar en el Jurásico. La cita más antigua de estos Titanosauriformes en la Península Ibérica es *Aragosaurus* del Hauteriviense superior-Barremiense basal de Galve. El fémur del saurópodo de Peñarroya de Tastavins tiene caracteres compartidos con este grupo y demostraría su presencia en la Península Ibérica, al menos hasta el Aptiense.

AGRADECIMIENTOS

El Grupo de Trabajo de Vertebrados del Mesozoico de la Universidad de Zaragoza esta subvencionado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. El Departamento de Educación y Cultura del Gobierno de Aragón y la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel. Las fotografías están hechas por la Dra. Zarela Herrera del Servicio de Fotografía paleontológica de la Universidad de Zaragoza.

REFERENCIAS

Le Loeuff, J. (1997): Biogeography. En: *Encyclopedia of Dinosaurs* (P.J. Currie y K. Padian, Eds.). Academic Press, San Diego, 51-56.

Forster, C.A. (1999): Gondwanan dinosaur evolution and biogeographic analysis. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 169-185.

Royo-Torres, R. y Canudo, J.I. (2001): El dinosaurio saurópodo (Aptiense, Cretácico inferior) de Peñarroya de Tastavins (Teruel). En: *I Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas: 417-425.

Sanz, J.L., Buscalioni, A.D., Casanovas, M.L. y Santafé, J.V. (1987): Dinosaurios del Cretácico Inferior de Galve (Teruel, España). *Estudios geológicos*, vol. extr. Galve – Tremp: 45-64.

Salgado, L., Coria, R.A. y Calvo, J.O. (1997): Evolution of titanosaurid sauropods. I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*, 34: 3-32.

Tidwell, V., Carpenter, K. y Brooks, W. (1999): New sauropod from the Lower Cretaceous of Utah, USA. *Oryctos*, 2(21): 21-37.

Tidwell, V., Carpenter, K. y Meyer, S. (2001): New Titanosauriform (Sauropoda) from the Poison Strip Member of the Cedar Mountain Formation (Lower Cretaceous), Utah. En: *Mesozoic Vertebrate Life*. (D.H. Tanke y K. Carpenter, Eds.). Indiana University Press, Bloomington e Indianapolis, 139-165.

Wilson, J.A. (2002): Sauropod dinosaur phylogeny: critique and cladistic analysis. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 136: 215-275.

Primera evidencia de dinosaurios (Dinosauria: Ornithopoda) en la Formación Calizas de Oliete (Oliete, Teruel), Aptiense superior (Cretácico inferior)

J.I. Canudo[1], J.I. Ruiz-Omeñaca[1] y M. Aurell[2]

1 Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jicanudo@unizar.es, jigruiz@unizar.es

2 Área de Estratigrafía, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. maurell@unizar.es

ABSTRACT

We describe an isolated dinosaur bone found in marine sediments of the Upper Aptian of the Iberian Range. The bone was found in the Oliete Formation at Oliete (Teruel province, Spain), a small locality geologically placed in the Maestrazgo Basin, Oliete Sub-basin. Dinosaur and other terrestrial vertebrate remains are sometimes found in sediments deposited in marine environments, but this is the first vertebrate bone described in this formation. It is almost complete, with only its proximal and distal ends missing, and it has been identified as a right ulna. The ulna is straight and relatively narrow, with a modest olecranon process. Its morphology is related with a bipedal dinosaur with a well developed fore limb. It is consistent with an ornithopod dinosaur different to both Hypsilophodon and Iguanodon, and it is therefore assigned to an indeterminate ornithopod. This bone represents the first ornithopod dinosaur in the Aptian of the Teruel province and the first dinosaur in the Upper Aptian of Spain

Key words: *ulna, Ornithopod, Oliete Formation, Upper Aptian, Teruel.*

INTRODUCCIÓN

Los mejores yacimientos de dinosaurios se encuentran en medios continentales, lo cual es lo esperable en organismos terrestres, sin embargo dientes y restos aislados son frecuentes en medios marinos. Haciendo analogías con los vertebrados actuales, las carcasas pueden flotar durante semanas en la superficie del océano antes de que se desarticulen, pudiendo encontrar restos a cientos de kilómetros de la costa. Los niveles del Aptiense en la parte central y oriental de la Cordillera Ibérica son generalmente marinos, con algunas excepciones como la Formación Arcillas de Morella. Los sedimentos marinos del Aptiense tienen una extraordinaria variedad de invertebrados, pero hasta finales de los 1990 se desconocían restos de vertebrados continentales. Entre 1996 y 1997, el Equipo de dinosaurios de la Universidad de Zaragoza excavó en niveles de la Formación Calizas y Margas de Xert en Peñarroya de Tastavins (Teruel) un ejemplar semiarticulado de un saurópodo, actualmente en estudio. En esta publicación damos a conocer por primera vez un resto de dinosaurio ornitópodo recuperado en los sedimentos marinos del Aptiense superior en Oliete (Teruel), depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza (MPZ 2004/1).

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

MPZ 2004/1 fue encontrado en el año 1996, de manera accidental, por Isabel Sánchez en el transcurso de las prácticas de campo de 4º Curso de Ciencias Geológicas de la Universidad de Zaragoza, en las afueras de la localidad de Oliete (Fig. 1), una pequeña localidad, perteneciente a la Comarca de Andorra-Sierra de Arcos, situada a 121 km al NE de Teruel capital y a 100 km al SO de Zaragoza. Se puede acceder al punto de descubrimiento desde Oliete, tomando el camino que comienza en la margen derecha del río Martín hacía el camping; a unos 200 metros el camino gira bruscamente a la izquierda, quedando a la derecha un talud. En la parte más alta del talud es donde se encontró MPZ 2004/1.

Geológicamente, MPZ 2004/1 se encontró en la Cubeta de Oliete. Esta cubeta es una de las siete subcuencas de la Cuenca cretácica inferior del Maestrazgo, y está situada al norte de la provincia de Teruel, constituyendo la cuenca de sedimentación cretácica más marginal del Este de la Cuenca Ibérica. Los sedimentos marinos del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete han sido tradicionalmente agrupados en las formaciones Calizas de Alacón, Margas de Forcall y Calizas de Oliete (véase Soria *et al.*, 1994). En el talud de la Formación Calizas de Oliete donde se ha encontrado MPZ 2004/1 afloran margas laminadas de color negro con abun-

FIGURA 1. *Situación geográfica de Oliete.*

dantes restos fragmentarios ferruginizados de plantas y pequeños bivalvos. También están presentes cristales de yeso diagenético y pequeños nódulos. Se han lavado 0,25 Kg de sedimento en el punto donde se recuperó MPZ 2004/1, encontrándose pequeños gasterópodos y ostreidos, y un diente de tiburón lamniforme. Unos dos metros por encima del nivel que proporcionó MPZ 2004/1, se sitúan unas calizas bioclásticas con estratificación cruzada, formadas casi exclusivamente por una acumulación de ostreidos y gasterópodos.

La Formación Calizas de Oliete está dividida en tres miembros: Calizas de Cabezo Negro, Margas de la Dehesa y Calizas de los Estancos, que representan la Secuencia deposicional de Oliete o SD3 (Vennin *et al.*, 1993). Estos autores interpretan las tres unidades como secuencias de plataforma submareal somera (Calizas de Cabezo Negro), plataforma submareal abierta y submareal somera (Margas de la Dehesa), y plataforma interna (Calizas de los Estancos). MPZ 2004/1 se encontro en un afloramiento del techo de las Margas de la Dehesa, aunque no habría que descartar que pudiera ser la base de las Calizas de los Estancos. En ambos casos la edad es la misma: Aptiense superior (ver referencias para la datación en Vennin *et al.*, 1993 y Soria *et al.*, 1994).

DESCRIPCIÓN

MPZ 2004/1 (Fig. 2) tiene una buena conservación, careciendo de deformación por aplastamiento. Presenta disolución por toda la superficie del hueso, quedando el córtex únicamente de manera discontinua (Fig. 2c). Por esta razón no se pueden diferenciar las superficies rugosas de inserción de los músculos. Le faltan los extremos proximal y distal. Ambas roturas son anteriores a la fosilización, pues estaban cubiertas de sedimento, no habiendo evidencias de que estas roturas sean consecuencia de depredación.

MPZ 2004/1 es una ulna derecha grácil, prácticamente recta, con un extremo proximal y distal ligeramente expandidos (Fig. 2). Es de pequeño tamaño, la longitud conservada es de 14,4 cm, pudiendo medir algo más de 15 cm el hueso completo. El extremo proximal (Fig. 2e) tiene una sección cóncavo-convexa en forma subtriangular y de "croissant". El máximo alargamiento lateromedial es mayor (3,3 cm) que el anteroposterior (2,5 cm). El olecranon (Fig. 2a; o) está roto; aparentemente tiene poco desarrollo con una sección anterior recta y otra posterior convexa. El olecranon no ocupa por completo el extremo anterior de la ulna, y su máximo alargamiento es en sentido lateromedial.

El área de inserción con el radio es corta y tiene una sección ovalada (Fig, 2a, 2e; r). Este área individualiza una "cresta gruesa" (Fig. 2a, 2d; c), corta y alargada en dirección próximo-distal. Esta cresta se proyecta en dirección anterior y está separada del olecranon por un surco corto y amplio. La sección de la diáfisis es subredondeada. El extremo distal (Fig. 2f) tiene una sección ovalada con un mayor alargamiento anteroposterior (3,0 cm; figura 2b) que lateromedial (2,4 cm; figura 2a), por lo que está algo torsionado respecto al extremo proximal.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ulna en los dinosaurios cuadrúpedos como saurópodos, ceratopsios y tireóforos es distintivamente más robusta que MPZ 2004/1 y con un extremo anterior mas desarrollado (McIntosh en Weishampel *et al.*, 1990; Dodson y Currie en Weishampel *et al.*, 1990; Ford y Kirkland, 2001), por tanto pertenece a un dinosaurio bípedo. Inicialmente, MPZ 2004/1 fue identificado como perteneciente a un terópodo. Los terópodos presentan ulnas de variada morfología, pero diferentes de la de MPZ 2004/1. A modo de ejemplo se pueden citar formas de gran tamaño, como *Allosaurus fragilis*, que presentan una ulna más robusta (Madsen, 1976), con un extremo anterior más desarrollado que en MPZ 2004/1, o taxones derivados, como el dromeosáurido *Deinonychus antirropus* Ostrom, 1969, cuya ulna es distinta al

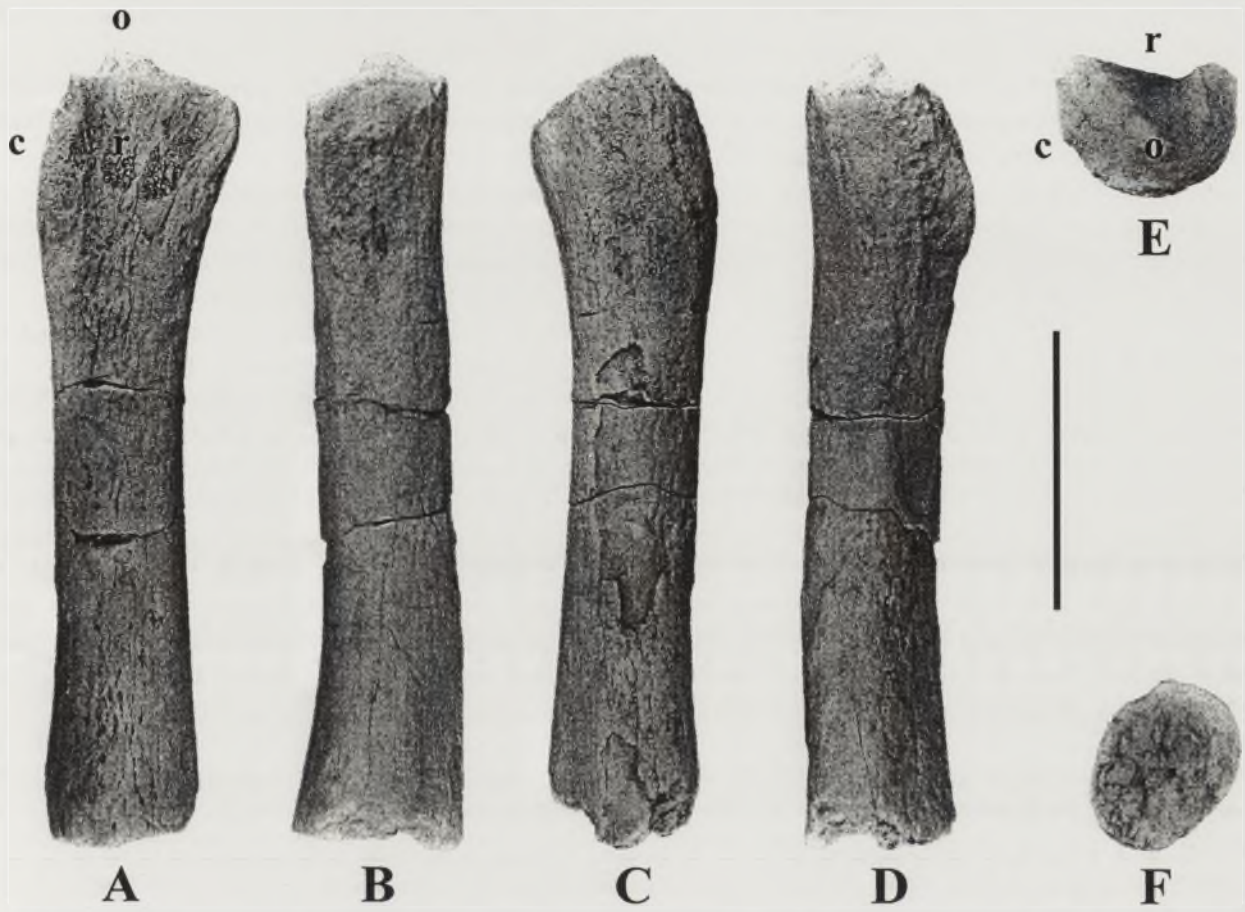


FIGURA 2. *Ornithopoda indet, ulna derecha (Oliete, Formación Calizas de Oliete, Aptiense superior), en vistas anterior (A), medial (B), posterior (C), lateral (D), proximal (E) y distal (F). Escala 5 cm. Abreviaturas: c: "cresta gruesa", o: olecranon, r: articulación para el radio.*

tener el miembro anterior elongado, de manera que la diáfisis es más alargada (Ostrom en Weishampel *et al.*, 1990) y más grácil que en MPZ 2004/1, y además curvada en vistas lateral y medial, a diferencia de MPZ 2004/1 en que es prácticamente recta.

Los ornitópodos son el otro gran grupo de dinosaurios bípedos o semibípedos del Cretácico inferior. Los hipsilofodóntidos son de pequeño tamaño y están bien representados en la Península Ibérica. La ulna de MPZ 2004/1 se diferencia de la de los hipsilofodóntidos por tener la diáfisis más rectilínea. Así, en *Hypsilophodon foxii* Huxley, 1869 es distintivamente curvada en vistas lateral y medial, y con forma de S en vistas anterior y posterior (Galton, 1974); esta forma de S también ocurre en otros "pequeños ornitópodos" como *Dryosaurus* y *Tenontosaurus* (véanse referencias en Sues y Norman en Weishampel *et al.*, 1990).

Los "grandes ornitópodos" son los dinosaurios más citados en el Cretácico inferior de la Península Ibérica. Tradicionalmente se han incluido en *Iguanodon* o Iguanodontidae, sin embargo los últimos estudios cladísticos han demostrado que la diversificación de estos grandes ornitópodos se produjo en el Cretácico inferior lo que provoca la diferenciación de numerosos clados monoespecíficos, siendo Iguanodontidae una familia parafilética (véase Norman, 2002). Independientemente de estos problemas taxonómicos, MPZ 2004/1 tiene una morfología general similar a la de estos "iguanodóntidos" del Cretácico inferior, pero tienen diferencias significativas con los géneros descritos. Así, algunos taxones como *Iguanodon* presentan un olecranon más fuertemente desarrollado (Norman, 1980) posiblemente en relación con la gran capacidad de movimiento que tenía su miembro anterior. Aunque en MPZ 2004/1 el olecranon se presenta roto, parece que su desarrollo sería mucho menor que en *Iguanodon*.

Sin embargo otros géneros de ornitópodos del Cretácico Inferior, como los norteamericanos *Eolambia* y *Planicoxa*, los asiáticos *Altirhinus* y *Probactrosaurus*, y el africano *Ouranosaurus* (véanse referencias en DiCroce y Carpenter, 2001 y Norman, 2002), también presentan la diáfisis recta y un menor desarrollo del olecranon, similar al que presenta MPZ 2004/1, lo que confirmaría su pertenencia a un ornitópodo distinto de *Iguanodon*. Dado lo fragmentario del material, parece prudente considerar a MPZ 2004/1 como Ornithopoda indet. Este resto representa la primera cita de un dinosaurio en la Formación Calizas de Oliete, y el primer dinosaurio en el Aptiense superior de España.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro Grupo de Trabajo está subvencionado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, el Gobierno de Aragón y la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel. Agradecemos al Parque Cultural del Río Martín por las facilidades en el transcurso de esta investigación y a Isabel Sánchez el haber depositado el fósil en el Museo Paleontológico.

REFERENCIAS

DiCroce, T. y Carpenter, K. (2001): New ornithopod from the Cedar Mountain Formation (Lower Cretaceous) of Eastern Utah. En: *Mesozoic Vertebrate Life* (D.H. Tanke y K. Carpenter, Eds.). Indiana University Press, Bloomington e Indianopolis, 183-196.

Ford, T.L. y Kirkland, J. (2001): Carlsbad ankylosaur (Ornithischia, Ankylosauria): An ankylosaurid and not a nodosaurid. En: *The Armored Dinosaurs* (K. Carpenter, Ed.). Indiana University Press, Bloomington e Indianopolis, 239-260.

Galton, P.M. (1974): The ornitischian dinosaur *Hypsilophodon* from the Wealden of the Isle of Wight. *Bulletin of The British Museum (Natural History), Geology*, 25(1): 152 p.

Madsen, J.H.Jr. (1976): *Allosaurus fragilis*: A revised osteology. *Utah Geological and Mineral Survey Bulletin*, 109: 163 p.

Norman, D.B. (1980): On the ornithischian dinosaur *Iguanodon bernissartensis* from the Lower Cretaceous of Bernissart (Belgium). *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 178: 103 p.

Norman, D. (2002): On Asian ornithopods (Dinosauria: Ornithischia). 4. *Probactrosaurus* Rozhdestvensky, 1966. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 136: 133-149.

Soria, A.R., Vennin, E. y Meléndez, A. (1994): Estratigrafía, sedimentología y control tectónico en la evolución de las rampas carbonatadas del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete (provincia de Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 47-61.

Vennin, E., Soria, A.R., Preat, A. y Meléndez, A. (1993): Análisis secuencial durante el intervalo Barremiense-Aptiense en la Cubeta de Oliete. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: 257-283.

Weishampel, D.B., Dodson, P.D. y Osmolska, H. (Eds.) (1990): *The Dinosauria*. University of California Press, Berkeley, 733 p.

Primera evidencia de un dinosaurio saurópodo en la Formación Escucha (Utrillas, Teruel), Albiense medio (Cretácico inferior)

J.I. Canudo, J.I. Ruiz-Omeñaca y L.M. Sender

Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.
jicanudo@unizar.es, jigruiz@unizar.es, 405001@unizar.es

ABSTRACT

We describe an isolated dinosaur left ulna found in the continental and transitional sediments of the Escucha Formation (Middle Albian, Lower Cretaceous) in the Iberian Range, coming from Utrillas (Teruel province, NE Spain). The first dinosaur remain found in Spain, in the last quarter of the 19th century, also comes from the coals of the Escucha Formation in Utrillas. However, until the recovery of the ulna studied in this paper, no other vertebrate remains were found in this formation in 125 years. The ulna is broken, without the distal part. The proximal end is typically triradiate with a deep radial fossa. The oleacranon is prominent, projecting above the proximal articulation. The medial process is more expanded than the anterior and posterior ones. The morphology is close to other Laurasian Lower Cretaceous titanosauriforms, like Cedarosaurus from the USA, and is assigned to an indeterminated non-titanosaurian Titanosauriformes. This discovery suggests that a currently unnamed clade of basal titanosauriforms, previously recognised in the Upper Hauterivian-Lower Aptian of the Iberian Peninsula, survived in the Middle Albian.

Key words: *ulna, Sauropod, Escucha Formation, Middle Albian, Teruel.*

INTRODUCCIÓN

Los lignitos de la Formación Escucha en Utrillas (Teruel) son bien conocidos entre los investigadores de vertebrados españoles del Mesozoico, por ser la formación en la que se encontraron los primeros restos de dinosaurio descritos en España. En un trabajo clásico para la historia de los dinosaurios en España, Vilanova y Piera (1873) cita dos huesos largos que identifica como pertenecientes al ornitópodo *Iguanodon*. Los dos "huesos largos" de Utrillas eran en realidad el extremo proximal y distal de un mismo hueso identificado por José Royo y Gómez como una tibia de terópodo. Este fósil se encuentra actualmente desaparecido, únicamente se conserva en el Museo de Ciencias Naturales de Madrid un dibujo realizado por Royo y Gómez al comienzo del Siglo XX. Durante más de 125 años no se ha vuelto a realizar ningún descubrimiento en esta localidad turolense, ni en la Formación Escucha, a pesar de la gran actividad minera a cielo abierto que se ha producido tanto en Utrillas como en áreas cercanas donde afloran los materiales con lignitos del Cretácico inferior.

Utrillas se encuentra al norte de la provincia de Teruel. Se puede acceder desde Teruel por la Nacional 420 y desde Zaragoza por la A-222 (Fig. 1). Geológicamente se encuentra en la Cordillera Ibérica Central-Maestrazgo. El material estudiado fue encontrado en 1998 por Antonio Sender junto a uno de los firmantes de esta publicación (L.M.S.), en un afloramiento entre Utrillas y Escucha. Se desconoce el estrato de donde proviene, ya que fue recogido en un derrubio formado por la erosión de materiales del Miembro medio de la Formación Escucha (veánse referencias sobre la Formación Escucha en Querol *et al.*, 1992). Desde ese año se encuentra depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza (MPZ 2004/2).

En el afloramiento hay una alternancia de lutitas laminadas grises y negras y areniscas de grano fino a medio, de colores pardos. También abundan los niveles con alta concentración de carbón que llegan a tener un metro de potencia. Por su conservación, MPZ 2004/2 posiblemente procede de estos niveles. Sedimentológicamente, estos materiales se depositaron en un subambiente de depósito de llanura pantanosa de agua dulce con escasa influencia marina. Forman parte de una megasecuencia negativa del Albiense medio que representa la progradación de un sistema de "delta-estuario" (Querol *et al.*, 1992).

DESCRIPCIÓN

MPZ 2004/02 es el extremo proximal y parte de la diáfisis de una ulna izquierda. La conservación es mala al haber precipitado en la parte exterior del fósil abundantes cristales de yeso diagenético (Fig. 2). A pesar de esto la morfología general del hueso se mantiene, y únicamente se han perdido los detalles externos del hueso, como las impresiones musculares.

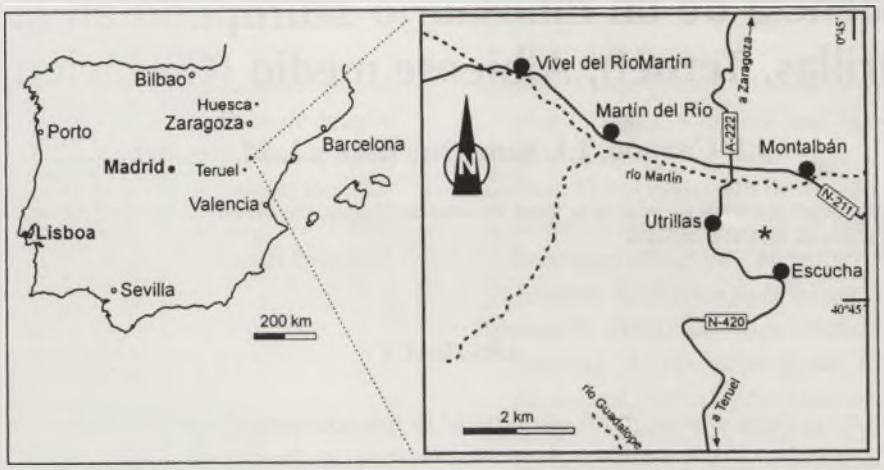


FIGURA 1. *Situación geográfica de Utrillas. El asterisco marca el lugar del descubrimiento de la ulna de saurópodo de la Formación Escucha (MPZ 2004/2).*

MPZ 2004/2 tiene 23 cm de longitud, calculándose que la ulna entera podría tener unos 35 y 40 cm de longitud máxima. La anchura máxima lateromedial del extremo proximal es 16,8 cm, la anteroposterior es 9,5 cm. La forma general de MPZ 2004/02 es subtriangular en vistas anterior y posterior y subrectangular en vistas lateral y medial. La sección del extremo proximal en vista anterior o posterior es ligeramente convexa.

MPZ 2004/02 tiene bien desarrollados los tres procesos que le dan la típica morfología "triradial" en vista proximal de las ulnas de los saurópodos. El proceso medial está significativamente más desarrollado, situándose en un ángulo recto respecto a los procesos anterior y posterior. La superficie proximal de los tres procesos se inclina hacia el lado anterior. El oleacranon está bien desarrollado y se sitúa en el proceso posterior siendo el punto más proximal de la ulna. El oleacranon en vista proximal tiene una pequeña depresión subcircular.

En vista anterior, los procesos anterior y medial forman una amplia superficie subtriangular para la articulación con el radio, que es cóncava en sección. Dada la morfología de esta superficie, el extremo proximal del radio debe ser ovalado. En vista lateral, los procesos anterior y posterior están separados por una profunda depresión alargada que no continua por la diáfisis. En vista anterior, el proceso anterior tiene un desarrollo algo irregular en comparación con los otros dos, de esta manera en su extremo proximal es algo sinuoso y es más grueso que en su parte conservada más distal. La sección de la diáfisis es subtriangular, con el lado lateral redondeado y el medial más agudo. La mínima longitud anteroposterior de la diáfisis es de 6,8 cm y la lateromedial de 8,3 cm.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ulna de los saurópodos es un elemento anatómico poco figurado lo que dificulta la discusión e identificación de MPZ 2004/2. Posiblemente ésta sea una de las razones por la que se han considerado pocos caracteres derivados en las últimas propuestas filogenéticas (Upchurch, 1998; Wilson, 2002). A pesar de estas dificultades, la ulna de Utrillas presenta suficientes caracteres para proponer una identificación. El contorno del extremo proximal típicamente "triradiado" es un carácter que diferencia a los saurópodos de prosaurópodos y terópodos, en los que es triangular (Wilson, 2002). Además la presencia de una profunda fosa para la inserción del radio, también la sitúa en Sauropoda (Yates y Kitching, 2003).

En el Cretácico inferior de Laurasia se han citado representantes de los dos grandes clados de Neosauropoda: Diplodocimorpha y Camarasauromorpha o Macronaria (Salgado *et al.*, 1997; Wilson 2002). El carácter más significativo de MPZ 2004/2 es la presencia de un proceso medial muy desarrollado. Este carácter lo presentan algunos macronarios norteamericanos del Cretácico inferior incluidos en Titanosauriformes como *Cedarosaurus, Venenosaurus* o *Pleurocoelus* (Tidwell *et al.*, 1999), estando ausente en macronarios más primitivos, como *Camarasaurus,* y en los diplodocimorfos. Por otra parte, Titanosauria es un clado incluido en Titanosauriformes que agrupa a la mayoría de los saurópodos del Cretácico superior, aunque su origen haya que buscarlo posiblemente en el Jurásico, por lo que están presentes en el Cretácico Inferior (Salgado *et al.*, 1997; Wilson, 2002). La ulna de los taxones incluidos en Titanosauria presentan un contorno cóncavo del extremo proximal (Upchurch, 1998), lo que les diferencia de MPZ 2004/2 que tiene un contorno convexo. Además no se han descrito ulnas de titanosaurios con un proceso medial tan desarrollado como tiene la ulna de Utrillas.

Los Titanosauriformes distintos de Titanosauria, que informalmente se denominan como "Titanosauriformes basales", tuvieron una amplia diversificación durante el Cretácico Inferior en Laurasia. En este grupo se incluye a los representantes de Brachiosauridae como grupo hermano del resto de Titanosauriformes (Salgado *et al.*, 1997). La

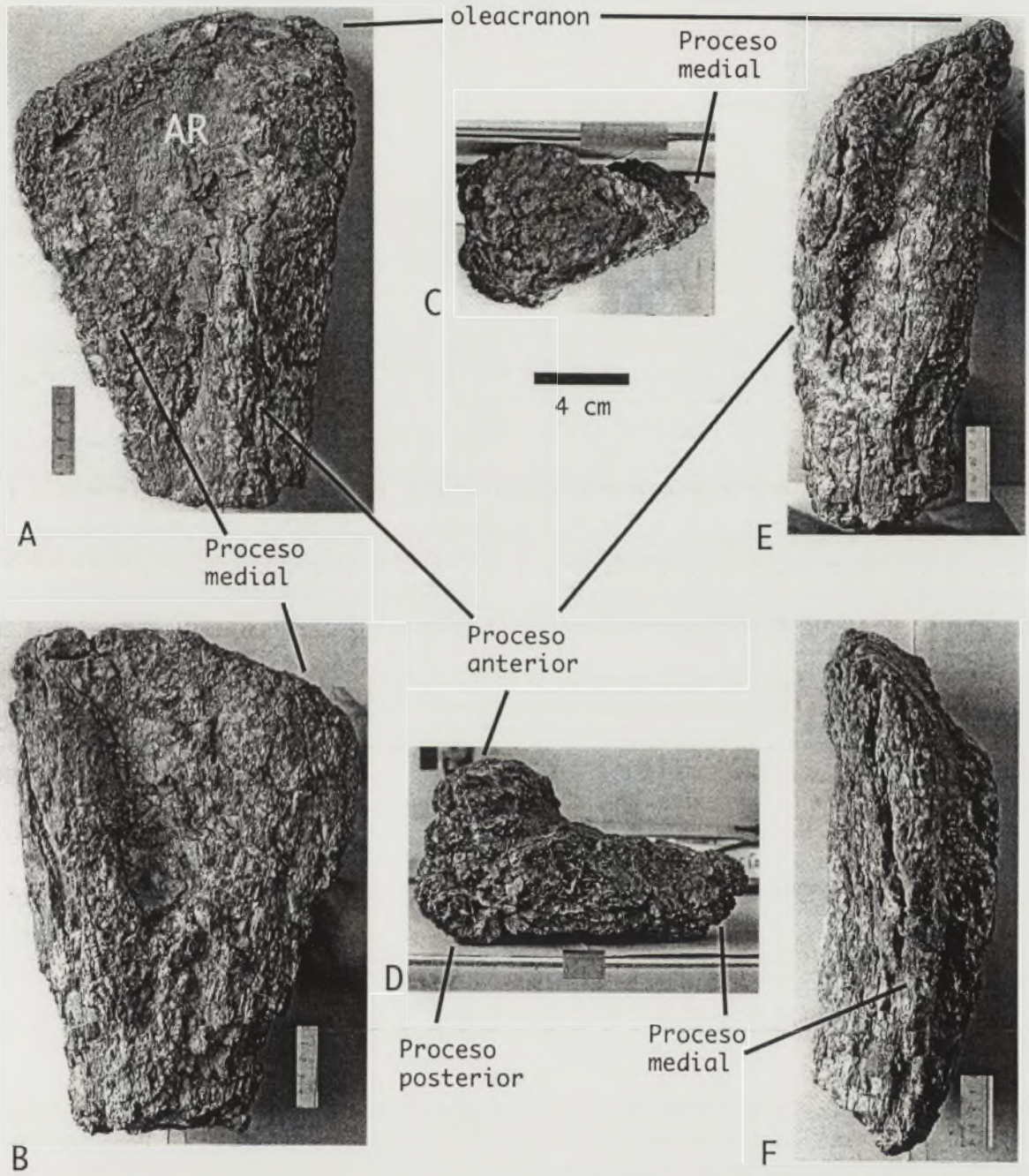


FIGURA 2. *Ulna izquierda de saurópodo, Titanosauriformes indet. (Utrillas, Formación Escucha, Albiense medio). a) vista anterior, b) vista posterior, c) sección de la diáfisis, d) vista proximal, e) vista lateral y f) vista medial. AR: articulación para el radio. Escala 4 cm.*

ulna de *Brachiosaurus brancai* se diferencia de MPZ 2004/2 en poseer un proceso medial más corto y tener un contorno del extremo proximal cóncavo similar al de los Titanosauria, por lo que hay que descartar que pertenezca a un braquiosáurido. Aunque no se han incluido en ninguna de las familias clásicas de saurópodos, hay "Titanosauriformes basales" que no se adaptan a los braquiosáuridos. Entre estos podrían estar los géneros norteamericanos del Cretácico Inferior *Cedarosaurus, Venenosaurus* o *Pleurocoelus,* que comparten con MPZ 2004/2 la presencia de un proceso medial muy desarrollado. Se diferencia de ellos por poseer el contorno del extremo proximal ligeramente convexo.

Este grupo de "Titanosauriformes basales" está bien representado en el Hauteriviense superior-Aptiense inferior de la Península Ibérica, por ejemplo *Aragosaurus ischiaticus* o el nuevo saurópodo de Peñarroya de Tastavins y representa un conjunto bien individualizado que se puede reconocer en Laurasia y no está presente en Gondwana. MPZ 2004/02 se asigna a Titanosauriformes indet. Se puede concluir que el descubrimiento de una ulna de saurópodo en la Formación Escucha en Utrillas (Teruel) permite abrir nuevas perspectivas en la búsqueda de restos de fósiles en esta formación, a pesar que durante más de 100 años no se hubieran encontrado fósiles de dinosaurios,

ni otros vertebrados, en ella. Además permite reconocer por primera vez la presencia de saurópodos Titanosauriformes distintos de Titanosauria y de Brachiosauridae (denominados informalmente "Titanosauriformes lauriasiáticos"), al menos hasta el Albiense medio en la Península Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

La investigación del Equipo de Dinosaurios de la Universidad de Zaragoza está subvencionado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (Proyecto Vecoba), el Gobierno de Aragón y la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel.

REFERENCIAS

Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L. (1992): Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in NE Spain. En: *The controls on distribution and quality on cretaceous coals* (P.J. McCabe y J.T. Parrish, Eds.). Geological Society of America Special Paper, 267: 193-208.

Salgado, L., Coria, R.A. y Calvo, J.O. (1997): Evolution of titanosaurid sauropods. I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*, 34(1): 3-32.

Tidwell, V., Carpenter, K. y Brooks, W. (1999): New sauropod from the Lower Cretaceous of Utah, USA. *Oryctos*, 2(21): 21-37.

Upchurch, P. (1998): The Phylogenetic Relationships of Sauropod Dinosaurs. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 124: 43-103.

Vilanova y Piera, J. (1873): Restos de *Iguanodon* en Utrillas. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, Actas, 2: 8.

Wilson, J.A. (2002): Sauropod dinosaur phylogeny: critique and cladistic analysis. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 136(2): 215-275.

Yates, A.M. y Kitching, J.W. (2003): The earliest known sauropod dinosaur and the first step towards sauropod locomotion. *Proceedings of the Royal Society of London: Biological Sciences*, 270: 1753-1758.

Dientes de dinosaurios terópodos y saurópodos de la Formación Cerro Lisandro (Cenomaniense superior-Turoniense inferior, Cretácico superior) en Río Negro (Argentina)

J.I. Canudo[1], L. Salgado[2], J.L. Barco[1,3], R. Bolatti[4] y J.I. Ruiz-Omeñaca[1]

1 Área y Museo de Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jicanudo@unizar.es, jigruiz@unizar.es
2 Univeridad Nacional de Comahue, Buenos Aires 1400, Neuquén 8300, Neuquén, Argentina. lsalgado@uncoma.edu.ar
3 Paleoymás, S. L. L., C/ Ntra. Sra. del Salz 4, 50017 Zaragoza. jlbarco@paleoymas.com
4 Endemas, Sarmiento 533, Cipolleti 8324, Río Negro, Argentina. rbolatti@neunet.com.ar

ABSTRACT

A joint team of the Universidad Nacional del Comahue, the "Ente para el Desarrollo de la Margen Sur-ENDEMAS" (Argentina) and the Universidad de Zaragoza (Spain) has started paleontological fieldwork in the previously unexplored area of Anfiteatro, 50 km southwest to the town of Cipolleti, in the Río Negro Province, Argentina. One of the new discovered localities has provided six dinosaur teeth, which are described in this paper. These teeth come from the Cerro Lisandro Formation, a formation of Upper Cenomanian-Lower Turonian age belonging to the Neuquén Group, Río Limay Subgroup. The only dinosaur previously known in the Cerro Lisandro Formation was the ornithopod Anabisetia, from the neighbouring province of Neuquén. The studied teeth belong to a sauropod: Titanosauria indet. (a slender and cylindrical tooth fragment), and three theropods: Carcharodontosauridae indet. (a tooth with wrinkled enamel), Spinosauridae indet. (a tooth with fluted enamel), and Abelisauria? indet. (three unornamented teeth). These teeth represent the first saurischian dinosaurs in the Cerro Lisandro Formation. Titanosaurs, carcharodontosaurids and abelisaurs are well known in the lowermost Upper Cretaceous of Argentina, but the Cerro Lisandro spinosaurid is the first representative of this family in the Upper Cretaceous of South America.

Key words: *Theropod, Sauropod, Cerro Lisandro Formation, Upper Cretaceous, Argentina.*

INTRODUCCIÓN

En el marco de un proyecto de colaboración entre el Ente para el Desarrollo de la Margen sur (Endemas), la Universidad Nacional de Comahue (Argentina) y la Universidad de Zaragoza se ha comenzado una campaña de investigación en un amplia área llamada el Anfiteatro situada a unos 50 km al suroeste de la ciudad de Cipolleti (Fig. 1), en la provincia de Río Negro (Patagonia, Argentina). El Anfiteatro está modelado por la erosión de la planicie de Rentería, lo que ha producido un área fuertemente acarcavada de varios kilómetros de extensión de gran belleza. Esta singularidad geomorfológica es la base para un ambicioso proyecto de turismo científico basado en la geología y la paleontología. El primer paso ha sido la puesta en valor del Anfiteatro con visitas guiadas, paneles interpretativos y un albergue. El Anfiteatro está modelado en parte en sedimentos de la Formación Cerro Lisandro, en los que se desconocían hasta el momento restos de vertebrados en Río Negro. En esta misma formación, en la vecina provincia de Neuquén, se ha descrito recientemente un ornitópodo iguanodontio (*Anabisetia saldiviai* Coria y Calvo, 2002) y restos postcraneales de Abelisauria (Paulina Carabajal *et al.*, 2003). En unos trabajos preliminares de campo realizados durante el año 2003 se han encontrado restos aislados de saurópodos, terópodos y ornitópodos, y varios puntos con acumulación de restos de saurópodos que serán objeto de campañas de excavación en los próximos años.

En este trabajo damos a conocer los primeros resultados obtenidos a partir de dientes aislados recuperados por A. Garrido en un nivel arenoso de la Formación Cerro Lisandro (Subgrupo Río Limay, Grupo Neuquén) en el área del Anfiteatro. Esta formación esta compuesta mayoritariamente de arcillas rojas con alternancia de arenas de grano medio con colores que varían entre verdes y amarillentos. Estas arenas son maduras y están compuestas fundamentalmente por granos de cuarzo. Se depositaron en un medio continental fluvial en áreas algo alejadas del área madre, con una energía mediana o baja. Respecto a la edad sería Cenomaniense superior-Turoniense inferior (Hugo y Leanza, 1999). El material estudiado son 6 dientes de dinosaurios, uno de saurópodo y cinco de terópodo que pertenecen a cuatro taxones distintos. El material fósil se encuentra depositado en el Endemas (Endemas PV1 al PV6).

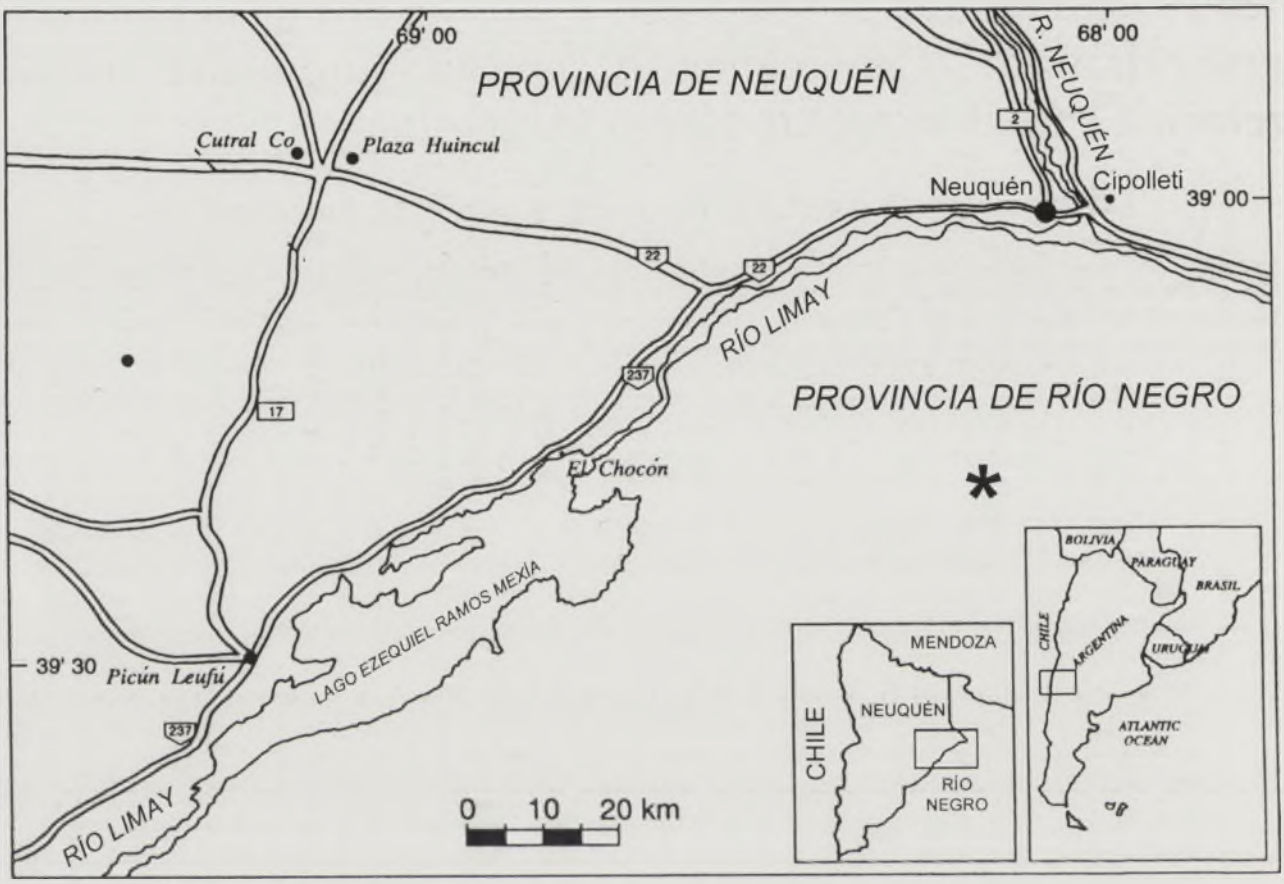


FIGURA 1. *Situación geográfica del Anfiteatro marcado con un asterisco. Modificado de Calvo (1999).*

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN

Titanosauria indet. (Endemas PV1): fragmento incompleto de un germen dental (no tiene formada la raíz y el esmalte no está totalmente diferenciado). La parte conservada mide 18,2 mm, pero teniendo en cuenta que está fracturada la parte apical podría medir entre 25 y 30 mm. La forma general es cilíndrica algo curvada lingualmente. La sección es ovalada al tener algo de aplastamiento mesiodistal. La forma de este diente "en lapicero" es característica de dos clados distintos de saurópodos: Titanosauria y Diplodocoidea, ambos presentes en el Cretácico superior de la Patagonia. Los diplodocoideos están representados por el rebaquisáurido *Rebbachisaurus tessonei* Calvo y Salgado, 1995 del Cenomaniense, siendo los titanosaurios los saurópodos más diversos y abundantes (ver referencias en Salgado, 2003). El fragmento del germen dental es coherente con la morfología de estos dos clados de Neosauropoda. Ahora bien, los dientes del rebaquisáurido *Nigersaurus taqueti* (Sereno *et al.*, 1999) del Aptiense-Albiense de Níger tienen una diferenciación apreciable del esmalte que da lugar a una carena medial y otra mesial, de las que carece Endemas PV1. Parece por tanto más adecuado incluirlo en Titanosauria indet.

Carcharodontosauridae indet. (Endemas PV2): un diente funcional premaxilar izquierdo de tamaño medio (L: 31,75 mm). Está prácticamente entero ya que la cavidad pulpar ocupa casi por completo la base de la corona. Tiene una sección típica en D, con el lado lingual ligeramente convexo y el labial fuertemente convexo. El índice de aplastamiento en su base es 0,79. Los bordes mesial y distal presentan sendas carenas denticuladas bien desarrolladas en toda su longitud. Los dentículos son rectangulares (en forma de cincel, o *chisel like*), ligeramente inclinados apicalmente. Son grandes (2 dentículos/mm) y con un tamaño constante desde la base hasta el ápice. En el lado lingual, cerca de la base del diente, hay una ornamentación característica formada por suaves pliegues oblicuos junto a los dentículos distales. Esta tipo de ornamentación únicamente se ha descrito en grandes terópodos tetanuros incluidos en Carcharadontosauridae (Novas *et al.*, 1999). Estos dinosaurios tienen una distribución exclusivamente gondwánica, hasta el momento. En Argentina se conocen representantes de esta familia desde el Cenomaniense inferior (*Giganotosaurus carolinii* Coria y Salgado, 1995) hasta el Turoniense superior (Veralli y Calvo, 2003).

Spinosauridae indet. (Endemas PV6). Es un diente funcional prácticamente completo, ya que se ha conservado la mayor parte de la cavidad pulpar. Por la inclinación del ápice se ha interpretado que es un diente mandibular derecho o maxilar izquierdo. La forma general es cónica con una ligera inclinación distal. La sección en la base es subcircu-

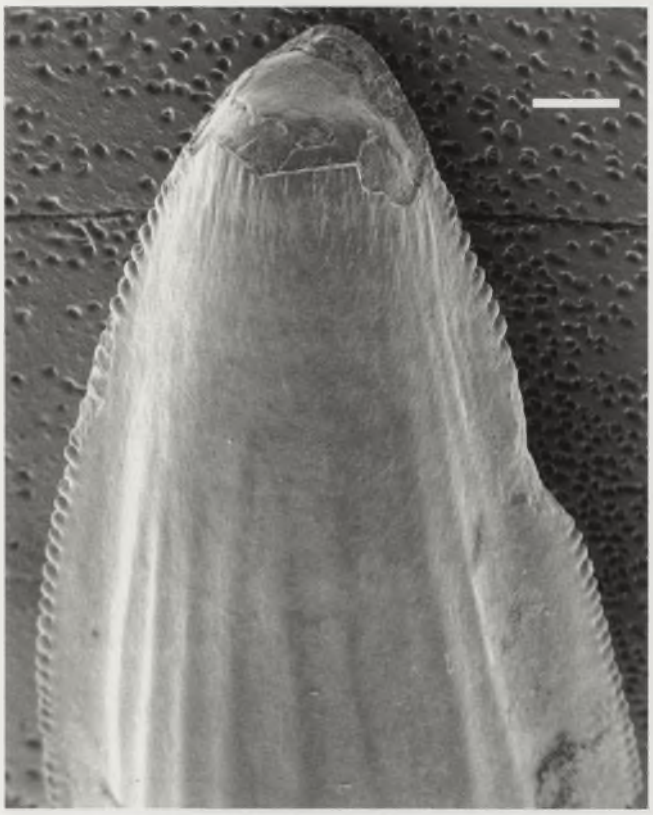


FIGURA 2. *Vista lingual de Spinosauridae indet. (Endemas PV 6) de la Formación Cerro Lisandro (Cenomaniense superior-Turoniense inferior) en el área del Anfiteatro (Río Negro, Argentina). Fotografía de microscopio electrónico de barrido. Se puede observar la carácterisctica ornamentación con crestas finas y los dentículos ganchudos. La escala es un 1 mm.*

lar con un ligero aplastamiento lateromedial (el índice de aplastamiento, es 0,85). En los bordes mesial y distal presenta carenas desde la base hasta el ápice. Los dentículos son de pequeño tamaño y varían a lo largo del diente. Así la carena distal presenta 4,5 dentículos/mm en la base y 3 en el ápice. La carena mesial presenta mayor variación desde 4 en la base hasta 2 en el ápice. En la parte inferior del diente, los dentículos son rectos (en forma de cincel) y varían significativamente de tamaño entre sí. A partir de la parte media del diente hacía el ápice los dientes son ganchudos. El carácter más diagnóstico del diente es la presencia de finas crestas longitudinales separadas por amplios surcos tanto en el lado labial como en el lingual. Estas crestas comienzan en la base del diente y se distribuyen hasta la parte media, no llegando en ningún caso al ápice (Fig. 2). Esta ornamentación es típica de Spinosauridae (Charig y Milner, 1997). Los espinosáuridos son un grupo de tetanuros con una importante diversificación al final del Cretácico inferior y en la parte baja del Cretácico superior. Se ha citado tanto en Laurasia como en Gondwana (Charig y Milner, 1997; Sues *et al.*, 2002). En Sudamérica se han citado en el miembro Romualdo de la Formación Santana (Brasil), posiblemente Albiense, donde se han descrito dos géneros, *Angaturama limai* (Kellner y Campos, 1996) e *Irritator challengeri* (Martill *et al.*, 1996) (ver referencias en Sues *et al.*, 2002). *Irritator* presenta dientes que poseen la característica ornamentación con crestas de los espinosáuridos. En Argentina no se han descrito hasta el momento espinosáuridos, por lo que PV6 indica su presencia en la parte inferior del Cretácico superior de Sudamérica.

Abelisauria? indet. (Endemas PV3, PV4 y PV5). Son tres dientes funcionales de tamaño mediano. PV4 es el más completo (L: 32,57 mm). El esmalte es liso. La sección es aplastada lateromedialmente, con las carena mesial y distal coincidiendo con los bordes mesial y distal respectivamente. El índice de aplastamiento varía entre 0,69 (PV3) y 0,56 (PV4), lo que refleja diferente posición en las mandíbulas. Las carenas presentan dentículos desde la base hasta el ápice. En el borde distal presentan 3 dentículos/mm, y en el mesial 2,5 dentículos/mm. En el ápice son algo más pequeños (3,5 dentículos/mm). Los dentículos son rectangulares (en forma de cincel) y están ligeramente inclinados hacía el ápice. La carena anterior es ligeramente curvada, la posterior (PV4) se curva desde el ápice hasta la base hacia el lado que se interpreta como lingual. Estos dientes carecen de caracteres derivados que permitan incluirlos en un clado concreto y hacer una determinación con certeza. Se diferencian del Carcharodontosauridae indet. por la ausencia de pliegues oblicuos en el esmalte, y del Spinosauridae indet. por tener una sección más aplastada y carecer de ornamentación, y son similares a los dientes del abelisaurio *Pycnonemosaurus nevesi* (Kellner y Campos, 2002) del Cretácico superior de Brasil. Los abelisaurios son terópodos representados en la Formación Cerro Lisandro (Paulina Carabajal *et al.*, 2003), así como en otras formaciones del Cretácico superior de Argentina, pero hasta el momento no se han descrito sus dientes. Mientras carezcamos de más información, se asume que PV2-PV5 pueden ser dientes de Abelisauria.

CONCLUSIONES

La Formación Cerro Lisandro en la provincia de Río Negro presenta una condiciones excepcionales de afloramiento con abundantes restos fósiles de vertebrados que van a permitir reconstruir la paleobiodiversidad del ecosistema continental en el Cenomaniense superior-Turoniense inferior de esta parte de la Cuenca Neuquina. Hasta el presente trabajo únicamente se había descrito el ornitópodo *Anabisetia*, al que se añaden un saurópodo (Titanosauria indet.) y tres terópodos (Carcharodontosauridae indet., Spinosauridae indet., Abelisauria? indet.) conocidos exclusivamente por dientes aislados y que se han descrito por primera en este trabajo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo del Ente para el Desarrollo de la Margen Sur de la provincia de

Río Negro. El Grupo de trabajo de vertebrados del Mesozoico de la Universidad de Zaragoza está subvencionado por el Ministerio de Educación y Ciencia y el Gobierno de Aragón.

REFERENCIAS

Calvo, J.O. (1999): Dinosaurs and other vertebrates of the Lake Ezequiel Ramos Mexia area, Neuquén-Patagonia, Argentina. En: *Proceedings of the Second Gondwanan Dinosaur Symposium* (Y. Tomida, T.H. Rich y P. Vickers-Rich, Eds.). National Science Museum Monographs, 15: 13-45.

Calvo, J.O. y Salgado, L. (1995): *Rebbachisaurus tessonei* sp. nov. a new sauropoda from the Albian-Cenomanian of Argentina; new evidence on the origin of the Diplodocidae. *Gaia*, 11: 13-33.

Charig A.J. y Milner, A.C. (1997): *Baryonyx walkeri*, a fish-eating dinosaur from the Wealden of Surrey. *Bulletin of the Natural History Museum* (Geology Series), 53: 11-70.

Coria, R. y Salgado, L. (1995): A new giant carnivorous dinosaur from the Cretaceous of Patagonia. *Nature*, 377: 224-226.

Hugo, C.A. y Leanza, H.A. (1999): *Geología y recursos minerales del sector rionegrino de la hoja 3969-IV, General Roca.* Dirección de Minería de Río Negro-SEGEMAR, 89 p.

Novas, F.E., Martínez, R.D., de Valais, S. y Ambrosio, A. (1999): Nuevos registros de Carcharodontosauridae (Dinosauria, Theropoda) en el Cretácico de Patagonia. *Ameghiniana,* 36(4, Suplemento): 17R.

Paulina Carabajal, A., Coria, R.A. y Currie, P.J. (2003): Primer hallazgo de Abelisauria en la Formación Lisandro (Cretácico Superior), Neuquén. *Ameghiniana,* 40(4, Suplemento): 65R.

Salgado, L. (2003): Los saurópodos de Patagonia: Sistemática, Evolución y Paleobiogeografía. En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas: 139-168.

Sues, H.-D., Frey, E., Martill, D.M. y Scott, D.M. (2002): *Irritator challengeri*, a spinosaurid (Dinosauria: Theropoda) from the Lower Cretaceous of Brasil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 22: 535-547.

Veralli, C. y Calvo, J.O. (2003): New findings of carcharodontosaurid teeth (Upper Turonian) on Futalognko quarry, north Barreales Lake, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 40(4, Suplemento): 74R.

Los mamíferos del Cretácico inferior de España

G. Cuenca-Bescós y J.I. Canudo

Área y Museo Paleontológico, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. cuencag@unizar.es, jicanudo@unizar.es

ABSTRACT

Isolated teeth of mammals are the early Cretaceous Iberian record at localities such as Galve (uppermost Hauterivian-lower Barremian), Vallipón (upper Barremian) and La Cantalera (uppermost Hauterivian-lowermost Barremian) in Teruel and Uña in Cuenca (upper Barremian). Multituberculates, small, rodent-like, herbivorous mammals dominate the mammal assemblages, where Jurassic survivors lived together with probably cretaceous asian immigrants. There were also insectivorous such as dryolestids, spalacotherids, peramurids, gobiconodontids and docodonts. Modern mammals are almost absent from Early Cretaceous assemblages of Spain except for one possible, but very bad preserved therian form Vallipón. The rareness of mammals at the cretaceous localities may be related, at least to three factors: Two related with the ecology of the terrestrial ecosystems and one to the palaeogeography during the iberian Cretaceous. Mammals were not so abundant as shrews and rodents are today. Probably other small vertebrates as crocodiles and theropods dominated the terrestrial ecosystems. The predators (as the nocturnal birds of prey) were probably less importance as the factor of accumulation as they are today. The geological factor is related with the large Early Cretaceous basins where too ample to favour the concentration of animal carcasses in general, both its preservation and accumulation.

Key words: *mammals, Lower Cretaceous, taphonomy, palaeoecology, Spain.*

INTRODUCCIÓN

Los mamíferos mesozoicos son imprescindibles para conocer la historia evolutiva de estos vertebrados. El Mesozoico representa las dos terceras partes de su distribución temporal. Además los mamíferos actuales tienen su origen en varios grupos que evolucionaron durante el Cretácico. A pesar que mamíferos y dinosaurios prácticamente aparecieron a la vez en el Triásico se suele considerar a los mamíferos como una rareza en los ecosistemas del Mesozoico. Son fósiles escasos y fragmentarios y únicamente en los últimos años los descubrimientos del Cretácico inferior de Liaoning en China nos han revelado ejemplares articulados con los que se ha podido reconstruir por completo el esqueleto de grupos de mamíferos mayoritariamente conocidos por sus dientes.

El Cretácico inferior es un intervalo clave para interpretar tanto la distribución geográfica como el origen y evolución de algunos grupos de mamíferos. En este periodo, la Pangea jurásica se fractura definitivamente y los dos grandes supercontinentes Laurasia y Gondwana se separan. En este contexto la Península Ibérica representa el área emergida de Laurasia más cercana de Gondwana, y a la vez representa el extremo más meridional de Laurasia, lo que la convierte en un área marginal, favorable para la especiación geográfica por alopatría de los mamíferos. En esta línea de trabajo tratamos de integrar los datos paleontológicos del Cretácico inferior a nivel global con las dataciones geocronológicas que cada vez son más precisas. Los restos fósiles de mamíferos del Cretácico inferior son raros y únicamente se han encontrado en una docena de regiones en todo el mundo, una de las cuales es la Península Ibérica, en los afloramientos de la Cordillera Ibérica en Teruel y en Cuenca. En este trabajo se pone al día la sistemática paleontológica y se discute la abundancia de los mamíferos en los ecosistemas terrestres del Cretácico inferior de la Península Ibérica.

DISTRIBUCIÓN DE LOS MAMÍFEROS DEL CRETÁCICO INFERIOR EN ESPAÑA

El descubrimiento de mamíferos en el Mesozoico es relativamente moderno en España (ver referencias en Crusafont y Gibert, 1976), surge del impulso inicial que supuso la colaboración entre los equipos del Instituto Miquel Crusafont de Sabadell y de la Universidad de Berlín en yacimientos de Cuenca y Aragón (Crusafont y Gibert, 1976; Henkel y Krebs, 1969; Kühne y Crusafont-Pairó, 1968). El equipo alemán sigue publicando sus resultados en los últimos años, especialmente sobre los multituberculados (Hahn y Hahn, 1992; Hahn y Hahn, 2001) y desde el año 1995 el Grupo de Trabajo de Vertebrados del Mesozoico de la Universidad de Zaragoza retomó esta línea de investigación realizando un trabajo exhaustivo de lavado y tamizado de microvertebrados en yacimientos del Cretácico inferior de Teruel (Canudo y Cuenca-Bescós, 1996; Cuenca-Bescós *et al.*, 1996; Cuenca-Bescós y Canudo, 2003). Hasta el momento el mate-

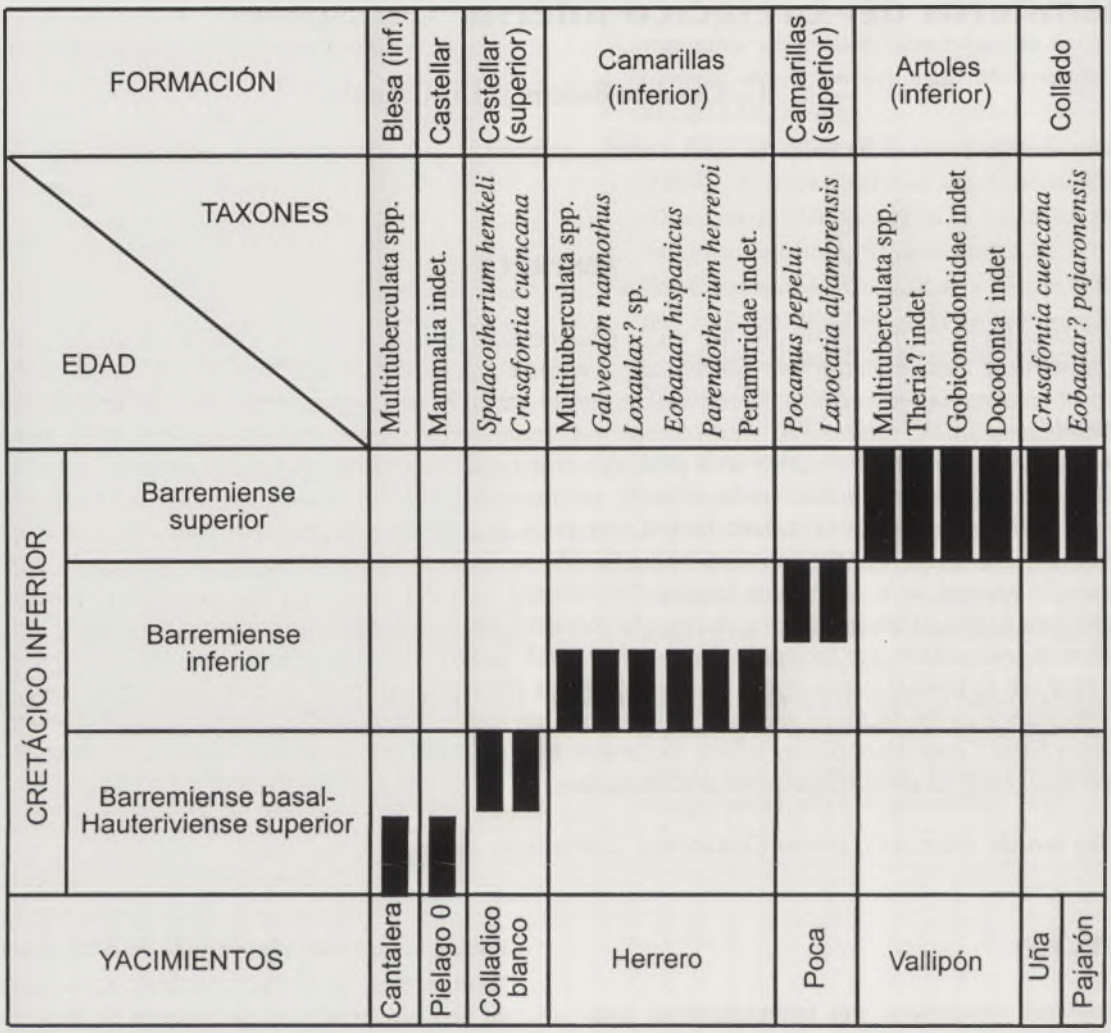


FIGURA 1. *Distribución estratigráfica de los mamíferos del Cretácico inferior de la Península Ibérica. Los yacimientos son: La Cantalera en la Formación Blesa; Pielago 0 en la Formación Castellar; Nivel Colladico Blanco en la parte superior de la Formación Castellar; Yacimiento Herrero en la parte inferior de la Formación Camarillas; Poca en la parte superior de la Formación Camarillas. Vallipón en la parte inferior de la Formación Artoles. Uña y Pié Pajarón hemos interpretado que se encuentra en la Formación Collado. Hahn y Hahn (2001) sitúan a Pié Pajarón en la Formación Camarillas, pero teniendo en cuenta que esta formación no aflora en el área del yacimiento, parece más adecuado incluirlo en la Formación Collado.*

rial publicado en España se basa en el estudio de dientes aislados y de dos mandíbulas de Uña (Henkel y Krebs, 1969), no habiéndose citado restos postcraneales

Los restos más antiguos son los del Hauteriviense terminal o Barremiense basal de la parte baja Formación Blesa en La Cantalera (Josa, Teruel) y en la parte media de la Formación Castellar, en Galve (Teruel) (Fig.1). Hasta el momento se han recuperado dos taxones multituberculados y un mamífero sin identificar. Los niveles algo más modernos del techo de la Formación Castellar (Barremiense basal) y en la Formación Camarillas (Barremiense inferior) en Galve han librado al menos diez especies de mamíferos distintas. Dado que el material está formado exclusivamente por dientes aislados, se han considerado las sinonimias propuestas por Hahn y Hahn (1992) Canudo y Cuenca (1996). Las diez especies se agrupan en seis especies de multituberculados, cuatro de las cuales se han descrito por primera vez en Galve: *Parendotherium herreroi* Crusafont Pairó y Adrover 1966, *Galveodon nannothus* Hahn y Hahn 1992, *Eobataar hispanicus* Hahn y Hahn 1992, *Lavocatia alfambrensis* Canudo y Cuenca 1996, además hay un taxón tentativamente incluido en el género inglés *Loxaulax*? sp. y al menos un multituberculado indeterminado. También están representados grupos de origen jurásico como los drioléstidos (*Crusafontia cuencana*, Henkel y Krebs 1969), los espalacoteridos (*Spalacotherium henkeli* Krebs 1985) y los peramúridos (*Pocamus pepelui* Canudo y Cuenca 1996 y un Peramuridae indet.).

En niveles del Barremiense superior (Formación Artoles) de Castellote (Teruel) se ha localizado el yacimiento con la mayor diversidad taxonómica conocida en el Cretácico inferior a nivel mundial (Cuenca-Bescós *et al.*, 1996; Cuenca-Bescós y Canudo, 2003). Vallipón es un yacimiento formado en un medio de transición, en el que se han recu-

perado más de 30 dientes de al menos tres taxones distintos de multituberculados, un docodonto, un gobiconodóntido y un posible terio. Posiblemente también del Barremiense superior son los yacimientos de Cuenca estudiados por los investigadores alemanes como Uña o Pié Pajaron (Kühne y Crusafont-Pairó, 1968; Henkel y Krebs, 1969; Hahn y Hahn, 2001). En ellos se ha descrito *Crusafontia cuencana* y el multituberculado *Eobaatar? pajaronensis* Hahn y Hahn 2001. En niveles más modernos no se han descrito restos de mamíferos, pero la persistencia de medios continentales en el Albiense (Formación Escucha) puede deparar su descubrimiento en futuras investigaciones

DISCUSIÓN

Los sedimentos continentales y de transición de la Cordillera Ibérica son un área excepcional para la investigación de los mamíferos del Cretácico inferior. Esta excepcionalidad radica en la diversidad que se ha encontrado, a pesar de lo escaso del registro. Sin embargo, dado que los restos de mamíferos son escasos, ya que obtenemos un diente cada tonelada de sedimento lavado debemos preguntarnos a qué se debe esta escasez. En yacimientos terciarios con esa misma cantidad de sedimento se pueden encontrar cientos e incluso miles de dientes. ¿Son escasos los mamíferos porque hay un sesgo tafonómico o porque eran realmente raros en los ecosistemas cretácicos? Como hipótesis de trabajo planteamos que los mamíferos estaban relativamente representados, por lo tanto vamos a ver los factores que pueden determinar su escasez en los yacimientos.

1) Hay evidencias en la actualidad que muchas clases de predadores acumulan o favorecen la acumulación de restos no digeridos de sus presas como huesos, pelo, dientes. Es fácil observar bajo el nido de una rapaz nocturna una gran cantidad de huesos, procedentes de la acumulación de sus egagrópilas. De esta manera muchos de las grandes acumulaciones de micromamíferos en el Cuaternario son consecuencia de la predación de las rapaces nocturnas. La cuestión es si en el Cretácico inferior existían predadores similares capaces de producir acumulaciones de pequeños vertebrados como anfibios, reptiles, aves, mamíferos.

Hay algunas evidencias que indican que podrían existir, una de ellas ha sido propuesta por el equipo de la Universidad Autónoma de Madrid, que recientemente ha publicado una estructura circular con restos fragmentarios, pero identificables de varias presas que se agrupan en lo que se podría interpretar como un pelet (Sanz *et al.*, 2001). El resto procede del yacimiento de conservación excepcional de Las Hoyas (Cuenca) de edad Barremiense superior. Si la interpretación de estos autores es la adecuada, como pensamos, en el Cretácico inferior de la Península Ibérica había predadores que producían pelets con huesos, o dicho de otra manera su tracto digestivo no era suficiente agresivo para la destrucción total de las partes duras. Aunque el excepcional fósil de las Hoyas carece de restos de mamíferos, no es difícil asumir que en el Cretácico inferior había predadores de mamíferos en cuyos pelets podían quedar sus restos óseos sin destruir.

También poseemos algunas evidencias que refuerzan esta afirmación. La presencia en el yacimiento de Vallipón de dientes de mamíferos que presentan signos de digestión (ver figuras en Cuenca-Bescós *et al.*, 1996) indica que en el Cretácico inferior de la Península Ibérica había algunos predadores de mamíferos que no llegaban a destruir por completo los restos óseos de sus presas. Por tanto sí que potencialmente hay predadores que podían producir acumulación de microvertebrados al igual que lo hacen las rapaces actuales.

2) El carácter extenso de las cuencas terrestres del Cretácico puede ser otro factor limitante. Como punto de observación externo tenemos los ricos yacimientos de microvertebrados del Terciario y del Cuaternario que suelen estar asociados o bien a rellenos cársticos o bien a cuencas sedimentarias de pequeñas dimensiones donde el potencial de conservación es más elevado que en amplias cuencas como las del Cretácico inferior de la Península Ibérica. Posiblemente éste sea uno de los factores más importantes que influyen en la ausencia de grandes acumulaciones de mamíferos.

3) Un tercer factor es que las poblaciones de estos mamíferos fueran realmente de mayor escasez numérica que lo son los micromamíferos del Terciario y del Cuaternario, donde especialmente los roedores llegan a alcanzar tasas de reproducción elevadas sobre todo en condiciones ambientales favorables. En los diferentes yacimientos del Cretácico inferior de la Península Ibérica hay microvertebrados que suelen ser muy abundantes como los pequeños cocodrilos. Posiblemente en los ecosistemas terrestres ligados a medios marinos estos arcosaurios fueran más abundantes que los mamíferos. En definitiva los mamíferos serían diversos, relativamente abundantes pero no alcanzarían las proporciones de los micromamíferos actuales.

CONCLUSIONES

En los sedimentos continentales y de transición del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica se han encontrado dientes aislados de mamíferos desde el Hauteriviense superior hasta el Barremiense superior. El Barremiense es el piso mejor representado, con al menos 18 taxones de mamíferos distintos, estando representados los multituberculados, peramúridos, gobiconodóntidos, drioléstidos, docodontos, simmetrodontos y un posible terio. A pesar de la escasez de restos fósiles ya que en muchos casos el taxón está representado por un único diente, se encuentra una apreciable diversidad. Esto es un posible índice de la abundancia e importancia de estos vertebrados en los ecosistemas terrestres del Cretácico inferior de la Península Ibérica y la escasez de información que de ellos poseemos.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos de campo han sido subvencionados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (Proyecto Vecoba), El Gobierno de Aragón (Grupos emergentes) y la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel.

REFERENCIAS

Canudo, J.I. y Cuenca Bescós, G. (1996): Two new mammalian teeth of the Lower Cretaceous of Galve, Teruel, Spain. *Cretaceous Research*, 17: 215-228.

Crusafont, M. y Gibert, J. (1976): Los primeros multituberculados de España. Nota Preliminar. *Acta Geológica Hispánica*, 11(3): 57-64.

Cuenca-Bescós, G., Canudo, J.I. y Ruiz-Omeñaca, J.I. (1996): Los mamíferos del Barremiense Superior (Cretácico Inferior) de Vallipón, Mas de las Matas (Teruel, España). *Mas de las Matas*, 15: 105-137.

Cuenca-Bescós, G. y Canudo, J.I. (2003): A new gobiconodontid mammal from the Early Cretaceous of Spain and its palaeogeographic implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 28(4): 575-582.

Hahn, G. y Hahn, R. (1992): Neue Multituberculaten-Zähne aus der Unter-Kreide (Barremiun) von Spanien (Galve und Uña). *Geologica et Palaeontologica*, 26: 143-162.

Hahn, G. y Hahn, R. (2001): Multituberculaten - Zähne aus der Unter - Kreide (Barremium) von Pié Pajarón (Prov. Cuenca, Spanien). *Paläontologische Zeitschrift*, 74(4): 587 -589.

Henkel, S. y Krebs, B. (1969): Zwei Säugetier-Unterkiefer aus der Unteren Kreide von Uña (Prov. Cuenca, Spanien). *Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 8: 449-463.

Krebs, B. (1985): Theria (Mammalia) aus der Unterkreide von Galve (Provinz Teruel, Spanien). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 60: 29-48.

Kühne,W.G. y Crusafont Pairó, M. (1968): Mamíferos del Wealdiense de Uña, cerca de Cuenca. *Acta Geológica Hispánica*, 3(5): 133-134.

Sanz, J.L., Chiappe, L.M., Fernández-Jalvo, Y., Ortega, F., Sánchez-Chillon, B., Poyato-Ariza, F.J. y Pérez-Moreno, B.P. (2001): An Early Cretaceous pellet. *Nature*, 409: 998-999.

Tafonomía y paleoecología del ecosistema acuático de Las Hoyas (Barremiense superior, Serranía de Cuenca)

X. Delclòs[1], C. Martín-Closas[1], A.D. Buscalioni[2], M.A. Fregenal-Martínez[3], M. de la Fuente[4], B. Gomez[5], F.J. Poyato-Ariza[2] y C. Soriano[1]

1 Dept. Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona.
2 Unidad de Paleontología, Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.
3 Dept. Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.
4 Museo Geominero - IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
5 School of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds LS2 9JT, UK.

ABSTRACT

The freshwater ecosystem of Las Hoyas contains one of the most significant records of aquatic organisms described from the Early Cretaceous worldwide. The benthos was formed by a diverse assemblage of animals such as aquatic insects, ostracods, cray-fishes, and juvenile and small adult fishes, which depended on the ground cover of charophytes and aquatic angiosperms for shelter and food. The nekton was mainly composed of crustaceans and a large variety of fishes. Phytoplankton is represented by two chlorophytes and zooplankton is represented by planktonic pupae of dipterans. Cheirolepidiaceous conifers, matoniaceous tree-ferns and herbaceous schizaeacean ferns were growing in swamps. Among tetrapods with aquatic habitats modern amphibians and reptiles were found.
In spite of the exceptional preservation, the fossil record of Las Hoyas includes sedimentological, taphonomic and palaeoecological biases. Form the palaeoecological point of view, mass mortality levels contain thousands of individuals of crayfish associated with freshwater plant remains. These levels are attributed to eutrophication events of the otherwise oligotrophic lake. Other mass-mortality levels include hundreds of juvenile teleostean individuals associated with small shrimps. Changes in the water-table and related temperature changes, variation of acidity or input of toxic substances may account for this type of mass mortality.

Key words: *Early Cretaceous, Las Hoyas, lacustrine ecosystem, taphonomy, palaeoecology.*

INTRODUCCIÓN

El ecosistema dulceacuícola de Las Hoyas constituye uno de los registros más significativos de organismos durante el Cretácico inferior. El ecosistema se desarrolló en las cadenas ibéricas sudoccidentales durante el Barremiense superior, dentro de un intrincado mosaico de facies, que incluyen margas palustres con suelos hidromórficos, canales fluviales meandriformes, calizas lacustres someras y calizas litográficas procedentes de lagos permanentes y más profundos (Fregenal-Martínez y Meléndez, 2000).

Composición de los hábitats del paleoecosistema

a) Bentos

El bentos del ecosistema acuático de Las Hoyas es el hábitat que contiene la mayor diversidad de especies. Probablemente esta comunidad estaba fuertemente condicionada por la cobertura vegetal, compuesta por carófitas y angiospermas acuáticas primitivas. Una asociación diversa de animales, formada por insectos acuáticos, ostrácodos, cangrejos astácidos, y peces juveniles o adultos de pequeño tamaño, dependían de ésta para su desarrollo y refugio. Los restos de carófitas son el principal componente esquelético de las calizas lacustres someras y las margas, lo que indica un bajo trofismo del sistema lacustre. Generalmente están representadas por utrículos de la familia Clavatoraceae, como *Atopochara trivolvis trivolvis* y *Ascidiella cruciata*. En las calizas litográficas se han encontrado talos de carófitas excepcionalmente bien conservados que pertenecen a cuatro especies entre las que destaca *Clavatoraxis robustus*, que presenta una cubierta de cojinetes de acículas, como adaptación contra los herbívoros (Martín-Closas y Diéguez, 2000). Los restos angiospermas acuáticas se encuentran exclusivamente en las calizas litográficas finamente laminadas. *Montsechia vidali* es la más abundante y mostraba hojas con flotadores en las axilas. *Proteaephyllum reniforme* constituye probablemente uno de los primeros registros de angiospermas acuáticas con hojas flotantes peltadas. En las calizas lacustres se encuentran gasterópodos similares a los Limnaeidae y bivalvos similares a los actuales Unionidae y los Pisidiidae, mientras que en los lignitos palustres son abundantes las formas afines a los Planorbiidae. Los insectos bentónicos están representados por varios

órdenes. Los Ephemeroptera incluyen dos familias herbívoras: Euthyplociidae y Leptophlebiidae. La primera está constituida por formas excavadoras, mientras que la segunda lo está por formas que se arrastraban sobre el fondo y trepaban entre la vegetación. Entre los Odonata cabe destacar las larvas de libélula, predadoras y propias de ambientes lénticos. Dos formas diferentes de anisópteros se alimentarían de invertebrados propios de las facies someras. Las larvas acuáticas de díptero están representadas por los Stratiomydae, Tabanidae y formas similares a Tipulidae y Chironomidae. Actualmente estos grupos viven mayoritariamente en ríos, pero también en estanques con fondos de arena fina. Los hemípteros, en su mayoría incluidos en los Belostomatidae eran muy abundantes y estaban bien representados por la especie *Iberonepa romerali* (Martínez-Delclòs *et al.*, 1995). Los Belostomatidae vivían sumergidos en la zona litoral del lago asociados a hidrofitos y eran buenos nadadores, capaces de cazar pequeños insectos, crustáceos y peces. Entre los coleópteros están representadas algunas larvas de la familia Coptoclavidae, y adultos de Hydrophyllidae. Todas las larvas de coptoclávidos encontrados en Las Hoyas pertenecen probablemente a la especie *Megacoptoclava longiurogomphia*, cuya morfología larval indica que se trata de cazadores de insectos y crustáceos que vivirían entre las comunidades de carófitas. Los Hydrophyllidae poseen cuerpos hidrodinámicos adaptados a la vida acuática, con pelos hidrófugos en el cuerpo y apéndices posteriores. Se han reconocido tres grupos de crustáceos en el bentos: ostrácodos, peracáridos (isópodos y espaleográfáceos) y decápodos. El registro mayoritario de decápodos corresponde a la especie *Austrapotamobius llopisi* de la familia Astacidae. Viviría dentro de sus galerías durante el día, y tendría hábitos omnívoros nocturnos. En las facies lacustres someras se encuentran seis géneros de ostrácodos detritívoros.

b) Necton

Se compone mayoritariamente de peces y crustáceos. Se distinguen dos estrategias de vida, dependiendo de los hábitos alimenticios de los animales nectónicos en el bentos o en el plancton-pleuston. Una característica importante de este necton es el tamaño relativamente reducido de los adultos, comparado con otros representantes de los mismos grupos. Los peces nectónicos *sensu stricto* , como *Vidalamia*, *Caturus* y *Amiopsis* forman la ictiofauna típica de Las Hoyas. Estas especies se alimentarían probablemente de peces asociados al plancton o al bentos. El necton relacionado con el bentos está representado por *Delclosia roselli*, una gamba de la familia Atyiidae. Los atíidos actuales son formas omnívoras que se alimentan de detritus, gusanos y pupas planctónicas de insectos en aguas de baja mineralización y abundante vegetación acuática. *Turbomesodon* es un pez que presenta una dentición heterodonta, de forma similar a otros picnodontos. Junto con el más raro *Stenamara*, constituye el primer registro de picnodontos de agua dulce (Poyato-Ariza *et al.*, 1998). Probablemente ambos tendrían una dieta durófaga, compuesta por decápodos bentónicos como *Austrapotamobius*. Los *Lepidotes* de Las Hoyas son peces semionotiformes considerablemente más pequeños que cualquier otra especie de este género, cuyos individuos pueden llegar a alcanzar los dos metros. Existen tres especies en Las Hoyas, con morfologías bucales claramente distinguibles, lo que indica diferencias en los hábitos de su alimentación, basada en invertebrados bentónicos. Los pequeños celacantos son raros en Las Hoyas y "*Holophagus*" constituye el primer celacanto cretácico dulceacuícola bien documentado (Poyato-Ariza *et al.*, 1998). Probablemente viviría cerca del fondo, alimentándose de peces y/o grandes invertebrados. El necton relacionado con el plancton incluye *Gordichthys*, un teleósteo ostariofísio de la familia Chanidae que presenta una hendidura bucal dispuesta hacia arriba, lo que sugiere que se alimentaría de pequeñas pupas de insectos o insectos terrestres atrapados en el pleuston. Este pez, así como *Rubiesichthys*, es considerablemente menor que cualquier otro Chanidae conocido. La mayor parte de la biomasa de la ictiofauna de Las Hoyas estaba formada por numerosas formas aún no descritas de otros teleósteos primitivos, que probablemente se alimentarían de invertebrados planctónicos, y serían, junto con los anteriores, la presa mayoritaria de los peces ictiófagos.

c) Plancton

El fitoplancton está representado por dos clorofitas. Las colonias de *Botryococcus* se encuentran facies más someras mientras que los cenobios de *Pediastrum* en facies más profundas. Sólo se encuentran en algunos horizontes de la sucesión lacustre, que pueden corresponder a episodios de eutrofización del agua generalmente oligotrófica. El zooplancton se encuentra representado en niveles con acumulaciones de pupas planctónicas de dípteros similares a los Chaoboridae.

d) Pleuston

Los Chresmodidae fueron insectos pleustónicos que ocuparon el biotopo de los actuales zapateros de agua durante buena parte del Mesozoico. Otros insectos del pleuston son los coleópteros adultos de la familia fósil Coptoclavidae. Esta familia muestra convergencias en los ojos y las patas con los actuales Gyrinidae y Dytiscidae. Estos escarabajos se alimentarían sobre la superficie del agua cazando insectos que cayeran en la superficie, o buceando, cazando insectos acuáticos o pequeños peces.

e) Humedal

Este hábitat está representado mayoritariamente por margas variegadas, limos y lignitos con perfiles edáficos

sobreimpuestos. Sólo se dispone de un registro limitado de los organismos que vivían en este entorno, ya que los ambientes óxicos de la diagénesis temprana no permitieron su conservación. Algunos organismos específicos de este ambiente incluyen plantas helofíticas y tetrápodos anfibios. En estos humedales crecerían tres grupos de plantas helofíticas: la conífera queirolepiadácea arbustiva *Frenelopsis ugnaensis* (Gómez *et al.*, 2001), el helecho arborescente matoniáceo *Weichselia reticulata*, y helechos esquizaceaceos de hábito herbáceo, representados por esporas cicatricosas (e.g. *Cicatricosisporites*). Dentro de los tetrápodos de hábitats acuáticos se han reconocido anfibios modernos (Lissamphibia) y reptiles (Chelonia y Crocodylomorpha). El registro más común de Anura corresponde a los discoglósidos, mientras que Caudata está representada por tres salamandras, la más común de ellas una forma perennibranquial (adultos con branquias externas). Esta forma pasaría todo su ciclo vital dentro del agua. Los reptiles acuáticos están representados por tortugas y cocodrilos. Estos últimos incluyen formas adultas de pequeño tamaño relacionadas con los cocodrilos modernos con adaptaciones características de hábitos acuáticos.

SESGOS DEL REGISTRO FÓSIL

a) Sesgo sedimentológico

El análisis de facies llevado a cabo en las laminitas calcáreas lacustres muestra que en el lago permanente existían dos estadios sedimentarios extremos. El depósito durante periodos húmedos, cuando el lago era más profundo, se producía principalmente por subflujos turbidíticos que formaron dobletes milimétrico con granoclasificación. Durante los periodos secos, el lago se volvía somero y homogéneo, y se formaban laminitas de carbonato con *ripple-marks*. Las laminitas depositadas en periodos húmedos muestran abundante registro de insectos nadadores (Belostomatidae) y peces (*Lepidotes*), mientras que las laminitas depositadas en momentos de sequía muestran una mayor diversidad de formas, con abundantes plantas acuáticas (*Montsechia*), y pequeños animales bentónicos (teleósteos primitivos juveniles de muy pequeño tamaño y cangrejos astácidos).

b) Sesgo tafonómico

El sesgo bioestratinómico más obvio lo constituyen los insectos que ocupan diferentes hábitats durante la ontogénesis. Así, las libélulas y efémeras están representadas mayoritariamente por sus larvas acuáticas, mientras que los adultos voladores prácticamente no presentan registro. Los coleópteros acuáticos tales como los Hydrophyllidae presentan registro de las formas adultas en las facies lacustres profundas, mientras que las larvas, al presentar un hábito más somero y óxico, no pudieron quedar registradas (Martínez-Delclòs *et al.*, 2004). El sesgo fósil diagenético también limitó el número de restos orgánicos del registro fósil. Este es el caso de la mayor parte de las algas de talos no biomineralizados, como las clorococàceas.

c) Sesgo paleoecológico

Este tipo de sesgo parece ser especialmente significativo para los vertebrados. Existen dos grupos de peces representados en otros *Fossil-Lagerstätten* de Iberia, pero que no están registrados en Las Hoyas. Los Elopiformes, formas nectónicas de gran tamaño, probablemente estén ausentes debido a la insuficiente profundidad del lago de Las Hoyas (sesgo funcional). Por otra parte, los Clupeiformes no presentan registro, y su nicho es ocupado por otros peces pequeños ligados al bentos, tales como *Rubiesichthys* o *Gordichthys* (sesgo trófico). En el caso de los tetrápodos, la alta mortalidad de las crías de cocodrilo debida a la alta desecación de las zonas someras del lago durante los periodos secos produjo una sobre-representación de estos ejemplares en el registro fósil.

PALEOECOLOGÍA LACUSTRE

a) Mortalidades en masa

En Las Hoyas no son raros los niveles de mortalidad en masa que contienen cientos de ejemplares de teleósteos juveniles. Los ejemplares juveniles de peces generalmente están asociados exclusivamente a pequeñas gambas del género *Delclosia*. Los peces juveniles generalmente viven en aguas muy someras, cercanos a la superficie y a la costa. Son muy sensibles a cambios en el nivel del agua, su temperatura o acidez, así como a la presencia de sustancias tóxicas, y cualquiera de estos factores puede producirles este tipo de mortalidad. Otros niveles de mortalidad frecuentes son los de *Austrapotamobius*, que muestran diferentes estadios ontogenéticos e incluyen importantes cantidades de plantas hidrofíticas, como *Montsechia*. Estos niveles pueden estar relacionados con la destrucción de la cobertura vegetal durante eventos de eutrofización.

b) Eventos de eutrofización

La oligotrofia era el estatus trófico general del ecosistema acuático de Las Hoyas. Aún así, existe la evidencia de eutrofización en determinados horizontes de la sucesión lacustre. Puede estar relacionada con el aporte de nutrientes terrestres durante las etapas de menor lámina de agua. El sobrecrecimiento de las carófitas formando costras similares a estromatolitos, recuerda el de la actual *Chara* por cianobacterias durante eutrofizaciones bruscas. También la presencia de fitoplancton en algunos horizontes evidencia el elevado trofismo del lago en algunos momentos de su historia. La eutrofización pudo producir la destrucción de la cobertura de carófitas y la posterior mortalidad en masa de los animales del bentos.

c) Cambios del nivel del lago

La evidencia de cambios significativos en la lámina de agua en lagos someros proviene de perfiles edáficos sobreimpuestos a las calizas lacustres y margas. La lámina de agua también cambió durante la sedimentación de las calizas litográficas (lagos permanentes estratificados). Una prueba de la disminución de la lámina de agua sin la desecación la aportan las icnitas de pterodáctilos y dinosaurios saurópodos en las calizas litográficas.

CONCLUSIONES

El ecosistema acuático de Las Hoyas está caracterizado por un bentos y necton muy diversos y un plancton y pleuston poco diverso. La comunidad bentónica estaba básicamente formada por carófitas, angiospermas primitivas, insectos, cangrejos astácidos y moluscos, mientras que el necton lo constituían pequeños peces adultos y gambas. Las formas enanas estaban especialmente constituidas por vertebrados (peces y cocodrilos), y resultan de un sesgo paleoecológico relacionado con dinámicas poblacionales. Los humedales estaban habitados por una cobertura densa de queirolepidiáceas y helechos, así como de anfibios, cocodrilos, e insectos. El sesgo tafonómico de la asociación fósil es particularmente bajo, y afecta casi exclusivamente a organismos tales como talos orgánicos de algas e insectos de cuerpo blando, así como otros invertebrados que habitarían la zona litoral.

El estatus trófico normal del sistema era la oligotrofía, pero puntualmente se registraron eventos de eutrofización. Éstos provocaron la destrucción de la cobertura vegetal hidrofítica con la consiguiente mortalidad en masa de plantas acuáticas y crustáceos bentónicos. Se han registrado importantes cambios en el nivel del lago, que produjeron sesgos en la composición de la asociación fósil. Las asociaciones correspondientes a momentos de baja lámina de agua son más diversas que las correspondientes a láminas de agua más altas.

AGRADECIMIENTOS

Estos estudios se enmarcan dentro de los proyectos DGICYT PB98-1260, PICDT-2001-0173, y PICDT-2001-0185, y del proyecto 2001 SGR-00075 de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

Fregenal-Martínez, M.A. y Meléndez, N. (2000): The Lacustrine Fossiliferous Deposits of the Las Hoyas Subbasin (Lower Cretaceous, Serranía de Cuenca, Iberian Ranges, Spain, En: *Lake basins through space and time.* (E.H. Gierlowski-Kordesch y K.R. Kelts, Eds.). AAPG Studies in Geology, 46: 303-314.

Gómez, B., Martín-Closas, C., Méon, H., Thévenard, F. y Barale, G. (2001): Plant taphonomy and palaeoecology in the lacustrine Uña delta (Late Barremian, Iberian Ranges, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 133-148.

Martín-Closas, C. y Diéguez, C. (1998): Charophytes from the Lower Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Palaeontology*, 41: 1133-1152.

Martínez-Delclòs, X., Nel, A. y Popov, Y.A. (1995): Systematics and functional morphology of *Iberonepa romerali* n.gen. and sp., Belostomatidae from the Spanish Lower Cretaceous (Insecta, Heteroptera). *Journal of Paleontology*, 69: 496-508.

Martínez-Delclòs, X., Briggs, D.E.G. y Peñalver, E. (2004): Taphonomy of insects in Carbonate Rocks and Amber compared. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 19-64.

Poyato-Ariza, F.J., Talbot, M.R., Fregenal-Martínez. M.A., Meléndez, N. y Wenz, S. (1998): First isotopic and multidisciplinary evidence for nonmarine coelacanths and pycnodontiform fishes: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144: 65-84.

Nuevos restos de Dinosaurios (Ankylosauria, Thyreophora) en el Cretácico inferior de Salas de los Infantes (Burgos, España)

L.A. Izquierdo Montero, F. Torcida Fernández-Baldor, P. Huerta Hurtado, D. Montero Huerta y G. Pérez Martínez

Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes y Colectivo Arqueológico-Paleontológico Salense, C.A.S., Pza. Jesús Aparicio 9, 09600 Salas de los Infantes, Burgos. museodesalas@salasdelosinfantes.net

ABSTRACT

Ankylosaurian thyreophoran remains from the Lower Cretaceous of Tenadas de Costalomo IV, near Salas de los Infantes (Burgos), are described. Geologically, the outcrop belongs to the Castrillo de la Reina Formation, which is Barremian-Aptian in age (Lower Cretaceous). The material is a plate. Based on its general form this plate is here suggested that came to the caudal region of a tyreofo-ran dinosaur. It has been compared with other dermal plates of stegosaurs and ankylosaurs. The Burgos material presents resemblance with some genres of anquilosaurs, but differs in his apex, that is more rounded than the others anquilosaurs plates. For lack of more significant information it is referred to Ankylosauria indet. The only ankylosaur reported to date in the Lower Cretaceous rocks of Burgos is Polacanthus. The studied material is part of the collections of the Museo de Dinosau-rios of Salas de los Infantes.

Key words: *Dinosauria, Ankylosauria, Lower Cretaceous, Burgos, Spain.*

INTRODUCCIÓN

El registro fósil de anquilosaurios es muy escaso en el Cretácico inferior (facies *Weald*) de la Península Ibérica (Pereda Suberbiola y Galton, 2001). En la comarca de Salas de los Infantes (Burgos) han aparecido restos fragmentarios y aislados de anquilosaurios (Pereda Suberbiola *et al.*, 1999). Sanz (1983) describe una espina dérmica aislada procedente de Los Peñucos-La Ballesta, en las cercanías de Salas de los Infantes, a la que se atribuye una edad Barremiense-Aptiense. La espina se identificó como perteneciente a la región cervical y se asignó a *Hylaeosaurus* sp. (Sanz, 1983). Pereda Suberbiola *et al.* (1999) revisan la espina e igualmente la reconocen como cervical, pero la asignan a *Polacanthus* sp . De Fuente Espudia (Salas de los Infantes) proceden dos espinas que Pereda Suberbiola *et al.* (1999) definen como caudales y las asignan a *Polacanthus* sp., este hallazgo extiende la distribución de este anquilosaurio al norte de la Península Ibérica. El género *Polacanthus* es conocido por hallazgos principalmente en el Barremiense-Aptiense de la Isla de Wight en Inglaterra (Naish y Martill, 2001). Algunos autores consideran que también estaría presente en Norteamérica por la especie *Hoplitosaurus marshi* del Barremiense de Dakota del Sur (Pereda Suberbiola, 1994).

En esta nota describimos una nueva espina dermatoesquelética procedente del Barremiense-Aptiense de Salas de los Infantes, que se ha determinado como Ankylosauria indet., sin que podamos hacer por ahora una precisión taxonómica mayor. Esta pieza era de la colección que formó el Colectivo Arqueológico-Paleontológico de Salas, y que éste donó en 1999 al Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes.

Abreviatura. PS, Museo de Dinosaurios de Salas de los Infantes, Burgos, España.

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Salas de los Infantes se halla situada en el sudeste de la provincia de Burgos (Fig. 1). El material objeto de este estudio procede del yacimiento Tenadas de Costalomo IV (PS-CLST-IV), enclavado en la zona occidental de la Cuenca mesozoica de Cameros. Aparecen en arcillas rojas que representan llanuras de inundación de sistemas fluviales meandriformes. Estos se caracterizan por rellenos de canales arenosos con espesores entre 2-10 m. intercalados en la serie lutítica roja. Se enmarca en la Formación Castrillo de la Reina (Martín-Closas y Alonso-Millán, 1998), formada por sistemas fluviales distales, de canales meandriformes y arcillas de llanura de inundación. Esta formación está englobada en la secuencia de depósito V y datada como Barremiense-Aptiense (Martín-Closas y Alonso Millán, 1998). El yacimiento de procedencia ha proporcionado también restos óseos indeterminados así como bivalvos (uniónidos).

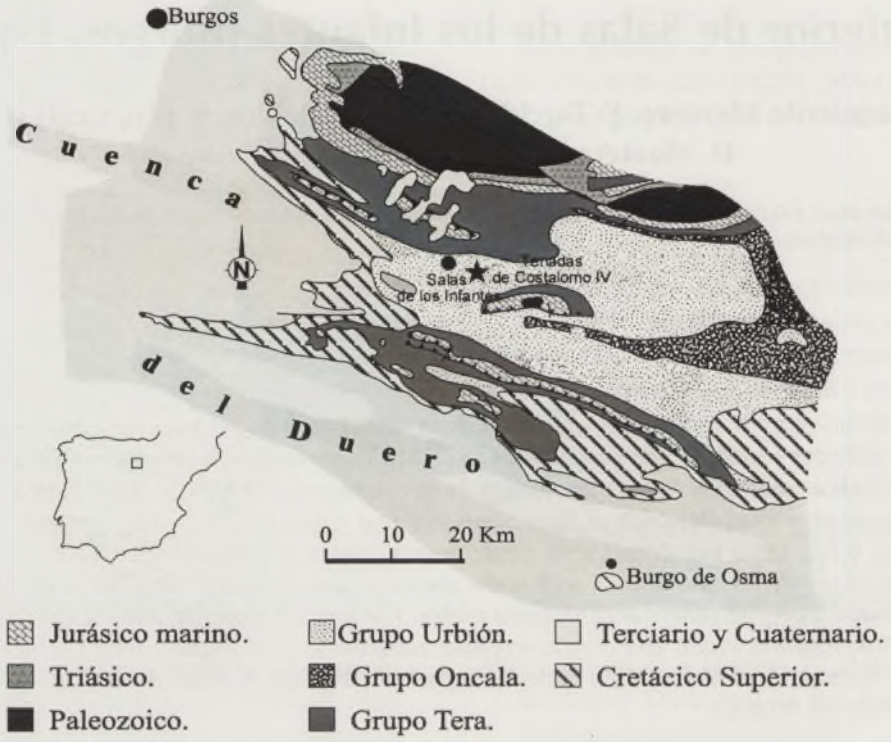


FIGURA 1. *Situación geográfica de Tenadas de Costalomo IV (Salas de los Infantes, Burgos).*

DESCRIPCIÓN

PS-CLST-IV.1 (Figs. 2 y 3).

Se trata de una espina ósea cuyas dimensiones máximas son: 58 mm de longitud y 48 mm de anchura. Está comprimida lateralmente ensanchándose hacia la base; la superficie externa es rugosa. Uno de los bordes, que interpretamos como anterior, es convexo, con ligeros abultamientos a lo largo de su desarrollo longitudinal, lo que le confiere un aspecto "escalonado". El otro borde, posterior, no está completo, pero su arranque en la zona apical de la espina no es convexo sino cóncavo. La base está deficientemente conservada pero puede apreciarse que es estrecha, asimétrica, sinusoidal y está levemente vaciada, de modo que es cóncava. El ápice de la espina es redondeado y no está curvado distalmente.

DISCUSIÓN

Los Thyreophora es un grupo de dinosaurios ornitisquios, entre cuyas características más evidentes es la de poseer un cuerpo cubierto por placas dérmicas. Estas placas, de valor diagnóstico para la identificación de los principales grupos, difieren en su tamaño y forma en función de su posición anatómica. La placa PS-CLST-IV.1 está muy comprimida lateralmente y tiene su base hueca, lo que sugiere que procede de la región caudal (Blows, 1987).

La presencia de espinas caudales de forma subtriangular y base hueca es conocida en varios dinosaurios anquilosaurios aparte de *Polacanthus* del Cretácico inferior europeo y posiblemente norteamericano (Blows, 1987; Pereda Suberbiola, 1994). Así, las placas caudales de *Struthiosaurus* del Cretácico superior europeo (Nopcsa, 1929), *Mymoorapelta* del Jurásico superior de Norteamérica y *Gastonia* del Cretácico inferior de Norteamérica (Carpenter y Kirkland, 1998) comparten estos caracteres.

Comparada con las placas caudales de *Stegosaurus* del Jurásico superior de Norteamérica (Gilmore, 1914), comparten la compresión lateral pero la base de las placas de *Stegosaurus* es mucho más estrecha.

El ápice redondeado se asemeja más a las espinas de *Mymoorapelta* o *Gastonia* que a las de *Polacanthus* o *Struthiosaurus* que son más puntiagudas, pero siendo la espina burgalesa aún menos acuminada. La pieza no está erosionada ni presenta deformaciones diagenéticas por lo cual el grado de acuminado pudiera tener validez para una valoración sistemática, pero debido al carácter fragmentario de la pieza no es posible comparar la forma de su borde posterior, incompleto, ni totalmente la de su base para hacer una aproximación sistemática mayor. Por ello la espina PS-CLST-IV.1 se asigna provisionalmente a Ankylosauria indet.

CONCLUSIONES

Se presenta una nueva espina dérmica procedente del Cretácico inferior (Barremiense-Aptiense) de Tenadas de Costalomo IV, cerca de Salas de los Infantes (Burgos). La

FIGURA 2. *Vista lateral externa de la espina caudal identificada como Ankylosauria indet. (PS-CLST-IV), procedente del yacimiento de Tenadas de Costalomo IV (Salas de los Infantes, Burgos).*

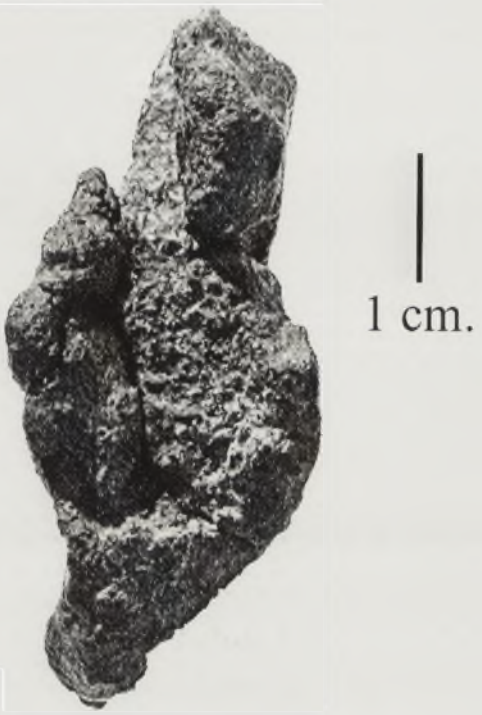


FIGURA 3. *Vista basal de la espina caudal identificada como Ankylosauria indet. (PS-CLST-IV), procedente del yacimiento de Tenadas de Costalomo IV (Salas de los Infantes, Burgos).*

espina está comprimida lateralmente y su base es hueca, por lo que se deduce una posición caudal. Difiere de espinas de estegosaurios por su base algo más ancha, y tiene sus semejanzas mayores con espinas de anquilosaurios. El ápice posee un grado de acuminado bajo, que podría tener valor como criterio sistemático. Al no poder establecer semejanzas claras con espinas de otros anquilosaurios, se determina como Ankylosauria indet. En la zona de Salas de los Infantes han aparecido otras piezas dérmicas aisladas pertenecientes a anquilosaurios, atribuidas a *Polacanthus*, pero el material de Tenadas de Costalomo IV es demasiado fragmentario para su atribución a este género.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a Xavier Pereda Suberbiola (Universidad del País Vasco, Bilbao, y Museum Nacional d'Historie Naturelle, París) por su inestimable ayuda durante la realización de este trabajo, así como a José Ignacio Canudo por sus comentarios que han ayudado a mejorarlo.

REFERENCIAS

Blows, W.T. (1987): The armoured dinosaur *Polacanthus foxi* from the Lower Cretaceous of the Isle of Wight. *Palaeontology*, 30: 557-580.

Carpenter, K. y Kirkland, J.I. (1998): Review of Lower and Middle Cretaceous ankylosaurs from North America. En: *Lower and Middle Cretaceous Terrestrial Ecosystems* (S.G. Lucas, J.I. Kirkland y J.W. Estep, Eds.). New Mexico Museum of Natural History and Science, 14: 249-270.

Gilmore, C.W. (1914): Osteology of the armoured Dinosauria in the United States National Museum, with special references to the genus *Stegosaurus*. *Bulletin of the United States National Museum*, 89: 136 p.

Naish, D. y Martill, D.M. (2001): Armoured dinosaurs: Thyreophorans. En: *Dinosaurs of the Isle of Wight* (D.M. Martill y D. Maish, Eds.). Palaeontological Association of London Field Guide to Fossils, 10: 147-184.

Nopcsa, F. (1929): Dinosaurierreste aus Siebenbürgen, V. *Geologica Hungarica, Series Paleontologica*, 4: 76 p.

Martín-Closas, C. y Alonso-Millán, A. (1998): Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica) *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 253-269.

Pereda Suberbiola, X. (1994): *Polacanthus* (Ornithischia, Ankylosauria), a transatlantic armoured dinosaur from the Early Cretaceous of Europe and North America. *Palaeontographica* A, 232: 133-159.

Pereda Suberbiola, X. y Galton, P.M. (2001): Thyreophoran ornithischian dinosaurs from the Iberian Peninsula. En: *I Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas: 147-161

Pereda Suberbiola, X., Meijide, M., Torcida, F., Welle, J., Fuentes,C., Izquierdo, L.A., Montero, D., Pérez, G. y Urién, V. (1999): Espinas dérmicas del dinosaurio anquilosaurio *Polacanthus* en las facies Weald de Salas de los Infantes (Burgos, España). *Estudios geológicos*, 55: 267-272.

Sanz, J.L. (1983): A nodosaurid ankylosaur from the Lower Cretaceous of Salas de los Infantes (Province of Burgos, Spain). *Geobios*, 16: 615-621.

El registro fósil y la evolución de los vegetales acuáticos continentales del Mesozoico. Una síntesis

C. Martín-Closas

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona. cmartin@natura.geo.ub.es

ABSTRACT

Palaeobotany applied to freshwater plants is an emerging field of palaeontology. Hydrophytic plants reveal evolutionary trends of their own, clearly distinct from those of terrestrial and marine flora. Between the Silurian and Early Cretaceous, charophytes dominated the macrophytic associations, with the consequence that over dozens of millions of years, the non-marine flora bypassed the evolution and dominance of vascular plants on land. During the Early Cretaceous, global extension of the freshwater environments resulted in a renovation of the benthic and planktonic non-marine flora. This includes the appearance of the first aquatic angiosperms and ferns along with new charophyte families. In the Late Cretaceous, freshwater angiosperms dominated almost all macrophytic communities worldwide, as they do now. Mesozoic planktonic assemblages kept also an ancestral physiognomy during most of the Palaeozoic and Mesozoic and were dominated by green algae, mainly Chlorococcales. In the Early Cretaceous non-marine dinoflagellates first colonized these planktonic assemblages. The evolution of the freshwater flora is thus characterised by the permanence of a few, long-lasting groups such as benthic charophytes or planktonic chlorococcales, which are living fossils. In contrast, groups originated in terrestrial or marine habitats needed a long time to colonize non-marine environments. Once they entered this environment they showed as well a slow evolutionary rate.

Key words: *palaeobotany, charophytes, angiosperms, ferns, evolution.*

INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente se ha considerado que la macroevolución de las plantas consta de tres grandes etapas. La primera, definida por el origen y el dominio de las "pteridofitas" o plantas con esporas, de desarrolló entre el Silúrico y el Pérmico inferior, la segunda caracterizada por el dominio de las plantas con semilla sin flor ("gimnospermas"), tuvo lugar entre el Pérmico y el Cretácico inferior y la última etapa refleja el dominio de las angiospermas o plantas con flor desde el Cretácico superior. Estas etapas han recibido la categoría de "eras" vegetales -Paleofítico, Mesofítico y Cenofítico- que tienen mucho más sentido paleogeográfico y paleoambiental para los medios continentales que las eras tradicionales, netamente marinas. Sin embargo esta generalización macroevolutiva encuentra una de sus excepciones más relevantes en el medio acuático continental. En él habitaron desde sus inicios las carofitas o las conjugadas, que son antecesores algales del clado de las plantas terrestres. Sin embargo, los representantes más derivados del mismo clado, las briofitas y las plantas vasculares, fueron incapaces de "volver" al medio acuático continental durante centenares de millones de años (Martín-Closas, 2003). La principal crisis botánica del medio acuático continental se dio precisamente en el Cretácico inferior, cuando las plantas vasculares más derivadas colonizaron este medio, como se describe en este trabajo.

Este artículo pretende sintetizar los cambios evolutivos acaecidos durante el Mesozoico en los medios acuáticos continentales, mayoritariamente dulceacuícolas. La tesis que surge de estos datos es que la evolución vegetal presentó en los medios acuáticos continentales unas características propias, netamente diferenciadas de las floras terrestres.

LA VEGETACIÓN ACUÁTICA CONTINENTAL ANTERIOR A LA CRISIS CRETÁCICA

La evolución de los vegetales acuáticos continentales se caracteriza por presentar una larga historia dominada por unos pocos grupos que ya están presentes desde el inicio del registro paleontológico en estos ambientes. Estos grupos presentan una evolución muy conservadora en lo que se refiere a la forma (son verdaderos fósiles vivientes) y han sido exclusivos del medio continental a lo largo de toda su evolución. Entre ellos cabe destacar las conjugadas y las carofitas en el bentos y algunos grupos de clorofitas, especialmente las clorococales, en los biotopos planctónicos. Otras clorofitas dulceacuícolas como las volvocales o las oedogoniales y algunas cianobacterias estuvieron también

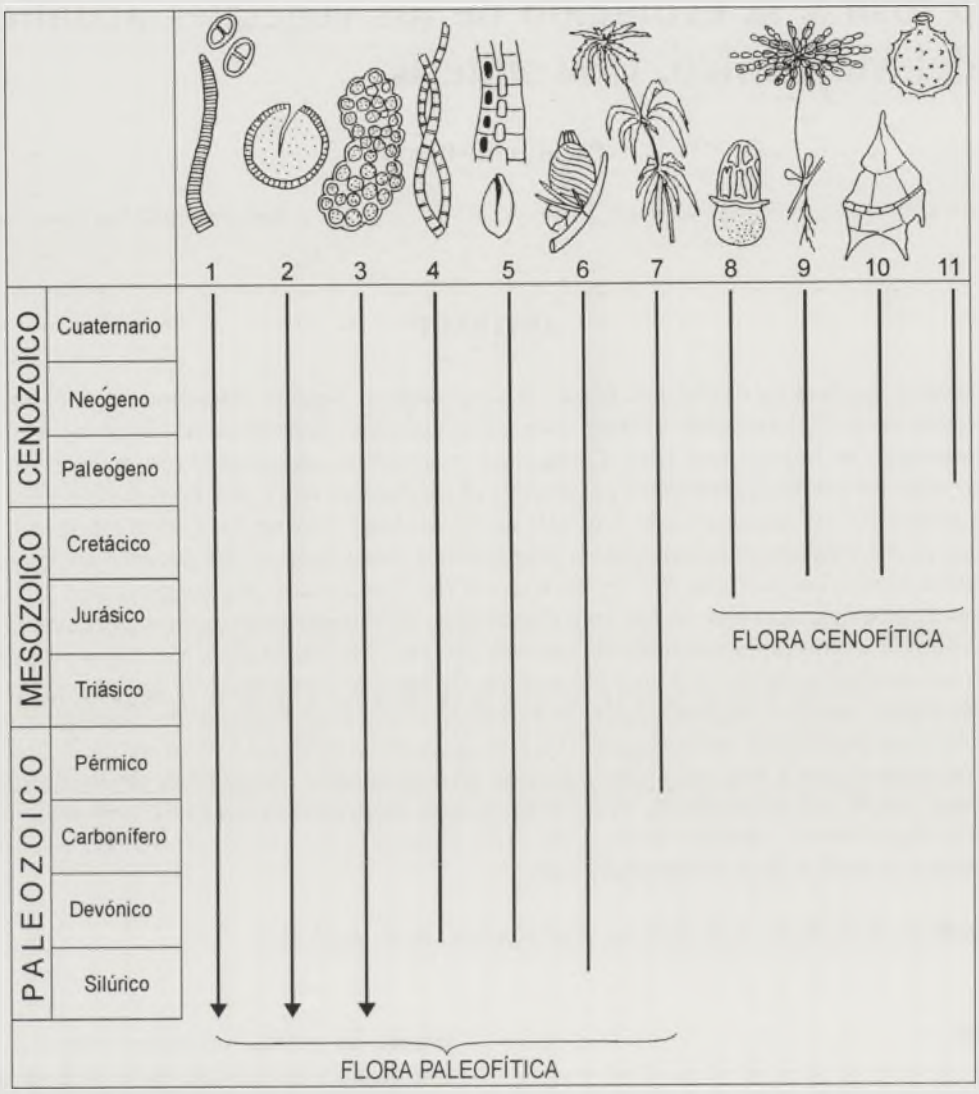


FIGURA 1. *Rangos cronoestratigráficos de los principales grupos de vegetales acuáticos continentales mostrando un cambio abrupto en la aparición de la flora acuática Cenofítica a partir de una flora ancestral Paleofítica (Modificado de Martín-Closas, 2003). Leyenda: 1: cianobacterias continentales, 2: prasinofitas (tasmanítidos), 3. clorofitas, clorococales, 4: clorofitas filamentosas, 5: conjugadas, 6: carofitas, 7: briofitas hidrofíticas, 8: helechos y licofitos hidrofíticos, 9: angiospermas acuáticas, 10: dinoflagelados lacustres, 11: diatomeas y crisofitas lacustres.*

representadas en estos medios lacustres tempranos pero su registro fósil es muy limitado. Como ejemplo de un ecosistema paleozoico dulceacuícola de conservación excepcional (*Konservatlagerstätte*) valga destacar el ejemplo de Rhynie Chert en el Devónico de Escocia, donde los grupos citados constituyen el 100% de la flora (Edwards y Lyon, 1983).

Al final del Paleozoico la vegetación acuática continental quedó notablemente empobrecida por el efecto de la aridificación general que conllevó el ensamblaje de la Pangea durante el Pérmico. Los macrofitos triásicos continuaron dominados por las carofitas aunque con una representación importante de conjugadas y posiblemente acompañadas de las primeras briofitas acuáticas. De los tres grandes ordenes de carofitas paleozoicas únicamente el de las carales consiguió sobrevivir las crisis sucesivas del final del Paleozoico (Grambast, 1974). Este grupo, caracterizado por sus girogonitos con cinco células de enrollamiento helicoidal dextrógiro, se diversificó en etapas muy tempranas de su evolución, dando lugar a dos grandes clados con procesos gametogenéticos diferentes. Estos se manifiestan en el registro fósil en forma de las llamadas placas basales, que pueden ser simples (una célula) o compuestas (tres células, dos de ellas calcificadas). Ambos clados han sido confundidos en la sistemática tradicional en un "cajón de sastre" parafilético, la familia de las "porocaráceas", por conservar el poro apical de germinación abierto, como en sus antecesores paleozoicos. De estos dos grupos van a derivar todas las carofitas post-paleozoicas. Durante el Triásico y gran parte del Jurásico las carofitas van a conservar estas morfologías ancestrales y van a diversificarse de manera mínima. Sus girogonitos son frecuentes en las facies Keuper del Trias germánico y en el Jurásico continental de los grandes

cratones que permanecieron emergidos durante los intervalos jurásicos de alto nivel relativo del mar. La crisis climática del Pérmico que provocó la extinción de las carofitas paleozoicas supuso por el contrario una diversificación de las floras acuáticas adaptadas a charcas efímeras, como es el caso de las conjugadas o las briofitas acuáticas (Van Geel y Grenfell, 1996).

LA CRISIS DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR

A partir del Oxfordiense pero especialmente a partir del Kimmeridgiense los medios acuáticos continentales presentaron una notable expansión, debida sobretodo al incremento del *rifting* intraplaca generalizado, pero también gracias a unas condiciones climáticas tropicales y paratropicales húmedas muy generalizadas. Las cuencas lacustres de esta edad presentan en Europa las llamadas facies Purbeck y Weald. En Norteamérica se agrupan dentro de la unidad conocida como *Morrison Formation*. En Asia existen numerosas cuencas de esta edad. Valgan como ejemplo las cuencas del Dniepr-Donets en Ucrania y las cuencas de Sichuan, Yunan, Hebei entre otras, en China. En América Latina cabe destacar las cuencas de Neuquén y Santana y en África las grandes cuencas del Níger y del Atlas. La expansión de los medios acuáticos continentales conllevó una diversificación inicial de los grupos de vegetales heredados anteriormente. Así, en el Oxfordiense se originaron las primeras caráceas mientras que las clavatoráceas surgieron en el Kimmeridgiense. Este grupo tendría una notable expansión en las cuencas más cálidas del Tetis, entre las que se cuentan las numerosas cuencas lacustres y palustres de la península Ibérica, mientras que las "porocaráceas" ancestrales fueron relegadas a las aguas relativamente mas frías de las cuencas boreales (Martín-Closas, 2003). Las carofitas fueron dominantes y sus restos calcificados son los principales componentes de muchas rocas calizas del Jurásico superior y Cretácico inferior (Martín-Closas y Diéguez, 1996). También se diversificaron otros grupos de algas verdes, como las conjugadas, con la aparición de géneros actuales tan abundantes como *Pediastrum* y *Botryococcus* (Van Geel y Grenfell, 1996; Zippi, 1998). No obstante la principal consecuencia de la expansión de los medios acuáticos continentales en este periodo fue su colonización por parte de las plantas vasculares, por primera vez en la historia de la vida. En el Neocomiense se han citado los primeros restos fósiles de angiospermas acuáticas, concretamente la familia de las Archaeofructaceae (Sun *et al.*, 2002) y de helechos y licofitos hidrofíticos, parientes de las actuales *Azolla* y *Isoetes*, respectivamente (Collinson, 1988). De esta manera, al cabo de más de trescientos millones de años de evolución en medios continentales terrestres, ninguna "gimnosperma" y solo unos pocos clados de "pteridofitas" consiguieron colonizar el medio acuático. La consecuencia de esta colonización tardía fue que las comunidades acuáticas de fisiognomía paleofítica, dominadas por carofitas, pasaran en pocos millones de años a adquirir una fisiognomía cenofítica, dominada por angiospermas, sin un intermedio de floras mesofíticas (Martín-Closas, 2003). En contraste con los biotopos bentónicos, el fitoplancton continuó manteniendo su fisiognomía ancestral, dominada por algas verdes y cianobacterias a lo largo de todo el Cretácico, con la excepción de los medios lagunares deltaicos, donde por primera vez se documenta la presencia de dinoflagelados continentales. Este grupo, con una larga historia en el medio marino, larguísima si se acepta su parentesco con los acritarcos acantomorfos del Proterozoico, también tardó centenares de millones de años a penetrar en el medio continental.

EXPANSIÓN DE LA FLORA ACUÁTICA CONTINENTAL EN EL CENOFÍTICO

La expansión de las angiospermas en su nuevo medio acuático fue muy rápida. Inicialmente, en el Neocomiense y Barremiense las angiospermas, los helechos y los licofitos hidrofíticos se encuentran en medios con eutrofizaciones puntuales, que eran letales para las carofitas. Sin embargo, a partir del Aptiense se asiste a una radiación de las angiospermas en medios lacustres y ya en el Albiense existen floras diversificadas de angiospermas acuáticas (Collinson, 1988; Mai, 1995). Las consecuencias de esta expansión fueron muy manifiestas en la flora de carofitas, que entre el Albiense y el Cenomaniense pasó a estar dominada por las caráceas mientras que las clavatoráceas quedaron muy limitadas biogeográficamente. Las caráceas poseen algunas adaptaciones a los medios acuáticos efímeros y parecen resistir mucho mejor que sus antecesoras a una eutrofización moderada.

CONCLUSIONES

La macroevolución vegetal en los medios continentales tuvo unos patrones bien diferenciados respecto a los que se han descrito en las floras terrestres y marinas. En comparación con las floras terrestres, las floras acuáticas carecieron de una etapa mesofítica ya que en el Cretácico inferior se documenta un paso relativamente rápido de comunidades dominada por carofitas y clorofitas a comunidades dominadas por angiospermas (Fig. 1). Esto se debió en parte a la dificultad que han mostrado los vegetales tanto terrestres como marinos para colonizar el medio acuático continental. Concretamente, muchos grupos con una larga historia biológica continental, como la mayoría de embriofitas sin semilla ("briofitas" y "pteridofitas"), solo consiguieron colonizar este medio acuático en el Cretácico inferior, tras trescientos millones de años de vida terrestre, mientras que las fanerógamas sin flor ("gimnospermas") nunca se adaptaron a él. La situación fue similar respeto a la flora marina. Los dinoflagelados, el primer grupo de vegetales marinos que consiguió entrar en el medio lacustre lo hizo en el Cre-

tácico inferior, mientras que posibles primeros representantes del grupo, los acritarcos acantomorfos, ya dominaban el plancton marino en el Proterozoico.

AGRADECIMIENTOS

La investigación del autor en paleobotánica de los medios acuáticos continentales ha sido cofinanciada por los proyectos BTE 2002-04453-Co2-01 y BTE 2002-02650 del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.

REFERENCIAS

Collinson, M.E. (1988): Freshwater macrophytes in Palaeolimnology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62: 317-342.

Edwards D.S. y Lyon A.G. (1983): Algae from the Rhynie Chert. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 86: 37-55.

Grambast, L. (1974): Phylogeny of the Charophyta. *Taxon*, 23: 463-481.

Martín-Closas, C. (2003): The fossil record and evolution of freshwater plants. A review. *Geologica Acta*, 1: 315-338.

Martín-Closas, C. y Diéguez, C. (1998): Charophytes from the Lower Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Palaeontology*, 41: 1133-1152.

Sun, G., Ji, Q., Dilcher, D.L., Zheng, S., Nixon, K.C. y Wang, X. (2002): Archaefructaceae, a new basal angiosperm family. *Science*, 296: 899-903.

Mai, D.H. (1995): *Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas*. Jena, Gustav Fischer Verlag, 691 p.

Van Geel, B. y Grenfell, H.R. (1996): Spores of the Zygnemataceae. En: *Palynology: principles and applications* (J. Jansonius y D.C. McGregor, Eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 173-179.

Zippi, P.A. (1998): Freshwater algae from the Mattagami Formation (Albian), Ontario: paleoecology, bottanical affinities and systematic taxonomy. *Micropaleontology*, 44: 1-78.

Datación magnetoestratigráfica de los dinosaurios del Cretácico terminal (Maastrichtiense superior) de Arén (Huesca, Unidad Surpirenaica Central)

O. Oms[1] y J.I. Canudo[2]

1 Universitat Autònoma de Barcelona, Fac. Ciències (Geologia), 08193 Bellaterra. joseporiol.oms@uab.es
2 Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jicanudo@unizar.es

ABSTRACT

The Maastrichtian Arén dinosaur sites embrace rich and diversified localities, what allows studying the changes that affected terrestrial faunas at the end of the Cretaceous in Europe. The studies in progress allow us recognized teeth and bones of three taxa of Hadrosauria and eight morphotypes of Theropora. Accurate age determination of Arén dinosaur sites (Blasi 1 to 4) has also been carried out trough a magnetostratigraphic study of the section that has been correlated with the standard geomagnetic time scale after the available biostratigraphic data (planktic foraminifera). The lower half of the section (part of Arén 3 marine sequence) falls within a normal polarity span, whereas in the upper half (continental red beds) a polarity reversal (base of chron c29r) is found. Thus, Blasi 4 and 5 would be around the base of chron c29r (ca 65.6 Ma) whereas Blasi 1 to 3 would fell within the upper part of chron c30n (i.e., slightly older than 65.6 Ma and far younger than 68.7).

Key words: *dinosaurs, Pyrenees, Maastrichtian, magnetostratigraphy.*

INTRODUCCIÓN Y SITUACIÓN GEOLÓGICA

La extinción de los dinosaurios es una de las líneas de investigación de mayor interés despierta en el estudio de los vertebrados del Mesozoico. Las dos hipótesis enfrentadas son la extinción brusca relacionada con un evento instantáneo, como el impacto de un objeto extraterrestre y una extinción rápida pero extendida en unos cientos miles de años resultado de varios efectos conjugados. En este caso el impacto sería una causa asesina más y no la única. La dificultad para contrastar una u otra hipótesis nace del sesgo tafonómico producido en los vertebrados continentales previos a su enterramiento, y tenemos en consecuencia un registro fósil más bien escaso. Además suele existir una dificultad añadida de situar exactamente el límite en facies continentales, lo que ha dado lugar a diferentes interpretaciones sobre si el patrón de extinciones es instantáneo o expandido. Una manera de abordar el problema es documentar de manera independiente en las áreas donde hay registro de dinosaurios del final del Cretácico como es este patrón de extinciones. Una de las áreas privilegiadas a nivel mundial donde existen las condiciones para abordar este estudio son los Pirineos tanto franceses como españoles (ver referencias en López-Martínez, 2003). Buena parte del registro geológico del Maastrichtiense-Daniense pirenaico se caracteriza por presentar sedimentos continentales en secciones largas (ver generalidades en Rosell *et al.*, 2001 para la vertiente surpirenaica).

En el valle de la Noguera Ribagorzana (sector de Arén o Areny, provincia de Huesca, ver figura 1) la formación homónima presenta algo más de 300 metros de estratos marinos (areniscas deltaicas y lutitas de prodelta) a los cuales le suceden unos 650 metros de niveles del grupo Tremp (lutitas y areniscas de ambientes fluviales). La formación Arén (ver figura 4 en Mutti *et al.*, 1975 para detalles de este sector) ha sido subdividida por Ardèvol *et al.* (2000, figura 9) en 4 secuencias de depósito denominadas Arén 1 a 4. En el grupo Tremp (ver figura 2 en Cuevas, 1992) se observa la sucesión de las formaciones Conques (con lutitas de color rojo anaranjado), Talarn (areniscas y conglomerados) y Esplugafreda (con lutitas de color rojo vinoso). Al techo de la formación Arén, en la formación Conques, encontramos los yacimientos maastrichtienses con dinosaurios de Blasi 1 a 5 situados por encima de un nivel marino con la presencia del foraminífero planctónico *Abathomphalus mayorensis* que data el Maastrichtiense superior (ver López-Martínez *et al.*, 2001). En este trabajo se pone al día la lista de los dinosaurios de Blasi y se presentan los primeros datos magnetoestratigráficos de la sección de Blasi.

LOS DINOSAURIOS DE BLASI

Los yacimientos de Blasi están compuestos fundamentalmente por dientes y huesos de ornitópodos de tamaño mediano y grande. Se han encontrado vértebras caudales en conexión y dos cráneos fragmentarios (uno en Blasi 1 y otro

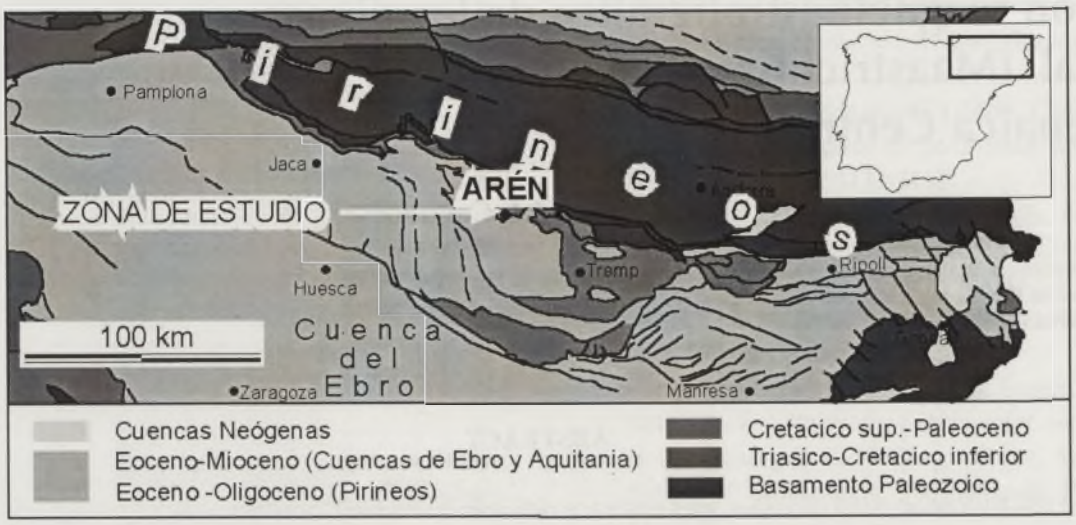


FIGURA 1. *Mapa geológico de los Pirineos con la situación de la localidad de Arén.*

en Blasi 3) que están en preparación. Al menos, se pueden identificar tres taxones distintos, uno de los cuales (Blasi 3) posee dientes con crestas secundarias lo que implica que es un Hadrosauria primitivo. Un segundo tipo posee dientes sin crestas secundarias, unido a la morfología del cráneo de Blasi 1, similar a la de algunos hadrosáurios derivados como son los lambeosaurinos (ver López-Martínez *et al.*, 2001; Pereda-Suberbiola *et al.*, 2002). Las mandíbulas y las vértebras cervicales (Fig. 2) presentan caracteres distintos de *Pararhabdodon isonense* Casanovas-Cladellas, Santafé-LLopis e Isidro-Llorens, 1993, el único hadrosaurio descrito en el final del Cretácico en el Pirineo.

Los terópodos es el grupo más diverso en los yacimientos de Blasi, pero solo está representado por dientes aislados. En los niveles Blasi1-3 se han reconocido ocho diferentes tipos de morfotipos: Un Theropoda indet. de tamaño relativamente grande, que podría estar en relación con Neoceratosauria; un pequeño terópodo Coelurosauria indet; un enigmático terópodo de afinidades inciertas clasificado como cf. *Euronychodon*, y que se ha encontrado en yacimientos del final del Cretácico en Rumania y Portugal. El cuarto grupo representado son los dromaeosáuridos, de los que hay cinco morfotipos representados (ver discusiones y referencias en López Martínez *et al.*, 2001).

MAGNETOESTRATIGRAFÍA

En la sección estudiada se realizó un muestreo paleomagnético en 25 niveles estratigráficos distintos repartidos entre las formaciones Arén, Conques y Talarn. Para cada nivel considerado se obtuvieron un mínimo de tres muestras perforadas directamente en el campo. Se realizó un muestreo lo más regular posible y centrado principalmente en estratos lutíticos. El trabajo de laboratorio consistió en la medición de la remanencia magnética a temperatura ambiente y a sucesivos intervalos de desmagnetización térmica escalonada. Inicialmente se realizaron pruebas piloto con el fin de caracterizar el comportamiento de desmagnetización para un espécimen de cada nivel estudiado. Para el resto de muestras se aplicó un protocolo donde no se consideraron básicamente los pasos de temperaturas más bajos. Simultáneamente se midieron en cada paso los valores de susceptibilidad magnética a fin de detectar cambios mineralógicos durante el proceso.

La mayoría de las muestras presentan un comportamiento de desmagnetización relativamente estable. Sin embargo, algunas lutitas y la mayoría de areniscas de la formación Arén tuvieron que ser desestimadas por presentar comportamientos inestables, debido en gran parte a la baja intensidad de las muestras. Para las lutitas de la formación Arén se han obtenido resultados muy similares y que siempre permiten un cálculo de las componentes magnéticas, mientras que para la formación Conques los resultados son más variables (Fig. 3). Generalmente los gráficos de desmagnetización presentan hasta tres componentes a lo largo del proceso térmico. Una primera componente viscosa de muy baja temperatura que es siempre desmagnetizada por alrededor de los 150° C. Le sigue una componente de baja temperatura generalmente desmagnetizada hacia unos 250°C y para valores superiores se reconoce una componente de alta temperatura hasta los 400 o 600°C para las lutitas de la Fm Arén y Conques, respectivamente.

La orientación de los estratos en la sección estudiada (con algo más de 30° de inclinación buzando hacia el sur) permite hacer una comparación de las componentes calculadas antes y después de su plegamiento, sugiriendo una adquisición de la remanencia con anterioridad a la deformación. A grandes rasgos se observa un patrón de polaridades bien definido para el conjunto de la sección: en la parte estudiada de la Fm Arén se reconocen polaridades normales, mientras que dentro de la Fm Conques se identifica un cambio hacia un cron de polaridad inversa que se mantiene hasta la Fm Talarn.

FIGURA 2. *Vértebra cervical de Hadrosauria indet. de Blasi 3 (Maastrichtiense superior, Arén, Huesca).*

DISCUSIÓN

En los sedimentos marinos basales de la sección de la Ribagorzana, López Martínez *et al.* (2001) describen la presencia del foraminífero planctónico *Globotruncanella havanensis* (Campaniense superior) en la secuencia de Arén 1. Los estratos marinos suprayacentes se pueden correlacionar con los afloramientos del río Ésera donde la presencia de *Abatomphalus mayaroensis* en la base de la secuencia de Arén 4 permite atribuirle una edad Maastrichtiense superior. Por otro lado, todos los autores coinciden en asignar a la formación Talarn una edad muy próxima al límite Cretácico-Terciario. En todo el Pirineo se observan fósiles de dinosaurios por debajo de este último nivel o sus equivalentes, mientras que por encima no se ha encontrado ninguno. Así pues las polaridades normales observadas en la parte inferior de la sección estudiada se corresponderían a los crones C31n y/o c30n (ver nomenclatura según Cande y Kent, 1995) pues estos últimos son los únicos coincidentes con la zona con *A. mayaroensis*. A su vez, la asignación a la formación Talarn de una edad muy próxima al limite Cretácico-Paleoceno indicaría que la inversión de polaridad encontrada en la parte estudiada de la sección de Arén se correlacionaría con el cambio de polaridad entre los crones c29r y c30n (asumiendo tasas de sedimentación más o menos constantes).

CONCLUSIONES

El estudio magnetoestratigráfico en la sección de los yacimientos de Blasi ha permitido identificar el cambio de polaridad 30n-29r el cual estaría próximo a los yacimientos Blasi 4 y 5 (*ca* 65,6 Ma), mientras que Blasi 1 a 3 estarían en la parte superior del cron c30n(es decir, algo más antigua que 65,6 Ma y mucho más moderna que 68,7Ma). Esta datación indica que al final del Maastrichtiense superior estaban

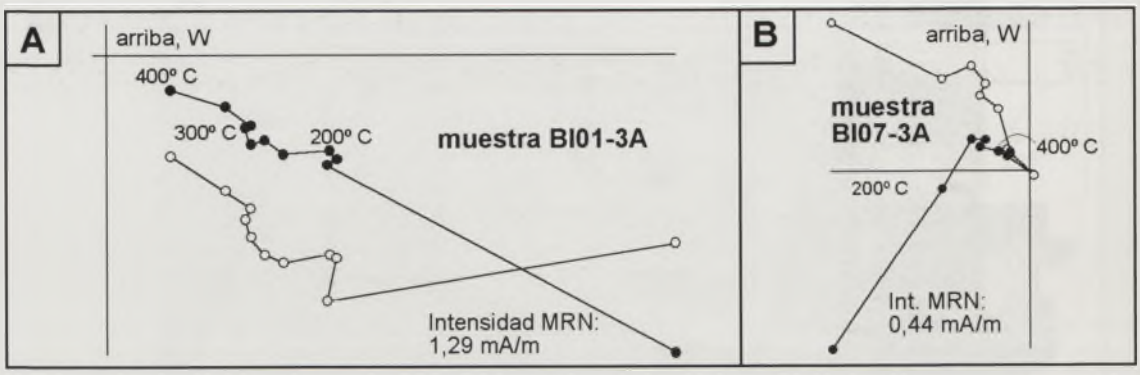


FIGURA 3. *Ejemplos de gráficos de desmagnetización correspondientes a las lutitas de la formación Conques. a) y b) muestran polaridades normal e inversa, respectivamente. A ambos gráficos se les ha aplicado la corrección tectónica.*

representados una diversa fauna de terópodos y de ornitópodos. Futuros estudios nos permitirán conocer cual es su patrón de extinción en relación con el evento del límite.

AGRADECIMIENTOS

Las mediciones paleomagnéticas se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona-CSIC. R. Royo-Torres y G. Ribas colaboraron en el muestreo de campo. Las discusiones con la Doctora Nieves López Martínez han mejorado el trabajo. Las investigaciones en Arén están subvencionadas por el Gobierno de Aragón, el IEA, el Ayuntamiento de Arén y el Ministerio de Ciencia y Tecnología (BTE 2002-1430).

REFERENCIAS

Ardèvol, L., Klimowitz, J., Malagón, J. y Nagtegaal, P. (2000): Depositional Sequence Response to foreland Deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. *AAPG Bulletin*, 84(4): 566-587.

Cande, S.C. y Kent, D. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal Geophysical Research* 100 (B4): 6093-6095.

Cuevas, J.L. (1992): Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida. *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 95-108.

López-Martínez, N. (2003): La extinción de los dinosaurios y su registro en los Pirineos meridionales. En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas, 71-98.

López-Martínez, N., Canudo, J.I., Ardèvol, L., Pereda, X., Orue-Etxebarria, X., Cuenca-Bescós, G., Ruiz-Omeñaca, J.I., Murelaga, X. y Feist, M. (2000): New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur pattern in Europe. *Cretaceous Research,* 22: 41-61.

Mutti, E., Rosell, J., Ghibaudo, G. y Obrador, A. (1975): The Upper Cretaceous Arén Sandstone at its type-area. En: *9th International IAS Congress.* Excursion Guidebook, 7-15.

Pereda Suberbiola, X., Canudo, J.I., Ruiz-Omeñaca, J.I., Company, J., Casanovas, M.L. y Santafé, J.V. (2002): Hadrosaurios ibéricos. En: *Congreso Internacional sobre dinosaurios y otros reptiles mesozóicos de España.* Resúmenes, 39-40.

Rosell, J., Linares, R. y Llompart, C. (2001): El "Garumniense" prepirenaico. *Revista Española de Paleontología*, 14 (1-2): 47-56.

Dinosaurios y otros vertebrados continentales del Cretácico final (Campaniense-Maastrichtiense) de la Península Ibérica: composición y sucesiones faunísticas

X. Pereda Suberbiola[1], J. Company[2] y J.I. Ruiz-Omeñaca[3]

1 Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco/EHU, Apartado 644, 48080 Bilbao. gpppesuf@lg.ehu.es

2 Dpto. de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Valencia, 46022 e Instituto "Cavanilles" de Biodiversidad y Biología Evolutiva, Universidad de Valencia, 46980 Paterna. company@uv.es

3 Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jigruiz@unizar.es

ABSTRACT

Based on skeletal remains, the fossil record of continental vertebrate assemblages from the Late Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) of the Iberian Peninsula consists of nearly 50 species, including dinosaurs, crocodyliforms, pterosaurs, chelonians, mammals, squamates, amphibians and actinopterygians. New dating and a better stratigraphical correlation of the Iberian localities allow the recognition of two successive macrofaunal assemblages: a Campanian-Early Maastrichtian assemblage characterised mainly by the dinosaurs Rhabdodon, Lirainosaurus and ankylosaurs, alligatoroid crocodyliforms, and turtles such as Solemys and bothremydids; and a Late Maastrichtian assemblage dominated by hadrosaurids, though titanosaurs and gigantic azhdarchid pterosaurs are also present. Dromaeosaurids, the enigmatic coelurosaur Eurynochodon, the alligatorid Acynodon, and the bothremydid turtle Polysternon occur in both assemblages. Rhabdodon and ankylosaurs apparently disappear (or become very rare) at the base of the Late Maastrichtian. A similar turnover has been reported from the northern foothills of the Pyrenees, therefore documenting a faunal change that appears to have taken place during the early Late Maastrichtian in the Ibero-Armorican Realm. Distinct titanosaur genera and species of Solemys and Polysternon at the Iberian and Occitanian sites could be due to provinciality.

Key words: *dinosaurs, vertebrates, biodiversity, Campanian-Maastrichtian, Europe.*

INTRODUCCIÓN

Aunque la presencia de fósiles de dinosaurios y otros vertebrados continentales en las formaciones de edad Campaniense-Maastrichtiense de la Península Ibérica es conocida desde hace tiempo, el descubrimiento y explotación de ricos yacimientos en los últimos años permite un mejor conocimiento de la biodiversidad de los ecosistemas continentales a finales del Cretácico (Astibia *et al.*, 1999; Pereda Suberbiola, 1999; López-Martínez *et al.*, 2001; López-Martínez, 2003). Entre las localidades fosilíferas más relevantes que han proporcionado restos esqueléticos de dinosaurios y otros grupos de vertebrados, pueden destacarse Laño (Condado de Treviño), Quintanilla del Coco (Burgos), Armuña (Segovia), Chera y Tous (Valencia), los yacimientos de Aveiro, Taveiro y Viso (Beira Litoral) en Portugal, y los situados en el área de Tremp-Ager (Lleida) y Arén (Huesca). La Región Surpirenaica Central también ha proporcionado hallazgos notables de huevos y huellas fósiles de dinosaurios, así como uno de los mejores registros mundiales para estudiar las hipótesis de extinción en el contexto de la crisis biológica finicretácica (López-Martínez, 2003).

En este trabajo, se sintetizan los datos disponibles sobre la composición de las faunas de vertebrados continentales del Cretácico final de Iberia, haciéndose especial hincapié en el registro fósil de dinosaurios basado en restos esqueléticos, y se discuten aspectos relacionados con la distribución biocronológica de los taxones de vertebrados del Dominio Iberoarmoricano.

DATACIÓN DE LOS YACIMIENTOS

Los yacimientos con fósiles de dinosaurios de la Región Surpirenaica Central (Huesca y Lleida) han sido situados en un esquema estratigráfico secuencial y los depósitos continentales y costeros de la Formación Tremp y los niveles marinos de la Formación Arén han podido ser correlacionados, calibrados con la escala magnetoestratigráfica y datados en relación con la escala cronoestratigráfica global (López-Martínez *et al.*, 2001). El registro incluye cerca de 150 localidades fosilíferas con huesos, huevos y/o huellas, que abarcan unos 9 millones de años desde el Campaniense superior hasta la base del Terciario (López-Martínez, 2003). Entre los yacimientos ilerdenses que han proporcionados

huesos o dientes fósiles de dinosaurios, Vilamitjana ("Els Nerets"), Vicari, Orcau, Biscarri, Llimiana, Moror y Montrebei se atribuyen al Campaniense superior, y Sant Romà d'Abella, Abella de la Conca, Figuerola de Meià y Fontllonga-6 al Maastrichtiense inferior. Por último, los yacimientos de Blasi en Arén y Serraduy (Huesca) corresponden cronoestratigráficamente al Maastrichtiense superior, y Fontllonga (Lleida) al Maastrichtiense terminal (López-Martínez *et al.*, 2001; López-Martínez, 2003; Torices Hernández, 2003).

La correlación de los niveles con fósiles de vertebrados continentales de Laño (Treviño), Korres y Apellaniz (Álava) con las sucesiones marinas del Surco Subcantábrico (Región Vasco-Cantábrica) indica que éstos forman parte de un intervalo de edad Campaniense superior-Maastrichtiense basal (Baceta en Astibia *et al.*, 1999). Por su parte, los yacimientos valencianos de Chera y Tous han podido ser datados como Campaniense medio a superior y Maastrichtiense superior, respectivamente, gracias al estudio de las carófitas presentes en los depósitos (Company *et al.*, 1999, 2001; M. Feist, com. pers.).

La edad de otros yacimientos finicretácicos ibéricos es imprecisa: las localidades de Beira Litoral (Portugal) y Armuña (Segovia) se atribuyen provisionalmente al Campaniense superior-Maastrichtiense, y Quintanilla del Coco (Burgos) y Cubilla (Soria) al Maastrichtiense.

COMPOSICIÓN DE LAS FAUNAS IBÉRICAS

Las faunas de vertebrados continentales del Cretácico final de la Península Ibérica consisten en dinosaurios, cocodrilos, pterosaurios, tortugas, mamíferos, escamosos, anfibios y actinopterigios. El registro fósil basado en restos esqueléticos ha permitido identificar unos 50 taxones de vertebrados continentales, de los cuales más de la mitad corresponden a macrofauna (Astibia *et al.*, 1999; Pereda Suberbiola, 1999; López-Martínez, 2003).

La fauna de dinosaurios finicretácicos de Iberia se compone de terópodos, saurópodos, ornitópodos y anquilosaurios (Pereda Suberbiola, 1999). Los terópodos están principalmente representados por dientes de dromeosáuridos de varios tamaños (Arén, Fontllonga-6, Montrebei, Vicari, Laño, Quintanilla del Coco, Aveiro, Taveiro). Otro taxón que se ha descrito a partir de dientes aislados es el enigmático celurosaurio *Euronychodon* (Taveiro, Quintanilla del Coco, Laño, Arén). La presencia de ornitomimosaurios y aves es posible pero está por confirmar. Por último, también se han descubierto restos pertenecientes a un neoceratosaurio abelisauroideo (Laño). Algunos restos atribuidos a terópodos indeterminados pertenecerían a formas de tamaño medio a grande (Arén, Montrebei, Vilamitjana) (Pereda Suberbiola, 1999; López-Martínez *et al.*, 2001; Torices Hernández, 2003).

El único grupo de saurópodos reconocido hasta la fecha es el de los Titanosauria, cuyo principal representante es *Lirainosaurus* (Laño, Chera). Los titanosaurios ibéricos no han sido revisados a pesar de que sus restos se conocen en numerosos yacimientos (Armuña, Cubilla, Fontllonga-6, Llimiana, Orcau, Serraduy, Apellaniz). No se descarta la presencia de una segunda forma, asignada previamente a "*Hypselosaurus*" (un *nomen dubium*) o a Titanosauridae indet. (Vilamitjana) (Sanz *et al.* en Astibia *et al.*, 1999; Pereda Suberbiola, 1999).

Los ornitópodos están representados por *Rhabdodon* y varios Hadrosauridae. *Rhabdodon* es uno de los dinosaurios ibéricos más frecuentes en los yacimientos finicretácicos (Armuña, Laño, Chera, Figuerola de Meià) (Pereda Suberbiola y Sanz en Astibia *et al.*, 1999). Asimismo, se han descrito restos de ornitópodos indeterminados (Vilamitjana). Los hadrosaurios son el grupo de dinosaurios finicretácicos mejor representado en los yacimientos ibéricos. Se ha sugerido la presencia de varios taxones, aunque sólo uno ha sido descrito formalmente hasta la fecha: el supuesto lambeosaurino *Pararhabdodon* (Sant Romà d'Abella 1 y 2?). El resto del material se asigna provisionalmente a euhadrosaurios o hadrosaurios indeterminados (Arén, Sant Romà d'Abella 2, Abella de la Conca, Vilamitjana, Moror, Fontllonga, Tous, Norets de Tremp, Laño) (Pereda Suberbiola, 1999; López-Martínez *et al.*, 2001).

Los anquilosaurios están representados por el nodosáurido *Struthiosaurus* (Laño). Otro material ibérico se asigna a nodosáuridos o anquilosaurios indeterminados (Chera, Quintanilla del Coco, Fontllonga-6, Montrebei, Korres) (Pereda Suberbiola en Astibia *et al.*, 1999; López-Martínez, 2003). *Taveirosaurus*, descrito a partir de dientes aislados (Taveiro), es un *nomen dubium*. Dientes similares (Laño) se han interpretado como pertenecientes a anquilosaurios juveniles (Pereda Suberbiola, 1999) o a un ornitisquio de afinidades inciertas (F. Knoll, com. pers.).

La asociación de cocodrilos continentales se compone de eusuquios como *Allodaposuchus* (Armuña, Vilamitjana) y los aligatoroideos *Musturzabalsuchus* (Laño, Armuña, Chera) y *Acynodon* (Laño, Quintanilla del Coco, Arén, Chera). Los crocodiliformes no eusuquios están representados por la forma gigante *Ischyrochampsa* (Laño) y el zifodonto *Doratodon* (Chera) (Buscalioni, Ortega y Vasse en Astibia *et al.*, 1999).

Los restos fósiles de pterosaurios son escasos, pero están presentes en varios yacimientos finicretácicos (Tous, Chera y Laño). Se asignan provisionalmente a pterodactiloideos azhdárquidos afines al género *Azhdarcho*, de tamaño medio a gigantesco (Buffetaut en Astibia *et al.*, 1999; Company *et al.*, 2001).

Las tortugas son uno de los componentes más abundantes de los yacimientos finicretácicos. Incluyen formas criptodiras, como el solemídido *Solemys* (Laño, Chera, área de Tremp, Tous), y formas pleurodiras, como el dortókido *Dortoka* (Laño, Chera) y los botremídidos *Polysternon* (Laño, Chera, Fontllonga 6, Biscarri, Arén, Apellaniz, Korres), *Rosasia* (Aveiro, Taveiro, Viso) y, probablemente, *Elo-*

chelys (Laño) (Lapparent de Broin y Murelaga en Astibia *et al.*, 1999).

El registro de otros grupos de vertebrados continentales como actinopterigios, anfibios, escamosos y mamíferos está casi exclusivamente basado en microrrestos, cuya recuperación precisa del lavado-tamizado de sedimentos. Los actinopterigios consisten en lepisosteiformes, como *Atractosteus* y/o *Lepisosteus* (Laño, Aveiro, Taveiro, Viso, Tous, Chera), picnodontiformes (Arén, Tous), filodóntidos y posibles paleolábridos (Laño) (Cavin en Astibia *et al.*, 1999). Los anfibios incluyen albanerpetodóntidos, un posible salamándrido, y anuros discoglósidos y paleobatráquidos, todos ellos indeterminados (Laño) (Duffaud y Rage en Astibia *et al.*, 1999). Entre los escamosos, cabe destacar la presencia de iguánidos (Laño, Arén) y escincomorfos (Laño), así como de varios lagartos indeterminados (Arén, Laño, Aveiro), posibles anfisbenas (Laño) y las serpientes madtsoiideas *Madtsoia* y *Herensugea* (Laño) (Rage en Astibia *et al.*, 1999; López-Martínez *et al.*, 2001). Por último, los mamíferos están representados por los terios con dentición tribosfénica *Labes* (Quintanilla del Coco, Laño) y *Lainodon* (Laño, Taveiro?), formas que presentan afinidades con los ungulatomorfos basales de tipo "Zhelestidae" (Gheerbrant y Astibia en Astibia *et al.*, 1999). Es notable la ausencia aparente de multituberculados con respecto a las faunas de Europa central.

COMPARACIÓN CON OTROS YACIMIENTOS DEL DOMINIO IBEROARMORICANO: SUCESIONES FAUNÍSTICAS

Las asociaciones fósiles de Laño y Chera presentan varios taxones comunes, como es el caso de los dinosaurios *Rhabdodon* y *Lirainosaurus*, los cocodrilos *Acynodon* y *Musturzabalsuchus*, y las tortugas *Solemys*, *Polysternon* y *Dortoka*. Además, ambos yacimientos comparten la presencia de terópodos dromeosáuridos, anquilosaurios nodosáuridos y pterosaurios azhdárquidos. Esta asociación faunística parece característica del Campaniense-Maastrichtiense inferior en el Dominio Iberoarmoricano ya que también aparece, con pequeñas variaciones, en los yacimientos de Languedoc y Provenza: Villeveyrac y Cruzy (departamento del Hérault), Campagne-sur-Aude (Aude), Champ-Garimond (Gard), Vitrolles-Couperigne y Trets (Bouches-su-Rhône) y Fox-Amphoux (Var) (Laurent *et al.*, 2001). Los yacimientos occitanos también contienen elementos menores que están presentes en algunos yacimientos ibéricos como los cocodrilos *Allodaposuchus* e *Ischyrochampsa* y el mamífero *Labes*, así como taxones ausentes aparentemente en el registro ibérico: el terópodo dromeosáurido *Pyroraptor*, un posible ovirraptosaurio ("*Variraptor*" *partim*), aves enantiornitas y el Ornithurae basal *Gargantuavis*, una tortuga Chelydroidea y el botremídido *Foxemys* (un posible sinónimo de *Polysternon*; F. de Lapparent, com. pers.), urodelos Batrachosauroididae y teleósteos Osteoglossiformes, Characiformes y Sparidae (Laurent *et al.*, 2001). Es interesante destacar que los titanosaurios están representados por géneros distintos (*Lirainosaurus* en Iberia, *Ampelosaurus* en Languedoc y un género sin definir en Provenza) y las tortugas *Solemys* y *Polysternon* por especies diferentes en la Península Ibérica y el Dominio Occitano. Estas diferencias podrían ser debidas a un fenómeno de provincialismo.

Según el registro ibérico, los dinosaurios anquilosaurios y *Rhabdodon* parecen extinguirse en la base del Maastrichtiense superior (hace aproximadamente 68,5 Ma), mientras que los titanosaurios persisten pero se rarifican y los hadrosaurios, presentes desde el Campaniense, se diversifican y se convierten en los dinosaurios más abundantes (López-Martínez *et al.*, 2001; López-Martínez, 2003;). Un patrón similar ha sido descrito para las sucesión de faunas de dinosaurios de los Pirineos septentrionales, concretamente Gascuña (departamentos de Haute-Garonne y Ariège) y Languedoc (Aude) (Laurent *et al.*, 2001, 2002). Otros elementos notables de las faunas iberoarmoricanas que persisten hasta finales del Maastrichtiense son el terópodo *Euronychodon*, varias especies de dromeosáuridos indeterminados, el aligatórido *Acynodon*, los botremídidos *Polysternon* y *Elochelys*, y los pterosaurios azhdárquidos gigantes.

Como ha puesto de manifiesto López-Martínez (2003), la diversidad de especies de dinosaurios se mantiene prácticamente constante desde el Campaniense hasta finales del Maastrichtiense (con 8-10 taxones en cada periodo), al menos en los yacimientos de la Región Surpirenaica Central.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología gracias a la concesión de una ayuda del Programa Ramón y Cajal al primer autor para la realización de un proyecto de investigación en la UPV/EHU. Nuestro agradecimiento a los Drs. M. Feist (Montpellier) y Peter M. Galton (Bridgeport) por su ayuda.

REFERENCIAS

Astibia H., Corral J.C., Murelaga X., Orue-Etxebarria X. y Pereda Suberbiola X. (Coords.) (1999): *Geology and Palaeontology of the Upper Cretaceous vertebrate-bearing beds of the Laño quarry (Basque-Cantabrian Region, Iberian Peninsula).* Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava, 14(vol. esp. 1): 380 p.

Company J., Murelaga X., Pereda Suberbiola X. y Ruiz-Omeñaca J.I. (1999): The vertebrate fauna from the new Late Cretaceous Chera locality (Valencia province, Spain). En: *IV European Workshop on Vertebrate Palaeontology, Programme and Abstracts* (J.I. Canudo y G. Cuenca-Bescós, Eds.), 37-38.

Company J., Unwin D.M., Pereda Suberbiola X. y Ruiz-Omeñaca J.I. (2001): A giant azhdarchid pterosaur from

the latest Cretaceous of Valencia, Spain - the largest flying creature ever? *Journal of Vertebrate Paleontology*, 21(supplement to 3): 41A-42A.

Laurent Y., Le Loeuff J., Bilotte M., Buffetaut E. y Odin G.S. (2001): Campanian-Maastrichtian continental-marine connection at the Aquitaine-Pyrenees-Provence area (S France). En: *The Campanian-Maastrichtian Boundary, Characterisation at Tercis-les-Bains (France) and correlation with Europe and other continents.* (G.S. Odin, Ed.). Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 19, Elsevier, Amsterdam, 657-674.

Laurent Y., Bilotte M. y Le Loeuff J. (2002): Late Maastrichtian continental vertebrates from southwestern France: correlation with marine fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187: 121-135.

López-Martínez N. (2003): La extinción de los dinosaurios y su registro en los Pirineos meridionales. En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas, 71-98.

López-Martínez N., Canudo J.I., Ardèvol L., Pereda Suberbiola X., Orue-Etxebarria X., Cuenca-Bescós G., Ruiz-Omeñaca J.I., Murelaga X. y Feist M. (2001): New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe. *Cretaceous Research*, 22: 41-61.

Pereda Suberbiola X. (1999): Las faunas finicretácicas de dinosaurios ibéricos. *Zubia*, 17: 259-279.

Torices Hernández, A. (2003): Estudio preliminar de dientes aislados de terópodos en el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp (Pirineos sur-centrales, Lleida). En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas, 213-219.

Estudio sistemático de un ilion de Sauropoda del yacimiento Pino de Jarque 2 en Riodeva (Teruel)

R. Royo-Torres y A. Cobos

Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, Avda Sagunto s/n, Edificio Dinópolis, 44002 Teruel royo@dinopolis.com, cobos@dinopolis.com

ABSTRACT

The bone studied in this work is an ilium founded in "Pino de Jarque 2" (Riodeva, Teruel) from Riodeva basin from inside of South Iberian Sub-Basin. In Riodeva area there are two levels. The old one (Weald facies) is formed by shales and sandstones with cross setting and the second one is the Utrillas Formation that is placed above it discordantly. The "Pino de Jarque" locality 2 is situated in the weald facies. The age interval is long, between Jurassic-Cretaceous boundary to Lower Albian, in fact it is under study. The ilium is right. The lateral profile of the dorsal margin is strongly convex. Cranial process of ilium lies in a vertical plane and is directed craniolaterally and it lateral profile is triangular and tapers to a point. The last, pubic peduncle has an acute angled with respect to the sacral axis. It is included in Diplodocidae clade because the character in the preacetabular laminae is similar to Diplodocus.

Key words: *Riodeva, ilium, Sauropoda, Diplodocidae, Cretaceous.*

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El yacimiento Pino de Jarque 2 se encuentra en las coordenadas UTM 30TXK575435 (escala 1:50.000 en la hoja Camarena de la Sierra, 613-I), dentro del municipio de Riodeva. Esta localidad se encuentra a 43 kilómetros al suroeste de la capital turolense, en la comarca Comunidad de Teruel, en el límite de la provincia de Teruel con la de Valencia.

Geológicamente se sitúa en la Cuenca Ibérica Suroriental en la rama castellana de la Cordillera Ibérica. En el municipio de Riodeva afloran materiales detríticos que según el mapa geológico de Camarena de la Sierra son del Cretácico Inferior, atribuidos en su conjunto a una edad Aptiense-Albiense (Hurtado *et al.*, 1978).

Estratigráficamente se diferencian dos tramos: uno inferior con secuencias de diferentes niveles de arcillas rojas, limos grises, areniscas con estratificación cruzada y microconglomerados. En estas tres últimas litologías es donde se encuentran los yacimientos y restos aislados de dinosaurios. En el tramo superior, se disponen discordantes las arenas silíceas caoliníferas de la Formación Utrillas, con restos fósiles de troncos.

La edad exacta del primer tramo de facies terrígenas está actualmente en fase de estudio y como ponen de manifiesto Geyer y Krautter (1998) es complicado diferenciar estos niveles de la Formación Villar del Arzobispo e interpretan el conjunto como magnofacies wealdenses. Por correlación estratigráfica con el área de la comarca de los Serranos en Valencia (Casanovas-Cladellás *et al.*, 1999), los niveles del yacimiento podrían asignarse a la Formación Arenas y Arcillas del Collado del Barremiense Superior (Diéguez *et al.*, 1995), caracterizada por tener unas facies de carácter predominantemente terrígeno y que representa la sedimentación en amplios sistemas aluviales. De momento asignamos un margen temporal amplio, desde el límite Jurásico Superior–Cretácico Inferior hasta el Albiense inferior (Santisteban, 1995), hasta que se concluya un estudio detallado de la estratigrafía de la cuenca de Riodeva y se efectúe una datación con carofitas.

La sucesión donde se sitúa el Yacimiento Pino de Jarque 2 consta de muro a techo de: arcillas rojas, tramo decimétrico de limos grises a arenas de grano fino con presencia de escamas y dientes de peces, areniscas blanquecinas y ocres de potencia métrica (con base canaliforme y estratificación cruzada), nivel decimétrico de microconglomerados y hacia techo areniscas blancas y beiges con estratificación cruzada y troncos fósiles ferruginizados. El ilion fue recuperado en la primavera de 2003, encontrándose parcialmente *in situ* en la base del paquete de areniscas blanquecinas. El pedicelo púbico y acetábulo se hallaron desprendidos por la erosión natural. El resto del material fue extraído en un bloque de areniscas y llevado al laboratorio de paleontología de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel donde fue preparado para su estudio. El material ha sido depositado en el Museo de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel con la sigla RD-PJ2-8.

DESCRIPCIÓN DEL ILION (RD-PJ2-8)

El ilion es uno de los tres huesos que forman la cadera de los dinosaurios uniéndose al pubis, mediante el pedicelo púbico, al isquion mediante el pedicelo ischiático y al sacro

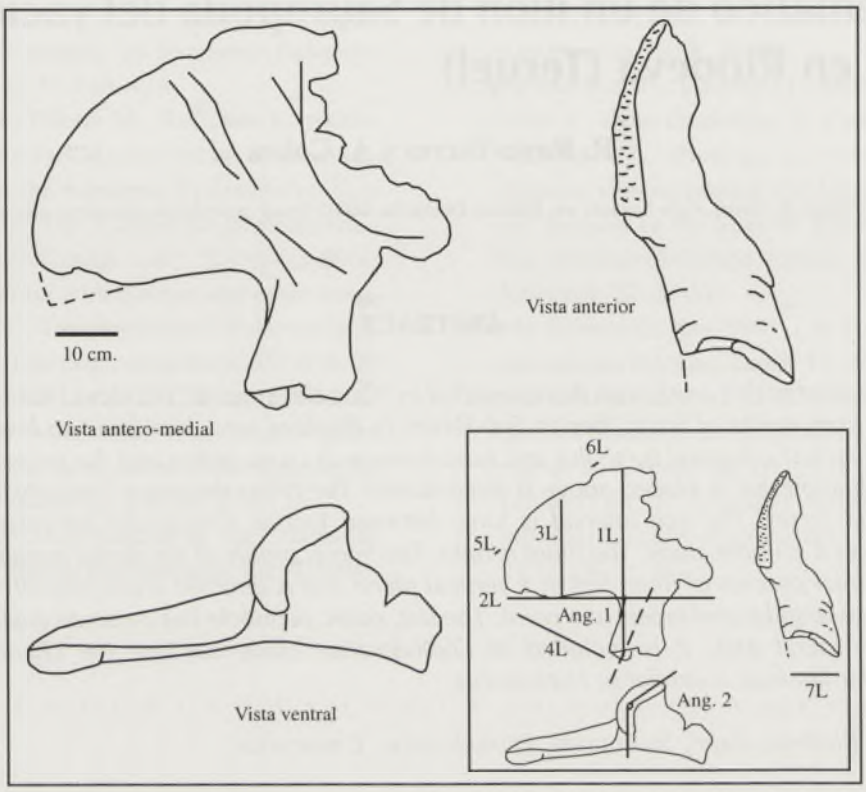


FIGURA 1. *Ilion derecho del Diplodocidae RD-PJ2-8 de Pino de Jarque 2 (Riodeva, Teruel). Las medidas se encuentran en la tabla 1.*

a través de la barra ilíaca y costillas sacras. El hueso RD-PJ-2 corresponde a un ilion derecho. Se ha recuperado la mitad anterior del ilion que posee la lámina preacetabular, parte de la lámina iliaca, pedicelo púbico y parte del acetábulo. Es un hueso con morfología semicircular, se diferencia una lámina preacetabular desarrollada en sentido dorso-ventral, inclinada lateralmente respecto al resto de la lámina ilíaca y en sentido vertical. Su contorno es semicircular, desarrollado dorsoventralmente y terminando en anterior con forma triangular, su borde ventral es recto y el dorsal circular. La lámina ilíaca se dispone paralela al eje del sacro, separado de la lámina preacetabular por una cresta de desarrollo dorsoventral en vista medial. En esta vista se observa paralela a la anterior una segunda cresta de menor desarrollo. La altura máxima del ilion se alcanza en el borde dorsal a la altura del acetábulo. El pedicelo púbico se orienta hacia anterior, su eje dorso-ventral forma un ángulo agudo de 73º con el eje anteroposterior máximo del ilion. El pedicelo es robusto en comparación al resto del ilion. Está situado medialmente respecto a la lámina ilíaca y se caracteriza por presentar una marcada concavidad en vista posterior. En vista ventral se observa una curvatura muy marcada. Entre la mitad lateral y medial del pedicelo púbico forman un ángulo de 120º. El acetábulo está muy desarrollado latero-medialmente e inclinado en sentido dorso-ventral (Fig. 1).

DISCUSIÓN Y POSICIÓN SISTEMÁTICA

Los saurópodos constituyen un grupo de dinosaurios altamente especializado, lo que permite reconocer caracteres derivados en la mayoría de los huesos. Sin embargo, su gran tamaño suele producir un sesgo tafonómico y un conocimiento fragmentario de los taxones. En los últimos años se ha realizado un importante esfuerzo para caracterizar los clados más significativos. Estas propuestas filogenéticas permiten situar huesos aislados en un clado determinado y son las que usamos en este trabajo (Salgado *et al.*, 1997; Upchurch, 1998; Wilson, 2002).

El ilion presenta una serie de caracteres diagnósticos que nos permiten la siguiente discusión. Es incluido en Eusauropoda por presentar un margen dorsal convexo o semicircular y tener el punto más alto del margen dorsal sobre el acetábulo (Upchurch, 1998; Wilson, 2002). La lámina preacetabular desarrollada moderadamente en sentido dorsoven-

TABLA 1. *Medidas del ilion RD-PJ2-8.*

1L	2L	3L	4L	5L	6L	7L	ANG.1	ANG2
67 cm	66 cm	38 cm	40 cm	6 cm	3 cm	20 cm	73 º	120 º

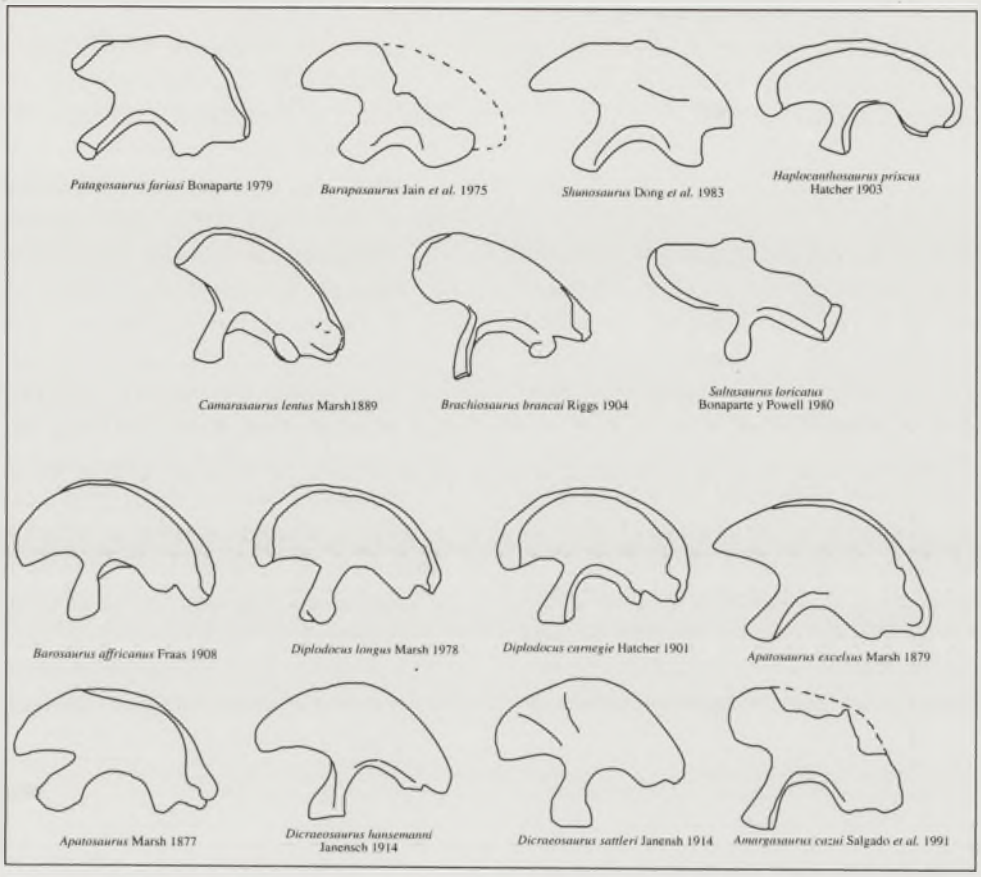


FIGURA 2. *Esquema de los iliones discutidos en el texto. Modificado de Royo-Torres, 1999.*

tral, orientada en sentido vertical y la presencia de un ángulo agudo entre el pedicelo púbico y el eje axial del ilion lo sitúan fuera de los Titanosauriformes (Salgado *et al.*, 1997). La presencia de un contorno triangular en la lámina preactebular lo separa también de los Titanosauriformes y lo incluye dentro de Eusauropoda (Upchurch, 1998) siendo similar a los saurópodos primitivos y Neosauropoda (Wilson, 2002).

Dentro de Eusauropoda se ha comparado con los saurópodos primitivos, encontrando diferencias en la longitud dorsoventral de la lámina preacetabular, siendo mayor en el ilion de Riodeva y de morfología más semicircular que *Shunosaurus*, *Barapasaurus*, *Patagosaurus y Omeisaurus* (Fig. 2). Con *Haplocanthosaurus* se diferencia en que este último tiene la lámina ilíaca de menor longitud dorsoventral y una lámina preacetabular de contorno circular (Fig. 2).

El ilion de Riodeva es más similar a *Diplodocus*, *Barosaurus* y *Apatosaurus* que a *Dicraeosaurus,* del que se diferencia por poseer un mayor desarrollo dorso-ventral de la lámina preacetabular en su área más anterior y de *Amargasaurus* en el contorno anterior de la lámina preacetabular (Fig. 2). Se ha comparado con el ilion del Diplodocoidea *Losillasaurus giganteus* (Casanovas *et al.*, 2001) y se observa que el pedicelo púbico presenta un ángulo con el eje anteroposterior del ilion más agudo que RD-PJ2-8. Otras diferencias son pedicelo púbico menos robusto y lámina preacetabular con menor desarrollo dorso-ventral que RD-PJ2-8. Según este análisis el ilion de Riodeva puede ser incluido dentro del clado Diplodocoidea y clasificado como Diplodocidae indet., presentando como caracteres propios un marcado desplazamiento medial del pedicelo púbico respecto a la lámina ilíaca y una concavidad desarrollada del pedicelo púbico en sentido lateromedial.

CONCLUSIONES

Se describe por primera vez un hueso de la cadera, correspondiente a un ilion derecho, asignado a un saurópodo Diplodocidae en España. Proviene de la facies *Weald* de Riodeva y en caso de confirmarse las dataciones actuales, sería el primer resto de Diplodocidae de la secuencia cretácica de España.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro de la actuación 252/02/2003 de la Dirección General de Patrimonio Cultural de la D.G.A. El Gabinete Geológico de la Diputación Provincial de Teruel y Luis Alcalá hallaron los primeros indicios en Riodeva. Se agradece a Olga Millán, Yolanda

Bello, Rosalía Gutierrez y al Ayuntamiento y población de Riodeva su colaboración en el proyecto. A José Ignacio Canudo la revisión y comentarios del manuscrito. Los trabajos han sido financiados por la F.C.P.T.

REFERENCIAS

Casanovas - Cladellás, M.L., Santafé-Llopis, J.V., Santisteban Bové, C. y Pereda Suberbiola, X. (1999): Estegosaurios (Dinosauria) del Jurásico Superior - Cretácico Inferior de la comarca de los serranos (Valencia, España). *Revista Española de Paleontología*, nº extr. Homenaje al Prof. J. Truyols, 57-63.

Casanovas, M.L., Santafé, J. V. y Sanz, J.L. (2001): *Losillasaurus giganteus*, un nuevo saurópodo del tránsito Jurásico - Cretácico de la cuenca de "Los Serranos" (Valencia, España). *Paleontología i Evolució*, 32-33: 99-122.

Diéguez, C., Martín-Closas, C., Meléndez, N., Rodríguez-Lazáro, J. y Trincao, P. (1995): Biostratigraphy. En: *Las Hoyas. A lacustrine Konservat - Lagerstätte, Cuenca, Spain*. (N. Meléndez, Ed.). Universidad Complutense de Madrid, 77-79.

Geyer, O.F. y Krautter, M. (1998): Die Unterkreide im grenzgebiet von Aragonien, Neukastilien und Valencia (südwestliches Keltiberikum, Spanien). *Profil*, 15: 163-239.

Hurtado, J.A., Apalategui, O., Pliego, D. y Rubio, J. (1978): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 613 (Camarena de la Sierra)*. IGME, Madrid.

Royo Torres, R. (1999): *Cintura pélvica del dinosaurio (Saurischia:Sauropoda) de Peñarroya de Tastavins (Teruel), del Cretácico Inferior, Aptiense*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 155 p.

Santisteban, C. (1995): Los depósitos continentales con facies Weald de la cubeta de Aras de Alpuente. Comarca de los Serranos. Valencia. *Geogaceta*, 17: 16-18.

Salgado, L., Coria, R.A. y Calvo, J.O. (1997): Evolution of titanosaurid sauropods. I: Phylogenetic analysis based on the postcranial evidence. *Ameghiniana*, 34 (1): 3-32.

Upchurch, P. (1998): The Phylogenetic Relationships of Sauropod Dinosaurs. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 124: 43-103.

Wilson, J. A. (2002): Sauropod dinosaur phylogeny: critique and cladistic analysis. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 136(2): 215-275.

Dinosaurios ornitópodos del Cretácico inferior de la Península Ibérica

J.I. Ruiz-Omeñaca y J.I Canudo

Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jigruiz@unizar.es, jicanudo@unizar.es

ABSTRACT

The knowledge on Lower Cretaceous ornithopod dinosaurs form the Iberian Peninsula, described since the last quarter of 19th century, is updated. Remains are found in Lower Berriasian and Lower Hauterivian-Middle Albian sediments, and are usually fragmentary and non-diagnostic, isolated teeth being the most abundant ones. Currently, hypsilophodontids, dryosaurids, "iguanodontids", an euornithopod of uncertain affinities, and possible heterodontosaurids and hadrosaurs have been identified, in most cases left in open nomenclature. The only named species is the possible heterodontosaurid Trimucrodon cuneatus Thulborn, 1973 from the Lower Berriasian? of Porto Pinheiro (Estremadura, Portugal); the dryosaurid "Camptosaurus" valdensis Lydekker 1889 and the iguanodontid Iguanodon bernissartensis Boulenger, 1881 have been identified in the Hauterivian-Barremian of Salas de los Infantes (Burgos, Spain) and the Lower Aptian of Morella (Castellón, Spain), respectively. The presence of Hypsilophodon foxii Huxley, 1869 in the Iberian Peninsula can not be confirmed with the available material; the partial skeleton described in Poyales (Galve, Teruel, Spain; Lower Barremian) as H. foxii pertains to a new genus and species of hypsilophodontid dinosaur, not yet named. The "iguanodontid" remains from La Maca (Galve; Lower Barremian) and Zorralbo (Golmayo, Soria, Spain; upper Hauterivian-lowermost Barremian) could be two new unnamed species not assignable to the genus Iguanodon.

Key words: *Dinosauria, Ornithopoda, Lower Cretaceous, Spain, Portugal.*

INTRODUCCIÓN

Los dinosaurios ornitópodos son abundantes en los sedimentos del Cretácico inferior de la Península Ibérica, por eso no es extraño que el primer dinosaurio citado en España fuera el ornitópodo *Iguanodon* en 1872, aunque estos restos pertenecían en realidad a un terópodo. En Portugal se conocían restos de dinosaurios desde 1863, aunque los primeros restos de ornitópodo, de nuevo asignados a *Iguanodon*, fueron descritos en 1897 (véanse referencias en Antunes y Mateus, 2003). Desde entonces las citas de ornitópodos en sedimentos del Jurásico medio-Cretácico inferior de Portugal y en el Jurásico superior-Cretácico superior de España son abundantes. Los restos de ornitópodos son más frecuentes y diversos en el Cretácico inferior, y a ellos se hace referencia en este trabajo, en el que no se tienen en cuenta la icnitas (presentes en las provincias de Burgos, La Rioja, Soria y Teruel en España, y Algarve y Estremadura en Portugal).

REGISTRO DE DINOSAURIOS EN EL CRETÁCICO INFERIOR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA (ESPAÑA Y PORTUGAL)

La tabla 1 resume el registro de restos esqueletales (huesos y dientes) de ornitópodos en el Cretácico inferior de la Península Ibérica (Burgos, Castellón, Cuenca, Soria, La Rioja y Teruel, y Estremadura en Portugal). Se han reconocido tres grupos de ornitópodos: hipsilofodóntidos, driosáuridos e "iguanodóntidos", y hay un euornitópodo de dificil clasificación y posibles restos de heterodontosáuridos y hadrosáuridos.

Los ornitópodos más abundantes son los "Iguanodontidae", familia considerada actualmente como parafilética (Norman, 2002), por lo que en este trabajo se usa "iguanodóntido" para referirse a los Iguanodontoidea no Hadrosauridae. Aunque se han citado *Iguanodon atherfieldensis* Hooley, 1924, *Iguanodon bernissartensis* Boulenger, 1881 e *Iguanodon mantelli* von Meyer, 1832 (sinónimo de *I. anglicus* Holl, 1829, basado en dientes aislados no diagnósticos) en varias localidades, las asignaciones se han hecho en base a tamaño (grande: *I. bernissartensis*, pequeño: *I. atherfieldensis/I. mantelli*) y no a caracteres diagnósticos, por lo que es más prudente utilizar nomenclatura abierta: *Iguanodon* sp. o "Iguanodontidae" indet. (Tabla 1). El material más diagnóstico ha permitido identificar *I.* cf. *fittoni* en el Berriasiense-Valanginiense de Salas de los Infantes (Burgos), *I.* cf. *atherfieldensis* en el Barremiense inferior de Galve (Teruel), e *I. bernissartensis* en el Aptiense inferior de Morella (Castellón) (Sanz *et al.*, 1982; Maisch, 1997). Además hay restos de cuatro ejemplares de "iguanodón-

Edad	Formación	Localidades (provincia)	Taxones
Ap s-Al m	Oliván	Igea (Ri)	cf. *Hypsilophodon* sp.
Ap s	Oliete	Oliete (Te)	Ornithopoda indet.*
Ap i	Morella	Cinctorres y Morella (Ca)	Hypsilophodontidae indet. cf. *Hypsilophodon* sp. "Iguanodontidae" indet. * *Iguanodon bernissartensis* *Iguanodon* sp.
Ba s-Ap i	Artoles	Castellote (Te)	Ornithopoda indet. Hypsilophodontidae indet. cf. *Hypsilophodon* sp. "Iguanodontidae" indet. *Iguanodon* sp.
Ba s-Ap i	Castrillo de la Reina	Cabezón de la Sierra, Hacinas, La Gallega y Salas de los Infantes (Bu)	Euornithopoda indet. Hypsilophodontidae indet. cf. *Hypsilophodon* sp. cf. *Valdosaurus* sp. "Iguanodontidae" indet. *Iguanodon* sp.
Ba s	El Collado	Buenache de la Sierra, Masegosa, Uña y Vadillos (Cu)	Hypsilophodontidae indet. *Iguanodon* sp.
Ba i	Papo Seco	Boca do Chapim (Es)	*Iguanodon* sp.
Ba i	Camarillas	Galve (Te)	Ornithopoda indet. Hypsilophodontidae indet. Hypsilophodontidae *nov. gen. et sp.* (?)*Valdosaurus* sp. "Iguanodontidae" indet. *Iguanodon* cf. *atherfieldensis* "Iguanodontidae" *nov. gen. et sp.*
Ha s Ba i	Golmayo	Golmayo (So)	Hypsilophodontidae indet. "Iguanodontidae" *nov. sp.*
Ha s-Ba i	Pinilla de los Moros	Barbadillo del Mercado, La Revilla y Salas de los Infantes (Bu)	Hypsilophodontidae indet. Hypsilophodontidae *nov. gen. et sp.* *Valdosaurus* sp. "*Camptosaurus*" *valdensis* *Iguanodon* sp.
Ha s-Ba bs	El Castellar (techo)	Galve (Te)	?Heterodontosauridae indet. Hypsilophodontidae indet. "Iguanodontidae" indet. *Iguanodon* sp.
Ha s-Ba bs	Blesa	Josa (Te)	Ornithopoda indet. Euornithopoda indet. * Hypsilophodontidae indet. "Iguanodontidae" indet. *Iguanodon* sp. ?Hadrosauridae indet.
Ha s	El Castellar (base)	Galve (Te)	cf. *Hypsilophodon* sp.
Ha i	?	Mirambel (Te)	*Iguanodon* sp.
Be s-Ha s	?	Ejulve (Te)	*Iguanodon* sp.
?Be-?Va	? (Grupo Tera)	Salas de los Infantes (Bu)	*I.* cf. *fittoni*
?Be i	?	Porto Pinheiro (Es)	*Trimucrodon cuneatus* cf. *Hypsilophodon* sp.
"Wealdiense"	?	Cantavieja (Te)	*Iguanodon* sp. (sin describir ni figurar)
"Wealdiense"	?	Mora de Rubielos (Te)	*Iguanodon* sp. (sin describir ni figurar)
Cretácico Inf.	?	Castrovido (Bu)	*Iguanodon* sp.

TABLA 1.*Dinosaurios ornitópodos del Cretácico Inferior de la Península Ibérica, por orden de antigüedad. Véanse referencias en Ruiz-Omeñaca (2001) y Antunes y Mateus (2003)*: datos inéditos. Abreviaturas: Al: Albiense, Ap: Aptiense, Ba: Barremiense, bs: basal, Be: Berriasiense, Ha: Hauteriviense, i: inferior, m: medio, s: superior; (Bu): Burgos, (Ca): Castellón, (Cu): Cuenca, (Es), Estremadura, Portugal, (Ri): La Rioja, (So): Soria, (Te): Teruel.*

tido" parcialmente articulados, en La Maca (Galve), La Tejera-Valdesancho (Barbadillo del Mercado, Burgos), La Solana (Cabezón de la Sierra, Burgos), y Zorralbo (Golmayo, Soria), cuyo estudio puede proporcionar interesantes resultados. El ejemplar de La Maca, fue asignado a *I. bernissartensis* por Lapparent en 1960, pero pertenece a un nuevo género y especie de "iguanodóntido". El ejemplar de Golmayo, en estudio por C. Fuentes y M. Meijide, también podría pertenecer a una nueva especie de "iguanodóntido", de un género diferente de *Iguanodon*.

El segundo grupo en abundancia son los hipsilofodóntidos. Gran parte de los restos son indeterminados (Tabla 1), siendo relativamente frecuentes los dientes aislados que indican la presencia de varios taxones (cf. *Hypsilophodon* sp., y al menos tres tipos de Hypsilophodontidae indet.; véase Ruiz-Omeñaca, 2001). Los restos descritos como *Hypsilophodon foxii* en Morella e Igea (La Rioja) han sido asignados a Hypsilophodontidae indet. y cf. *Hypsilophodon* sp., respectivamente (véase Ruiz-Omeñaca, 2001). *Hypsilophodon foxii* también ha sido citado en el yacimiento de

Poyales Barranco Canales (Galve; Sanz *et al.*, 1987), donde hay un esqueleto articulado parcial, morfológicamente cercano a *Othnielia* del Jurásico superior de EE.UU., que corresponde en realidad a un nuevo género y especie aún por definir, que también está representado por restos de varios individuos juveniles del yacimiento de Vegajete, en Salas de los Infantes (véase Ruiz-Omeñaca, 2001). Los dientes "similares a *Othnielia"* de Uña (Cuenca), descritos como Euornithopoda indet. por Rauhut (2002) y asignados a Hypsilophodontidae indet. por Ruiz-Omeñaca (2001), podrían corresponder al nuevo género de Poyales Barranco Canales y Vegajete, del que no se conoce material craneal (Ruiz-Omeñaca, 2001; Rauhut, 2002).

Los driosáuridos están representados por dos esqueletos articulados asignados a *Valdosaurus* sp. (La Revilla, Burgos), y "*Camptosaurus*" *valdensis* (Salas de los Infantes, Burgos) aún sin describir, un fémur de cf. *Valdosaurus* sp. de La Gallega (Burgos) y un fragmento de fémur de (?) *Valdosaurus* sp. de Galve (véase Ruiz-Omeñaca, 2001).

Recientemente, se ha descrito la dentición de un ornitópodo del yacimiento de El Peñascal, en la zona de Salas de los Infantes, diferente al resto de ornitópodos conocidos en el Cretácico inferior de Europa, con dientes maxilares similares a los de *Tenontosaurus* del Cretácico inferior de EE.UU. Por el momento, en espera de preparar el resto de material del yacimiento, lo han asignado a Euornithopoda indet., diciendo que "representa un nuevo euornitópodo para el Cretácico inferior de Europa". Dientes similares también han aparecido en el yacimiento de La Cantalera (Josa, Teruel).

Trimucrodon cuneatus Thulborn, 1973 es un taxón basado en dientes aislados del Berriasiense? inferior de Porto Pinherio (Estremadura, Portugal) descrito inicialmente como un "fabrosaúrido", que ha sido considerado como un posible heterodontosáurido por Ruiz-Omeñaca (2001). Por último, hay posibles dientes de heterodontosáuridos y hadrosáuridos en el Hauteriviense superior-Barremiense basal de Galve y Josa que constituyen la cita más moderna y más antigua, respectivamente, de dichos grupos a nivel mundial.

CONCLUSIONES

En este trabajo se actualiza el estado de conocimientos sobre los ornitópodos del Cretácico inferior de la Península Ibérica, que se vienen estudiando desde el último cuarto del siglo XIX. Los restos son generalmente fragmentarios y poco diagnósticos; siendo los más abundantes los dientes aislados. Por el momento se han reconocido hipsilofodóntidos, driosáuridos, "iguanodóntidos", un euornitópodo de afinidades inciertas, y posibles heterodontosáuridos y hadrosáuridos. En la mayoría de los casos se han nombrado con nomenclatura abierta. La única especie descrita es *Trimucrodon cuneatus* del Berriasiense? inferior de Porto Pinherio (Estremadura, Portugal); además se han citado "*Camptosaurus" valdensis* en el Hauteriviense superior-Barremiense inferior de Salas de los Infantes (Burgos), e *Iguanodon bernissartensis* en el Aptiense inferior de Morella (Castellón). La presencia de *Hypsilophodon foxii* en la Península Ibérica no puede comprobarse con el material existente; los restos descritos en Galve (Teruel) como *H. foxii* pertenecen a un nuevo género y especie de hipsilofodóntido, aun sin definir. De igual modo, los restos de "iguanodóntidos" de La Maca (Galve, Teruel) y Zorralbo (Golmayo, Soria) pueden pertenecer a sendas especies nuevas pertenecientes a géneros distintos de *Iguanodon*.

AGRADECIMIENTOS

El Equipo de Dinosaurios de la Universidad de Zaragoza esta subvencionado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (Proyecto VECOBA, BTE 2001-1746), el Gobierno de Aragón (proyecto "Multidisciplinar Jurásico-Cretácico", Financiación de Grupos Emergentes, 2003-2004) y la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel.

REFERENCIAS

Antunes, M.T. y Mateus, O. (2003): Dinosaurs of Portugal. *Comptes Rendus Palevol,* 2(1): 77-95.

Maisch, M.W. (1997): The Lower Cretaceous dinosar *Iguanodon* cf. *fittoni* Lydekker 1889 (Ornithischia) from Salas de los Infantes (Province Burgos, Spain). *Neues Jarhbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte,* 1997(4): 213-222.

Norman, D.B. (2002): On asian ornithopods (Dinosauria: Ornithischia). 4. *Probactrosaurus* Rozhdestvensky, 1966. En: *Archosaurian anatomy and palaeontology. Essais in memory of Alick D. Walker* (D. B. Norman y D. J. Gower, Eds.). Zoological Journal of the Linnean Society, 136: 113-144.

Rauhut, O.W.M. (2002): Dinosaur teeth from the Barremian of Uña, Province of Cuenca, Spain. *Cretaceous Research*, 23(2): 255-263.

Ruiz-Omeñaca, J. I. (2001): Dinosaurios hipsilofodóntidos (Ornithischia: Ornithopoda) en la Península Ibérica. En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas, 175-266.

Sanz, J.L., Buscalioni, A.D., Casanovas, M.L. y Santafé, J.V. (1987): Dinosaurios del Cretácico inferior de Galve (Teruel, España). En: *Geología y paleontologia (arcosaurios) de los yacimientos cretácicos de Galve (Teruel) y Tremp (Lérida)* (J.L. Sanz, Coord.). Estudios geológicos, Volumen extraordinario Galve-Tremp, 45-64.

Sanz, J.L., Casanovas, M.L. y Santafé J.V. (1982): Paleontología. En: *Geología y Paleontología (Dinosaurios) de las Capas rojas de Morella (Castellón, España),* Diputación Provincial de Castellón y Diputación de Barcelona, Castellón-Barcelona, 69-169.

Primeros registros foliares de la Formación Utrillas (Albiense superior) en la provincia de Teruel

L.M. Sender[1], J.J. Ferrer[1] y J.B. Díez[2]

1 Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología), Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. 405001@unizar.es joferrer@unizar.es

2 Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra). jbdiez@uvigo.es

ABSTRACT

A new and diversal macroflora is described here for the Late Albian of Spain. The fossil plants have been recovered from the Utrillas Formation in the village of Utrillas (Teruel). This flora is composed by leaves of ferns, angiosperms, conifers, also with seeds and cones, and scales of bennettitals. These are the first remains of leaves and cones found in this geologic formation in the Norteastern of Spain, and they offer important information in relation to the palaeoecology and palaeoclimatology of the Late Albian in the Iberian Peninsula. Both taphonomic and taxonomic studies reveal warm and arid climate in the place and time of deposit of the Utrillas Formation in Teruel, where conifers and bennettitals grew in floodplains. Nevertheless climatic conditions were more humid nearby the streams and banks, so they allowed the development of angiosperms and ferns in this places and the accumulation of all the macrofloral remains.

Key words: *Utrillas Formation, Upper Albian, Teruel, palaeoecology, palaeoclimatology.*

INTRODUCCIÓN

Las plantas fósiles de la Formación Utrillas han sido estudiadas por diversos investigadores desde mediados del siglo pasado (Lemoigne y Marín, 1972 y Muñoz-Barragán, 1998 entre otros). Dichos trabajos en la provincia de Teruel se restringieron a estudios paleoxilológicos sobre troncos de árboles silicificados, que aparecen en gran cantidad, ya que hasta el momento era el único material macropaleobotánico del existía para su estudio. En este trabajo se presentan los primeros registros foliares encontrados en esta formación en el Noreste de España, los cuales pueden aportar novedosos y valiosos datos en relación a las condiciones paleoclimáticas y paleoecológicas imperantes durante el depósito de los materiales de la Formación Utrillas en el Sur de Aragón, durante el Albiense superior.

LA NUEVA FLORA FÓSIL DE LA FM UTRILLAS

Los fósiles estudiados se encontraron en las cercanías de la población Utrillas (Teruel)(Fig.1). Geológicamente, esta localidad se sitúa en la parte central de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, y los materiales en los que se han encontrado los registros pertenecen a la parte basal de la Formación Utrillas, definida por Aguilar *et al.* en 1971. Se trata de una formación de carácter detrítico, formada por arenas, areniscas de colores y lutitas versicolores, depositadas en medios fluviales continentales. Los fósiles se encuentran en dos paquetes decimétricos de lutitas arenosas, que alternan con cuerpos de areniscas amarillentas de grano medio con estratificación cruzada y restos vegetales carbonosos a techo (Fig. 2). La flora fósil encontrada, se compone de impresiones y carbonizaciones de diversos elementos vegetales. En el yacimento se ha encontrado registro de los siguientes tipos de plantas:

- Helechos: *Ruffordia aff. goepperti*. Squiceaceal representada por pinnas secundarias asociadas a sus raquis, pinnulas aisladas y tallos largos (Fig. 3).
- Coníferas: fragmentos de ejes de *Sequoia sp.* (Fig. 3), y conos femeninos y semillas aladas indeterminadas.
- Bennettitales: escamas asociadas de *Cycadolepis sp*
- Angiospermas: hojas de *Sapindopsis sp.* (Fig. 3).

El registro de *Ruffordia aff. goepperti*, muestra un helecho de pequeño porte que posee unos raquis primarios largos (con fragmentos de hasta 7 cm) a los que están adheridas las pinnas secundarias en forma decurrente. Las pinnulas son pequeñas, de entre 1 y 2 cm de longitud, poseen forma lanceolada y extremos redondeados a truncados, con evidencias de polimorfismo y variación de tamaño. La venación es dicótoma a tricótoma, derivando a paralela hacia los extremos de las pinnulas.

Los fragmentos de ejes de *Sequoia sp.* estudiados, presentan longitudes de menos de 3 cm, y están formados por hojas escuamiformes alargadas de 2,5 mm de longitud y cerca de 1 mm de anchura, pegadas al eje central, pero con el ápice ligeramente abierto al exterior, formando un ángulo agudo. Las piñas referenciadas son pequeñas, con diámetros

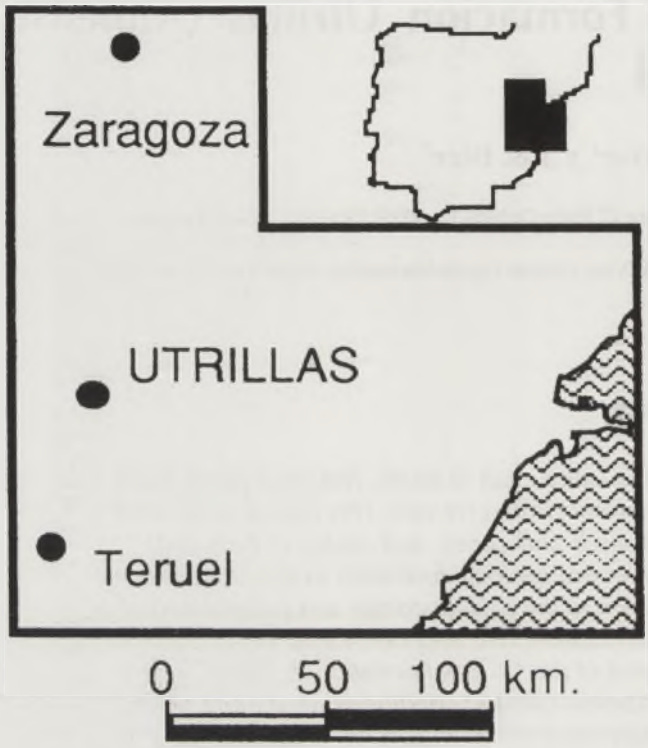


FIGURA 1. *Situación geográfica de la zona de estudio.*

de poco más de 1 cm y de forma subesférica. Las secciones muestran brácteas con espacios amplios entre ellas. La semilla encontrada es de tamaño diminuto, cuyo cuerpo, aunque fracturado, no mediría más de 2 mm. Posee además una única ala alargada de 3 mm de longitud con estriación longitudinal paralela.

Las bennettitales están presentes con escamas asociadas de *Cycadolepis sp* (Fig. 3). Poseen morfología romboidal, superficie lisa y una inserción media a modo de muesca, perpendicular a la longitud mayor de la escama.

Los únicos registros presentes de angiospermas consisten en varias hojas alargadas, de entre 3 y 4 cm de longitud, de *Sapindopsis sp.*, con bordes laterales aserrados y con venación primaria central muy marcada.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

La presencia de ejes fragmentados de coníferas, de piñas aisladas y escamas de bennettitales es congruente con un transporte relativamente largo desde la zona de desprendimiento hasta la zona de acumulación, algo más alejada, a donde llegarían sólo los elementos más resitentes. El registro de hojas de angiospermas con los bordes aserrados intactos, y la abundancia de frágiles pinnas de *Ruffordia aff. goepperti*, serían indicadores de un transporte corto hasta la zona de depósito.

De este modo, las gimnospermas (coníferas y bennettitales) habrían sufrido un mayor transporte ya que crecerían en zonas relativamente alejadas de la cuenca de depósito fluvial, sobreviviendo, gracias a sus adaptaciones morfológicas, en las condiciones de clima cálido tendente a la aridez que se desarrollaron durante el depósito de la Fm Utrillas (Pardo, 1979). Por otro lado el registro de angiospermas, que en ese momento empezaban a diversificarse, indica que habitarían en las proximidades de los cauces fluviales, buscando un medio húmedo, al igual que lo harían los helechos encontrados de la familia Schizeaceae, típicos de medios de llanuras de inundación fluvial proximal y diques en zonas cálidas y húmedas (Saward, 1992).

Estas deducciones vienen corroboradas por los estudios esporopolínicos efectuados por Solé de Porta y Salas (1994) en materiales de la Formación Utrillas de la provincia de Teruel, que reflejan el dominio de los helechos (69%) que indicarían condiciones húmedas, seguidos por las gimnospermas (30%) que marcarían condiciones más secas, y por último un registro testimonial de angiospermas.

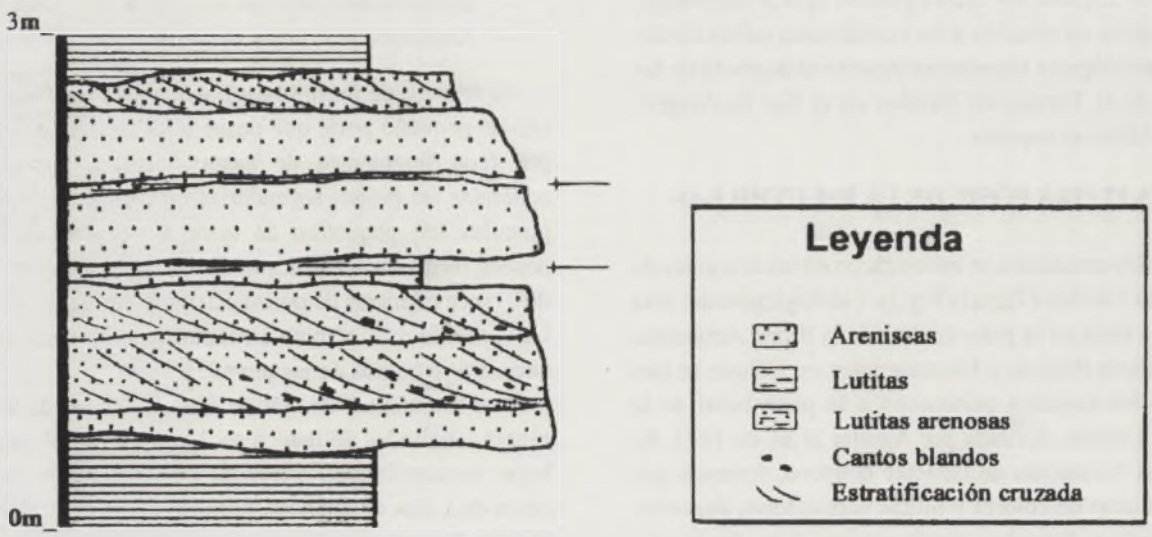


FIGURA 2. *Columna estratigráfica del yacimiento. Las flechas indican los niveles con plantas fósiles.*

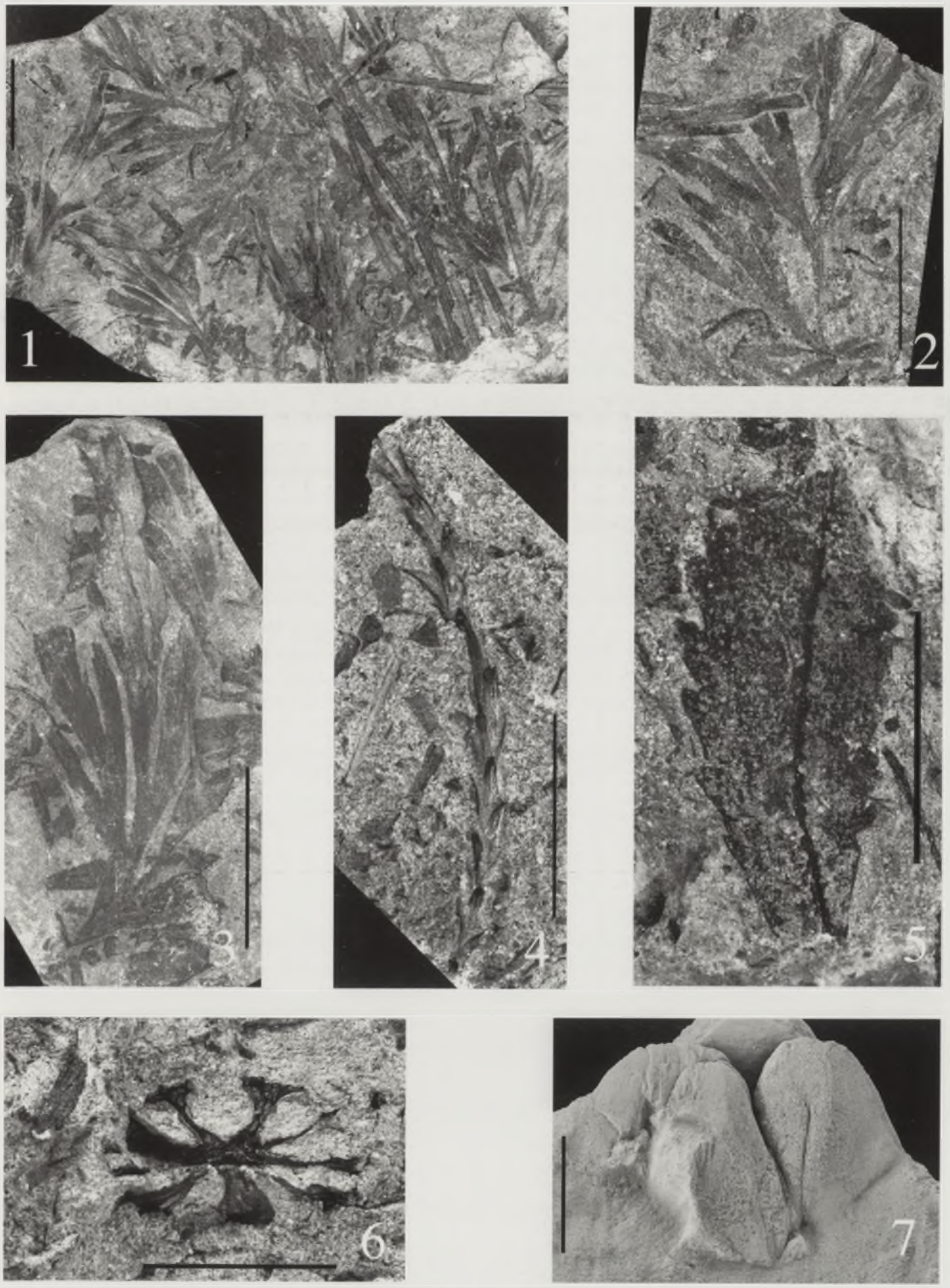


FIGURA 3. *Foto 1: Conjunto de tallos, pinnas secundarias y pinnulas del helecho Ruffordia aff. goepperti. Fotos 2 y 3: Detalles de dos zonas de la foto 1, mostrando la variación morfológica de las pinnulas. Foto 4: Eje con hojas escuamiformes de Sequoia sp. Foto 5: Hoja aislada de angiosperma del género Sapindopsis con bordes aserrados. Foto 6: Cono femenino en sección y semilla alada de conífera indeterminada. Foto 7: Escamas asociadas de bennettital Cycadolepis sp. En todas las fotos la escala es de 1 cm. Todo el material está depositado en el Museo paleontológico de la Universidad de Zaragoza.*

CONCLUSIONES

Hasta el momento, el sesgo tafonómico de material macropaleobotánico perteneciente a la Formación Utrillas, debido al registro exclusivo y en abundancia, de restos de troncos silicificados, parecía evidenciar unas condiciones de clima cálido y seco, en donde sólo podrían crecer las coníferas adaptadas a este medio. Sin embargo, los datos de los estudios esporopolínicos mostraban una mayor diversidad florística de la reflejada por los registros macropaleontológicos. A partir de los datos presentados en este trabajo, puede deducirse que durante el depósito de los sedimentos fluviales que constituyen la Formación Utrillas en el área próxima a la localidad de Utrillas (Teruel), las condiciones climáticas imperantes permitían la proliferación de helechos y algunas angiospermas en las cercanías de los cauces fluviales, en donde la humedad era mayor. En el otro extremo, relativamente alejados de las riberas, se daban las circunstancias para el crecimiento de coníferas y bennettitales, más tolerantes ante condiciones de sequedad del medio, dentro del clima cálido subtropical imperante en la latitud que ocupaba la Placa Ibérica durante el Albiense superior.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la doctora Dña. Zarela Herrera la ejecución de las fotografías y a D. José Ignacio Ruiz-Omeñaca su asesoría técnica en el montaje de las mismas.

REFERENCIAS

Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y la paleoecología del Cretácico Inferior de la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios geológicos*, 27 (6): 193-208.

Lemoigne, Y. y Marin, P. (1972): Bois silicifiés du Cretacé inférieur continental de la province de Teruel (Espagne). *Bulletin Mensuel de la Société linnéenne de Lyon*, 10: 201-214.

Muñoz-Barragán, P. (1998): *Los troncos fósiles del Albiense de "El Barranquillo" (Castellote, Teruel). Identificación asistida por ordenador del xilema de confieras mesozoicas: la aplicación Xylodata*. Tesis de licenciatura, Univ. de Zaragoza, 55 p.

Pardo, G. (1979): *Estratigrafia y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico Inferior terminal en el Bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 p.

Saward, S.A. (1992): A global view of Cretaceous vegetation patterns. En: *The controls on distribution and quality on cretaceous coals*. Geological Society of America Special Paper, 267: 17-35.

Solé de Porta, N. y Salas, R. (1994): Conjuntos microflorísticos del Cretácico inferior de la Cuenca del Maestrazgo. Cordillera Ibérica oriental (NE de España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 355-368.

Nuevos datos sobre los dinosaurios terópodos (Saurischia: Theropoda) del Cretácico superior de los Pirineos Sur-Centrales (Huesca y Lleida)

A. Torices[1], J.I. Ruiz-Omeñaca[2], J.I. Canudo[2] y N. López-Martínez[1]

1 Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Av. Complutense s/n, 28040 Madrid. atorices@geo.ucm.es, lopezmar@geo.ucm.es

2 Área y Museo de Paleontología, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jigruiz@unizar.es, jicanudo@unizar.es

ABSTRACT

Six new theropod teeth recovered from the Blasi 1-3 sites (Upper Maastrichtian) in Arén (Huesca province, Spain) are described and added to the twenty six teeth already known from these and other five localities of Late Campanian-Early Maastrichtian age from the Arén and Tremp Formations (Figuerola 2, Fontllonga 6, L´Abeller, Montrebei and Vicari 4, Lleida province). Eleven theropod teeth morphotypes are recognised: one belonging to a big size theropod of indeterminate family (Theropoda indet.), one small Coelurosauria indet. with unserrated teeth, the enigmatic Euronychodon sp., and eight morphotypes of cf. Dromaesauridae indet. with different denticle morphology and serration density (which would represent four or five different taxa). The tooth previously described in the Upper Campanian of Lleida as "Richardoestesia like" could also be assigned to cf. Dromaeosauridae indet. Theropod diversity in our sites is apparently similar to that of the rest of Europe, and increases through the Campanian-Maastrichtian transition, although our small sample is biased towards the youngest sites.

Key words: *Theropoda, teeth, Pyrenees, Upper Cretaceous, Spain.*

INTRODUCCIÓN

Los dientes aislados son los restos de dinosaurios terópodos que fosilizan con mayor frecuencia, debido a la resistencia del esmalte y al reemplazamiento de los dientes usados. Desde el año 90 y gracias a trabajos como los de Currie *et al.* (1990) se ha demostrado que tienen valor sistemático e incluso bioestratigráfico, al ser diagnósticos a nivel de familia y a veces de género y especie. Recientemente, Pereda Suberbiola (1999) ha puesto al día los terópodos presentes en el Cretácico superior (Campaniense-Maastrichtiense) de la Península Ibérica. En los Pirineos Sur-Centrales, los dientes son prácticamente los únicos restos de terópodos que se han encontrado. En este trabajo se describen nuevos dientes de terópodos de los yacimientos Blasi 1-3 en Arén (Huesca) y se reinterpretan los descritos por López-Martínez *et al.* (2001) en estos mismos yacimientos que, junto con los descritos por Prieto-Márquez *et al.* (2000) y Torices Hernández (2003) en Lleida, permiten estimar conocer la diversidad taxonómica de los terópodos y su evolución en el Campaniense superior y Maastrichtiense de los Pirineos Sur Centrales.

MARCO GEOLÓGICO

Los depósitos que contienen los dientes descritos en este trabajo se localizan dentro de la Unidad Surpirenaica Central, y están formados por sedimentos mixtos carbonatados y terrígenos de edad Cretácico superior, pertenecientes a las formaciones Arén y Tremp (López-Martínez, 2003). Los dientes han sido encontrados en las ocho localidades, denominadas Vicari 4, L'Abeller, Montrebei, Figuerola 2 y Fontllonga 6 en Lleida, y Blasi 1, 2 y 3 en Huesca (López-Martínez *et al.*, 2001; Torices Hernández, 2003).

La Formación Arén está compuesta por arenitas híbridas interpretadas como sedimentos de isla barrera, sobre los que progradarían los sedimentos margosos de *lagoon* correspondientes a la Formación Tremp. Gracias al paleomagnetismo, la estratigrafía secuencial y la bioestratigrafía de foraminíferos y carofitas, los yacimientos han sido datados con precisión. L'Abeller, Vicari 4 y Montrebei corresponderían al Campaniense superior del sinclinal de Tremp, situándose Montrebei en el límite con el Maastrichtiense inferior; Figuerola 2 pertenecería al Campaniense superior y Fontllonga 6 al Maastrichtiense inferior del sinclinal de Ager, y Blasi 1, 2 y 3 al Maastrichtiense superior del sinclinal de Tremp (véase López-Martínez *et al.*, 2001; López-Martínez, 2003; Torices Hernández, 2003).

DESCRIPCIÓN Y RESULTADOS

Han sido estudiados en total 31 dientes de terópodos (Tabla 1) depositados en el Museo Paleontológico de la Uni-

Taxón		Yacimiento	Edad (Fm.)	Sigla	Altura (mm)	Anchura (mm)	FABL	Dd	Dm	DSDI
Theropoda indet.		Montrebei	CS-MI (FT)	MON-T10 [2]	42	7	15	roto	2-3	-
		Blasi 1	MS (AA)	MPZ2004/3 *	>19,5	9,5	15	2	roto	-
				MPZ2004/4 *	>45	12,5	24	2	2-2,5	1,25-1
		Blasi 2	MS (FT)	MPZ2004/5 *	>18	roto	roto	roto	3	-
		Blasi 3	MS (FT)	MPZ2004/8 *	28	7,5	12	2,5	2,5-3	1,2-1
				MPZ98/67 [1]	> 27,5	13	27	roto	roto	-
Coelurosauria indet.		Vicari 4	CS (FT)	VIR-4-T5 [2]	2,88	0,94	1,34	no	no	-
		Montrebei	CS-MI (FT)	MON-T3 [2]	2,75	0,72	1,6	no	no	-
				MON-T6 [2]	3,25	1,16	1,44	no	no	-
		Blasi 2	MS (FT)	MPZ98/79 [1]	1,86	1,02	1,86	no	no	-
				MPZ98/80 [1]	2,56	0,88	1,81	no	no	-
				MPZ98/81 [1]	1,91	0,74	1,39	no	no	-
				MPZ98/82 [1]	2,42	0,74	1,21	no	no	-
cf. *Euronychodon* sp.		Blasi 2	MS (FT)	MPZ98/76 [1]	2,74	0,60	1,49	no	no	-
				MPZ98/77 [1]	2,79	0,60	1,39	no	no	-
				MPZ98/78 [1]	2,23	0,84	1,21	no	no	-
cf. Dromaeosauridae indet.	Morfotipo 1	Fontllonga 6	MI (FT)	FON-6-T1 [2]	11,7	3,25	4,6	6,5	no	-
	Morfotipo 2	Fontllonga 6	MI (FT)	FON-6-T2 [2]	16,3	5,75	7,5	3	no	-
		Figuerola 2	MI (FT)	FIG-2-T1+T2 [2]	12,1	4,3	6,7	2,5-3	no	-
	Morfotipo 3	Montrebei	CS-MI (FT)	MON-T1 [2]	6,3	2,4	3,3	6	no	-
	Morfotipo 4	Montrebei	CS-MI (FT)	MON-T5 [2]	2,4	0,6	1,44	7,75-9	no	-
				MON-T9 [2]	2,76	0,84	1,74	9	11,5	1,28
		Vicari 4	CS (FT)	VIR-4-T6 [2]	>1,54	0,74	1,43	9,5	no	-
				VIR-4-T7 [2]	2,17	0,63	1,6	9,5	no	-
		Blasi 2	MS (FT)	MPZ98/74 [3]	3,02	0,60	1,39	8,2-10,87	no	-
				MPZ98/72 [3]	4,32	1,07	2,23	7,57	no	-
	Morfotipo 5	Blasi 3	MS (FT)	MPZ98/68 [3]	>18	en matriz	16	2,91	5,03	1,73
	Morfotipo 6	Blasi 2	MS (FT)	MPZ2004/6 *	17,5	4,4	11	3-3,5	3,5	1-1,17
	Morfotipo 7	Blasi 2	MS (FT)	MPZ98/73 [3]	3,35	0,93	2,19	10,87	no	-
				MPZ2004/7 *	2,1	0,4	1	10-11	>14	>1,27
	Morfotipo 8	Blasi 2	MS (FT)	MPZ98/75 [3]	2,65	0,74	1,39	15,87	no	-
	"*Richardoestesia* like"	L'Abeller	CS (AA)	IPS18,372 [4]	15,3	5,8	3,1	6-8	roto	-

TABLA 1. *Dientes de terópodo del Campaniense-Maastrichtiense de los Pirineos Sur-Centrales (Huesca y Lleida). FABL: longitud mesiodistal en mm; Dd: dent/mm en el margen distal; Dm: dent/mm en el margen mesial; DSDI: índice de tamaño relativo de los dentículos; Abreviaturas: CS: Campaniense superior; MI: Maastrichtiense inferior; MS: Maastrichtiense superior; Fm: Formación; AA: Formación Arén; FT: Formación Tremp. *: material inédito; 1: dientes publicados por López-Martínez et al. (2001); 2: dientes descritos por Torices Hernández (2003); 3: dientes descritos en López-Martínez et al. (2001) cuya asignación se cambia en este trabajo; 4: diente descrito por Prieto-Márquez et al. (2000).*

versidad de Zaragoza (MPZ, yacimientos de Blasi 1, 2, y 3) y en las colecciones de paleontología de la Universidad Complutense de Madrid (FIG-2, FON-6 MON, VIR-4, yacimientos de Figuerola 2, Fontllonga 6, Montrebei y Vicari 4). En cada diente se han obtenido las siguientes variables: altura, anchura labiolingual, longitud mesiodistal (=FABL *fore-aft basal length* de Currie *et al.*, 1990), número de dentículos por milímetro (dent/mm; Currie *et al.*, 1990) e índice de tamaño relativo de los dentículos (DSDI; *denticle size difference index*; Rauhut y Werner, 1995) (Tabla 1).

Todos los dientes, cuando los presentan, tienen dentículos rectos (perpendiculares al borde distal), estrechos en sentido labiolingual y con forma de cincel (*chisel-shaped, sensu* Currie *et al.*, 1990). De igual modo, ninguno de los dientes tienen desarrollo de surcos entre los dentículos y las superficies labial/lingual del diente (*blood grooves, sensu* Currie *et al.*, 1990; *cauda, sensu* Buscalioni *et al.*, 1997), como los tiranosáuridos (Currie *et al.*, 1990). En todos los ejemplares, los dentículos están separados por hendiduras bien delimitadas (*interdenticle slits, sensu* Currie *et al.*, 1990), carecen de cámaras circulares entre las bases de los dentículos (*cellae, sensu* Buscalioni *et al.*, 1997), y perforaciones como las de *Troodon* en la base de las hendiduras (*rounded pits, sensu* Currie *et al.*, 1990).

Cuatro nuevos dientes de Blasi 1 y Blasi 3 (Tabla 1), de tamaño y dentículos grandes, MPZ2004/4 y MPZ2004/8) y DSDI ^{a} 1, y cuatro grandes dientes incompletos y/o mal conservados de Blasi 1, 2 y 3 y Montrebei coinciden en tamaño y patrón de denticulación y son asignados a un mismo morfotipo de (MPZ2004/3, MPZ98/67, MPZ2004/5, MON-

T10)Theropoda indet. (López-Martínez *et al.*, 2001; Torices Hernández, 2003). Este terópodo pudo pertenecer a los neoceratosaurios, únicos terópodos de tamaño grande presentes por el momento en España y Europa (véase Pereda Suberbiola, 1999).

Dos dientes de Blasi 2 (Tabla 1) pueden agruparse con los dientes más abundantes en los yacimientos estudiados, que se caracterizan por presentar dentículos en forma de cincel, siendo más grandes los de la carena distal que los de la carena mesial cuando éstos existen. Los nuevos ejemplares se diferencian sin embargo de los anteriormente descritos. En conjunto, el tamaño relativo de los dientes (FABL) y el tamaño y forma de los dentículos permite diferenciar ocho morfotipos (Tabla 1), caracterizados por:

- Morfotipo 1 (FON-6-T1): tamaño pequeño, 6,5 dent/mm en el borde distal, dentículos de pequeña altura, sin dentículos en el borde mesial.
- Morfotipo 2 (FON-6-T2 y FIG-2-T1+T2): tamaño mediano, con 3 dent/mm en el borde distal, dentículos altos y separados por espacios interdenticulares amplios, sin dentículos en el borde mesial.
- Morfotipo 3 (MON-T1): tamaño pequeño, 6 dent/mm en el borde distal, con morfología globosa y espacios interdenticulares en forma de lágrima. Se diferencia del morfotipo 1, además de por su morfología denticular, por tener el borde distal recto en vez de cóncavo.
- Morfotipo 4 (MON-T5, MON-T6, VIR-4-T6, VIR-4-T7, MPZ98/72 y MPZ98/74): tamaño muy pequeño, 7,75-10,87 dent/mm en el borde distal, dentículos con morfología subrectangular y casi sin espacio interdenticular; uno de los dientes, probablemente de posición más anterior presenta además 11,5 dent/mm en el borde mesial.
- Morfotipo 5 (MPZ98/68): tamaño grande, 2,91 dent/mm en el borde distal y 5,03 dent/mm en el borde mesial. Anteriormente había sido clasificado como Velociraptorinae? (López-Martínez *et al.*, 2001) pero se ha observado que los dentículos carecen de inclinación(contra López-Martínez et al, 2001). Lo que diferencia a este morfotipo del morfotipo 2 es la morfología del diente: el morfotipo 2 tiene ambos bordes convexos, mientras que éste tiene el borde mesial convexo y el distal cóncavo.
- Morfotipo 6 (MPZ2004/6): tamaño mediano, 3-3,5 dent/mm en el borde distal, dentículos de gran altura; 3,5 dent/mm en el borde mesial. Es similar eal morfotipo 2; no obstante su morfología, con borde distal cóncavo en vez de convexo, y sus dentículos de mayor altura, nos inducen a considerarlo considerarlo uno diferente.
- Morfotipo 7 (MPZ98/73 y MPZ2004/7): tamaño muy pequeño, dentículos distales de tamaño pequeño y variable (6,54-13,15 dent/mm) pudiendo presentar dentículos mesiales de tamaño aún menor (>14 dent/mm).
- Morfotipo 8 (MPZ98/75): tamaño muy pequeño, dentículos distales muy pequeños (15,87 dent/mm) y sin dentículos mesiales.

Este tipo de dientes está presente en varias familias de manirraptores: compsognátidos, dromeosáuridos y troodóntidos. En el Cretácico superior europeo sólo se ha reconocido Dromaeosauridae (Pereda Suberbiola, 1999), cuyos dientes se diferencian de los compsognátidos por tener mayores dentículos, y de los troodóntidos por tenerlos de formas diferentes. Por esto, los asignamos a cf. Dromaeosauridae indet.

En L´Abeller ha sido encontrado un diente identificado por Prieto-Márquez (2000) como "*Richardoestesia*-like", con 6-8 dent/mm en el borde distal y con el borde mesial no conservado. Sus dentículos son rectangulares, como los del morfotipo 4, por lo que puede incluirse entre los dromeosáuridos, pero no coincide con ninguno de los morfotipos previamente establecidos. Su tamaño es similar a los morfotipos 1 o 3, pero la morfología de sus dentículos es distinta.

Anteriormente se conocían ya siete dientes de Blasi 2, Montrebei y Vicari 4 (Tabla 1; VIR-4-T5, MON-T3, MON-T6, MPZ98/79, MPZ98/80, MPZ98/81 y MPZ98/82), de pequeño tamaño, curvados distalmente y sin dentículos, que coinciden con los descritos en algunos grupos de celurosaurios, por lo que se asignaron a Coelurosauria indet. (López-Martínez *et al.*, 2001; Torices Hernández, 2003). Tres dientes de Blasi 2 (Tabla 1; MPZ98/76, MPZ98/77 y MPZ98/78), de iguales características a los anteriores pero que presentancon ornamentación en forma de surcos longitudinales, fueron asignados a cf. *Euronychodon* sp. por su semejanza con este taxón citado en el Cretácico superior europeo (López-Martínez *et al.*, 2001).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los dientes han sido agrupados según su tamaño, forma y denticulación en categorías morfológicas que reflejan la diversidad taxonómica de los terópodos a los que pertenecieron los dientes. Es preciso por tanto conocer la variabilidad dentaria presente dentro de cada taxón, en función de su edad, grado de desgaste, posición en las series dentarias, etc. Estudiando la variabilidad dentaria dentro de un individuo que presente sus dientes asociados, se observan diferencias en la sección, pero no en la denticulación. Los dientes más frontales del dentario y del premaxilar difieren de los dientes posteriores en la sección, pero no en la forma de su corona. Los dientes de terópodos están comprimidos lateralmente, por lo que la relación entre la anchura y la longitud (FABL) de la corona puede ser <0,5. Este valor aumenta en los dientes más mesiales, que llegan a tener una sección prácticamente redondeada. Los dientes de terópo-

dos están comprimidos lateralmente por lo que su FABL es siempre mayor en ocasiones hasta el doble de su anchura. Pero en los dientes más frontales del denta con sección prácticamente redonda.

En cuanto a la altura, esta puede variar dentro de cierto rango pudiendo llegar a ser una diferencia de centímetros en los terópodos de gran tamaño como los Tyrannosaurus rex y de varios milímetros en los de menor tamaño. La morfología y la densidad de los dentículos dentro de un mismo ejemplar apenas presenta variación (Currie *et al.*, 1990). Esta regularidad ha sido observada al menos en los ejemplares observados de *Albertosaurus* y *Tyrannosaurus* estudiados por A. Torices en el *Museum of the Rockies* (Bozeman, Montana, EUA), que tienen dientes con 2-3 dent/mm, tanto distales como mesiales ni se observa variación en la densidad de dentículos siendo siempre de 2-3 dent/mm en los dentículos distales y de 2-3 dent/mm en los mesiales (observación personal). Este patrón regular necesita ser comprobado en los dromeos uridos. Los ocho morfotipos de cf. Dromeosauridae indet. diferenciados podrían pertenecer, considerando las variaciones morfológicas, al menos a 4 o 5 especies diferentes.

En resumen, el estudio de 31 dientes aislados de terópodos procedentes de 7 yacimientos del intervalo Campaniense superior-Maastrichtiense superior en los Pirineos Sur-Centrales (Huesca y Lleida), a los que se añade el diente descrito como "*Richardoestesia*-like" hallado en el yacimiento de L'Abeller, ha permitido reconocer cuatro grupos de terópodos distintos: Theropoda indet., Coelurosauria indet., cf. *Euronychodon* sp. y cf. Dromaeosauridae indet., que pueden corresponder a ocho o nueve especies (Tabla 1). Cronológicamente, Theropoda indet., Coelurosauria indet. y cf. Dromaeosauridae indet. morfotipo 4 aparecen en todo el intervalo temporal; en el Campaniense superior aparece además "*Richardoestesia*-like". En el tránsito Campaniense-Maastrichtiense se registra cf. Dromaeosauridae indet. morfotipo 3; en el Maastrichtiense inferior aparecen cf. Dromaeosauridae indet. morfotipos 1 y 2; y por último en el Maastrichtiense superior cf. *Euronychodon* sp. y cf. Dromaeosauridae indet. morfotipos 5, 6, 7, y 8.

La diversidad de terópodos en el Campaniense superior-Maastrichtiense de los Pirineos Surcentrales es similar a la observada en otros yacimientos europeos (Torices Hernández, 2003 y López-Martínez, 2003). Algunos autores han propuesto un descenso de la diversidad de terópodos en el Maastrichtiense superior de Norteamérica (Sankey, 2002), patrón que no se observa con los datos actuales en los Pirineos Sur-Centrales, donde parece aumentar esta diversidad al final del Cretácico (Tabla 1). Sin embargo, es probable que este aumento en la diversidad registrada se deba en gran parte a sesgo del muestreo, ya que el número total de dientes disponibles para este estudio aumenta desde el Campaniense superior hasta el Maastrichtiense superior (Tabla 1).

AGRADECIMIENTOS

El Grupo de Trabajo de Vertebrados del Mesozoico de la Universidad de Zaragoza está subvencionado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, el Gobierno de Aragón y el Instituto de Estudios Altoaragoneses.

REFERENCIAS

Buscalioni, A.D., Gasparini, Z., Pérez-Moreno, B.P. y Sanz, J.L. (1997): Argentinean theropods: first morphological analysis on isolated teeth. En: *First European Whorkshop on Vertebrate Palaeontology*, Geological Museum, Copenhagen University. Geological Society of Denmark, On Line Series, 1 (www.purl.dk/net/9710-0100).

Currie, P.J., Rigby, J.K. y Sloan, R.E. (1990): Theropod teeth from the Judith River Formation of southern Alberta, Canada. En*: Dinosaur systematics. Approaches and perspectives* (K. Carpenter y P.J. Currie, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 107-125.

López-Martínez N. (2003): La extinción de los dinosaurios y su registro en los Pirineos meridionales. En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas, 71-98.

López-Martínez, N., Canudo, J.I., Ardèvol, L., Pereda-Suberbiola, X., Orue-Etxebarria, X., Cuenca-Bescós, G., Ruiz-Omeñaca, J.I., Murelaga, X. y Feist, M. (2001): New dinosaur sites correlated with Upper Maastrichtian pelagic deposits in the Spanish Pyrenees: implications for the dinosaur extinction pattern in Europe. *Cretaceous Research*, 22: 41-61.

Pereda-Suberbiola, X. (1999): Las faunas finicretácicas de dinosaurios ibéricos. *Zubia*, 17: 259-279.

Prieto-Márquez, A., Gaete, R., Galobart, A. y Ardèvol, L. (2000): A *Richardoestesia*-like theropod tooth from the Late Cretaceous foredeep, south-central Pyrenees, Spain. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 93: 497-501.

Rauhut, O.W.M. y Werner, C. (1995): First record of the family Dromaeosauridae (Dinosauria, Theropoda) in the Cretaceous of Gondwana (Wadi Milk Formation, northen Sudan). *Paläontologische Zeitschrift*, 69(3/4): 475-489.

Sankey, J. (2002): Theropod dinosaur diversity in the latest Cretaceous (Maastrichtian) of North America. *Journal of Vertebrate Paleontology,* 22(supplement to number 3): 103A.

Torices Hernández, A. (2003): Estudio preliminar de dientes aislados de terópodos en el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp (Pirineos sur-centrales, Lleida). En: *II Jornadas internacionales de Paleontología sobre dinosaurios y su entorno.* Actas, 213-219.

Probable rastro de terópodo asociado a las huellas de titanosáuridos de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineos Surorientales)

B. Vila[1,3], O. Oms[2]. y À. Galobart[3]

1 Consorci Ruta Minera, Ctra de Ribes 20, 08698 Cercs. bernat-vila@mixmail.com
2 Universitat Autònoma de Barcelona, Fac. Ciències (Geologia), 08193 Bellaterra. joseporiol.oms@uab.es
3 Institut de Paleontologia M. Crusafont, C/ Escola Industrial 23, 08201 Sabadell. galobartla@diba.es

ABSTRACT

The Fumanya tracksite has yielded an abundant record of dinosaur tracks accounting for more than 3000 footprints occurring in a single bedding surface. This bed is a marly limestone that was deposited in a transitional mud-flat that crops out extensively in the open cast coal mines of the Vallcebre syncline. Up to date only titanosaurid tracks have been reported at Fumanya site. Such tracks show the typical wide gauge pattern and print morphology of titanosaurids. We briefly describe a new and completely different trackway located in the same layer where titanosaurids tracks are found. Footprint morphology and trackway pattern seems to suggest a theropod trackmaker despite some peculiarities. Nevertheless such tracks are undergoing a severe and irreversible erosion that makes difficult their preservation and more accurate studies.

Key words: *Maastrichtian, Theropoda, Sauropoda, ichnology, Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN Y SITUACIÓN

El registro icnológico de dinosaurios en la vertiente surpirenaica consta de unos 20 yacimientos con huellas de dinosaurios no avianos tales como ornitópodos hadrosáuridos y saurópodos titanosáuridos. El rastro estudiado aumenta la tipología de icnitas de dinosaurios a partir de un hallazgo en Fumanya (Pirineos surorientales, figura 1). En esta zona los sedimentos continentales de la Formación Tremp (ver referencias en Rosell *et al.*, 2001) consta de unos 800 metros de materiales, de los cuales los 500 más bajos son Maastrichtienses. La mayor abundancia de restos icnológicos de Fumanya, y también el presente rastro, se conservan al techo de la unidad conocida como Calizas Margosas Basales o Nivel de los Cementos, pertenecientes a la unidad regional del Garumniense gris (Rosell *et al.*, 2001). Su contenido fósil es muy rico en huellas de dinosaurios (Le Loeuff y Martínez, 1997; Schulp y Brokx, 1999) y también contiene restos de vegetación, ostrácodos, gasterópodos, carofíceas y *burrows*. El ambiente de depósito donde se encuentran las pisadas parece corresponderse a una extensa llanura fangosa carbonática transicional. La situación de estas icnitas al techo de la mencionada unidad indica que se formaron en un instante de transición hacia el medio representado por la unidad suprayacente: las Calizas inferiores con carbones. Esta última, además de unas pocas capas de lignito, presenta calizas con carofíceas, margas ricas en materia orgánica (localmente con abundantes bivalvos) y limos y areniscas de grano fino de distribución lateral limitada. Esta unidad se depositó en un ambiente transicional más diversificado.

DESCRIPCIÓN DEL RASTRO

El rastro fue descubierto en el año 2000 y en Septiembre de 2001 se midieron y fotografiaron las icnitas mejor conservadas para su posterior estudio. Desde entonces el proceso de degradación del rastro ha erosionado prácticamente por completo la evidencia (Fig. 2 y Oms *et al.*, 2002). El rastro estaba formado inicialmente por una treintena de icnitas, de las cuales sólo en 10 se han podido tomar los parámetros de Thulborn (1990).

Las icnitas mejor conservadas presentan una morfología de apariencia tridáctila donde el dedo II está siempre menos marcado que el III y el IV. Todas las icnitas presentan una marcada impresión del metatarso y unas terminaciones digitales extremadamente delgadas y puntiagudas debido al colapso del barro alrededor de la impresión digital (Fig. 3b). La longitud de las huellas (FL) es de cerca de 25 cm (la longitud total con la marca del metatarso, FL_{mt}, es de casi 33 cm) en valores de media mientras que su anchura (FW) es de 6 cm. El ángulo entre los dígitos III y IV es de 44° en valores de media. No se observa una rotación destacada de las huellas principales que forman el rastro. En el afloramiento recién expuesto (octubre 2000, figura 2) es apreciable una icnita de forma algo arqueada detrás de cada huella en una posición ligeramente más interna que el rastro de las huellas de paso. La zancada (SL) en el rastro es de 169 cm en valor medio y la longitud de paso (PL) muestra una marcada asimetría en los pasos que se refleja en un incremento del 21% en la longitud de los pasos derechos (media de 118 cm) respecto a los izquierdos (media de 93 cm). El ratio

FIGURA 1. *Mapa geológico de los Pirineos con situación del yacimiento de Fumanya Sur.*

SL/FL calculado es de 5,2. También se observa un carácter de rastro ancho (*wide gauge*) evidenciado por la disposición en zig-zag de las icnitas determinado por un valor de ángulo de paso de 102° y una anchura del rastro de 65 cm (Fig. 3a). A partir de la medida de FL se ha estimado una altura de la cadera *h* (ver Thulborn, 1990) de 121,5 cm.

DISCUSIÓN

La atribución de la evidencia icnológica estudiada al animal productor presenta algunas incertidumbres debido a las propias peculiaridades observadas en el rastro. Por una parte existen varias características que permiten atribuir la traza icnológica a las huellas de paso de un dinosaurio terópodo: las icnitas muestran una morfología tridáctila con una disposición mesaxónica de dedos puntiagudos y delgados, talón también puntiagudo en forma de "V" y una evidente longitud de la huella mayor que su anchura. Consecuentemente es la morfología individual de las icnitas el elemento clave que ha permitido descartar la posibilidad de que la autoría del rastro se debiera al paso de otros grupos de dinosaurios como titanosáuridos, hadrosáuridos o anquilosaurios. Sin embargo otros caracteres observados como la anchura del rastro o el ángulo de paso introducen peculiaridades poco comunes en rastros de terópodos. Day *et al.* (2002) demuestran una relación directa entre la disminución

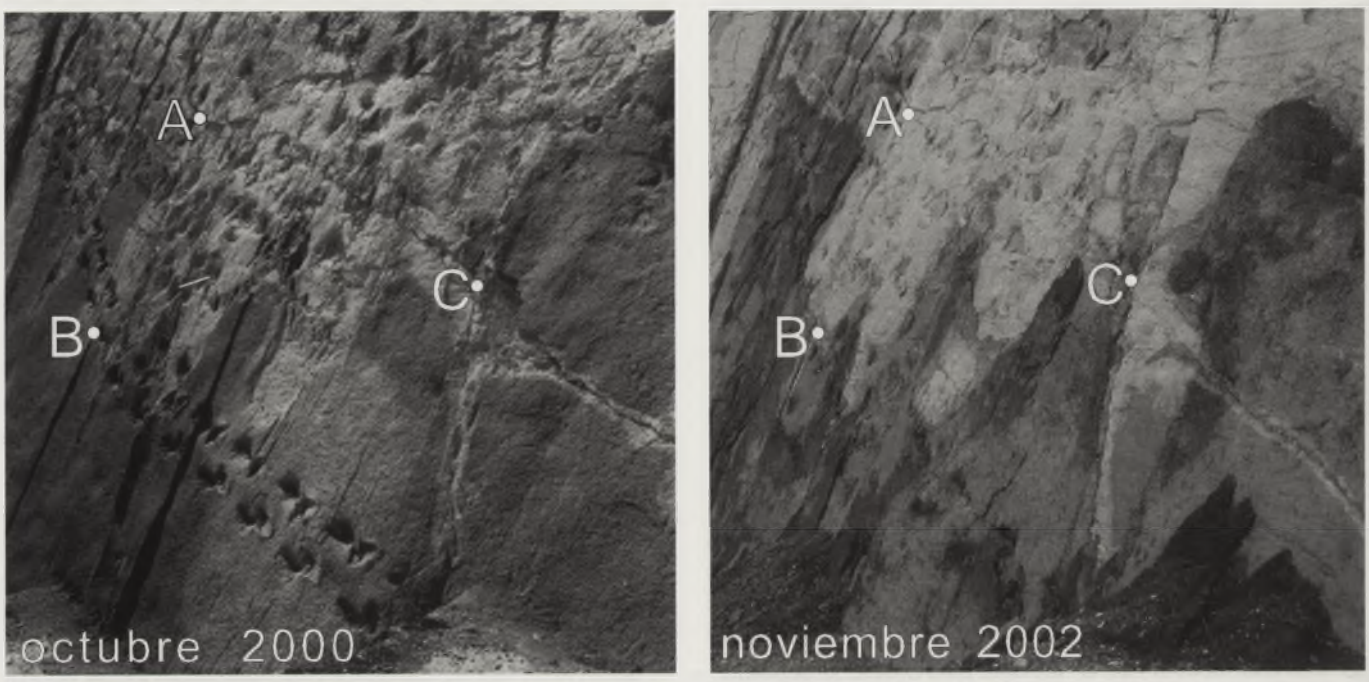


FIGURA 2. *Rastro estudiado. A la izquierda: afloramiento en el momento de ser descubierto. A la derecha: estado del rastro a los dos años.*

FIGURA 3. a) *Visión parcial del rastro estudiado (escala: 25 cm). b) Detalle de una de las huellas (indicada en a). Septiembre de 2001 (escala: 5 cm).*

del ángulo de paso y la zancada de un rastro terópodo en fase de deceleración y las implicaciones biomecánicas que ello conlleva para el animal. El rastro estudiado podría reforzar estas observaciones puesto que indica un patrón con una clara disposición ancha (*wide gauge*) en una secuencia de icnitas situadas en zig-zag, hecho que ayudaría al animal a distribuir mejor su peso en un substrato inestable, desplazando el centro de gravedad lateralmente, y obligando entonces a llevar una velocidad de avance mucho más lenta. Aunque raros, existen otros casos de rastros terópodos del tipo *wide gauge* en el Jurásico medio de Oxfordshire (Lockley y Meyer, 2000) que pueden ayudar a comprender esta anomalía en la locomoción. Precisamente esta característica en el patrón general del rastro es similar al descrito en rastros de cocodrilos, aunque la ausencia de icnitas delanteras y la morfología tridáctila de las huellas, descartarían tal atribución.

La clara marca del metatarso en la zona posterior de la huella junto con la presencia de las peculiares depresiones posteriores sugieren una postura anómala en un andar lento. La identificación de la marca del metatarso no es nueva. Existen variados ejemplos de icnitas con marcas de este tipo (Pérez-Lorente, 1993, entre otros) que han sido interpretadas como resultado de posturas similares para distintos comportamientos del animal con el fin de conseguir una mayor estabilidad en el substrato, descansar, acechar a una presa o aproximarse a ella. La destacada profundidad de las huellas y el colapso del barro alrededor de los dedos indican una sedimento fangoso, sugiriendo que el animal podría haber adoptado una disposición plantígrada (con el metatarso en contacto con el substrato) para conseguir mayor estabilidad sobre el substrato blando. García-Ramos *et al.* (2002) atribuyen la ausencia de rastros de terópodos en yacimientos con abundantes rastros de saurópodos a las condiciones del sustrato generalmente fangoso y carbonático, que podría dificultar la locomoción de los carnívoros. El yacimiento de Fumanya podría bien representar un ejemplo claro de la escena descrita por estos autores.

La atribución a Theropoda confirmaría la presencia de este taxón en el Maastrichtiense de la Formación Tremp, en la cual se conocían solo varios dientes y algunos restos óseos (ver Torices, 2002 y referencias incluidas). Por otro lado, el posible rastro de terópodo en los yacimientos de Fumanya permitiría identificar por primera vez la asociación icnológica saurópodos-terópodos. Schulp y Brokx (1999) y Lockley y Meyer (2000) asumieron un carácter monoespecífico para la acumulación de trazas de vertebrados de los yacimientos de Fumanya pero con los nuevos hallazgos una nueva asociación icnológica debe ser considerada.

CONCLUSIONES

El rastro estudiado corresponde al paso de un animal bípedo. Se caracteriza por: (1) una morfología tridáctila de las icnitas con claras marcas del metatarso, (2) tener un ángulo de paso bajo, (3) una anchura grande que configuran un rastro del tipo *wide gauge* y (4) unas suaves depresiones posteriores reconocibles en la mayoría de huellas. El bipedismo inferido, junto a la morfología de las huellas sugieren que el rastro sería debido al paso de un terópodo. Sin embargo el ángulo de paso y la anchura obligan a pensar en una postura anómala para un terópodo. Esta postura resultaría de la necesidad del animal para conseguir mayor estabilidad en un sustrato muy blando (corroborado por la profundidad y colapso de barro en las huellas).

El hallazgo de un probable rastro de terópodo en los yacimientos de Fumanya obligaría a revisar su condición de monoespecificidad saurópoda y aumentaría el registro paleoicnológico de dinosaurios de finales del Cretácico superior de los Pirineos, dominado saurópodos y ornitópodos.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Carbones de Berga S.A. y al Sr. Joan Llobet todas las facilidades y material gráfico (Luigi) prestado. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el *Consorci Ruta Minera.*

REFERENCIAS

Day, J.J., Norman, D.B., Upchurch, P. y Powell, H.P. (2002): Dinosaur locomotion from a new trackway. *Nature*, 415: 494-495.

García-Ramos, J.C., Piñuela, L. y Lires, J. (2002): Terópodos precavidos y refugios para saurópodos. Hipótesis basadas en icnitas de dinosaurios del Jurásico de Asturias. En: *Congreso Internacional sobre dinosaurios y otros réptiles mesozoicos de España.* Resúmenes, 24.

Le Loeuff, J. y Martínez, A. (1997): Afloramiento de icnitas de Titanosauridae en la zona de Fumanya (Maastrichtiense, Pirineo Oriental): estudio preliminar. *Geogaceta*, 21: 151-154.

Lockley, M.G. y Meyer, C. (2000): *Dinosaur tracks and other fossil footprints of Europe*. Columbia University Press, New York, 323 p.

Oms, O., Galobart, A., Vicens, E. y Vila, B. (2002): Loss of dinosaur ichnological record in the Fumanya site (Vallcebre-Fígols, Barcelona). En: *Congreso Internacional sobre dinosaurios y otros réptiles mesozoicos de España.* Resúmenes, 38.

Pérez-Lorente, F. (1993): Dinosaurios plantígrados en La Rioja. *Zubía*, monográfico 5: 189-228.

Rosell, J., Linares, R. y Llompart, C. (2001): El "Garumniense" prepirenaico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 47-56.

Schulp, A. S. y Brokx, A. W. (1999): Maastrichtian sauropod footprints from the Fumanya site, Berguedà, Spain. *Ichnos*, 6 (4): 239-250.

Thulborn, R. A. (1990): *Dinosaur tracks.* Chapman & Hall, London, 411 p.

Torices, A. (2002): Los dinosaurios terópodos del Cretácico superior de la Cuenca de Tremp (Pirineos sur-centrales, Lleida). *Coloquios de Paleontología*, 53: 139-146.

REGISTROS DE CAMBIOS CLIMÁTICOS DURANTE EL CUATERNARIO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Avulsiones históricas en el delta del Ebro

A. Barnolas[1], A. Maestro[1], M.A. Perucha[1], L. Somoza[1], L. Antón-López[1], A. Arasa[2], S. Martín-Alfageme[3] y A. Sevillano[1]

1 Dirección de Geología y Geofísica (IGME), Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. a.barnolas@igme.es
2 c/ Rosa Molas 25ª, 2ºB, 43500-Tortosa.
3 STIG, Universidad de Salamanca, Plaza Fray Luís de León 18, 37008-Salamanca.

ABSTRACT

Three main fluvial channels can be recognized in the Ebro delta plain with their respective depositional lobes. The oldest one is the southern lobe and its channel, known as Riet Vell, was active in 1149 A.D. when the city of Tortosa was conquered by Ramon Berenguer IV, Count of Barcelona. Before 1362 A.D., probably as a consequence of the 1320 A.D. or 1324 A.D. floods, the river channel shifted to the north and the northern lobe started to grow. The northern lobe, with two or three active channels simultaneously, the Ampolla, Goleró and Riet Fondo mouths, was active until the mid or late XVII century. The central lobe has been growing since then for three successive mouths named Migjorn, Nord and Sorrapa. The influence of the climatic trend and the flood events is reflected in the avulsion frequency and in the river channel pattern, whereas the mouth morphology is strongly influenced by its orientation towards the sea.

Key words: *Ebro delta, avulsion, Climatic Change, Medieval Warm Period, Little Ice Age.*

INTRODUCCIÓN

La avulsión (del latín *avulsio*, *avulsionis*) es el proceso por el cual un río cambia su cauce dentro de la llanura aluvial o deltaica constituyendo un factor importante en la agradación vertical de sus facies. Por este motivo, en los modelos de simulación numérica de agradación fluvial, la frecuencia con que se producen las avulsiones es un parámetro importante a tener en cuenta (p. ej. Allen, 1978). Conviene distinguir avulsión de difluencia (término que se refiere a la existencia de más de un curso activo simultáneamente) aunque en todo proceso de avulsión puede haber una etapa intermedia de difluencia. Ambos fenómenos están relacionados entre sí y en su ocurrencia intervienen la dinámica fluvial y la variación relativa del nivel del mar. Por este motivo las variaciones climáticas constituyen un factor determinante en los cambios que puedan observarse.

En los deltas, avulsión y difluencia son responsables del desarrollo en amplitud de la llanura deltaica. La agradación vertical de las facies de llanura deltaica compensa su hundimiento, por subsidencia y/o subida relativa del nivel del mar, por lo que los procesos de avulsión están en relación con estos dos factores. A pesar de su importancia, la periodicidad con que se producen estos fenómenos, su duración, y el conocimiento de los procesos que se asocian y actúan en su desencadenamiento, son poco conocidos (Törnqvist, 1993).

El origen de los deltas holocenos hay que situarlo en la estabilización del nivel del mar que tuvo lugar hace unos 7.000 años aproximadamente (Stanley y Warne, 1994). El estudio mediante isótopos de oxígeno de los sondeos realizados en el hielo polar y en sedimentos pelágicos ha permitido conocer las variaciones climáticas de alta frecuencia que afectan al volumen global de hielo en los casquetes polares y que sugieren una curva de subida relativa del nivel del mar con episodios de estabilización e incluso pequeñas caídas. Para el delta del Ebro una curva de variación relativa del nivel del mar, con una subsidencia media de 1,75 mm/año, fue obtenida (Somoza *et al.*, 1998) a partir de las dataciones con ^{14}C procedentes de sondeos próximos a Amposta (Arasa, 1994).

En el delta del Ebro, dada la escasez de información de subsuelo existente, no se conocen procesos de avulsión previos a los evidenciados por la morfología superficial en imágenes antiguas (Solé Sabarís, 1968; Maldonado, 1972). En este trabajo se presentan los resultados del análisis de la documentación existente, que permiten estudiar la avulsión en el delta del río Ebro durante la época histórica. Se trata de una aproximación geológica al problema para fijar la cronología, las causas y el significado de las avulsiones en la evolución del delta.

AVULSIONES HISTÓRICAS

Las cartografías antiguas (siglos XVII a XIX) permiten reconocer la existencia de dos antiguos cursos, actualmente abandonados, uno en cada hemidelta actual, apenas perceptibles en las imágenes actuales (fotografía aérea e imágenes de satélite), pero perfectamente reconocibles en las imágenes antiguas (fotografías aéreas de 1946 y 1963). Con esta documentación y la batimetría, Maldonado (1972) reconoció la existencia de tres lóbulos principales (Fig. 1).

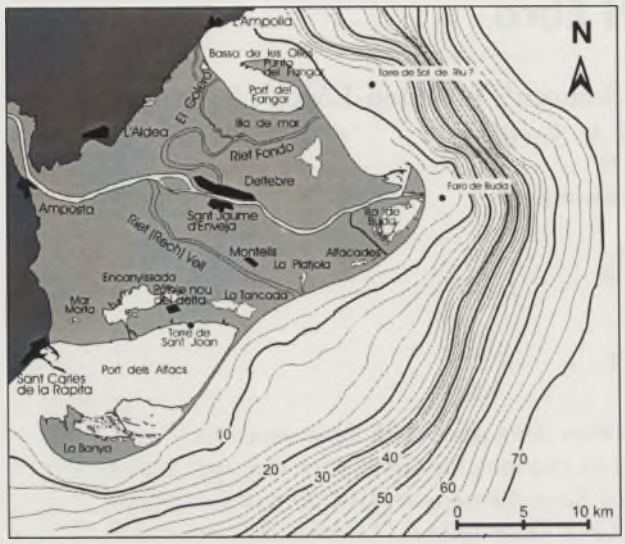


FIGURA 1. *Representación de los cursos fluviales reconocibles, en fotografías aéreas y topografías antiguas, sobre la llanura deltaica actual. Contornos batimétricos de 1967 según Maldonado (1972).*

Solo a partir de la época histórica posterior a la conquista de Tortosa en el año 1149 por Ramon Berenguer IV, Conde de Barcelona, empiezan a existir datos suficientes que permitan la reconstrucción de la evolución de la llanura deltaica y, en consecuencia, reconstruir los episodios de avulsión que han tenido lugar hasta el presente. Esta información histórica, que hemos analizado y contrastado con la información geológica, es suficiente para interpretar las morfologías deltaicas relictas, reconocidas por Maldonado (1972), pero no aportan ninguna información fidedigna sobre cursos fluviales y avulsiones previas a los reconocibles en los documentos cartográficos e imágenes antiguas.

El lóbulo deltaico más antiguo, que se relaciona con el cauce abandonado de El Riet Vell, es el lóbulo meridional (Fig. 1). Éste era el cauce activo en 1149 cuando, después de la conquista de Tortosa, Ramon Berenguer IV cedió a la Orden del Hospital de Sant Joan de Jerusalem el territorio situado a la derecha de la desembocadura del Ebro, con el castillo de Amposta, ya que el límite entre los términos municipales de Amposta y Tortosa, hasta la reciente segregación del término de Tortosa, coincidía con el antiguo curso de El Riet Vell (o Rech Vell en grafía antigua). Ya en 1362 este curso estaba abandonado, como lo prueba un documento referido a la construcción de una acequia para comunicarlo con el mar (Massip, 1981) con el objeto de sacar el agua de las salinas que existían en ambas riberas, pero especialmente a la derecha del Riet Vell. Hay dos episodios de inundaciones catastróficas registradas en el bajo Ebro para este período, las de 1320 y 1325 (Fig. 2), por lo que hay que suponer que una ellas fue la causante del abandono del lóbulo meridional. Una de las consecuencias mas importantes del abandono del lóbulo meridional fue la progresiva colmatación del puerto natural (Port Fangós) que abrigaba en su hemidelta izquierdo, a imagen del actual Port del Fangar, y que fue punto de partida de las expediciones

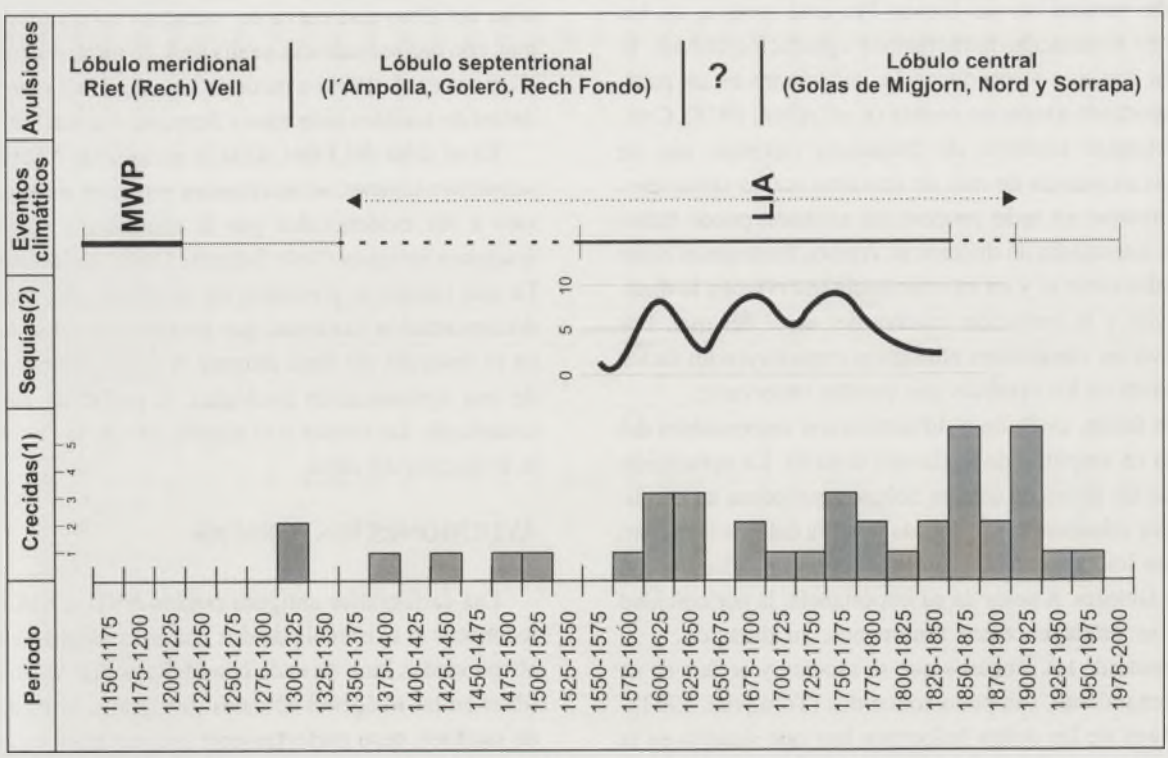


FIGURA 2. *Correlación entre las inundaciones catastróficas históricas en el bajo Ebro (fuente Comisión Nacional de Protección Civil), sequías (fuente M. Barriendos, 1995), eventos climáticos globales (MWP = Óptimo Climático Medieval; LIA = Pequeña Edad del Hielo) y avulsiones históricas en el delta del Ebro.*

marítimas catalano-aragonesas por el Mediterráneo durante los siglos XII a XIV.

El lóbulo septentrional, también totalmente abandonado, aún preservaba la morfología de los cauces en las fotografías aéreas de 1946 y 1957 (Riet Fondo y un distributario hacia el norte que desembocaba en El Goleró; ambos limitaban la Illa de Mar). Además, en el ortofotomapa de 1927 de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) se reconoce un tercer cauce más antiguo, junto a la línea de costa, cerca de l'Ampolla. Las desembocaduras más septentrionales (l'Ampolla y Goleró) tuvieron su importancia en las fases iniciales posteriores a la avulsión de principios del siglo XIV. Estos cursos se mantuvieron activos simultáneamente durante gran parte de los siglos XV y XVI pero ya en 1575 la desembocadura principal había pasado de l'Ampolla al Riet Fondo, cuando la ciudad de Tortosa hizo edificar una torre de defensa para prevenir la entrada de piratas por el cauce del río (Torre de Sòl de Riu o del Angel Custodi, actualmente desaparecida). Esta desembocadura fue abandonada antes de enero de 1700 cuando la ciudad de Tortosa solicitó al rey Felipe V obrar para devolver el río a su antiguo cauce. Esta avulsión es posterior a 1626 y debe situarse en alguna de las tres inundaciones catastróficas registradas en el bajo Ebro entre 1626 y 1700 (1634, 1640, 1678) (Fig. 2).

El lóbulo central se corresponde con las desembocaduras de Migjorn, Gola Nord y Goleró de Sorrapa que es la actual desembocadura. Desde la avulsión de finales del siglo XVII el delta ha progresado siempre por el lóbulo central. En la fase inicial de la progradación la desembocadura de Migjorn debía ser la principal a juzgar por el gran desarrollo de *cheniers* existentes en ella. Ya en 1798 aparece la isla de Buda con su denominación actual (Massip, 1981) por lo que en una de las numerosas inundaciones del siglo XVIII se produjo la difluencia con la Gola Nord. En los mapas del siglo XIX aparece claramente la Gola Nord como la principal desembocadura del Ebro adquiriendo la Gola de Migjorn un carácter subsidiario. El Goleró de Sorrapa se originó en la crecida de 1937 (Maldonado y Riba, 1971) pero, en el ortofotomapa de 1927 (CHE) aparece una desembocadura similar, más al este (Fig. 3), originada probablemente en la crecida de 1907, que denota la fragilidad del dique natural septentrional a la erosión marina y su consiguiente ruptura durante las crecidas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como consecuencia de la búsqueda de información histórica, contrastada con la información geológica de superficie, han podido ser delimitadas cronológicamente con cierta precisión, las avulsiones históricas principales ocurridas en el delta del Ebro. El reflejo de estas avulsiones lo constituyen los cauces abandonados que aún eran claramente visibles en los documentos cartográficos, en especial las fotografías aéreas, de mediados del siglo XX.

El lóbulo meridional, progradando a través del cauce del Riet Vell, era activo en 1149 y fue abandonado durante la primera mitad del siglo XIV, probablemente en 1320 o 1324 como consecuencia de una crecida catastrófica. Resalta el carácter rectilíneo del curso en la llanura deltaica, la coincidencia de esta avulsión con el declive del Óptimo Climático Medieval (MWP), en tránsito a la Pequeña Edad del Hielo (LIA). La Pequeña Edad del Hielo se caracteriza en el Mediterráneo por condiciones climáticas mas extremas con aumento de las crecidas de los ríos y de las sequías (Barriendos, 1995).

El lóbulo septentrional fue activo desde la primera mitad del siglo XIV hasta mediados o finales del siglo XVII, probablemente como consecuencia de alguna de las tres crecidas catastróficas ocurridas entre 1626 y 1700. Destaca el carácter meandriforme de los cursos fluviales en el hemidelta norte y la difluencia, con dos o tres cauces activos simultáneamente.

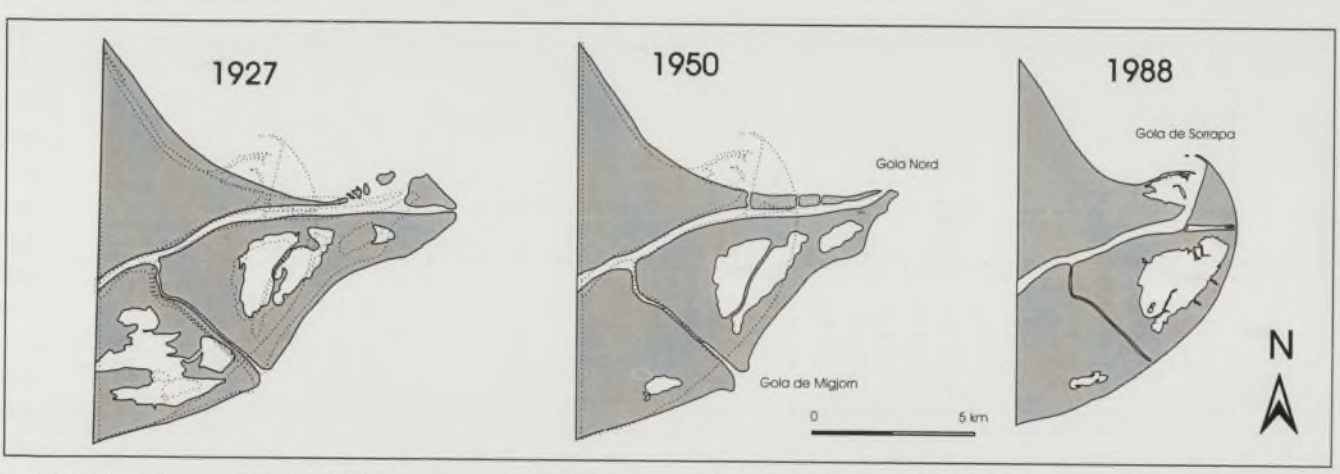


FIGURA 3. *Evolución morfológica del frente deltaico en el lóbulo central (1927, ortofotomapa 1:10.000 de la CHE; 1950, mapa topográfico 1:50.000 IGN; 1988, ortofotomapa 1:50.000 ICC).*

El lóbulo central es activo desde mediados o finales del siglo XVII. En sus inicios la progradación principal tuvo lugar por la desembocadura de Migjorn, con un gran desarrollo de *cheniers* dada su orientación perpendicular a los temporales de levante, pero ya en 1798 se había producido la difluencia con la Gola Nord. En la historia reciente hay que destacar la formación de dos desembocaduras sucesivas hacia el norte como consecuencia de la rotura del dique natural izquierdo de la Gola Nord. La primera de ellas, como consecuencia probable de la crecida catastrófica de 1907, es claramente visible en el ortofotomapa de 1927 (CHE) y se cerró, por el crecimiento natural del dique, antes de 1946 (ver Maldonado y Riba, 1971). Como consecuencia de la crecida de 1937 se abrió la desembocadura actual, Goleró de Sorrapa, que ha ido recreciéndose paulatinamente por la drástica caída en la carga sólida transportada por el Ebro tras la puesta en servicio de los embalses de su curso bajo (Mequinenza en 1966 y Ribarroja en 1969) .

Existe una buena correlación entre la variación morfología de los canales fluviales de la llanura deltaica, desde un canal recto para el Riet Vell a un canal meandriforme para el Rech Fondo, con la tendencia climática, del Óptimo Climático Medieval (MWP) a la Pequeña Edad del Hielo (LIA), en los períodos previos y posteriores a la avulsión. El óptimo climático, asociado a una subida relativa del nivel del mar por deglaciación, es favorable a la agradación deltaica y a la formación de canales rectos y anastomosados (ver Törnqvist, 1993). Por el contrario una bajada relativa del nivel del mar favorece el encajamiento del cauce y al desarrollo de meandros si las condiciones litológicas de la llanura aluvial (limos y arenas) son también favorables al desarrollo de barras de meandro.

REFERENCIAS

Allen, J.R.L. (1978): Studies in fluvial sedimentation: An exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, 21: 129-147.

Arasa, A. (1994): *Estratigrafia i sedimentologia dels materials plio-quaternaris del Baix Ebre i sectors adjacents*. Tesi doctoral, Universitat de Barcelona, 447 p.

Barriendos, M. (1995): La dinámica climática de la regió de Tortosa, s. XIV-XIX. *Recerca* 93: 51-70, Tortosa.

Maldonado, A. (1972): El delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Boletín de Estratigrafía*, 1, 474 p.

Maldonado, A. y Riba, O. (1971): El delta reciente del río Ebro: descripción de ambientes y evolución. *Acta Geológica Hispanica*, 6, 5: 131-138.

Massip, J. (1981): Aproximació a la història del delta de l'Ebre. *Ràpita*, 21, 267: 29-35.

Solé Sabarís, Ll. (1968): *Geografia de Catalunya*, 1, Ed. AEDOS, Barcelona, 665 p.

Somoza, L.; Barnolas, A.; Arasa, A.; Maestro, A.; Rees, J.G. y Hernández-Molina, F.J. (1998): Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117: 11-32.

Stanley, D.J. y Warne, A.G. (1994): Worldwide Initiation of Holocene Marine Deltas by Deceleration of Sea-Level Rise. *Science*, 265: 228-231.

Törnqvist, T.E. (1993): Fluvial sedimentary geology and chronology of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Nederlandse Geografische Studies*, Utrecht, 166, 169 p.

Paleoclima y paisaje en el Pleistoceno inferior de Atapuerca: los Insectívoros (Mammalia) de los niveles interiores de Trinchera Elefante (Burgos, España)

G. Cuenca-Bescós, J. Rofes-Chávez y J.C. García-Pimienta

Area de Paleontología del Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
cuencag@unizar.es, juan.rofes@uam.es

ABSTRACT

The Atapuerca localities are 14 km east of Burgos in North-West Spain. The archaeological and palaeontological sites cover the period from the Lower to the Middle Pleistocene. The sites are cave deposits that yielded macrofauna (including human remains), microfauna and lithic industry. The fissures and cavities have a phreatic-vadose origin and are mainly filled with allochthonous materials that are associated with the faunal and archaeological remains. The stratigraphic section of Trinchera Elefante (TE) is the thickest (19m) at Atapuerca. It is divided into 21 levels that include Lower and Middle Pleistocene layers. The lower part (Red Unit) is extremely rich in faunal remains: birds, reptiles, rodents and large mammals (both herbivores and carnivores) and is the oldest faunal assemblage yet known from Atapuerca. The list of insectivores at the red unit TE 9 to TE 13, comprises one erinaceid (Erinaceus cf. europaeus), two talpids (Talpa cf. europaea and Desmaninae indet.) and five soricids, (Beremendia cf. minor, Neomyinae indet., Sorex sp., Crocidura cf. russula and Crocidura sp., the last probably related to the C. kornfeldi group). The stratigraphical distribution of the minimum number of individuals (MNI calculated by counting the diagnostic elements of the dentition or the post-cranial skeleton) of each insectivore species allows us to hypothesise on the palaeoclimate and palaeoenvironment changes represented by Trinchera Elefante Lower Red Unit during the Lower Pleistocene. We observe three climatic phases in this unit: warm - cold - warm (A, B and C), which are tentatively correlated with the pollinic Waalian w-c-w phases recognised in Early Pleistocene deposits from The Netherlands.

Key words: *Atapuerca, Lower Pleistocene, Insectivora, Paleoclimate.*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de Trinchera Elefante se encuentra situado en la antigua trinchera del ferrocarril minero que unió Burgos con la Sierra de la Demanda durante un corto período de tiempo a principios del siglo XX. Trinchera Elefante (TE) se encuentra a unos 200 m. al sur de los yacimientos de Trinchera Dolina y Trinchera Galería (Complejo Galería-Tres Simas). Como todos los yacimientos de Atapuerca es también un relleno de cueva, en el que los materiales afloran a ambos lados de la trinchera. Tiene un espesor visible de unos 11 m, aunque los datos del sondeo realizado en el año 2001 revelan que puede alcanzar los 19 metros de potencia, siendo por lo tanto el yacimiento con mayor espesor de todos los conocidos en Atapuerca.

El relleno de TE se divide en 21 niveles estratigráficos (sólo afloran de E8 a E21) formados en tres fases de relleno distintas: en la primera la cueva se rellenó con las arcillas y gravas rojas de la unidad roja inferior, de 9m de potencia (con bloques de caliza en algunos tramos y niveles de murcielaguina), todos con un alto contenido en restos fósiles (niveles E8-E14); en una segunda fase la cueva sufre un importante proceso de reactivación con posible erosión de los niveles inferiores y el relleno por una unidad blanca superior (niveles 15-20, de unos 9 m de espesor, constituida por margas (E15-E16), limos y niveles de espeleotemas calcíticos, en el nivel E17) que hacia el techo aumenta en tamaño de grano y cantidad de clastos y presenta una coloración más rojiza (E18-E19). La cueva se colmata en el nivel 20. Una tercera fase de relleno corresponde a los depósitos de gravedad que colmatan y cierran la entrada de la cueva desde un conducto vertical situado al sur de la sección.

Las especies de roedores determinadas en los niveles E8-E13 de la unidad roja inferior corresponden a una asociación del Pleistoceno Inferior. La lista actualizada de roedores es la siguiente: *Allophaiomys chalinei, A. lavocati, Iberomys* aff. *nutiensis-thenii-huescarensis, Ungaromys nanus, Pliomys episcopalis,* cf. *Mimomys, Castillomys rivas, Apodemus* sp., *Glis* sp., *Eliomys cf. quercinus, Castor fiber, Sciurus* sp. (Laplana y Cuenca Bescós, 2000)

Los insectívoros de la Unidad Roja Inferior están representados por 8 especies agrupadas en 3 familias: Erinacei-

dae (*Erinaceus* cf. *europaeus*); Talpidae (*Talpa* cf. *occidentalis* y Desmaninae indet.) y Soricidae (*Beremendia* cf. *minor*:, Neomyinae indet, *Sorex* sp., *Crocidura* cf. *russula*, *Crocidura* sp.)

DESCRIPCIÓN

Erinaceus cf. *europaeus* tiene una morfología dental similar a *E. europaeus* actual. El topo, *Talpa* cf. *occidentalis* tiene una morfología dental similar a *T. occidentalis* actual. El rasgo diagnóstico son los 3 premolares inferiores, a diferencia de *T. europaea* que tiene 4 (Van Cleef-Roders y Van den Hoek Ostende 2001). En la Unidad Roja Inferior de Trinchera Elefante se encuentra un Desmaninae representado por un material tan escaso que de momento preferimos dejarlo en nomenclatura abierta. El gran musgaño acuático del Pleistoceno Inferior, *Beremendia*, está representado en la Unidad Roja Inferior de Trinchera Elefante por la especie más pequeña del género, probablemente *B. minor* aunque el escaso material no permite asignarlo aún con seguridad a esta especie. Por ello lo clasificamos como *Beremendia* cf. *minor*: Tiene la morfología dental similar a la especie *B. fissidens* identificada en Trinchera Dolina (Cuenca-Bescós *et al.*, 1999); pero es de tamaño general algo menor, por lo que la asignamos provisionalmente a *B.* cf. *minor* siguiendo a Reumer (1984). La presencia del incisivo superior bicúspide (*fissidens*) nos permite descartar la posibilidad de que se trate de *Blarinoides* u otros géneros de grandes sorícidos presentes en el Plioceno y Pleistoceno Inferior (Reumer, 1984).

En Trinchera Elefante Inferior se encuentra Neomyinae indet un soricino de tamaño intermedio entre *Sorex araneus* y *Neomys fodiens* con incisivos monocúspides. El género *Sorex* está representado por una especie aún por determinar, *Sorex* sp., soricino de tamaño ligeramente mayor que *Sorex minutus*.

Las musarañas de dientes blancos están representadas por dos especies, una atribuible a *Crocidura* cf. *russula* y otra a una especie aún por determinar de *Crocidura*. *Crocidura cf. russula* tiene la morfología mandibular y dental similar a *C. russula*.

Crocidura sp. es un crocidurino con algunos rasgos en la mandíbula que lo vinculan a la especie *C. kornfeldi*.

RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA DE LA UNIDAD INFERIOR DE TRINCHERA ELEFANTE

Describimos la secuencia de base a techo (ver situación y estratigrafía en Rosas *et al.*, 2001). El nivel más bajo estudiado es la base de TE9b y el más alto el penúltimo nivel de la Unidad Roja Inferior (TE13).

1. Nivel TE9b: representa un momento de clima cálido y relativamente más seco que en niveles superiores, por la abundancia de Crocidurinos (al menos 2 especies). Hay *Beremendia, Talpa* y *Erinaceus*. Falta el desmanino. La subfamilia Crocidurinae contiene, en su mayoría, formas tropicales del Viejo Mundo. Su distribución está básicamente restringida al Africa y al sureste asiático. Pese a esto, unas cuantas especies de los géneros *Crocidura* y *Suncus*, han invadido con éxito el suroeste de Europa, aunque nunca se encuentran por encima de los 53° de latitud norte (Reumer, 1984; Rzebik-Kowalska 1995). Por lo tanto *Crocidura* es un buen indicador de climas templado-cálidos. El género *Crocidura* se habría extendido de sur a norte durante los períodos más cálidos del Plio-Pleistoceno (Rzebik-Kowalska 1995), registrándose su presencia en Cueva Victoria, Quibas, Sierra Elvira y Galera 2 (Murcia y Granada, España) a partir del Plioceno y Pleistoceno Inferior (Agustí y Moyá-Solá, 1998; Montoya *et al.*, 1999). En otros yacimientos del sur de Europa se encuentra también a partir del Plioceno o Pleistoceno Inferior, como Razvodje en Croacia (Paunovic y Rabeder, 1996), Ravin Voulgarakis y Marathousa en Grecia (Koufos, 2001) o los yacimientos del Valdarno Inferior como Casa Sgherri (Marcolini, 2001). En general podemos decir que durante el Plioceno y Pleistoceno Inferior falta en yacimientos de latitudes más altas. De acuerdo con los autores y siguiendo el criterio paleogeográfico podemos decir que, en general, los crocidurinos son indicadores de clima mediterráneo, semejante al actual, seco y cálido. Por otra parte, la actual musaraña gris (*C. russula*) prefiere, en particular, hábitats abiertos y márgenes de bosque con buena cobertura vegetal a nivel del suelo. Sobre la presencia del género *Beremendia*, se trata de una musaraña de gran tamaño, muy probablemente con unos niveles metabólicos inferiores a los de géneros más pequeños como *Sorex* o *Neomys*, buenos indicadores ambos de climas boreales. *Beremendia*, por tanto, se habría adaptado mucho mejor a climas templados, por lo que consideramos su presencia como un indicador de clima cálido con masas de agua.

2. Nivel TE9a: Se produce enfriamiento y aumento de la humedad. Desaparición de los crocidurinos, ligero aumento de Talpa y Erinaceus. Aparición de Galemys. Aumento de Beremendia que se queda, transitoriamente, como único representante de la familia Soricidae y, por tanto, con menos competidores naturales directos. Los períodos glaciales según Rzebik-Kowalska (1995) causaron el retroceso de Crocidura hacia latitudes más bajas, por lo que su ausencia en TE9a puede ser debida a un enfriamiento general del clima en Europa. Por otra parte *Galemys* requiere corrientes de agua, por lo que una limitación importante para su presencia es que pueda existir un flujo regular de agua durante todo el año: condición que sólo se puede producir si el nivel de humedad y precipitación aumentan. Es posible que un enfriamiento general del clima en el Norte Europa se relacione con una mayor precipitación en el sur. El erizo europeo (E. europaeus) prefiere también ambientes húmedos, aunque su abundancia no tiene por qué estar en relación con la humedad sino con la presencia de agua permanente, bosques con un buen sotobosque o vegetación arbustiva bien desarrollada ya que en general necesita cobertura vegetal.

3. Nivel 9a+: Como el nivel 2, indica un clima frío y húmedo. Aparición de *Neomys* y *Sorex*. Aumento de *Erina-*

ceus y "pico" del desmanino. Ausencia de Crocidurinos. Ligera disminución de *Beremendia*. La subfamilia Soricinae, representada por *Beremendia*, *Neomys* y *Sorex*, se desarrolló en la región Holártica y sus representantes actuales, especialmente el género *Sorex*, con numerosas especies, se adaptaron a ambientes más fríos que la subfamilia Crocidurinae (Rzebik-Kowalska 1995). Viviendo en regiones frías, los soricinos actuales se caracterizan por unos niveles metabólicos más altos y por una mayor temperatura promedio corporal (*ca* 3ºC) que los crocidurinos. Estas dos subfamilias difieren también en sus preferencias respecto a la humedad del ambiente, estando, en líneas generales, los crocidurinos adaptados a condiciones más áridas que los soricinos. A escala continental, durante el Pleistoceno inferior, se produjo un enfriamiento general en Europa, lo cual provocó el desplazamiento de las distintas especies de la subfamilia Soricinae hacia latitudes más bajas (Rzebik-Kowalska 1995). Como hemos comentado, un enfriamiento general en Europa implica precipitaciones más abundantes en el sur y es durante este período que representantes de los géneros *Neomys* y *Sorex* llegaron por vez primera a la Sierra de Atapuerca y al resto de la península, como parece indicar la asociación faunística de otros yacimientos del Pleistoceno Inferior como Quibas, Orce 2 y Galera 2 (Agustí y Moyá-Solá, 1998; Montoya *et al.*, 1999).

4. Nivel TE10: De clima relativamente más cálido y menos húmedo que los niveles anteriores. Reaparición de *Crocidura*. Dentro de los soricinos hay una clara abundancia de *Neomys* y *Sorex* en detrimento de *Beremendia*. Disminución de *Talpa* y desmanino. Desaparición de *Erinaceus*. Pico de biodiversidad que indicaría un cambio climático. Es probable que la presión natural ejercida por los géneros *Crocidura*, *Neomys* y *Sorex* haya afectado a *Beremendia*, provocando su reducción en términos cuantitativos.

5. Nivel TE13: De clima relativamente cálido y seco. Abundancia de *Crocidura* y *Sorex* en detrimento de *Neomys*. Ligero aumento de *Beremendia*. Disminución de *Talpa* y desaparición del desmanino. Ausencia de *Erinaceus*.

CORRELACIÓN CON EL CLIMA DEL PLEISTOCENO INFERIOR

El estudio de los insectívoros de Trinchera Elefante Unidad Roja Inferior nos permite distinguir 3 fases climáticas desde los niveles 9 al 13 (Figura 1):

Fase A: El clima es cálido y relativamente seco, estaría representada por el nivel 9b

Fase B: El clima se enfría y aumenta la humedad; en el primer período aparecen indicadores de mayor frío y humedad (*Neomys*, *Sorex* y *Galemys*) que en el segundo. Está representada por los niveles altos, 9a y 9a+.

Fase C: El clima se hace relativamente más cálido y menos húmedo, vuelve a aparecer *Crocidura* y la diversidad de insectívoros es alta, lo que indica unas condiciones de cierta estabilidad (niveles TE10-13).

Estas tres fases parecen corresponder con las tres fases c-f-c características del Waalian en el Norte de Europa. Zagwin (1998) describiendo el Waalian en Limburgo,

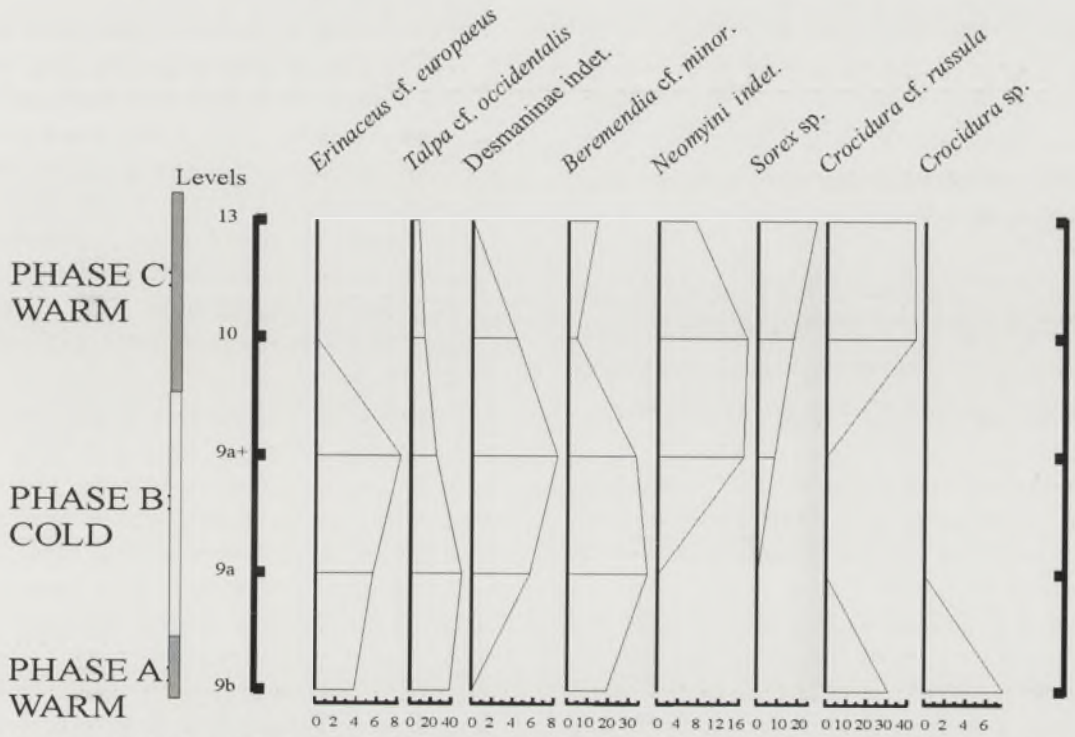


FIGURA 1. *Distribución estratigráfica del número mínimo de individuos (NMI) de los insectívoros, expresado en porcentajes, en los niveles inferiores de Trinchera Elefante (Atapuerca, Burgos, España).*

(Holanda) como un episodio en general cálido del Pleistoceno Inferior. Según este autor el Waalian se encuentra dentro del magnetocron Matuyama y se caracteriza por una sucesión de eventos cálido, frío, cálido (A,B,C) que tienen lugar entre hace 1.500.000 y 1.250.000 años. Los estudios paleomagnéticos confirman la posición de la Unidad Roja Inferior dentro del cron Matuyama (Rosas *et al.*, 2001).

Queda descartada una edad más antigua como Eburonian, puesto que ésta representa un episodio frío con respecto al Waalian y, por otra parte, la fauna de roedores no parece ser tan antigua como la edad superior al millón y medio de años del Eburonian (1,8-1,5 Ma). Por encima del Waalian se encuentra de nuevo un episodio frío, el Menapian, y a partir de éste el Bavelian (de alrededor del millón de años), más cálido, y finalmente el "Cromerian complex" que engloba el límite Matuyama -Brunhes (780.000 años AP). La base del Bavelian contiene el cron positivo Jaramillo dentro del cron negativo de Matuyama. No parece haber cambios en la polaridad magnética negativa de toda la Unidad Inferior de Elefante, por lo que podemos descartar que los niveles estudiados correspondan al Bavelian.

La fauna de roedores nos da una edad que podría ir desde el millón de años, por tener especies semejantes a las de yacimientos europeos de esta edad (Jaramillo), como Valerots, Vallonnet o Untermassfeld; hasta 1,5 Ma por las especies presentes en yacimientos anteriores a Jaramillo como *A. chalinei* y *Castillomys*, taxón este último propio del Plioceno español que se extingue durante el Pleistoceno Inferior.

AGRADECIMIENTOS

Al equipo de Atapuerca durante las campañas de campo, la Junta de Castilla y León, la Fundación Atapuerca, la Universidad de Zaragoza y los proyectos PB93-0066-C03; PB96-00-C01; PB2000 coord BXX2000-1258-C03-02, MEC:HA-97-22.

REFERENCIAS

Agustí, J. y Moyá-Solá S. (1998): The Early Pleistocene mammal turnover in Spain: evidence against an 'End-Villafranchian' event. En: *The dawn of the Quaternary* (Th. van Kolfschoten y P.L. Gibbard, Eds.). Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen 60. Haarlem, 513-520.

Koufos, G.D. (2001): The Villafranchian mammalian faunas and biochronology of Greece. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 40 (2): 217-223.

Laplana, C. y Cuenca-Bescós, G. (2000): Una nueva especie de *Microtus* (*Allophaiomys*) (Arvicolidae, Rodentia, Mammalia) en el Pleistoceno Inferior de la Sierra de Atapuerca (Burgos, España). *Revista Española de Paleontología*, 15: 77-87.

Montoya, P., Alberdi, M.T., Blazquez, A. M., Barbadillo, L.J., Fumanal, M.P., Van der Made, J., Marín, J.M.., Molina, A., Morales, J., Murelaga, X., Peñalver, E., Robles, F., Ruiz Bustos, A., Sánchez, A., Snachis, B., Soria, D. y Szyndlar, Z. (1999): La fauna del Pleistoceno inferior de la Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). *Estudios Geológicos*, 55: 127-161.

Paunovic, M. y Rabeder, G. (1996): Die altpleistozänen Kleinsäugerfaunen Razvodje und Tatinja draga in Süd-Kroatien. *Beiträge zur Paläontologie*, 21: 69-84.

Reumer, J. (1984): Ruscinian and early Pleistocene Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Tegelen (The Netherlands) and Hungary. *Scripta Geologica*, 73: 1-173.

Rosas, A., Pérez-González, A., Carbonell, E., Van der Made, J., Sánchez, A., Laplana, C., Cuenca-Bescós, G., Parés, J.M., Huguet, R. (2001): Le gisement pléistocène de la Sima del Elefante (Sierra de Atapuerca, Espagne). *L'Anthropologie*, 105 (2): 301-312.

Rzebik-Kowalska, B. (1995): Climate and history of European shrews (family Soricidae). *Acta Zoologica Cracoviense*, 38: 95-107.

Van Cleef-Roders, J.T. y Van den Hoek Ostende, L.W. (2001): Dental morphology of *Talpa europaea* and *Talpa occidentalis* (Mammalia:Insectivora) with a discussion of fossil *Talpa* in the Pleistocene of Europe. *Zoological Medelingen Leiden*, 75 (2): 51-68.

Zagwijn, W.H. (1998): Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands). The Dawn of the Quaternary. En: *Proceedings of the SEQS-EuroMam Symposium* 1996 (Th. Van Kolfschoten y P.L. Gibbard, Eds.), 60: 19-34.

Laminación anual en un espeleotema del Holoceno inferior (Cueva de Kaite, Complejo Kárstico de Ojo Guareña, Burgos). Implicaciones paleoclimáticas

D. Domínguez Villar[1], J. Martín-Chivelet[1], R.L. Edwards[2]

1 Dpto. de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de C. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España. ddvillar@geo.ucm.es, / j.m.chivelet@geo.ucm.es

2 Minnesota Isotope Laboratory, Dpt. of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN 55455, USA.

ABSTRACT

Annual laminations have been recognized in a rapid-growing, early Holocene, calcite stalagmite from Kaite cave (Ojo Guareña Karst Complex, N Spain) using petrographic analysis and U/Th dating performed with inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Each lamination reflects the annual growth of the speleothem, and the vertical changes in thickness of successive laminae are interpreted as changes in paleoprecipitation over the cave.

Key words: *paleoclimate, speleothems, annual laminations, early Holocene, N Spain.*

INTRODUCCIÓN

La caracterización de la variabilidad climática reciente a escala regional, requiere de métodos que permitan obtener series paleoclimáticas de alta precisión y con gran resolución temporal. En este ámbito, los espeleotemas constituyen un indicador de gran potencial. Primero, porque las características geoquímicas, texturales y morfológicas de los espeleotemas, que dependen de las condiciones ambientales de la cueva donde crecen, están influenciadas por parámetros como la temperatura y la precipitación. Y segundo, porque la información paleoclimática que de ellos se obtiene puede ubicarse en escalas temporales que, en los casos más favorables, llegan a ser anuales o subanuales.

El presente trabajo se enmarca dentro de esa línea de análisis paleoclimático y constituye una primera aproximación al estudio de los espeleotemas de la cueva de Kaite. Esta cavidad se engloba en el Complejo Kárstico de Ojo Guareña (Prov. de Burgos, figura 1), y se caracteriza por estar próxima a la superficie (15 m). Algunos espeleotemas de Kaite presentan una marcada laminación, por lo cual basándonos en una estalagmita se ha procedido a: su descripción bajo el microscopio, la demostración de su carácter anual y la discusión de sus implicaciones paleoclimáticas. Para ello, nos basamos en la integración del análisis microestratigráfico y geocronológico.

DESCRIPCIÓN

El espeleotema estudiado, LV3 (Colección del Departamento de Estratigrafía, UCM), es una estalagmita compuesta por calcita, con una morfología cilíndrica muy alargada, con una longitud de 108 cm y un diámetro medio de unos 4 cm. En sección longitudinal presenta dos zonas bien diferenciadas, una marginal y otra central. La parte marginal o lateral de la sección ocupa entre 0,5 y 1 cm desde el borde, es de color blanco debido a una alta porosidad, y la laminación en esta zona sigue una morfología irregular y por lo general con fuertes pendientes. La zona central puede estar compuesta de calcita acaramelada debido a su baja porosidad, o una calcita blanca similar a la de los laterales, siendo la laminación en esta zona regular o irregular, pero por lo general sin fuertes pendientes.

Cada lámina está compuesta generalmente por dos capas, una clara y otra oscura (Fig. 2). Éstas vienen definidas por cambios en la porosidad de la calcita, de tal manera que alternan capas de elevada porosidad (oscuras bajo el microscopio), con capas de calcita con escasa microporosidad (transparente bajo el microscopio). A pesar de que la laminación es evidente a lo largo de todo el espeleotema, las diferentes texturas de la calcita pueden enmascarar la laminación por lo que el contaje se ha realizado siguiendo las zonas favorables en cada momento. El espesor de las láminas oscila entre 0,2 y 1,3 milímetros.

GEOCRONOLOGÍA

Se ha llevado a cabo un estudio geocronológico del espeleotema para conocer la edad de la estalagmita así como para valorar diversos periodos de crecimiento y los posibles hiatos (Domínguez Villar, 2003). Para ello, se han realizado 13 dataciones radiométricas de U/Th mediante espectrometría de masas ICP (Fig.3). Gracias a las dataciones se han reconocido varios periodos de falta de registro en

FIGURA. 1. *Situación geográfica de la cueva de Kaite.*

superficies de discontinuidad del espeleotema. Por otro lado, se ha llevado a cabo un contaje de la laminación bajo el microscopio a lo largo de toda la estalagmita obteniéndose cerca de 3000 láminas.

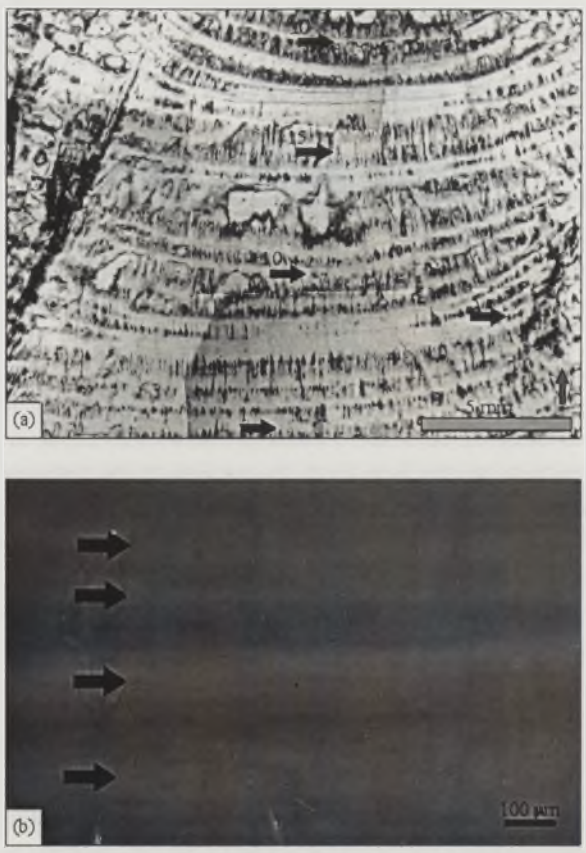


FIGURA 2. *Secciones de la estalagmita en la que se observan laminaciones de distinto grosor. (a) Composición de imagen bajo el microscopio con nícoles paralelos en la que se reconocen 20 láminas, (b) imagen bajo microscopio de fluorescencia en la que se distinguen 4 láminas.*

El estudio geocronológico realizado mediante las dataciones de U/Th ha permitido valorar distintos hiatos. A lo largo los primeros 78 cm de la estalagmita, donde las dataciones absolutas permiten este tipo de análisis (dataciones con errores analíticos bajos), se han contabilizado un total de 1785 láminas. En este intervalo existe un solo hiato que ha sido datado (dataciones encima y debajo de la superficie de discontinuidad). Para el mismo intervalo en el que se han analizado las láminas, el rango temporal obtenido por las dataciones una vez descontado el hiato, es de 1684 años. Teniendo en cuenta que el error (2σ) de todas las muestras está por encima de ± 100 años, el ajuste de la laminación a una ciclicidad anual es muy buena. La laminación se asume anual para el resto del espeleotema ya que sus características son similares y son coherentes con el resto de las dataciones obtenidas.

IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

El espesor de cada lámina anual depende de la tasa de goteo y el estado de saturación de las aguas (Dreybrodt, 1981 y Baker *et al.*, 1998). Dreybrodt (1999) ha demostrado que la tasa de goteo es un factor primordial en el crecimiento de espeleotemas, al menos para aquellos de goteo lento (Genty *et al.*, 2001), como es el caso que nos ocupa. La tasa de goteo se ha relacionado principalmente con la recarga del acuífero y con variaciones en la pluviosidad sobre la cueva (Qin *et al.*, 1999). Cambios de drenaje en los conductos a través de los que circula el flujo kárstico, así como precipitaciones de carbonato a lo largo de dichos conductos (Baker *et al.*, 1997), pueden influir en la tasa de goteo, aunque este tipo de sucesos suelen quedar registrados con variaciones no periódicas claramente identificables.

De este modo, para el espeleotema estudiado, un mayor grosor de la laminación se relacionaría con periodos de mayor pluviosidad, mientras que laminaciones más estrechas se relacionarían con periodos más secos.

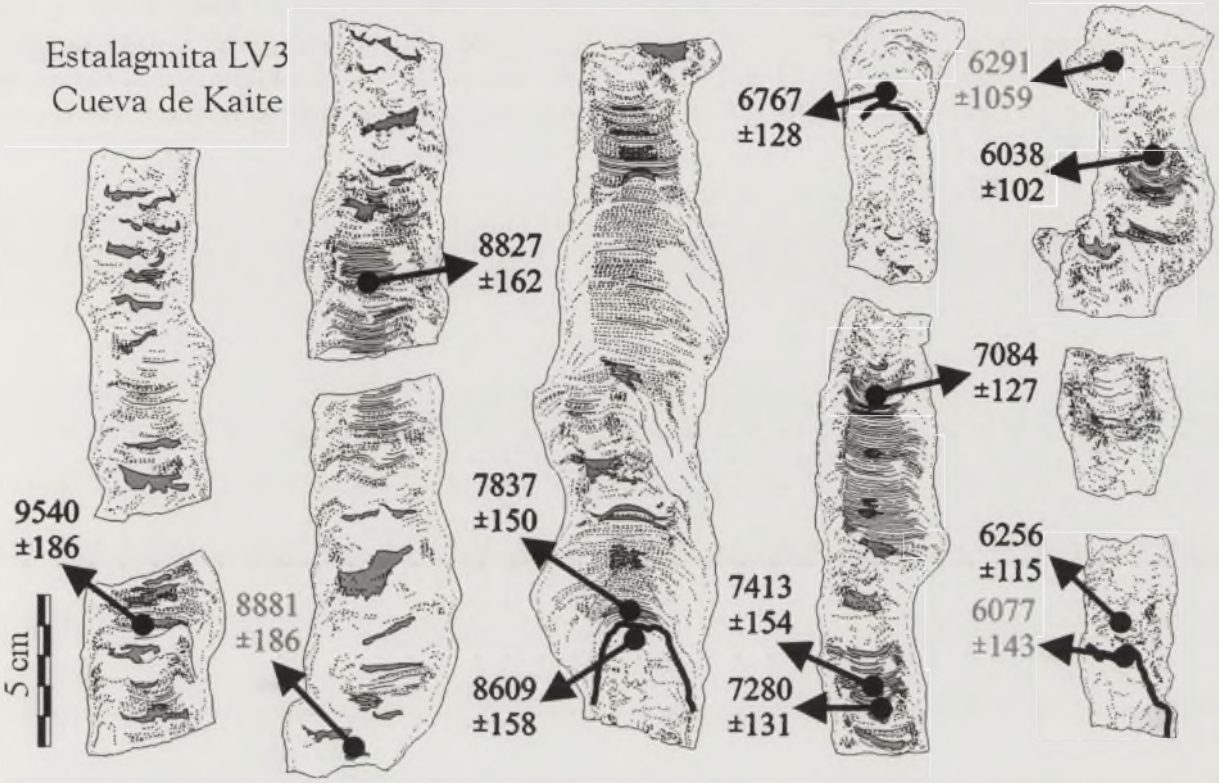


FIGURA 3. *Esquema de la Estalagmita LV3 con la localización de las edades absolutas obtenidas. Las edades en gris han sido descartadas por presentar diversos errores. Las líneas de trazo grueso representan hiatos.*

CONCLUSIONES

El estudio geocronológico de la estalagmita LV3 ha permitido confirmar su elevada tasa de crecimiento a lo largo del Holoceno inferior. Las laminaciones estudiadas en la estalagmita tienen una ciclicidad anual, por lo que la estalagmita es muy propicia para estudios paleoclimáticos de alta resolución. Este espeleotema es el primero en la península Ibérica en el que se demuestra una ciclicidad anual de la laminación, y es el primero en Europa para el Holoceno inferior.

Las variaciones en el grosor de la laminación en la cueva de Kaite se han relacionado principalmente con cambios en la precipitación atmosférica sobre la cueva, con lo cual las variaciones en el espesor de las láminas se han interpretado como periodos más húmedos o secos.

El estudio de la laminación proporciona un mejor ajuste de las dataciones absolutas proporcionando un registro de alta resolución temporal. Por otro lado, el análisis de la variabilidad del grosor de la laminación representa un parámetro climático que puede proporcionar series climáticas de alta resolución.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al Proyecto PAREK (MCYT / REN2001-1409). Los autores agradecen las facilidades otorgadas por los responsables del M.N. de Ojo Guareña (Burgos) y por la D.G. de Patrimonio de la Junta de Castilla y León. Este trabajo tampoco hubiese sido posible sin la colaboración de M.A. Martín Merino y A.I. Ortega (G.E. Edelweiss, Excma. Diputación Provincial de Burgos). Por último, agradecemos a los doctores Carlos Sancho (Universidad de Zaragoza) y Blas Valero (CSIC, Zaragoza) la revisión científica de este trabajo.

REFERENCIAS

Baker, A., Barnes, W.L. y Smart, P.L. (1997): Variations in the discharge and organic matter content of stalagmite drip waters in Lower cave, Bristol. *Hydrological Processes*, 11: 1541-1555.

Baker, A., Genty, D., Dreybrodt, W., Barnes, W.L., Mockler, N.J. y Grapes, J. (1998): Testing theorically predicted stalagmite growth rate with recent anually laminated samples: Implications for past stalagmite deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 393-404.

Domínguez Villar, D. (2003): Análisis microestratigráfico de espeleotemas holocenos del sistema kárstico de Ojo Guareña, Burgos. EIn: *Trabajo de investigación del programa de doctorado de Procesos Geológicos*. Universidad Complutense de Madrid.

Dreybrodt, W. (1981): The kinetics of calcite precipitation from thin films of calcareous solutions and the growth of speleothems: revised. *Chemical Geology*, 32: 237-245.

Dreydrodt, W. (1999): Chemical kinetics, speleothem growth and climate. *Boreas*, 28: 347-356.

Genty, D., Baker, A. y Vokal, B. (2001): Intra- and inter-annual growth rate of modern stalagmites. *Chemical Geology*, 176: 191-212.

Qin, X., Tan, M., Liu, T., Wang, X., Li, T. y Lu, J. (1999): Spectral analysis of a 1000-year stalagmite lamina-thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance. *The Holocene*, 9: 689-694.

Paleoceanografía y paleoclimatología de la Ría de Muros (NO de España) durante el Holoceno

G. Francés[1], P. Diz[1], L.D. Pena[2], I. Alejo[1] y M.A. Nombela[1]

1 Dpto. de Geociencias Marinas y O.T., Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Vigo, 36200 Vigo. gfrances@uvigo.es
2 Dpto. de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 08028 Barcelona, lpena@geo.ub.es

ABSTRACT

Benthic foraminifera assemblages and oxygen and carbon stable isotopes have been employed as paleoceanography and paleoclimatolgy proxies in order to reconstruct the Holocene environmental evolution of the Ría de Muros (NW Spain). Recorded changes let us to distinguish 4 periods: from 8200 to 7600 cal. BP is a period of low sea level with oxygenated, and relatively warm and low-salinity waters. From 7600 to 5000 cal. BP the sea level rose and the outer ria become a productive full-marine environment. Between 5000 and 2700 cal. BP important changes took place. At 4000 cal. BP the ria suffered an incursion of warmer or less saline, nutrient-rich waters and new species emerged. At 3300 cal. BP a short event of low productivity and high oxygen content is recorded, giving way to a stage of high environmental instability. During the most recent period (2700 cal. BP to nowadays) relatively warm and wet, and colder and less rainy phases alternated.

Key words: *paleoceanography, paleoclimatology, Holocene, benthic foraminifera, oxygen and carbon isotopes.*

INTRODUCCIÓN

La Ría de Muros es la más septentrional de las Rías Bajas gallegas (NO de la Península Ibérica). Su sector externo se caracteriza por poseer un amplio canal central asimétrico, cuya profundidad es de 42-45 m. En el sector medio se ensancha (7 km) y la profundidad comienza a disminuir progresivamente desde los 35 m hasta aproximadamente 5 m en la desembocadura del Río Tambre, ya en el sector interno, donde la ría es mucho más estrecha (1,5-2 km). Los fondos son fangosos en la parte externa, arenosos hacia el interior de la ría y algo más gruesos hacia las márgenes. La hidrografía de esta ría está controlada por su cercanía al Cabo Finisterre, donde se produce un frente subsuperficial entre dos variantes de las Aguas Centrales Noratlánticas (ENACW), una relativamente cálida y salina, de origen subtropical (ENACWst) y la otra de origen subsolar (ENACWsp), más fría y menos salina (Pérez *et al.*, 2001). La elevada productividad asociada al frente se incrementa en verano, cuando se produce un *upwelling* estacional que afecta a todas las Rías Bajas y que determina que estas sean tan fértiles y que sus sedimentos, sobre todo los de tamaño fino, sean ricos en materia orgánica.

La proximidad de la Ría de Muros al frente de Finisterre, la ausencia de islas en su desembocadura, una descarga fluvial relativamente alta y un grado de degradación antrópica bajo son peculiaridades que la diferencian de otras rías y que hacen de ella una zona adecuada para reconstruir las variaciones oceanográficas y climáticas ocurridas durante el Holoceno. Con este objetivo se han analizado las asociaciones de foraminíferos bentónicos (>125 μm) y los isótopos estables de oxígeno y carbono en dos testigos de gravedad obtenidos en el sector externo (EUGC-3B: 42º45.102´N, 9º02.231´O; 38 mbnm) y en el sector medio de la ría (EUGC-2: 42º45.115 N, 9º02.328 O; 37,8 mbnm). El primero, con una longitud de 410 cm, está constituido por arena bioclástica en la base (356-410 cm), seguida por un tramo de fango arenoso (200-356 cm) y aparece culminado por un fango de color oscuro, rico en materia orgánica. El testigo EUGC-2 tiene una litología semejante, aunque con un tamaño de grano algo más grueso. El tramo basal (330-390 cm) es arena fina con algo de fango, a continuación se registra una arena fangosa (135-330 cm) y en el techo aparece un sedimento constituido a partes iguales por arena fina-muy fina y fango.

RESULTADOS

El marco temporal para los testigos estudiados ha sido establecido mediante trece dataciones por 14-C, siete en el testigo EUGC-2 y seis en el EUGC-3B. Las edades de radiocarbono fueron calibradas a años de calendario mediante el programa *CALIB 4.4* (Stuiver *et al.*, 1998). Estas han permitido, además de una detallada cronología, el establecimiento de las tasas de sedimentación en los dos sectores de la Ría de Muros donde fueron obtenidos los testigos. El registro del testigo EUGC-3B abarca 8200 años y su tasa de sedimentación se incrementa progresivamente

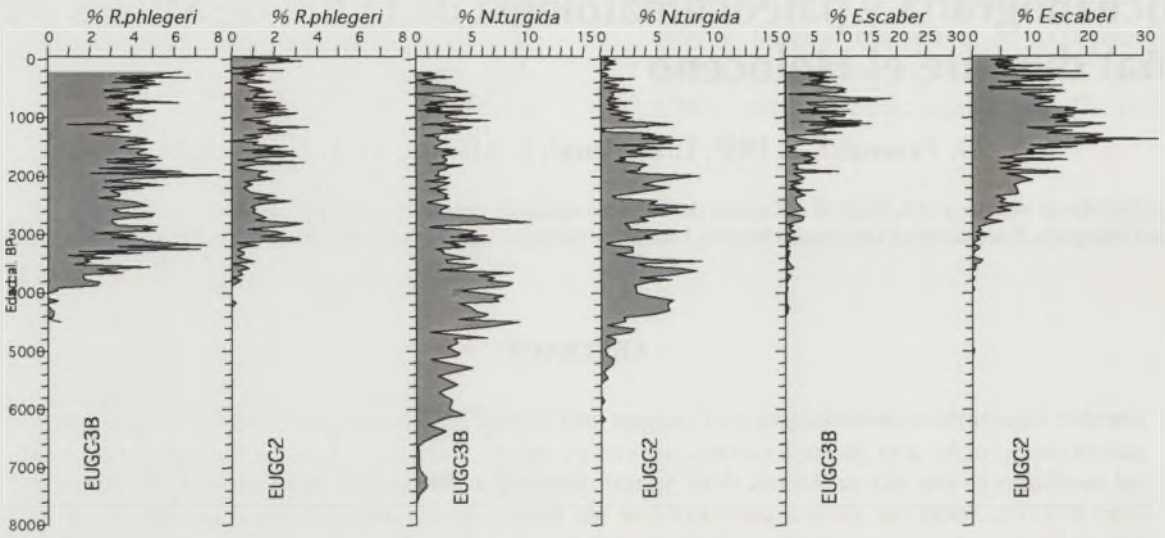


FIGURA 1. *Abundancia relativa en las asociaciones de foraminíferos bentónicos característicos de fondos muy ricos en materia orgánica. Cabe destacar la aparición en la Ría de Muros de Rectuvigerina phlegeri y Eggerelloides scaber a 4000 años.*

desde el muro (≈ 0,3 mm/a) hasta el techo (≈ 1 mm/a). La tasa de sedimentación en el testigo EUGC-2, el cual registra 6300 años, es más irregular. En los 150 cm de la base es de 0,2-0,5 mm/a, hacia la mitad del testigo, en torno a 2000 años, se acelera (≈ 1,1 mm/a), posteriormente es de 0,8 mm/a y experimentar un nuevo incremento en el techo (≈ 1,5 mm/a).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos son bastante diferentes en ambos testigos. El más externo se caracteriza por asociaciones dominadas por cinco o seis especies cuyas abundancias van cambiando a lo largo del testigo. *Ammonia beccarii*, *Bulimina gibba/elongata*, *Nonion fabum*, *Cibicides refulgens* y, en la mitad superior, *Eggerelloides scaber* son las especies más frecuentes. El testigo EUGC-2 posee asociaciones mucho más diversas, sin que ninguna especie sea dominante. Las más abundantes son las epifaunales, sobre todo *C. refulgens* y, en menor medida, *Planorbulina mediterranensis*, *Gavelinopsis praegeri*, *Eoeponidella pulchella* y *Rosalina* spp. Además, *A. beccarii* es común en todo el testigo y *E. scaber*, ausente en la base, alcanza elevados porcentajes en la mitad superior. Esta especie comienza a registrarse con porcentajes muy bajos a 4000 años en ambos testigos y a partir de 3000 años experimenta un incremento hasta llegar a ser una de las más abundantes durante los últimos 1500 años, sobre todo en el testigo EUGC-2 (Fig. 1). Coincidiendo con el primer registro de *E. scaber* aparece de forma sincrónica en los dos testigos *Rectuvigerina phlegeri*, si bien su contribución a las asociaciones es muy baja (Fig. 1). *Nonionella turgida* es algo más abundante, aunque no suele superar el 10%. Sin embargo, su presencia es muy reveladora ya que, debido a la fragilidad de su caparazón, posee un potencial de preservación muy bajo. En el testigo EUGC-3B se registra por primera vez a 7500 años, mientras que en el EUGC-2 lo hace a 5500 años (Fig. 1).

El registro isotópico del oxígeno en el testigo EUGC-3B muestra un rápido incremento desde la base hasta 7500 años, edad a partir de la cual se mantiene relativamente estable hasta 4000 años, excepto un marcado pico en 5800 años. Sin embargo, el evento isotópico más importante tuvo lugar en 4000 años, momento a partir del cual fluctúa en torno a un valor medio 0,1δ‰ más bajo que en el intervalo precedente. En el testigo EUGC-2 sólo existe registro de los últimos 2000 años, durante los cuales muestra fluctuaciones en oposición de fase con las del testigo anterior. El evento más destacable durante los últimos 2000 años se registra entre 800 y 600 años (1150-1350 AD; figura 2).

Los valores de la relación isotópica del carbono en el testigo EUGC-3B tienden a decrecer de forma escalonada desde la base (8200 años) hasta 3800 años, cuando se alcanzan los más bajos de todo el registro. Los descensos más acusados tuvieron lugar aproximadamente a 7700, 6600 y 4900 años. En torno a 3300 años se define un máximo relativo muy evidente tras el cual se produjo un brusco descenso a 3000 años. Desde esta edad hasta el techo los valores son crecientes excepto por ligeras caídas en 1700 y 1000 años. En el testigo EUGC-2 el registro isotópico del carbono en los últimos 2000 años muestra valores sistemáticamente más negativos que el anterior, excepto para el intervalo comprendido entre 1500 y 1750 años durante el cual los valores son equivalentes en ambos. Los valores más bajos se alcanzan en 1300-1400 años y en 450 años (1500 AD), y a partir de esta última tienden a aumentar hasta nuestros días.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Si se agrupan las especies de foraminíferos bentónicos por sus afinidades ecológicas se pueden establecer tres gru-

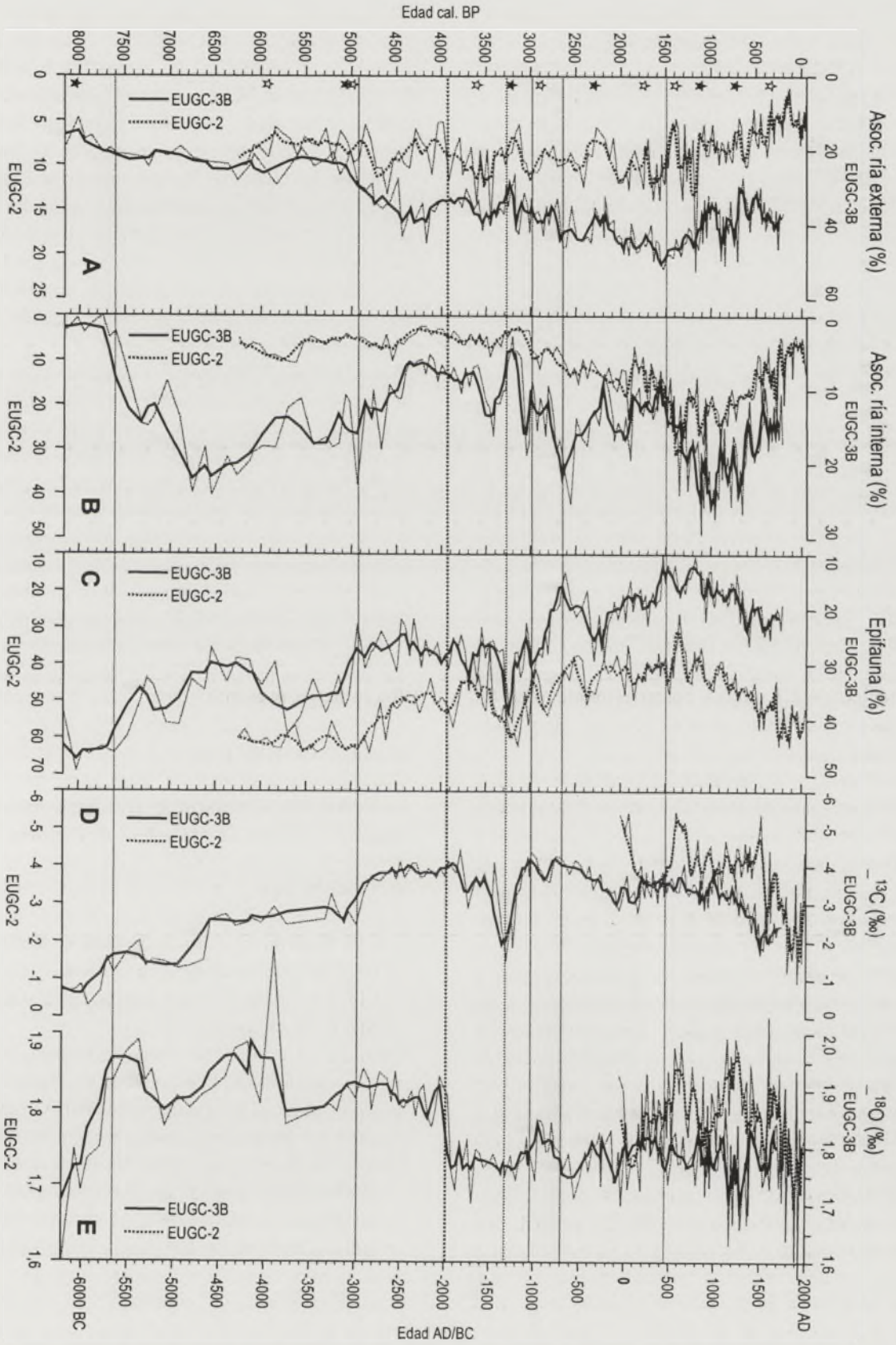


FIGURA 2. *Cambios registrados a lo largo de los testigos EUGC-3B y EUGC-2 en las asociaciones de foraminíferos bentónicos (A: asociación de ría externa = N. fabum+B. gibba/elongata+R. phlegeri; B: asociación de ría interna = A. beccarii+E. scaber; C: Asociación de foraminíferos epifaunales = Cibicides spp.+P. mediterranensis+G. praegeri+E. pulchella+Discorbinella spp.+Rosalina spp.+miliólidos) y las relaciones isotópicas del carbono (D) y del oxígeno (E). Las curvas de trazo grueso representan el suavizado de tres muestras. Las líneas horizontales discontinuas marcan los principales cambios. Las estrellas negras marcan los niveles datados en el testigo EUGC-3B y las grises los datados en el testigo EUGC-2.*

pos. En el primero han sido incluidas *N. fabum*, *R. phlegeri* y *Bulimina* spp., todas ellas características del sector externo de las Rías Bajas. El grupo característico del sector interno de las rías incluye fundamentalmente a *A. beccarii* y *E. scaber* y el tercer grupo contiene a las especies epifaunales. Las variaciones en la abundancia relativa de estos tres grupos a lo largo de los testigos analizados se correlacionan de forma clara con los cambios registrados en las curvas isotópicas (Fig. 2). De esta forma se puede establecer una detallada evolución ambiental de la Ría de Muros durante casi todo el Holoceno. La primera etapa (8200-7600 años) se caracteriza por un dominio de las formas epifaunales que habitaron fondos arenosos bien oxigenados y bañados por aguas relativamente cálidas y poco salinas, incluso en el sector externo de la ría. Corresponde al momento en que, con un nivel del mar mucho más bajo que el actual, se depositaron los primeros sedimentos marinos posteriores a la última glaciación. El ascenso del nivel del mar, ya iniciado en la fase anterior, se produjo de forma acelerada hasta los 5800 años y continuó a menor ritmo hasta *ca* 5000 años (Máximo Holoceno). Ello permitió la entrada de aguas oceánicas, inicialmente de origen subpolar y posteriormente con una influencia cada vez mayor de la componente subtropical, más rica en nutrientes. Durante esta fase, dominada por la asociación de foraminíferos epifaunales y *A. beccarii*, los fondos de la zona externa se enriquecieron en materia orgánica, cuya degradación causó un deterioro progresivo de la oxigenación en el interior del sedimento.

Durante la tercera etapa (5000-2700 años) se produjeron los cambios ambientales más acusados. Al principio de esta fase la asociación de ría externa prácticamente se duplica en apenas 800 años, a la vez que las de ría interna y los epifaunales disminuyen su contribución, indicando que la ría experimenta una influencia oceánica cada vez más intensa. La disminución del $\delta^{13}C$ revela que el medio es aún más rico en materia orgánica y/o menos oxigenado. Aproximadamente a 4000 años tuvo lugar el evento más importante. La señal isotópica indica la llegada de aguas más cálidas o menos salinas muy nutritivas que hacen posible la aparición de especies que antes no vivían en la ría: *R. phlegeri* y *E. scaber*. La primera habita en el sector externo de las rías y en la plataforma continental, mientras que la otra es característica de las zonas más internas, pero ambas tienen en común que soportan altas concentraciones de materia orgánica y baja oxigenación (Diz *et al.*, 2000). El hecho de que *N. turgida*, que responde a la llegada de materia orgánica lábil, comience a registrar sus porcentajes más altos apoya esta interpretación. Otro evento bien marcado aconteció a 3300 años, cuando el brusco ascenso de la epifauna y del $\delta^{13}C$, así como el fuerte descenso de las asociaciones de ría externa y ría interna, denotan un ambiente más pobre en nutrientes y relativamente bien oxigenado. Entre 3300 y 2700 años las fuertes oscilaciones registradas en las asociaciones de foraminíferos bentónicos y de forma menos acusada en las curvas isotópicas sugieren un periodo de intensa inestabilidad. En esta época, coincidiendo con la transición Suboreal-Subatlántico, se ha puesto de manifiesto en la plataforma continental gallega una intensificación del régimen de tormentas.

Los últimos 2700 años se caracterizan por un dominio de la asociación de ría externa en el sondeo EUGC-3B y de la epifauna en el EUGC-2, con una contribución importante en ambos de *E. scaber*, que desplaza a *A. beccarii*. Las características faunísticas junto con las frecuentes fluctuaciones isotópicas de baja amplitud reflejan una etapa en la que se han alternado periodos relativamente cálidos y húmedos con otros relativamente fríos y menos lluviosos. Entre ellos cabe destacar el que tuvo lugar entre 580 y 780 años (1170-1370 AD) y que puede ser identificado como el Periodo Cálido Medieval. Dicha alternancia ha favorecido una ventilación progresiva de los fondos de la Ría de Muros hasta nuestros días.

AGRADECIMIENTOS

Al Proyecto HOLSMEER (EVK2-CT-2000-00060) y al Programa *Paleostudies* (EU-Univ. de Bremen).

REFERENCIAS

Diz, P., Francés, G. y Vilas, F. (2000): Microhábitats de foraminíferos bentónicos en la ría de Vigo y su aplicación a la interpretación paleoecológica. *Journal of Iberian Geology*, 26: 99-119.

Pérez, F.F., Castro, C.G., Álvarez-Salgado, X.A. y Ríos, A.F. (2001): Coupling between the Iberian basin-scale circulation and the Portugal boundary current system: a chemical study. *Deep-Sea Research I*, 48: 1519-1533.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v.d. Plicht, J. y Spurk, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal. BP. *Radiocarbon*, 40:1041-1083.

Registro de la variabilidad climática de escala milenaria en el último ciclo glaciar en los sedimentos de la cuenca Argelo-Balear

J. Frigola[1], A. Moreno[2], M. Canals[1], I. Cacho[1], E. Colmenero[3], F. Sierro[3] y J.A. Flores[3]

1 GRC Geociències Marines, Departament d'Estratigrafia, P. i Geociències Marines, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, E-08028 Barcelona. frigola@geo.ub.es, miquel@geo.ub.es, isabel@geo.ub.es

2 Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Aptdo. 202, E-50080 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es

3 Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca, E-37008 Salamanca. elecolme@usal.es, sierro@usal.es, flores@usal.es

ABSTRACT

Sediments from MD 99-2343 IMAGES core recovered in the Algero-Balearic Basin, north of the island of Menorca, have been analyzed for their bulk element composition and grain-size distribution to characterize the temporal evolution of the terrigenous input to this area throughout the last 50 ka. The high-resolution elementary profiles show high frequency oscillations, particularly of Si, Ti and K contents, associated with terrigenous input variability. These fluctuations mark significant changes in the source areas and/or in the nature of transport and sedimentation processes most likely related to abrupt changes in oceanographic and atmospheric conditions. The Menorca core records were compared with the geochemical results of a previously studied core from the Alboran Sea, from where it became obvious a similar behaviour in some of the terrigeneous elements at both core locations. The obtained records vary with a clear Dansgaard-Oeschger periodicity reaching higher values during the North Atlantic's Heinrich Events. These results evidence the presence of a millennial-scale synchronous pattern in the Western Mediterranean in terms of deposition of terrigenous material. In addition, grain-size analyses of Menorca core reveal rhythmic episodes of coarser particle inputs during the Holocene likely related to shifts in the intensity of deep-water currents.

Key words: *climatic variability, Dansgaard-Oeschger cycles, terrigenous inputs, inorganic geochemistry, Western Mediterranean Sea.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

La variabilidad climática descrita en el Atlántico Norte y en Groenlandia durante los últimos 100 ka se ha atribuido a oscilaciones climáticas de alta frecuencia conocidas como ciclos de Dansgaard-Oeschger (D/O) (Dansgaard *et al.*, 1993). Asociados a algunas de las fases frías de los ciclos de D/O se han descrito los Eventos de Heinrich (HE), episodios de descarga masiva de icebergs en el Atlántico Norte. El patrón climático definido por los ciclos de D/O se ha observado en una amplia gama de registros paleoclimáticos distribuidos por gran parte del planeta (Leuschner y Sirocko, 2000), circunstancia que corrobora el carácter global de estas oscilaciones. A pesar de ello todavía no se conocen con certeza ni los mecanismos desencadenantes ni los transmisores de esta variabilidad climática rápida. Como principales mecanismos responsables del desencadenamiento de los D/O se ha propuesto la inestabilidad de la circulación termohalina y la variabilidad en la cantidad de calor transportado por la misma (Boyle, 2000). Tampoco se descarta que los cambios en la intensidad de la circulación atmosférica puedan haber jugado un papel altamente significativo en el origen y la transmisión de los cambios climáticos abruptos. Para profundizar más en estas cuestiones son necesarios estudios detallados de registros paleoclimáticos que contengan información de los diversos compartimentos del sistema climático y que además alcancen tasas de sedimentación suficientes para conseguir indagar en los cambios producidos a escala de pocos centenares de años.

Diversos trabajos llevados a cabo en los sedimentos marinos y lacustres del área mediterránea muestran la gran sensibilidad de la misma a las oscilaciones climáticas rápidas de los ciclos de D/O y evidencian la rápida conexión climática entre las latitudes altas y el Mediterráneo (Allen *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 2002; Rohling *et al.*, 1998; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). Presentamos aquí los primeros resultados obtenidos del estudio del testigo MD 99-2343, recuperado dentro del Programa IMAGES al norte de la isla de Menorca (Fig. 1). El lugar donde se extrajo el testigo está próximo al Golfo de León, zona de formación de agua profunda en el Mediterráneo Occidental debido a la influencia de vientos invernales persistentes del Oeste (Westerlies). También se halla dentro del área de influencia del patrón actual de incursiones de polvo procedente del Norte de África. Dicha localización confiere al testigo MD 99-2343 un elevado interés para el estudio de

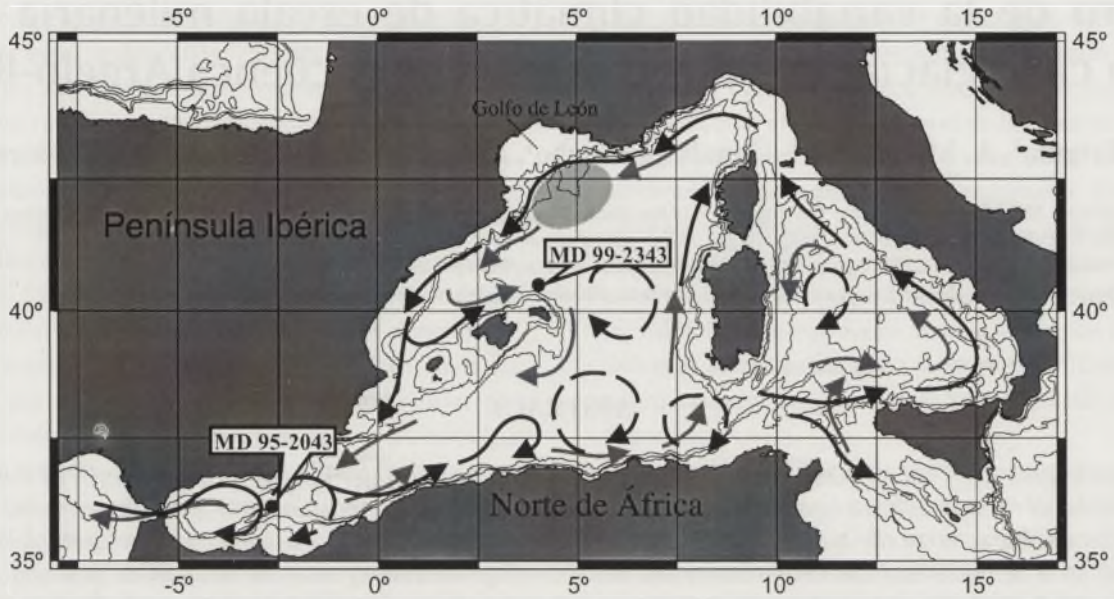


FIGURA 1. *Localizacion del testigo MD 99-2343 al norte de la isla de Menorca, y del testigo MD 95-2043 en el Mar de Alborán. Las flechas negras representan el patrón de la circulación superficial media actual y las flechas grises la circulación profunda de la cuenca occidental del Mediterráneo. El área sombreada muestra la zona de formación del Agua Profunda del Mediterráneo Occidental (WMDW) y del Agua Intermedia de Invierno (WIW).*

los cambios climáticos producidos en la región mediterránea durante el último ciclo glaciar y para la búsqueda de un mecanismo de transmisión de las oscilaciones climáticas entre altas y bajas latitudes.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El modelo de edad preliminar del testigo MD 99-2343 se ha establecido mediante la correlación de la curva de isótopos de oxígeno de *G. bulloides* (F. Sierro, datos no publicados) con la correspondiente a un testigo del Mar de Alborán (MD 95-2043) (Cacho *et al.*, 1999, y Cacho, datos no publicados) correlacionado con el registro del testigo de hielo GISP2 de Groenlandia. Este modelo permite situar los registros obtenidos en la misma escala cronoestratografica que los equivalentes del testigo de Alborán, permitiendo así la comparación directa de las tendencias en ambas zonas a lo largo de los últimos 50 ka.

El contenido de los elementos mayoritarios (Si, Ti, Al, K, Mn, Ca, Mg, Fe, P, Na) de los 18 m superiores del testigo se obtuvo por medio de fluorescencia de rayos X (XRF) a muy alta resolución (la tasa media de sedimentación es de 34 cm/1000 años y las muestras se tomaron cada 4 cm, es decir que la resolución temporal es de unos 100 años). Los perfiles obtenidos muestran oscilaciones de alta frecuencia a lo largo de toda la sección, en especial de los elementos asociados al material terrígeno, como el Si, el Ti y el K. La correlación entre los testigos de Menorca y de Alborán permite comparar los registros de los contenidos de elementos de origen terrígeno normalizados con el Al. Los perfiles de Si/Al, Ti/Al y de Si/(Si+K) del testigo de Menorca muestran oscilaciones que siguen claramente el patrón de los ciclos de D/O así como aumentos notables durante los HE (Fig. 2). La gran similitud con los perfiles del testigo del Mar de Alborán durante el estadio isotópico 3 (MIS3) sugiere la intervención efectiva de procesos de transporte y de sedimentación similares en toda la región mediterránea occidental. Estos resultados apuntan a un incremento del aporte de polvo del Sahara debido a una intensificación de los vientos africanos durante los D/O y otros eventos fríos, hipótesis propuesta ya para el Mar de Alborán (Moreno *et al.*, 2002) coincidiendo con períodos áridos en las masas continentales adyacentes (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). Paralelamente, el incremento en el contenido de *E. huxleyi* (>4 um), indicador de aguas frías (Colmenero-Hidalgo *et al.*, 2002), durante los HE y los D/O en el testigo de Menorca confirma la importante caída de las temperaturas superficiales del mar en la zona, en concordancia con el registro de una especie típica de aguas (sub)polares, *N. pachyderma* (s.), en el Golfo de León (Rohling *et al.*, 1998), y con el registro de temperaturas obtenido para el Mar de Alborán (SST) (Cacho *et al.*, 1999).

La transición del glacial al interglacial se caracteriza por una abrupta disminución del contenido de Si/Al y Ti/Al en los sedimentos del testigo de Menorca, lo cual indica un importante cambio en las áreas fuente de material terrígeno y/o en el patrón de la circulación atmosférica regional. Durante el Holoceno, la variabilidad de estos registros es menor que en el período glacial, aunque puntualmente siguen presentando cambios notables.

Los primeros resultados de los análisis granulométricos muestran incrementos notables del tamaño de grano, con una ritmicidad muy marcada, durante eventos puntuales del Holo-

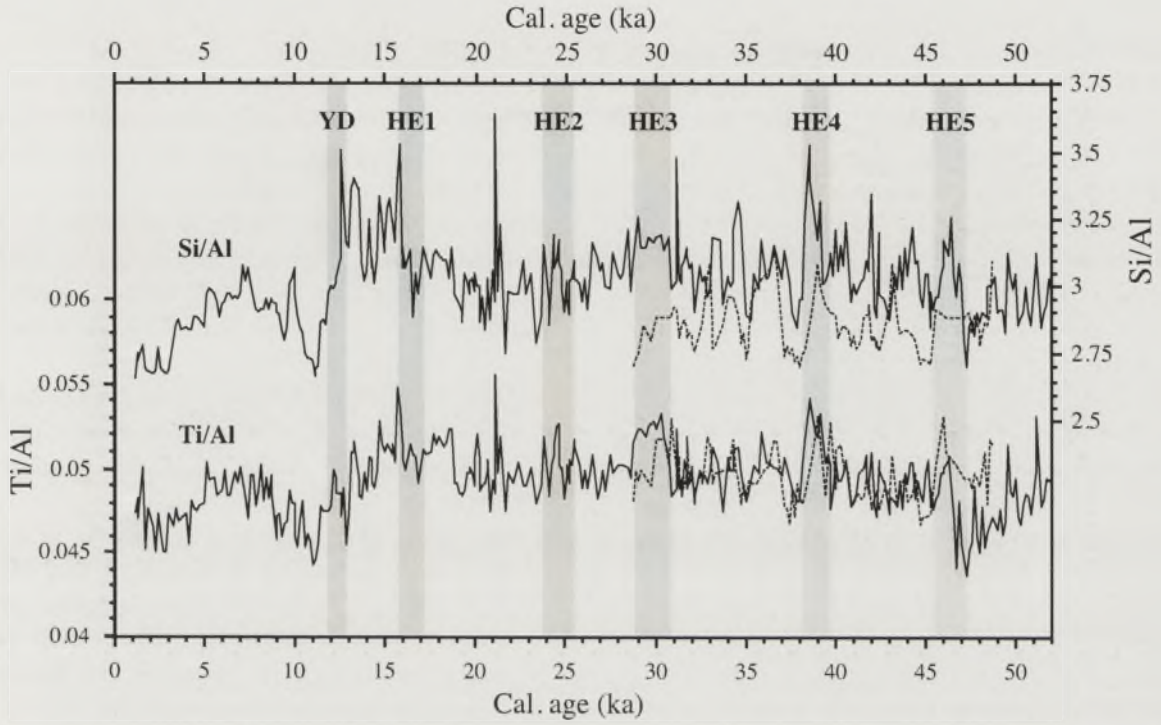


FIGURA 2. *Registros geoquímicos del contenido de Si y Ti normalizados con el Al del testigo de Menorca MD 99-2343 (línea contínua) para los últimos 50 ka, y del testigo del Mar de Alborán MD 95-2043 (línea discontinua), para el intervalo de 28 a 48 ka. En bandas grises se muestran los Eventos de Heinrich (HE) y el Dryas Reciente (YD).*

ceno. Algunos de estos incrementos del tamaño de grano son coincidentes con valores elevados de Si/Al, mostrando así un probable enriquecimiento en granos de cuarzo durante ciertas fases del Holoceno. Este patrón de aporte de material rico en Si estaría controlado por una intensificación de la circulación atmosférica en la región, la cual aparentemente se tradujo en un aumento del transporte de polvo desde el Norte de África. La eventual llegada de intrusiones de material procedente de otras localidades o incluso de la plataforma continental de Menorca por transporte de fondo no puede ser descartada definitivamente. Todos estos materiales serían retrabajados por las corrientes profundas. Sin embargo, no todos los incrementos en Si/Al se corresponden con aumentos en el tamaño de grano, por lo que es necesario un estudio más detallado de los materiales del Holoceno para poder discriminar los diferentes mecanismos de los registros obtenidos.

El enfriamiento de las aguas en el Golfo de León y en el Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999; Rohling *et al.*, 1998) durante los D/O y los HE apunta a una expansión hacia el sur de la masa de aire polar, incrementando así los gradientes atmosférico de temperatura y de presión durante estos períodos, lo cual explicaría los resultados obtenidos en cuanto al aporte de material terrígeno. Además, el enfriamiento de las aguas superficiales inducido por vientos fríos y persistentes también favorecería el aumento de la convección de las aguas en el Golfo de León y, por lo tanto, la intensificación de la circulación termohalina en la cuenca occidental del Mediterráneo.

La excelente correlación entre los resultados de ambos testigos y las fluctuaciones climáticas descritas en el Atlántico Norte refuerza la hipótesis de una rápida respuesta del sistema océano-atmósfera a la variabilidad de carácter abrupto, en particular en la región mediterránea. El estudio detallado de las distribuciones de tamaños de grano y futuros análisis de relaciones isotópicas como las del $^{143}Nd/^{144}Nd$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ permitirán mejorar el conocimiento de los procesos que regularon la sedimentación en el Mediterráneo Occidental, y discriminar las áreas fuente durante los últimos 50 ka.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a los proyectos CLI98-1002-CO2-02, ADIOS y PROMESS1, y a la financiación del GRC Geociències Marines a través del Programa de Grupos de Excelencia de la Generalitat de Catalunya. JF ha disfrutado de una beca de colaboración en proyectos de investigación de la Universitat de Barcelona.

REFERENCIAS

Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H. W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S. y Zolitschka, B. (1999): Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400: 740-743.

Boyle, E. (2000): Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transitions? *Quaternary Science Reviews*, 19: 255-272.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. y Shackleton, N. J. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography*, 14 (6): 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. J. y Canals, M. (2000): Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 417-429.

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J. A. y Sierro, F. J. (2002): Biometry of Emiliania huxleyi and its biostratigraphic significance in the Eastern North Atlantic Ocean and Western Mediterranean Sea in the last 20 000 years. *Marine Micropaleontology*, 886: 1-17.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. y Bond, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.

Leuschner, D.C. y Sirocko, F. (2000): The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quaternary Science Reviews*, 19: 243-254.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M. A., Sánchez-Goñi, M. F., Grimalt, J. O. y Weltje, G. J. (2002): Saharan dust transport and high latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research*, 58: 318-328.

Rohling, E. J., Hayes, A., Rijk, D., Kroon, D., Zachariasse, W. J. y Eisma, D. (1998): Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography*, 13 (4): 316-322.

Sánchez-Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J. L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J. O. y Shackleton, N. J. (2002): Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19: 95-105.

La deglaciación temprana en el Pirineo central: el registro de la turbera de El Portalet

P. González-Sampériz[1], B.L. Valero-Garcés[1], J.M. García-Ruiz[1], G. Jalut[2], A. Moreno[1], A. Navas[3], C. Martí-Bono[1], T. Otto[2], A. Delgado-Huertas[4], y J.J. Dedoubat[2]

1 Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Av./ de Montañana 1005, Apdo 202, 50.080 Zaragoza. pgonzal@posta.unizar.es, blas@ipe.csic.es, amoreno@ipe.csic.es, cmarti@ipe,csic.es, humberto@ipe.csic.es
2 LADYBIO Univ. Paul Sabatier - UMR 5172, 29 rue Jeanne Marvig, 31055 Toulouse, Francia.
3 EEAD-CSIC, Apdo 202, 50.080 Zaragoza. anavas@eead.csic.es
4 EEZ-CSIC, C/ Albareda 1, 18.008 Granada. antodel@eez.csic.es

ABSTRACT

Palynological, sedimentological, and stable isotope analyses performed in El Portalet sequence (Gállego River headwaters, Spanish Central Pyrenees) reflect the climate evolution and vegetational changes in the Central Pyrenean Range since Oxygen Isotope Stage 3 mid Holocene (ca. 30.000-5000 yr B.P.) The results confirm the early deglaciation in the Pyrenees compared to northern European and other Alpine mountain ranges. A minor glacial re-advance at about 20 ka coincided with the global Last Glacial Maximum. The new data illustrate similarities and differences of climate and vegetation evolution during the last deglaciation between the Mediterranean and the central and northern European mountain regions.

Key words: *Deglaciation, Last Glacial Maximum, Palynology, Sedimentology, Stable isotopes, Geomorphology.*

INTRODUCCIÓN: LOCALIZACIÓN Y METODOLOGÍA

En este trabajo se presentan nuevos datos sobre la turbera de El Portalet (1.980 m s.n.m., 42°48'00" latitud N, 0°23'52" longitud O), que ocupa el fondo de un antiguo circo glaciar excavado en calizas devónicas y cerrado por un cordón morrénico frontal, en el camino del antiguo Paso Viejo hacia Francia (Fig. 1).

La turbera de El Portalet fue sondeada en 1999, obteniendo un registro de algo más de 6 m de largo, que cubre desde la retirada del glaciar hasta el Holoceno Reciente. Se han realizado análisis de polen, sedimentología e isótopos estables, y dataciones radiocarbónicas por AMS. La base de la turbera ha sido datada en 28.300 BP. Por las fechas obtenidas en la parte superior de la secuencia, y la ausencia de la expansión de *Fagus* tras el desarrollo de *Abies* característico del Sub-boreal, se puede afirmar que este registro no recoge los últimos 4.000 años de historia.

RESULTADOS

Análisis polínico

La base de la secuencia refleja la máxima presencia de *Artemisia* (30%), que junto a plantas heliófilas e indicadoras de aridez (*Helianthemum, Chenopodiaceae, Ephedra* t. *distachya*), conforman el 80% de la composición vegetal (Fig. 2). El grupo de polen arbóreo es escaso y dominado por *Pinus* y *Juniperus*, reflejando unas condiciones climáticas muy frías y áridas, con amplias extensiones de poáceas y artemisias. Probablemente coincidiendo con la intensificación del frío del último máximo glacial global se produciría un reavance del glaciar (540 cm de profundidad en el sondeo, brusco descenso del pino y de la concentración polínica) y por lo tanto, una interrupción en la sedimentación lacustre que probablemente duraría hasta el Tardiglacial (518 cm). A partir de este momento se observa una rápida recuperación de *Pinus* y *Juniperus* (30%), y la presencia (1%) de varios taxa mesotermófilos procedentes de refugios localizados en la región, debido a la mejoría climática del Bölling-Alleröd. A partir de 450 cm comienza el desarrollo de *Betula* (6%). Las bajas temperaturas dejan de ser un freno a la expansión del bosque en altitud y se produce una colonización muy rápida y bien registrada en la turbera de El Portalet, y que se recoge también, aunque tímidamente, en el Ibón de las Ranas (Montserrat, 1992) sólo unos kilómetros más al oeste. *Artemisia* desciende hasta apenas un 4% y la proporción arbóreo-arbustiva es cada vez mayor. Tras el comienzo del Holoceno, *Juniperus* (1%) y *Pinus* (10%) se localizarán a mayor altitud, cobrando más importancia el desarrollo de caducifolios como *Quercus, Ulmus, Fraxinus*, y *Corylus*. Las dataciones a 375 cm de una muestra de carbón y un pequeño fragmento de madera (8.610 ± 90 ^{14}C yr BP y 8.420

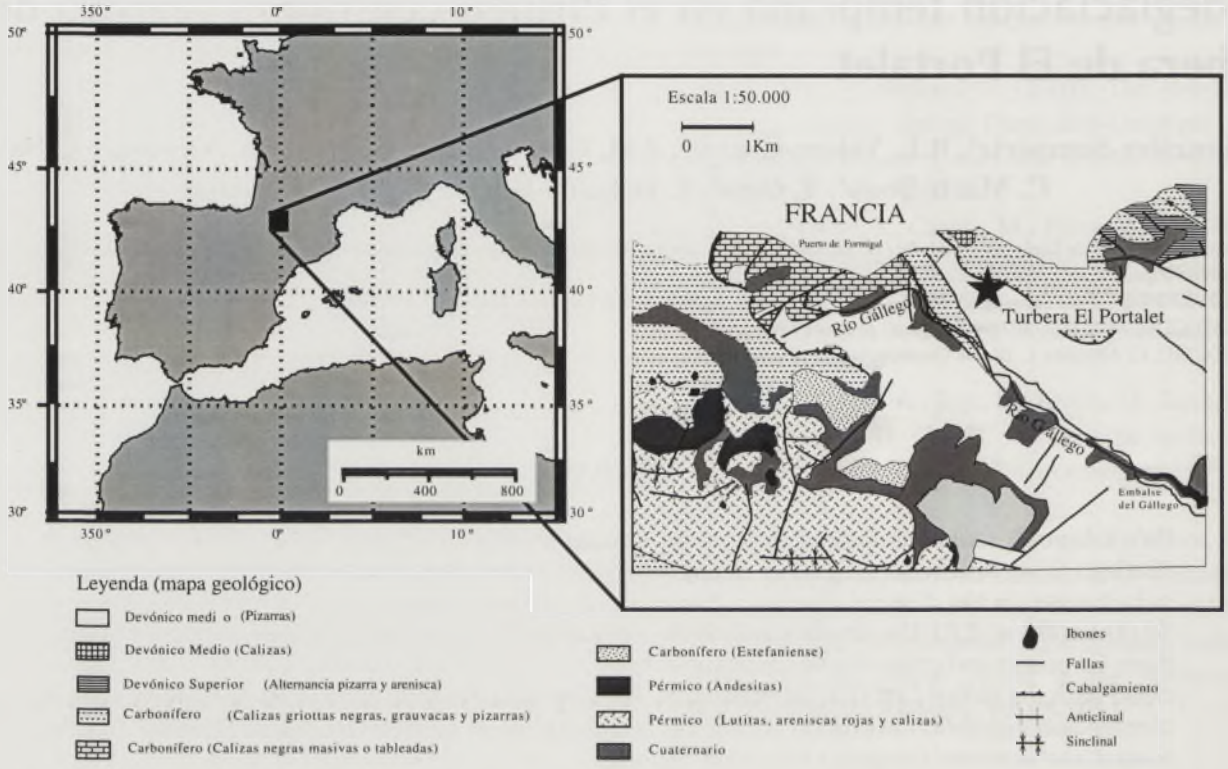


FIGURA 1. *Localización de la turbera de El Portalet y mapa geológico del entorno.*

± 80 ^{14}C yr BP) sitúan este intervalo temporal en el Óptimo Climático del período Atlántico.

A 325 cm se inicia el aumento de taxa hidrohigrófilos por la expansión de *Cyperaceae* en el entorno de El Portalet, que dejará de funcionar como lago para pasar progresivamente a turbera. El resto de la composición vegetal refleja un bosque mixto de coníferas y caducifolios con una amplia variedad taxonómica que se traduce como un re-establecimiento altitudinal de los distintos pisos de vegetación que irá dando paso en la parte superior del registro a la vuelta del dominio de las coníferas y la re-expansión de las herbáceas por una apertura del paisaje.

Análisis sedimentológico

La secuencia sedimentaria consta de 11 unidades y permite reconstruir la evolución del sistema lacustre desde la deglaciación (Fig. 3). Un lago pro-glaciar se desarrolló inmediatamente después de la retirada del hielo en la morrena de fondo (*till* glaciar, unidad 11). El depósito de sedimentos masivos limosos con poca materia orgánica y carbonato (unidad 10), abundantes *dropstones*, y niveles detríticos gruesos intercalados sugiere aguas muy diluidas, y una dinámica controlada por la fusión glaciar. La presencia de laminación en la unidad 9 sugiere un régimen menos influenciado por los torrentes proglaciares y un mayor retroceso del frente de hielo hasta su casi total desaparición. El intervalo con depósitos limosos de mayor contenido en carbonatos (unidad 8) refleja un aumento de la mineralización de las aguas, ligado a una mejora climática y, tal vez, a cambios en la hidrología superficial. El depósito de limos grises no carbonatados (unidad 7) indica un retorno a aguas más diluidas. Progresivamente, las intercalaciones de limos carbonatados son más frecuentes, hasta resultar dominantes en la unidad 6. El aumento en materia orgánica y la presencia de numerosos restos de organismos (bioclastos) indican una elevada productividad orgánica. Las alternancias entre limos carbonatados con abundantes restos de moluscos y de limos oscuros se interpretan como fluctuaciones en la condiciones del lago con predominio de ambientes litorales más someros (limos carbonatados) y más profundos (limos grises orgánicos). Un tránsito progresivo a condiciones de mayor productividad orgánica en el lago y posiblemente un aumento de la profundidad del mismo, llevaron al depósito de limos negros laminados, ricos en materia orgánica (unidad 5). El descenso en el aporte terrígeno sugiere un descenso en los niveles de erosión de la cuenca de recepción, así como el descenso de la actividad de los torrentes que drenaban al lago. El descenso de la profundidad del lago y un mayor desarrollo de los ambientes litorales carbonatados durante la unidad 4 llevó al desarrollo de condiciones de turbera (unidad 3). La unidad 2 muestra alternancias de capas de limos finos (depositados en un lago somero) y turbas reflejo de fluctuaciones en la tasa de aportes clásticos silíceos de la cuenca y el nivel de las aguas. Finalmente, se desarrolló una turbera (unidad 1).

Los valores de $\delta^{18}O$ en carbonatos muestran valores negativos propios de sistemas lacustres hidrológicamente abiertos, dominados por aguas meteóricas, con reducido tiempo de residencia. Valores relativamente altos durante el

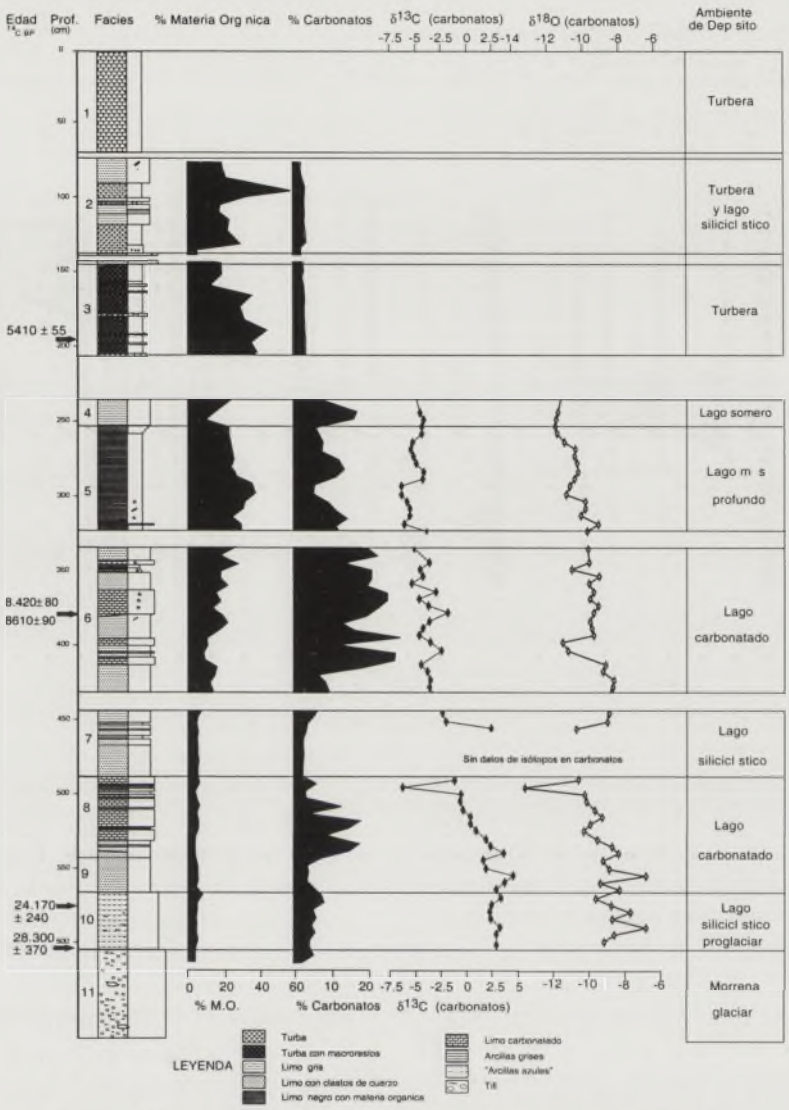


FIGURA 2. *Diagrama polínico abreviado de la turbera de El Portalet.*

periodo glacial (unidades 10 y 11) sugieren una humedad efectiva (precipitación – evaporación) reducida y aguas meteóricas más enriquecidas en oxigeno pesado, en correspondencia con el mayor volumen global de hielo tal y como se observa en el registro isotópico de Banyoles (Valero-Garcés *et al.,* 1998). Los intervalos con tendencias decrecientes en $\delta^{18}O$ (unidad 8, bases de unidades 6 y 5, techo de unidad 5) se pueden interpretar como periodos con un balance hidrológico más positivo, un aumento en la temperatura del lago, o cambios en la composición isotópica de las precipitaciones.

Aunque existen otros factores importantes en el ciclo isotópico del carbono en los lagos, los valores de $\delta^{13}C$ se correlacionan bien con los cambios en la vegetación. Los valores más positivos de $\delta^{13}C$ durante el periodo glaciar se corresponden con el dominio de la vegetación de tundra y estepa. Las tendencias negativas posteriores se correlaciona con el incremento de la vegetación arbórea (tipo C3) frente a la herbácea (tipo C4).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La mayor parte de los registros glaciales pirenaicos de ambas vertientes muestran una historia similar, con un comienzo de la deglaciación bastante anterior al del N de Europa, mostrando particularidades específicas en áreas montañosas (Jalut *et al.*, 1992; Montserrat, 1992; García-Ruiz *et al.,* 2003; González-Sampériz *et al.*, 2002; Sancho *et al.*, 2002). Las dataciones confirman la deglaciación temprana en las montañas del norte de España (Pirineos, C. Cantábrica, Montes de León), los Alpes y los Vosgos (Montjuvent y Nicoud, 1988; Seret *et al.*, 1990; Chapron, 1999). La situación geográfica y climática de la vertiente sur pirenaica, pudo ser la responsable de la pronta retirada de los glaciares en el Pirineo.

La turbera de El Portalet junto a nuevas dataciones en depósitos del Pirineo Aragonés (García-Ruiz *et al.*, 2001, 2003; González-Sampériz *et al.*, 2002; Sancho *et al.*, 2002) ratifica la temprana retirada de los glaciares en la vertiente sur. Durante el último máximo glacial global (hace unos 20.000 años) se produjo una reactivación de los glaciares

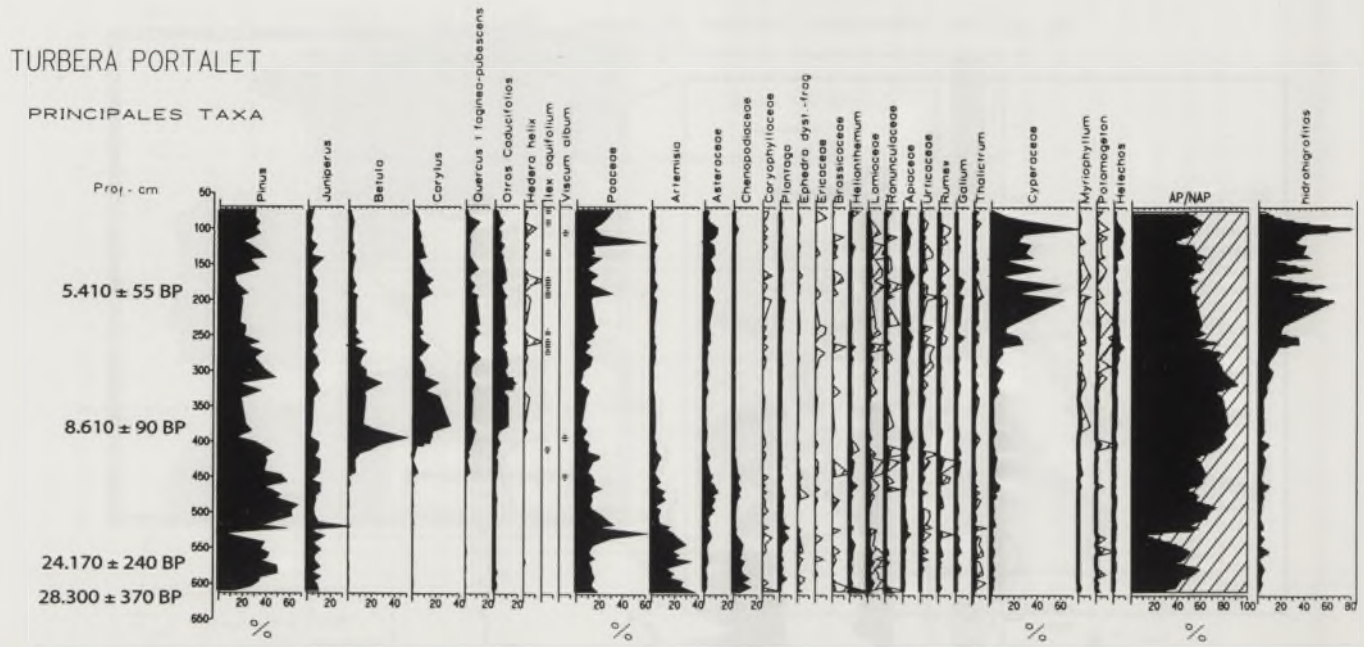


FIGURA 3. *Descripción sedimentológica del registro de la turbera de El Portalet.*

en altitud, aunque este fenómeno está limitado a la vertiente sur pirenaica. Las fluctuaciones en el contenido en carbonato y en las facies sedimentarias sugieren una variabilidad climática a escala milenaria durante el Tardiglaciar. La evolución de la vegetación durante el Tardiglacial presenta similitudes con otras secuencias pirenaicas, aunque el Dryas Reciente no aparece claramente desarrollado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha contado con la financiación económica del Ministerio de Ciencia y Tecnología- CICYT (Proyecto REN2000-1136).

REFERENCIAS

Chapron, E. (1999): Controles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) during le Quaternaire recent. *Géologie Alpine*, Université Joseph Fournier, Grenoble, Memoire H.S. 30, 261 p.

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Lorente, A., Martí Bono, C., Beguería, S. y Edwards, L. (2001): Stratified screes in the Central Spanish Pyrenees: Paleoclimatic implications. *Permaphrost and Periglacial Processes*, 12: 233-242.

García-Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Valero-Garcés, B. y González-Sampériz, P. (2003): Asynchronous Maximum Glacier advances in the central Spanish Pyrenees and the Global Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 18: 61-72.

Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Delibrias, G., Vilaplana, J. y Juliá, R. (1992): Glacial to Interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: Deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science reviews*, 11: 449-480.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., García-Ruiz, J.M. y Martí, C. (2002): Lateglacial and Holocene Vegetational Change in the Pyrenees and the Central Ebro Valley (NE Spain). En: *Quaternary Climatic Changes and environmental crises in the Mediterranean Region*. (B. Ruiz-Zapata, M. Dorado-Valiño, A. Valdeomillos, M.J. Gil-García, T. Bardají, I. Bustamante e I. Mendizábal, Eds.). Alcalá de Henares, Madrid: 181-190.

Montjuvent, G. y Nicoud, G. (1988): Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflections. *Bulletin de l´Association Française pour l´Etude du Quaternaire*, 2/3: 147-156.

Montserrat Martí, J. (1992): *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo*. Monografías del I.P.E., 147 p.

Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2002): Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca river Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? En: *Quaternary Climatic Changes and environmental crises in the Mediterranean Region*. (B. Ruiz-Zapata, M. Dorado-Valiño, A. Valdeomillos, M.J. Gil-García, T. Bardají, I. Bustamante e I.Mendizábal, Eds.). Alcalá de Henares, Madrid: 169-174.

Seret, G., Dricot, E. y Wansard, G. (1990): Evidence for an early glacial maximum in the French Vosgues during the last glacial cycle. *Nature*, 346: 453-456.

Valero-Garcés, B. L., Zeroual, E. y Kelts, K. (1998): Arid phases in the western Mediterranean region during the last glacial cycle reconstructed from lacustrine records. En: *Paleohydrology and Environmental Change*. (G. Benito, V.R. Baker y K.J. Gregory, Eds.). Wiley & Sons, Londres: 67-80.

Reconstrucción paleoambiental de los últimos 35000 años en el Noroeste de la Península Ibérica: La Laguna de Villaseca (León)

G. Jalut[1], J.M. Belet[1], A. Garcia De Celis[2], J.M. Redondo Vega[3], L. Bonnet[1], B. Valero Garcés[4], A. Moreno[4], L. Villar Pérez[4], M. Fontugne[5], J.J. Dedoubat[1], P. González Sampériz[4], L. Santos Fidalgo[6] y J.R. Vidal Romanì[6]

1 Laboratoire Dynamique de la Biodiversité, UMR 5172 UPS/CNRS, 29 rue Jeanne Marvig, 31055 Toulouse, France. jalut@cict.fr
2 Departamento de Geografía, Plaza del Campus, s/n, Universidad de Valladolid, 47.011 Valladolid.
3 Departamento de Geografía, Campus universitario de Vegazana, Universidad de León , 24071 León.
4 Instituto Pirenaico de Ecologia-CSIC, Avda Montañana, Apdo 202, 50080 Zaragoza.
5 Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CNRS/CEA), Avenue de la Terrasse, 91198 Gif sur Yvette cedex, Francia.
6 Departamento de Xeologia, Facultade de Ciencias, Campus de Zapatera s/n, 15071 A Coruña.

ABSTRACT

The deglaciation history of the Brañas de Robles, Lumajo and Sosas valleys (Sil River headwaters, León province, NW Spain) was reconstructed on the basis of detailed geomorphological studies of glacier deposits and sedimentological and palynological analyses of the Villaseca Lake sediment sequence. The basal 14C date of the glacial lake deposit sequence indicates that, the maximum extent of the glaciers during the last glaciation was before 35,000 years B.P. and predated the maximum advances of the Scandinavian Ice Sheet and some Alpine glaciers. The early deglaciation also occurred in the Cantabrian mountains and in the Pyrenees and it suggests different regional responses to climatic forcing in southern Europe. Sedimentological and palinological proxies from the Villaseca record show a high-frequency ciclicity during the Lateglacial that could correlate with the known millenial-scale variability described in the north Atlantic marine records.

Key words: *Last deglaciation, glaciar morphology, palinology, sedimentology, Heinrich events.*

INTRODUCCIÓN

Durante las dos últimas décadas, numerosos estudios en registros continentales han aumentado el conocimiento de los cambios ambientales en Europa Occidental durante el Cuaternario y han mostrado las grandes fluctuaciones climáticas ocurridas durante intervalos de tiempo que se consideraban relativamente estables, como el último periodo glaciar. Aunque estos registros son cada vez más numerosos, todavía hay regiones en las que son escasos o inexistentes. Un ejemplo de ello, es el NO de la Península Ibérica, donde existen estudios de sedimentos marinos (Deprat *et al.*, 2003) y lacustres (Luque y Julià, 2002) pero no alcanzan el Último Máximo Glaciar o no tienen suficiente resolución para resolver una escala temporal de pocos cientos de años. Se ha demostrado que la zona Mediterránea de la Península Ibérica evolucionó de un modo muy similar al Atlántico Norte y a Groenlandia durante los últimos 50.000 años, en cuanto a los periodos fríos/secos y cálidos/húmedos de los ciclos de Dansgaard/Oeschger identificados en el estadio isotópico 3. Se hace por lo tanto necesario contar con registros paleoclimáticos largos y de suficiente resolución para contribuir a la reconstrucción climática del NO de la Península Ibérica y contrastar las hipótesis climáticas previas. Este trabajo presenta los resultados de los análisis sedimentológicos y palinológicos de un sondeo obtenido en la laguna de Villaseca (León) y la reconstrucción de los principales cambios paleoambientales de los últimos 35.000 años. Asimismo, una cartografía geomorfológica detallada de los valles adyacentes ha permitido relacionar la sedimentación lacustre con la dinámica de la retirada de los glaciares en las montañas del NO peninsular.

La laguna se sitúa a 1.310 metros de altitud, en el extremo suroriental del macizo montañoso que culmina en el pico Muxivén (2.027 m.) en la cabecera del río Sil, al N de la provincia de León.

METODOLOGÍA Y RESULTADOS

Se ha llevado a cabo un detallado estudio del modelado y de los depósitos glaciares en la zona y una cartografía geomorfológica a escala 1:25000. Se obtuvo un sondeo en la zona litoral de la laguna de Villaseca que alcanza los 8.90 m de longitud. El estudio sedimentológico incluye análisis granulométrico y composicionales e identificación de facies. La cronología cubre los últimos 35000 años y está determinada por dataciones ^{14}C.

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO

El estudio geomorfológico se ha centrado en dos aspectos: por un lado, describir el contexto morfoestructural en que se encuentra la laguna y, por otro lado, reconstruir la evolución temporal del modelado glaciar. Se han diferenciado varias fases en la evolución de los glaciares (Fig. 1). En la fase de *"máximo glaciar"* el hielo glaciar penetraba en el valle de las Brañas de Robles, en cuyo extremo se halla la laguna de Villaseca, a través de un collado de transfluencia situado al SO del pico Muxivén. Dicha masa de hielo difluyente se canalizaba hacia el SE, dejando una gran morrena lateral en su margen izquierda. La lengua glaciar fluía valle abajo hasta unirse a la masa de hielo rebosante del vecino valle de Lumajo. Durante la fase de *"retroceso post-máximo"* se produjo un retroceso de la lengua de hielo de las Brañas de Robles, que se desconecta de la masa glaciar del valle de Lumajo. En un momento posterior, el glaciar de Las Brañas de Robles se desconectó del glaciar del valle de Sosas, lo que provocaría la rápida fusión de la masa de hielo residual y el relleno glacio-lacustre, del que sólo quedan restos, que aparece en el fondo del valle de Las Brañas de Robles. En la fase de *"individualización en valles"*, los glaciares habrían quedado ya confinados a los grandes valles mientras que en el valle de las Brañas de Robles quedarían masas de hielo alojadas en los circos de la cabecera. El gran glaciar del valle de Lumajo ya no llegaría a desbordar sobre las laderas de su margen derecha, pero el hielo llegaría a esa altura, dejando un gran lomo morrénico ("Estadio I"). Tras un ligero retroceso, el glaciar volvería a estabilizarse ("Estadio II"), dejando una nueva morrena algo más baja (Fig. 2): en este *vallum* intramorrénico es en el que se formaría y quedaría alojada la actual laguna de Villaseca. En cuanto a la inmediata cubeta lacustre de "las Brañas de Robles", en algún momento durante esta fase, al descender el nivel del hielo de la lengua que circulaba por el valle del Sil, se abriría el extremo del valle, vaciándose la cubeta.

Todos los valles presentan varios lomos morrénicos, que pueden interpretarse como pulsaciones dentro de esta fase, o bien correspondientes a la de *"morrenas altas o de glaciares de circo"*. Durante esta última fase, las masas de hielo habrían quedado refugiadas en los circos de la cara SO del Muxivén. Las aguas de fusión de estas masas residuales seguirían erosionando los sedimentos de la antigua cubeta lacustre del tramo final del valle.

Cronología

Se dispone de 5 dataciones radiocarbónicas de las que 3 pertenecen a los niveles pleniglaciales y tardiglaciales aquí presentados: 34.000 ± 1.400 ^{14}C yr BP en la base, 23.800 ± 900 ^{14}C yr BP a 5 m de profundidad, y 12.700 ^{14}C yr BP a 2,70 m. Además, los resultados de un estudio estadístico aplicado al contenido polínico bruto de los espectros, comparados con las curvas de δ^{18}O de los sondeos GRIP y GISP2 de Groenlandia, han permitido establecer una cronología relativa fina y fiable en la que se identifica la variabilidad milenaria característica del estadio 3 a partir de las variaciones de las concentraciones polínicas de diversos taxones polínicos.

Estudio sedimentológico

En el sondeo de Villaseca se han definido tres unidades sedimentarias principales (Fig. 2). La inferior corresponde con el Pleniglaciar y está formada por la alternancia de capas milimétricas de arcillas azules y arenas finas con contenido variable en materia orgánica y arenas gruesas. La unidad intermedia, el Tardiglaciar, consta de unos depósitos detríticos con predominio de arenas gruesas e incluso gravas. Por último, la unidad superior corresponde con el Holoceno y son unos sedimentos más orgánicos con intervalos turbosos y gran cantidad de restos vegetales.

Litológicamente, se han identificado 9 facies según el contenido en arenas, el grosor de las capas arenosas y su frecuencia, marcando 8 subunidades en base al tamaño de grano. Los análisis mineralógicos permiten caracterizar las facies sedimentarias como esencialmente terrígenas, compuestas por minerales resultantes de la alteración de las rocas paleozoicas de la cuenca y sin carbonatos. Las láminas de arenas están básicamente formadas por cuarzo, mientras que las más finas están compuestas por illita, clorita y muy pequeñas cantidades de cuarzo. Las facies que se organizan en secuencias granodecrecientes, se interpretan como depósitos terrígenos de borde lacustre, fuertemente controladas por las variaciones en la energía de los aportes de los torrentes que alimentaban la laguna tras la retirada de los hielos.

ESTUDIO PALINOLÓGICO

Las arcillas azules se caracterizan por poseer concentraciones polínicas muy bajas, del orden de 100-1.000 granos/cm^3 pero se han podido observar fluctuaciones significativas de estas concentraciones durante el período glacial recogido en Villaseca. Los taxones polínicos dominantes en estas arcillas son Poaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, Asteroideae, Ericaceae y *Calluna*, junto a diversos taxa heliófilos. Las bajas concentraciones sugieren una cubierta vegetal discontinua y, por una parte, la proximidad de glaciares relicto o neveros junto a formaciones de afinidad boreo-ártica en altitud, y por otra, en zonas más bajas y exposiciones favorables con sustrato calizo, el desarrollo de grupos vegetales de carácter estépico. Las fluctuaciones de algunos taxones sugieren una respuesta a escala milenaria de la vegetación. En el Tardiglacial se observa la sucesión clásica Bölling-Alleröd-Dryas reciente, aunque al igual que en la parte occidental de los Pirineos, el desarrollo de formaciones herbáceas estépicas es modesto, lo que sugiere un enfriamiento de las temperaturas más que una disminución fuerte de las precipitaciones (Jalut *et al.*, 1992).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La dinámica tardiglaciar y post-glaciar de la vegetación es comparable a la descrita en trabajos anteriores, tanto a nivel regional como en relación con los registros de las Cordilleras Cantábrica y Pirenaica (Jalut *et al.*, 1992; Montserrat, 1992; Muñoz Sobrino *et al.*, 1997; Ramil-Rego, 1993; Peñalba *et al.*, 1997; Jiménez-Sánchez y Farias, 2002; Gon-

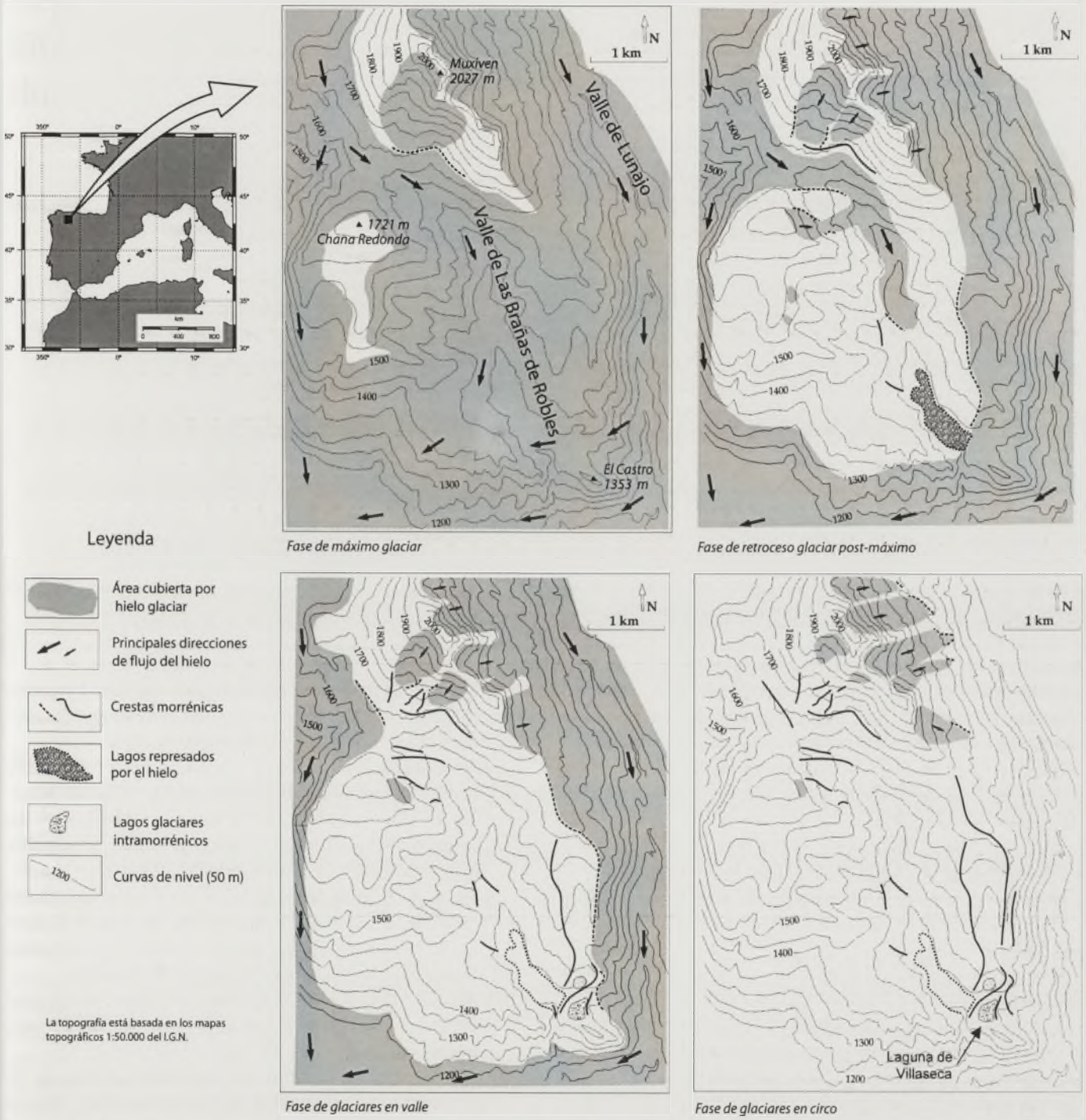


FIGURA 1. *Fases de la evolución temporal del modelado glaciar en el área del Pico de Muxivén (valles de Lumajo y Brañas de Robles).*

zález-Sampériz *et al.*, 2002; García-Ruiz *et al.*, 2003), asociados a una deglaciación temprana.

Los resultados palinológicos son coherentes con el estudio geomorfológico que indica que la cubeta de Villaseca se formó y empezó a rellenarse durante la fase de retirada post-máximo, por lo tanto, el retroceso glaciar comenzó mucho antes del 34.000 BP. La formación de la laguna tendría lugar durante la tercera fase descrita y se alojaría entre dos morrenas resultantes de pequeños avances y retrocesos del glaciar del valle del Lumajo. El depósito durante los primeros milenios tras la formación de la laguna sería principalmente detrítico, formado por alternancia de capas milimétricas de arcillas y arenas. Los intervalos más arenosos pueden atribuirse a periodos de mayor entrada de material a la laguna como resultado de un incremento de la capacidad de arrastre de los torrentes que reflejaría una mayor disponibilidad de sedimentos en la cuenca de recepción o un aumento de las tasas de erosión por precipitaciones más intensas o por una cubierta vegetal menos desarrollada que facilita la erosión de las laderas. Un importante cambio en la sedimentación de la laguna, que empieza a recibir aportes de

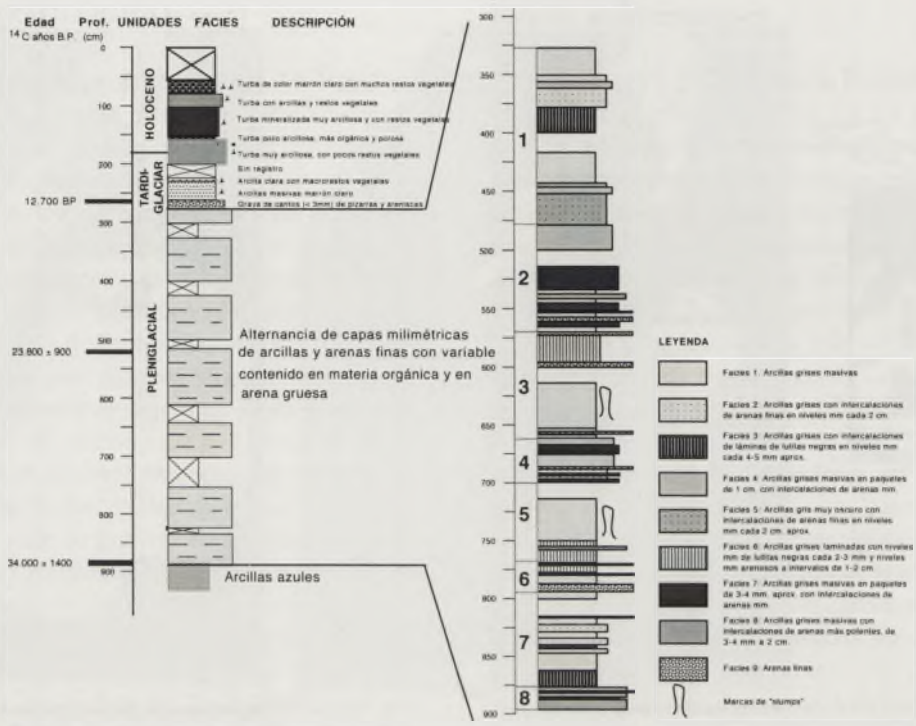


FIGURA 2. *Descripción sedimentológica de la secuencia obtenida en Villaseca. El registro correspondiente al final del estadio glaciar se amplia en la columna de la derecha, junto con las facies descritas.*

granulometría más gruesa, podría corresponder con un Dryas Reciente caracterizado por una vegetación de carácter más árido. Durante el Holoceno las zonas litorales de la laguna se colmatarían y pasarían a funcionar como una turbera.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con la financiación del Ministerio de Ciencia y Tecnología (REN2000-1136).

REFERENCIAS

Desprat, S., Sánchez-Goñi, M. F., y Loutre, M. F. (2003): Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters,* 213: 63-78.

García-Ruiz, J.M; Martí Bono, C; Valero-Garcés, B. y González-Sampériz, P. (2003): Asynchronous Maximum Glacier advances in the central Spanish Pyrenees and the Global Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science,* 18: 61-72.

González-Sampériz, P; Valero-Garcés, B; García-Ruiz, J.M. y Martí, C. (2002): Lateglacial and Holocene Vegetational Change in the Pyrenees and the Central Ebro Valley (NE Spain). En: *Quaternary Climatic Changes and environmental crises in the Mediterranean Region.* (B. Ruiz-Zapata, M. Dorado-Valiño, A. Valdeomillos, M.J. Gil-García, T. Bardají, I. Bustamante y I.Mendizábal, I., Eds.) Alcalá de Henares, Madrid: 181-190.

Jalut, G; Montserrat, J; Fontugne, M; Delibrias, G; Vilaplana, J. y Juliá, R. (1992): Glacial to Interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: Deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science reviews*, 11: 449-480.

Jiménez Sánchez, M. y Farias, P (2002): New radiometric and geomorphologic evidences of Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European Mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta,* 15: 93-101

Luque, J. A., y Julià, R. (2002): Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). *Sedimentary Geology*, 148: 343-355.

Montserrat Martí, J. (1992): *Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo.* Monografías del I.P.E. 147 pp

Muñoz Sobrino, C.; Ramil-Rego, P. y Rodríguez Guitián M. (1997): Upland vegetation in the north-western Iberian peninsula after the last glaciation: forest history and deforestation dynamics. *Vegetation History and Archaeobotany* 6: 215-233.

Peñalba, C; Arnold, M; Guiot, J; Duplessy J. y de Beaulieu, J.L. (1997): Termination of the Last Glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, 48: 205-214.

Ramil Rego, P. (1993): Evolución climática e historia de la vegetación durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno en las regiones montañosas del NW ibérico. En: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos* (A. Pérez Alberti, L Guitián y P. Ramil Rego, P. Eds.). Xunta de Galicia: 25-60.

Registro paleoceanográfico de la cuenca Balear (ODP Leg 161, Site 975): implicaciones para el análisis de la variabilidad climática durante los últimos 40.000 años

F.J. Jiménez-Espejo, F. Martínez-Ruiz y M.D. Gallego-Torres

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Campus Fuentenueva, 18002 Granada, España. fjjspejo@ugr.es, fmruiz@ugr.es, davidgt@ugr.es

ABSTRACT

The South Balearic basin is located in a key position to understand relationship between eastern and western Mediterranean basins. A geochemical/mineralogical high resolution study was carried out on sediments from the South Balearic basin in the Western Mediterranean (ODP Site 975). Semiquantitative relative abundances of clay minerals, calcite, quartz, and feldspars are reported. Clay mineralogical data suggest a uniform supply of detrital clays during the last 40.000 years. Marine productivity has a strong link with climatic oscillations and highest productivity corresponds to isotopic stage changes and the last deglaciation. Ba/Al peaks also correlated here with redox-sensitive trace element enrichments, probably related to lower oxygenated environments. The last Ba/Al enrichments are proposed to be time-equivalent to the Alboran Sea last organic rich layer. Digenetic remobilization of redox-sensitive elements has also occurred due to the penetration of an oxidation front. Millennial-centennial scale change has been reported and correlated with other Mediterranean records.

Key words: *Western Mediterranean, trace elements, climate change, South Balearic basin.*

INTRODUCCIÓN

El Mediterráneo, dado su carácter de cuenca semicerrada y circulación restringida, ha sido especialmente sensible a la variabilidad climática. Las distintas cuencas del Mar Mediterráneo están separadas por una serie de canales y estrechos y sus áreas fuente están sometidas a distintos regimenes climáticos. Existe además un marcado gradiente en la respuesta de las cuencas mediterráneas a las variaciones climáticas. La cuenca Sur-Balear esta situada en una posición clave para comprender la relación entre las Cuencas del Este y del Oeste del Mediterráneo así como la variación de la influencia atlántica. En la actualidad la hidrografía de la cuenca Sur-Balear esta dominada por la aguas atlánticas modificadas cuya productividad está relacionada con el desarrollo de giros próximos a la costa que generan corrientes ascendentes productivas (Arnone *et al.*, 1986). Las principales áreas fuente de sedimento son los ríos Ebro y Ródano junto a otros pequeños ríos, más los aportes eólicos procedentes del desierto del Sahara, siendo esta última fuente de gran importancia en la actualidad (Guerzoni *et al.*, 1999). Se ha realizado en esta cuenca un estudio de alta resolución de los últimos 40.000 años a partir de los sedimentos recuperados en el sondeo 975B por el "Ocean Drilling Program" (ODP leg 161), situado en el Margen Sur-Balear entre Mallorca y Menorca y la cuenca Sur-Balear (38º 53.795' N 4º 30.596' E, 2.416 m de profundidad). Estudios isotópicos, paleomagnéticos y micropaleontológicos previos han permitido establecer tres eventos climáticos cuyas edades se señalan en la figura 1, y que se usarán como modelo de edad (Martison *et al.*, 1987; Capotondi y Vigliotti, 1999).

MATERIALES Y MÉTODOS

Los materiales analizados corresponden a sedimentos pelágicos-hemipelágicos, fangos calcáreos y arcillas, ligeramente bioturbados y con cierto bandeado en la coloración. Se ha realizado un muestreo continuo a alta resolución (cada 2 cm) para estudios mineralógicos y geoquímicos. Las técnicas utilizadas han sido Difracción de Rayos-X para determinar la composición mineralógica, y Absorción Atómica y Espectrometría de Masas con Antorcha de Plasma (ICP-MS) para determinar el contenido en elementos mayores y traza respectivamente.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mineralogía

La composición mineralógica de los sedimentos estudiados responde a la habitual en sedimentos pelágico-hemipelágicos, estando formados fundamentalmente por calcita (30-65%), arcillas (15-45%), cuarzo (10-30%) y cantidades menores de feldespatos y dolomita (<5%). Las asociaciones

de minerales de la arcilla están dominadas por micas detríticas (55-85%), clorita y caolinita (20-30%), esmectita (<10%) y proporciones menores de paligorskita. Se observan cambios importantes en la proporción de calcita, filosilicatos y cuarzo, que en general, presentan una distribución cíclica desde el estadio isotópico 3 hasta el Último Máximo Glaciar. A partir de la transición entre el estadio isotópico 1 y 2 se produce un aumento relativo en la concentración de calcita que llega a alcanzar sus valores más altos (65%), con una disminución relativa de cuarzo, feldespatos y dolomita. Durante el Holoceno reciente, se produce una progresiva disminución del contenido en calcita, con el consiguiente aumento del contenido en filosilicatos. Las proporciones de los diferentes minerales de la arcilla no sufren cambios significativos a lo largo del intervalo analizado.

Geoquímica

Los perfiles geoquímicos a lo largo del testigo muestran variaciones atribuibles a oscilaciones climáticas y oceanográficas. Durante el estadio isotópico 3, se observan fluctuaciones en las relaciones Fe/Al, Ba/Al y Zr/Al. Dentro de este estadio isotópico se observa una oscilación relevante entre los 320 y los 300 cm que se caracteriza por una disminución en la relación Zr/Al, y un aumento en las relaciones Co/Al y U/Al. Estas oscilaciones dentro del estadio

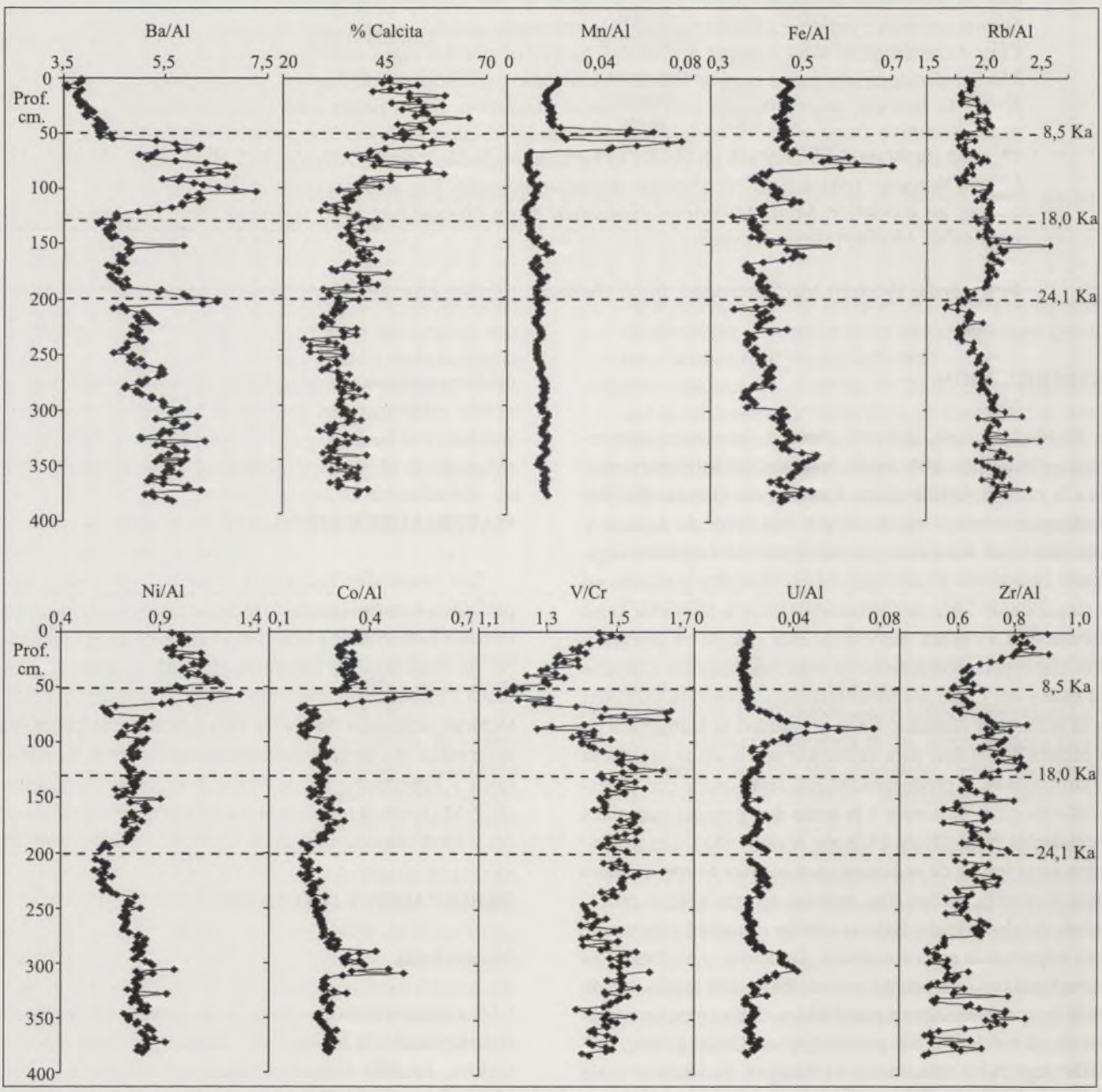


FIGURA 1. *Variación respecto a la profundidad de la relación Ba/Al, del contenido en calcita, y las relaciones Mn/Al, Fe/Al, Rb/Al, Ni/Al, Co/Al, V/Cr, U/Al y Zr/Al en el testigo 975B.*

isotópico 3 posiblemente sean correlacionables con ciclos Dansgaard-Oeschger y atribuibles a rápidas variaciones en la circulación atmosférica sobre el Atlántico Norte que afectan al régimen de vientos y a las precipitaciones sobre el Mediterráneo occidental (Moreno *et al.*, 2002). El limite entre los estadios isotópicos 2 y 3, se caracteriza por un aumento en la relación Ba/Al, precedido por un descenso en las relacione Rb/Al, Zr/Al y Fe/Al.

Desde el comienzo de la última etapa glaciar hasta el máximo glaciar existen pocas fluctuaciones en las relaciones estudiadas. En el intervalo siguiente, desde los 18.000 hasta los 8.500 años, los valores de la relación Ba/Al registran una anomalía positiva alcanzándose los valores más altos de registro. Las oscilaciones durante esta anomalía positiva en Ba/Al pueden correlacionarse con el tránsito glaciar/interglaciar y con el Younger Dryas, coincidiendo en el tiempo con la formación de la última capa enriquecida en materia orgánica en la cuenca del Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 2002). La relación U/Al señala un mínimo en la oxigenación en torno a los 85 cm de profundidad, coincidiendo con altas relaciones Ba/Al. Asociado a este mínimo de oxigenación aparece una anomalía positiva en la relación Fe/Al que podría haberse originado por un nivel con mayor contenido en pirita. También se aprecia la formación de un doble pico en la relación Mn/Al, cuyo pico superior (49 cm) se formaría al finalizar la etapa de menor oxigenación coexistiendo un fondo de condiciones algo reductoras con aguas más oxidantes. Esto concuerda con el fin del pulso productivo (caída en la relación Ba/Al), lo que pone de manifiesto la relación entre productividad y pérdida de oxigenación de las aguas profundas, tal como se ha descrito en sapropeles del Este del Mediterráneo (Thompson *et al.*, 1999). El segundo pico, más profundo (57 cm), se formaría al encontrar las aguas que ascienden por difusión el frente de oxidación, donde precipitarían el Mn, y otros elementos traza asociados con oxihidroxidos de Mn. Durante los últimos 8.500 años, se observa un descenso continuo en la relación Ba/Al, y un aumento progresivo Zr/Al a partir de los 6000 años, coincidiendo con una progresiva aridificación.

CONCLUSIONES

El mayor aporte eólico a la cuenca corresponde a los periodos glaciares y a etapas de aridificación durante los periodos interglaciares, momentos en los que se registran relaciones Zr/Al más altas. Por otra parte, la relación Rb/Al y la concentración relativa en cuarzo no muestran oscilaciones en las etapas de aridificación al ser más sensibles a las variaciones en el aporte fluvial. La conexión de la relación Zr/Al con la evolución atmosférica también queda de manifiesto por las variaciones que registra durante el depósito del sapropel S1.

A lo largo del testigo las oscilaciones de la relación Ba/Al están asociadas a cambios en la productividad biológica marina en respuesta a variaciones climáticas, lo que indica la relación entre cambio climático y productividad marina. Los valores más altos de productividad en esta cuenca se alcanzan durante la transición entre estadios isotópicos y la última gran deglaciación. Por otra parte, las mayores anomalías positivas en la relación Ba/Al coinciden con periodos de menor oxigenación. Comparando con otros registros mediterráneos (Martinez-Ruiz *et al.*, 2003) parece existir un desfase entre los aumentos de productividad en el Mediterráneo occidental y oriental, como consecuencia de las distintas repuestas a la variabilidad climática.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al "Ocean Drilling Program", al ODP Core Repository de Bremen donde se realizó el muestreo, al CIC de la Universidad de Granada y al Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía RNM-0179. Este estudio ha sido financiado por el proyecto REN 2003-09130-CO2-1.

REFERENCIAS

Arnone, R.A. y La Violette, P. (1986): Satellite definition of the biooptical and thermal variations of coastal eddies associated with the African coast. *Journal of Geophysics,* 91: 2351-2364.

Cacho, I., Grimalt, J. O. y Canals, M. (2002): Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50.000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems,* 33-34: 253-272.

Capotondi, L. y Vigliotti, L. (1999): Magnetica and microfaunal characterization of late quaternary sediments form the western Mediterranean: inferences about sapropel formation and paleoceanographic implications. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 161* (R. Zahn, M.C. Comas y A. Klaus, Eds.), 505-518.

Guerzoni, S., Chester, R., Dulac. F., Herut., B., Löyet-Pilot, M.D., Measures, C., Migon, C., Molinaroli, E., Moulin, C., Rossini, P., Saydam, C., Soudine, A. y Ziveri, P. (1999): The role of atmospheric deposition in the biogeochemistry of the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography,* 44: 147-190.

Martinez-Ruiz, F., Paytan, A., Kastner, M., Gonzalez-Donoso, J. M., Linares, D., Bernasconi, S. M. y Jiménez-Espejo and F. J. (2003): A comparative study of the geochemical and mineralogical characteristic of the S1 sapropel in the western and eastern Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 190: 23-37.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Jr. y Sahckleton, N.J. (1987): Age dating

and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sanchez-Goñi, M.F., Grimalt, J.O. y Weltje, G.J. (2002): Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research.*, 58: 318-328.

Thomson, J., Mercone, D., de Lange, G.J. y van Santvoort, P.J.M. (1999): Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence. *Marine Geology,* 153: 77-99.

Respuesta sedimentológica a los cambios ambientales de épocas históricas en el sur de la Península Ibérica: La secuencia de la Laguna Grande de Archidona (Málaga)

J.A. Luque[1], R. Julià[1], S. Riera[2], M.A. Marqués[3], J.A. López-Sáez[4], F. Mezquita[5]

1 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), c/ L. Solé Sabarís, s/n,. 08028 Barcelona. jaluque@ija.csic.es,; rjulia@ija.csic.es
2 SERP-Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología (UB), c/ Baldiri Reixach, s/n,. 08028 Barcelona. rieram@ub.es
3 Departamento de Geodinámica y Geofísica (UB), c/ Lluís Solé Sabarís, s/n,. 08028 Barcelona. maroca@geo.ub.es
4 Laboratorio de Arqueobotánica, Instituto de Historia (CSIC),. c/ Duques de Medinacelli, 6. 28014 Madrid. alopez@ceh.csic.es
5 Dpto. de Microbiología y Ecología,. Universidad de Valencia., 46100 Burjassot, Valencia. francesc.mezquita@uv.es

ABSTRACT

The sediment core of the Laguna Grande de Archidona (235 cm in length) records lithological changes during historical times caused by climate and land use changes. On the basis of sedimentological and pollen data, four palaeoenvironmental episodes were distinguished. The oldest episode (period IV) is characterized by the occurrence of silty laminated sediments and a reduced oak forest cover. Land use indicates farming activities associated with cereals, grapes, olives and silk production. The next episode (period III), ending in 1650 AD with the development of a hydromorphic soil, is characterized by nodular gypsum facies associated with drier conditions. Oak forest gently recovered, as did the herbaceous taxa. Land use changed towards an increase in grazing activities and a "dehesa" system. Between 1650 and 1850 (period II), a new hydrological cycle starts by the deposition of massive grey lutites overlying the hydromorphic soil. Oak forest and farming activities expanded at the expense of pastures. Finally, the last period (I) is characterized by the occurrence of massive grey silts that record an increase in gypsum and Nitrogen. Now, the human activity determines the pollen diagram: expansion of olive crops, deforestation and introduction of exotic taxa.

Key words: *Geolimnology, Land use, karstic lake, Upper Holocene, Southern Spain.*

INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas mediterráneos han demostrado tener una alta sensibilidad a las variaciones climáticas y socio-económicas (Grove y Rackham, 2001). Esta variabilidad se ha producido incluso durante los períodos históricos recientes, no únicamente como consecuencia de la evolución del poblamiento, sino también de cambios climáticos, de los que se desconoce con precisión sus cronologías, características, consecuencias ambientales y socio-económicas (p.e. la relación de la Pequeña Edad del Hielo con la crisis del s. XVII), etc.

Las lagunas cársticas constituyen sistemas sedimentarios sensibles a los cambios ambientales, ya sean éstos fruto de la dinámica climática como de la actividad antrópica. Registran las variaciones de nivel y del quimismo del acuífero que las alimenta, afectando la composición biótica, la distribución de las facies sedimentarias y la composición mineralógica de los sedimentos. Asimismo, estos ecosistemas se caracterizan por las altas tasas de sedimentación (hasta de 1 mm/año en Banyoles) que posibilitan estudios a alta resolución. Además, presentan una gran diversidad de descriptores bióticos y abióticos que permiten estudios multidiciplinares que hacen posible determinar los mecanismos naturales o antrópicos causantes de los cambios ambientales.

El estudio de la Laguna Grande de Archidona se enmarca en un proyecto paleoambiental en lagunas cársticas de la Península Ibérica, situadas en contextos climáticos e históricos-culturales diferentes (Julià *et al.*, 1998; Riera *et al.*, 2004). En la presente aportación, se exponen los resultados preliminares de Archidona basados en descriptores sedimentológicos y polínicos.

DESCRIPCIÓN DE LA LOCALIDAD DE ESTUDIO

Las Lagunas de Archidona (800 m.s.n.m) se localizan en el sur de la península Ibérica (Málaga, España), y constituyen dos sistemas lacustres de origen cárstico alimentados por agua subterránea. Las lagunas están localizadas en la zona Sub-bética, formada en estos sectores por rocas evaporíticas, margas y lutitas del Triásico (Fig. 1). Estas rocas presentan una elevada carstificación que origina una alta concentración iónica en las aguas de las lagunas. La zona estudiada se encuentra bajo un régimen climático mediterráneo. Las lagunas se localizan en la zona de transición

entre elevaciones de hasta 1600 m s.n.m., donde se extienden los encinares y matorrales, y la llanura de Antequera (750 m s.n.m), donde predominan los cultivos.

La Laguna Grande (37º 6' 28'' N; 4º 18' 08''O) presentaba en 2003 una superficie de 0,57 Hm^3 y una profundidad máxima de 13,2 m. Los estudios limnológicos realizados muestran el comportamiento monomíctico de la Laguna Grande, el quimismo dominado por SO4-(Cl)/Ca-(Mg)-(Na) y una conductividad de 3 mS/cm durante el año 1998 (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2001).

MATERIAL Y MÉTODOS

Durante la primavera de 2003, se extrajeron 4 testigos sedimentarios en diferentes emplazamientos de la Laguna Grande de Archidona, mediante un sistema de *piston-coring* montado sobre plataforma flotante. Se ha confeccionado una columna sintética a partir del enlace de dos sondeos mediante un nivel guía de yeso de 5 mm de espesor localizado a una profundidad aproximada de 107 cm; dicha columna sedimentaria tiene una longitud de 235 cm.

Sobre dicho testigo, se han analizado los siguientes parámetros descriptores: a) contenido en agua, b) *Loss on Ignition* (LOI) a 550ºC y 950ºC, c) Carbono Total (CT) y Nitrógeno Total (NT) mediante cromatografía, d) mineralogía mediante difracción de rayos X, e) contenido polínico mediante un tratamiento específico basado en la disolución de yesos con Na_2CO_3.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Litología

Los 235 cm de columna sedimentaria recuperada en la Laguna Grande de Archidona muestra cambios de estructura sedimentológica y mineralógica. Facies laminadas, nodulosas o masivas de lutitas yesíferas alternan con facies laminadas o masivas de margas. Los carbonatos varían de calcita estequiométrica a calcita magnesiana y ocasionalmente aparece aragonito. El reconocimiento de una secuencia de escala centimétrica a métrica, formada en la base por minerales siliciclásticos que pasan a carbonatos y finalmente a yesos, sugiere que la sedimentación de esta laguna ha estado sujeta a importantes períodos de sequía. Esta secuencia mineralógica y sedimentaria ha sido identificada también en otros estudios paleoambientales centrados en registros salinos de la zona mediterránea del SE de la península Ibérica (Giralt *et al.*, 1999; Rodó *et al.*, 2002). Asimismo, la conservación de niveles litorales colgados y de vegetación arbustiva sumergida indica fuertes oscilaciones de amplitudes superiores a los 4 m en tiempos relativamente recientes y confirman la sensibilidad de estos ecosistemas al balance hídrico. En base a criterios sedimentológicos y mineralógicos se han diferenciado, en los 235 cm de testigo, tres unidades mayores (Fig. 2): laminada, nodular y masiva.

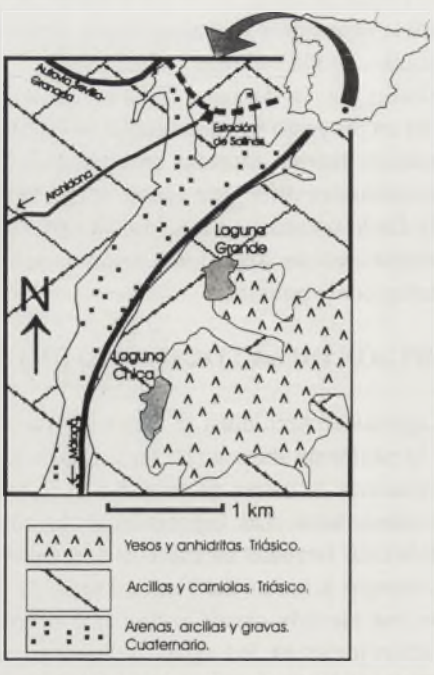


FIGURA 1. *Mapa geológico y localización de las Lagunas de Archidona, en la provincia de Málaga.*

Cronología

Actualmente, se dispone de una datación ^{14}C AMS obtenida a 105 cm de profundidad sobre restos vegetales de *Carex* sp (Beta-179921) que ha dado una edad radiocarbónica de 270±40 BP. El valor de d $^{13}C/^{12}C$ (-27,9) confirma el origen continental de los restos vegetales analizados. La edad calibrada de intersección corresponde al año 1650 AD. La tasa de sedimentación del tramo masivo superior es de 3 mm/año.

Se ha utilizado esta tasa de sedimentación homogénea para establecer un modelo cronológico preliminar para la unidad litológica masiva. Las edades calculadas presentan correlaciones con hechos históricos conocidos. Así, por ejemplo, la desaparición de polen de *Vitis* a 35 cm corresponde al año 1885 AD, una fecha próxima a la afectación de la plaga de la filoxera en Málaga en 1891 (Pellejero, 1990). Dados los cambios litológicos de los niveles inferiores, se ha evitado extender este modelo cronológico en espera de futuros resultados radiocarbónicos. Sin embargo, la presencia en la zona basal de taxones polínicos que evidencian una actividad agrícola basada en el cultivo de vid, morera, cereales y cáñamo, sugiere que la secuencia cubre un período histórico.

Fases paleoambientales

La integración de los distintos parámetros descriptivos, ha permitido definir cuatro períodos paleoambientales que de base a techo son (Fig. 2):

a) Período VI (235-186 cm)

Este período corresponde a la unidad de sedimentos mayoritariamente laminados por la alternancia de yesos y limos carbonatados. Dentro de esta unidad se diferencia un nivel de yeso nodular entre 224 y 213 cm y una parte superior de 206 a 186 cm de calcita que coincide con valores máximos de TOC (8%). Ambos niveles están separados por

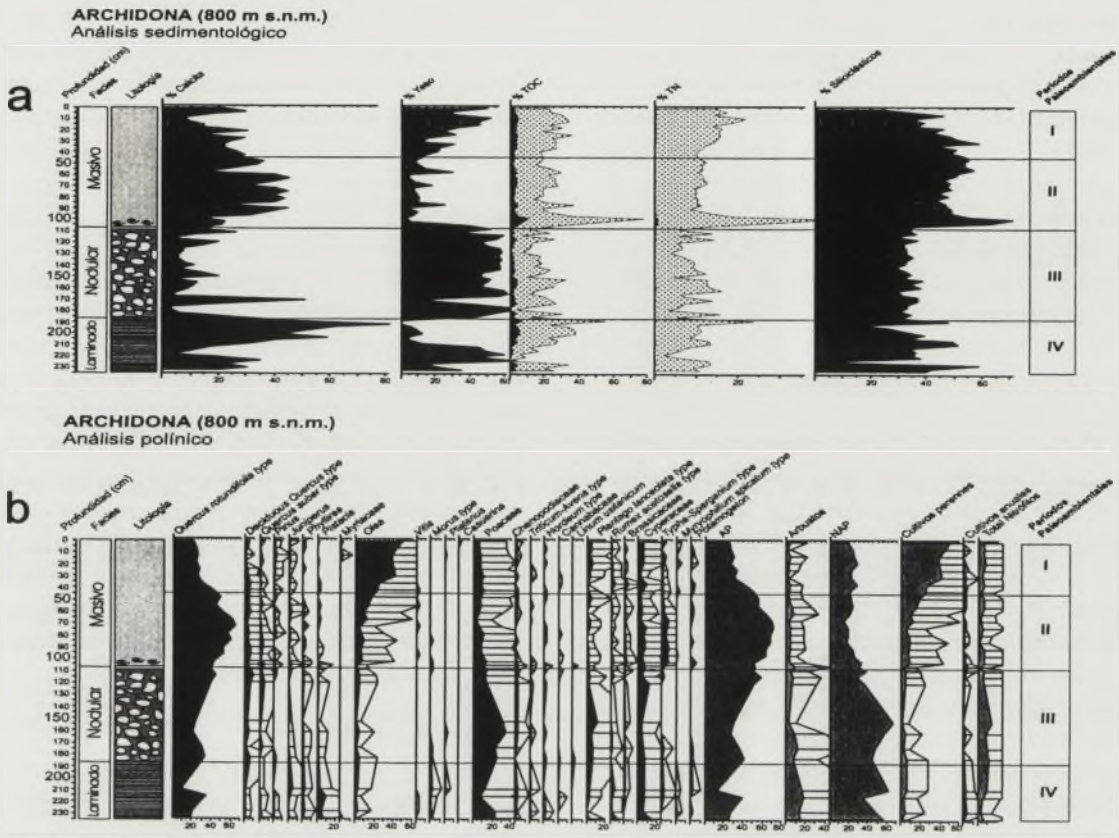


FIGURA 2. *Selección de descriptores sedimentológicos (a) y de taxones polínicos (b) de la secuencia Laguna Grande de Archidona, con indicación de las unidades litológicas y de los períodos paleoambientales.*

7 cm de lutitas con un alto porcentaje de siliciclásticos. Durante este período, los valores de AP (20-40%), dominados por *Quercus roduntifolia* type (carrasca), evidencian un bajo recubrimiento forestal paralelo a la expansión de comunidades arbustivas (20%), herbáceas (50%) y a la presencia de una actividad agrícola basada en el cultivo de cereales, morera, cáñamo y, en menor medida, vid y, probablemente olivo. La presencia de taxones hidrófilos (*Typha-Sparganium* type, *Myriophyllum spicatum* y *Potamogeton*) sugiere una lámina de agua permanente. El tramo inferior yesífero (224-213 cm) indica condiciones más áridas que el tramo superior, caracterizado por un alto contenido de carbonatos y la presencia de gasterópodos acuáticos (213-186 cm).

b) Período III (186-107 cm)

Este período corresponde al nivel de yeso nodular con limo intersticial de color marrón oscuro. El contenido en yeso alcanza valores del 55-60%, y a techo constituye una lámina de 5 mm de puro yeso sacaroideo de color blanco. El diagrama polínico evidencia una ligera regeneración de los bosques formados por *Quercus* (*Q. rotundifolia* type, *Q.* caducifolio y *Q. suber* type), paralelamente a una reducción de los arbustos y a una expansión de taxones herbáceos. Los taxones agrícolas se reducen y aumentan los nitrófilos y ruderales, indicadores de una mayor presencia de rebaños (*Plantago lanceolata* type, *Chenopodiaceae*, etc). Los altos valores de gramíneas (*Poaceae*) pueden estar relacionados con la expansión de estos pastos. La desaparición de los taxones hidrófilos y el incremento de *Cyperaceae* sugieren una reducción de la disponibilidad hídrica en todo el período, que culmina a techo con la aparición de abundantes filamentos vegetales y el nivel de yeso puro.

c) Período II (107-45 cm)

Este período se inicia en el año 1650 AD y finaliza hacia 1850 AD. La base está formada por 3 cm de lutitas con abundantes restos vegetales de *Carex* sp. Este nivel basal registra los máximos valores de N (1,04%) y de TOC (10%) de la secuencia. Este período engloba el tramo inferior de la unidad masiva de lutitas de color gris. Las lutitas están formadas mayoritariamente por calcita (40%) y siliciclásticos, presentando un bajo contenido en yeso (10%). Durante este período se produce la máxima expansión del encinar, paralelamente a una nueva reducción de comunidades arbustivas, a excepción de *Juniperus*. Los taxones nitrófilos y las gramíneas -asociados a la actividad ganadera- se reducen, mientras se produce una extensión del cultivo del olivo, que se acelera a partir de los 60 cm de profundidad. Los cultivos de vid, morera, cáñamo y lino se expanden, mientras que la presencia de cereales se reduce. Con posterioridad al nivel de *Carex* sp., el incremento de taxones hidrófilos (*Typha-Sparganium* type y *Potamogeton)* indica una recuperación hídrica asociada a un incremento en siliciclásticos.

d) Período I (45-0 cm)

La litología de este período es similar a la del período anterior (lutitas masivas grises), si bien existe un tramo de lutitas ocres entre 17 y 11 cm, y un nivel de lutitas negras entre 11 y 8 cm. El contenido en N aumenta progresivamente de base a techo, alcanzando un valor máximo de 0,55% en el nivel negro, que corresponde al lapso 1966-1977 AD. En conjunto, la calcita y los siliciclásticos se reducen paralelamente con un progresivo incremento del yeso, alcanzando éste último valores máximos de 50-55% entre los 15 y los 10 cm. El espectro polínico está determinado por la actividad humana: así, taxones arbóreos como *Pinus, Myrtaceae-Eucalyptus, Platanus, Casuarina,* etc. evidencian la introducción de especies arbóreas foráneas y de reforestaciones. El encinar, robledal y alcornocal sufren un neto retroceso en favor de la expansión del olivo, que alcanza ahora valores polínicos del 40%. El aumento de taxones nitrófilos (p.e. *Plantago lanceolata* type, *Rumex acetosella* type) sugiere un incremento de nutrientes en los suelos. La reducción de taxones hidrófilos, el desarrollo de *Cyperaceae* y el dominio del yeso ponen de manifiesto una progresiva reducción de la disponibilidad hídrica, mientras que el aumento de N indica una tendencia a la eutrofización del sistema lacustre. Sin embargo, a partir de 7 cm (1980 AD) la laguna parece recuperar el nivel de agua (reducción del contenido en yeso y aumento de la calcita) y reducir el contenido en Nitrógeno.

CONCLUSIONES

Los 235 cm de sedimento extraídos de la Laguna Grande de Archidona registran en alta resolución los cambios ambientales de un período histórico. Para estos períodos recientes, la secuencia evidencia una importante variabilidad ambiental de escala centimétrica a métrica. La integración de los diversos descriptores permite diferenciar cuatro grandes períodos en la evolución paleoambiental, causados tanto por la variación en la disponibilidad hídrica como por los cambios en el uso antrópico del territorio.

Los dos períodos basales (IV y III), caracterizados por una alto contenido de yesos ocasionalmente interrumpidos por niveles decimétricos a centimétricos de calcita, indican aguas saturadas en sulfato y se asocian a períodos de escasa disponibilidad hídrica. Sin embargo, la unidad litológica laminada (período IV), con presencia de taxones vegetales hidrófilos y gasterópodos lacustres, indica una columna de agua superior a la del período III, aunque también sujeta a oscilaciones. La desaparición de estos taxones hidrófilos durante el período III corrobora la menor disponibilidad hídrica. Los picos de siliciclásticos que aparecen en la base de los niveles más calcíticos sugieren el inicio de etapas de dilución. La alta deforestación y la presencia de taxones arbustivos termófilos corroboran estas condiciones áridas. Entre los períodos IV y III se produce también un cambio en los usos del suelo, con una progresiva reducción de las actividades agrícolas en favor de una mayor explotación ganadera.

El período II (entre 1650-1850 AD) se caracteriza por un cambio en las condiciones paleoambientales, iniciándose un nuevo ciclo hidrológico. La sedimentación de lutitas grisáceas sobre un suelo hidrófilo colonizado por ciperáceas (*Carex* sp.) marca la recuperación hídrica del sistema lagunar, también evidenciado por el desarrollo de una orla de vegetación hidrófila. Este proceso de recuperación hídrica va asociado a una regeneración forestal y a un nuevo desarrollo de actividades agrícolas en el llano, en detrimento de las ganaderas.

El período I se inicia hacia 1850 AD. El registro lacustre está ahora determinado por la influencia humana: deforestación, fuerte expansión del olivar, incremento del contenido de N e introducción de taxones vegetales foráneos. Durante este período se produce un incremento progresivo del contenido en yeso hasta 1980 AD (7 cm de profundidad), hecho que se interpreta como un incremento de salinidad. Sin embargo, esta reducción de la disponibilidad hídrica podría ser consecuencia de causas climáticas o de una mayor explotación humana de los acuíferos. Finalmente, en los últimos 7 cm (correspondientes al lapso temporal 1980-2003) el sistema lacustre recupera el nivel de agua y reduce el contenido en N.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio ha sido financiado por el proyecto INVACAS (REN2002-04592-C02) del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Giralt, S., Burjachs, F., Roca, J.R. y Julià, R. (1999): Late Glacial to Early Holocene environmental adjustment in the Mediterranean semi-arid zone of the Salines playa-lake. *Journal of Paleolimnology*, 21: 449-460.

Grove, A.T. y Rackham, O. (2001): *The nature of mediterranean Europe. An ecological history*. Yale Univ. Press. New Haven-London, 384 p.

Julià, R., Burjachs, F., Dasí, M.J., Mezquita, F., Miracle, M.R., Roca, J.R., G. Seret, G. y Vicente, E. (1998): Meromixis origen and recent trophic evolution in the Spanish mountain lake La Cruz. *Aquatic Sciences*, 60: 279-299.

Pellejero, C. (1990): *La filoxera en Málaga. Una crisis del capitalismo agrario andaluz*. Ed. Arguval, Málaga, 192 p.

Riera, S., Wansard, G. y Julià, R. (2004): 2000-yr environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena*, 55: 293-324.

Rodó, X., Giralt, S., Burjachs, F., Comín, F.A., Tenorio, R.G., y Julià, R. (2002): High-resolution saline lake sediments as enhanced tools to relate proxy paleolake records and recent climatic data series. *Sedimentary Geology*, 148: 203-220.

Rodríguez-Rodríguez, M., Cruz-Pizarro, L., Cruz-SanJuliàn, J.J., Benavente Herrera, J. y Almécija Ruiz, C. (2001): Caracterización limnológica de dos lagunas saladas del sur de la península ibérica. *Limnetica*, 20 (2): 233-243.

Caracterización microecológica del ambiente de formación de carbonatos de Ca y Mg en sedimentos actuales mediante microelectrodos (Laguna de Gallocanta, NE España)

A. Luzón[1], A. Corzo[2], M.J. Mayayo[1], S.A. van Bergeijk[2], P. Mata[3], y J. García de Lomas[2]

1 Dpto. Ciencias de la Tierra,. Univ. Zaragoza,. Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza. aluzon@posta.unizar.es,
2 Dpto. Biología, Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro, 11510-Puerto Real.
3 Dpto. Geología,. Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz, Polígono Río San Pedro, 11510-Puerto Real. pilar.mata@uca.es

ABSTRACT

In this paper we describe the physical-chemical properties of the water-sediment interface and the mineralogical and microbiological features of the upper sediment layer in three subenvironments in Gallocanta Lake: central (GLC), marginal (GLM), and palustrine (GP). An increasing gradient in salinity and sulphate concentration is detected from the palustrine to the central lacustrine area. The type of carbonate occurring in each subenvironment seems to be related to water chemistry, and the highest contents in Ca-Mg carbonates in GLC. In contrast, only Ca-carbonates have been identified in GP. The microbial communities inhabiting the upper sediment layer in each subenvironment differed both, in taxonomic composition and in relevant metabolic activities. The microbial community in GLC lacked photosynthetic capacity. In this environment there is no O_2 production, and anoxic conditions are reached at 700 m depth; below this limit an increasing H2S production has been detected. Microbial communities in GLM and GP presented photosynthetic capacity and were able to oxygenate the upper sediment layer when exposed to light conditions. We propose that the Ca-Mg carbonates in Gallocanta Lake precipitate favoured by the anaerobic oxidation of organic carbon by dissimilatory sulphate reduction.

Key words: *Ca-Mg carbonates, microelectrodes, sulphate reducing bacteria, dolomite microbial model.*

INTRODUCCIÓN

La génesis de carbonatos de magnesio sigue siendo controvertida. Los intentos de sintetizar estos minerales a baja presión y temperatura en condiciones estériles han sido infructuosos incluso para periodos de incubación superiores a 32 años (Land, 1998). Recientemente Vasconcelos *et al.* (1995) sintetizan dolomita en muestras extraídas en una laguna brasileña cultivadas en condiciones anóxicas y en presencia de bacterias sulfato-reductoras (BSR). De este modo Vasconcelos y McKenzie (1997) formulan el modelo microbiano de génesis de dolomita en el que, además de presencia de BSR, se considera necesaria la disponibilidad de Mg^{2+}, Ca^{2+} y CO_3^{2-} y el aporte continuado de SO_4^{2-} al medio.

La superficie sedimentaria de la laguna de Gallocanta está colonizada por comunidades microbentónicas, normalmente dominadas por cianobacterias como principal componente fotoautotrófico y por bacterias heterotróficas anoxigénicas. Estos organismos, incluyendo las BSR, se han citado como involucrados en la precipitación de carbonatos (Thompson y Ferris, 1990; Vasconcelos *et al.*, 1995; Castanier *et al.*, 1999). Los procesos de biomineralización se producen en un microambiente químico dominado por fuertes gradientes tanto de compuestos orgánicos como inorgánicos. Uno de los mayores aportes de la microbiología es la caracterización de estos microambientes que, como resultado del metabolismo microbiano, son generalmente muy diferentes a los de la columna de agua o los sedimentos en los que se produce la precipitación.

Dentro de este contexto, el estudio de la laguna de Gallocanta, donde existen indicios de precipitación actual de carbonatos de Ca y Mg, resulta interesante ya que difiere geológica y ecológicamente del resto de los lagos en los que actualmente se generan dichos minerales. Para ello se analiza el microambiente químico de la interfase sedimento-agua mediante el uso de microelectrodos de O_2, pH y H_2S en tres subambientes de la laguna caracterizados por diferentes procesos sedimentarios, paragénesis mineral y comunidades biológicas.

ÁREA DE ESTUDIO

La laguna de Gallocanta (40°59'N, 1°30'O) es un lago endorreico con sedimentos ricos en materia orgánica que se

localiza en la Cordillera Ibérica, a 990 m s.n.m. Se ubica predominantemente sobre depósitos Triásicos (carbonatos y evaporitas) y presenta un balance hídrico fuertemente negativo. La salmuera es del tipo Na^+, Mg^{2+},Cl^-, (SO_4^{2-}), y el principal aporte de agua es por vía subterránea, siendo los aportes detríticos muy escasos. El flujo subterráneo atraviesa formaciones evaporíticas mesozoicas que probablemente constituyen el mayor aporte de sulfatos a la laguna. Por otro lado, ésta recibe aportes más diluidos procedentes de la precipitación y de cursos torrenciales de escasa entidad. Las pérdidas de agua son por evaporación.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se tomaron muestras de agua y sedimento para el análisis microecológico, microbiológico y mineralógico en los tres subambientes de la laguna: central (punto GLC), marginal (punto GLM) y palustre (punto GP), de los identificados por Pérez *et al.* (2002). En cada punto de muestreo se analizó la conductividad (conductivímetro Jenway) y el pH del agua (pH-metro Crison). La concentración de sulfato y la alcalinidad total se determinaron según Rodier (1984). Se realizaron perfiles verticales con microelectrodos (Unisense Denmark) de O_2, H_2S y pH de la interfase sedimento-agua en cada punto de muestreo. Para ello se extrajeron testigos de plexiglas de 54 mm de diámetro interno que fueron mantenidos a 4ºC en oscuridad hasta el momento de su análisis. El medio utilizado para las medidas con microelectrodos en el laboratorio fue agua de mar a la que se añadió NaCl, $MgSO_4$ y $CaCl_2$ para obtener la misma salinidad que la medida en campo. Para su observación en microscopio óptico, las muestras fueron fijadas con formaldehido diluido al 3% en el mismo agua que la utilizada para las medidas con microelectrodos. La cuantificación de clorofila y bacterioclorofila se realizó con un espectrómetro de masas y la mineralogía de las muestras por difracción de rayos-X (DRX) con un difractómetro Philips PW 1710, radiación CuKα y rendija automática.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La salinidad varía de 5 mS en GP a 25 y 116 en GLM y GLC respectivamente (Fig. 1). La concentración de sulfatos muestra una relación directa con la salinidad y varía de 0,156 a 18,428 g L^{-1} en GP y GLC respectivamente, con un valor intermedio de 5,144 en GLM. La alcalinidad no varía con la salinidad; los valores más altos (7,38 meq L^{-1}) se detectan en GP y los menores (1,56 meq L^{-1}) en GLM. Las diferencias de pH entre los tres subambientes fueron inferiores a 0,9 puntos siguiendo una tendencia inversa a la salinidad. Cabe señalar que en esta laguna se detecta una

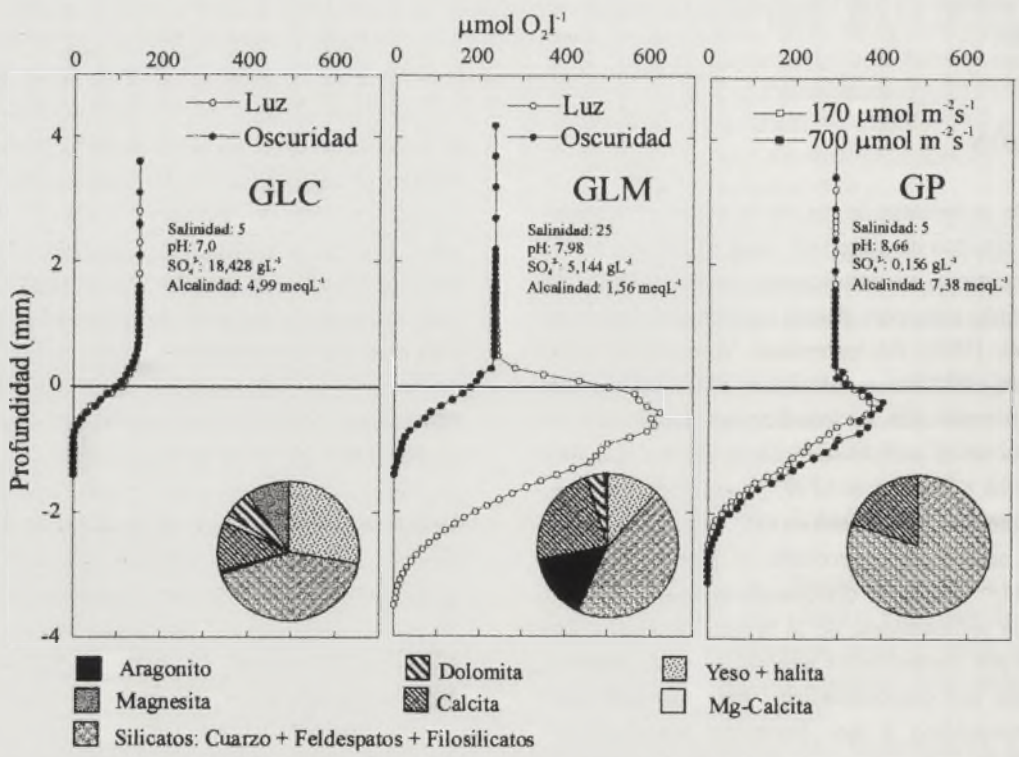


FIGURA 1. *Perfiles de oxígeno en la interfase sedimento-agua y composición mineralógica del sedimento superficial en los puntos muestreados (GLC: Gallocanta lacustre central, GLM: Gallocanta lacustre marginal, GP: Gallocanta palustre). Los perfiles se realizaron en luz y oscuridad en GLC y GLM y sólo en luz en GP. Los perfiles se realizaron a un densidad de flujo de fotones de 170 mmol m^{-2} s^{-1} para todos los puntos y también a 700 mmol m^{-2} s^{-1} para GP.*

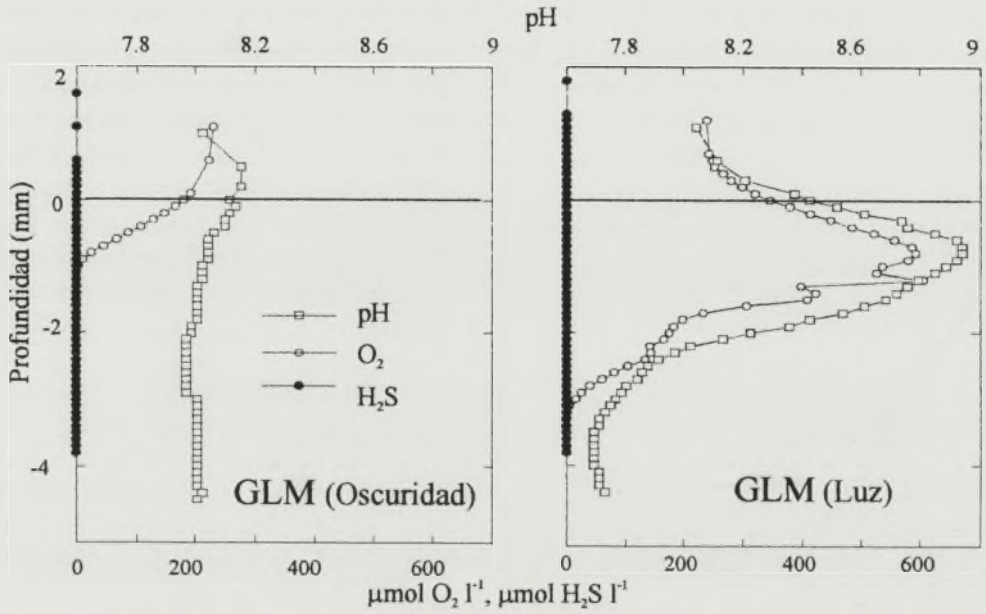


FIGURA 2. *Perfiles de oxígeno, pH y H_2S en la interfase sedimento-agua en el punto GLM en condiciones de iluminación y oscuridad.*

relación directa entre concentración de sulfatos y relación Mg/Ca (Comín *et al.*, 1990).

Las medidas de O_2 (Fig. 1) evidencian que la columna de agua y la interfase sedimento-agua están oxigenadas en todos los puntos y que, en todos los casos, se alcanzan condiciones anóxicas en profundidad. En GLC no se observó producción neta de oxígeno en luz. Los perfiles en luz y en oscuridad fueron idénticos, lo que sugiere que no existen comunidades fotosintéticas competentes sino heterótroficas, o bien que la actividad fotosintética queda por debajo del límite de detección. Existe un flujo neto de oxígeno del agua al sedimento (0,036 µmol O_2 cm^{-2} s^{-1}) que representa la tasa de respiración oxigénica de la comunidad microbiana. Se alcanzaron condiciones anóxicas a 700 µ de profundidad. En GLM y GP las comunidades son fotosintéticamente competentes. En oscuridad el oxígeno se consume en las primeras 1000 µ a una tasa de 0,040 µmol O_2 cm^{-2} s^{-1}. En luz, la fotosíntesis incrementa la concentración de O_2 en la capa superficial del sedimento y se crea un flujo neto de oxígeno desde el sedimento al agua (0,072 µmol O_2 cm^{-2} s^{-1}). Además, el volumen de sedimento oxigenado es mayor ya que el O_2 penetra hasta 3.5 mm. En GP la tasa de fotosíntesis neta (0,0215 µmol O_2 cm^{-2} s^{-1}) resultó menor que en GLM. Las observaciones en microscopio óptico y las determinaciones de clorofila y bacterioclorofila confirmaron la ausencia de microorganismos fototróficos oxigénicos en GLC. La superficie de GLM está colonizada por cianobacterias unicelulares y abundantes tricomas de cianobacterias filamentosas, mientras que la comunidad fotosintética de GP está dominada por diatomeas.

La composición mineralógica de la superficie sedimentaria es diferente en los tres subambientes (Fig. 1). La abundancia relativa de silicatos, que puede considerarse indicativa de la importancia relativa de la entrada de detríticos al lago, está inversamente relacionada con la salinidad y el contenido en sulfatos del agua, mientras que la de carbonatos, sulfatos y cloruros está directamente relacionada con dichas variables. Los silicatos (cuarzo, feldespatos y filosilicatos) dominan en GP y son menos abundantes en GLC. El mayor contenido en yeso y halita se detecta en la muestra GLC, estando presentes en GLM y ausentes en GP. En referencia a los carbonatos, mientras que en GP sólo hay calcita, en GLC y GLM se detectan calcita, aragonito (muy escaso en GLC) y carbonatos de Ca y Mg. Estos últimos son más abundantes en GLC, donde se reconocen magnesita, dolomita y Mg-calcita. Cabe señalar que en GLM no se detecta Mg-calcita y la dolomita y magnesita son menos abundantes. La abundancia relativa de carbonatos de Mg también sigue, por tanto, un patrón similar al de la salinidad y el contenido en sulfatos del agua.

La presencia o ausencia de fotosíntesis juega un papel determinante en la disponibilidad de oxígeno para la respiración aerobia y para la profundidad a la que ocurre este proceso. Bajo la capa óxica la mineralización de la materia orgánica se produce por la actuación de diferentes comunidades anaerobias. De entre éstas las BSR juegan un papel primordial en ambientes en los que existe abundante sulfato disuelto como es el caso de GLC. Estos organismos utilizan el sulfato como aceptor final de electrones que es oxidado a sulfhídrico. Por ello, y a partir de los resultados previos obtenidos, se realizó una segunda fase de experimentos con objeto de caracterizar el microambiente de precipitación de los carbonatos de Ca y Mg. Se obtuvieron dos nuevos testigos en GLC y GLM sobre los que, además del O_2, se analizaron pH y H_2S.

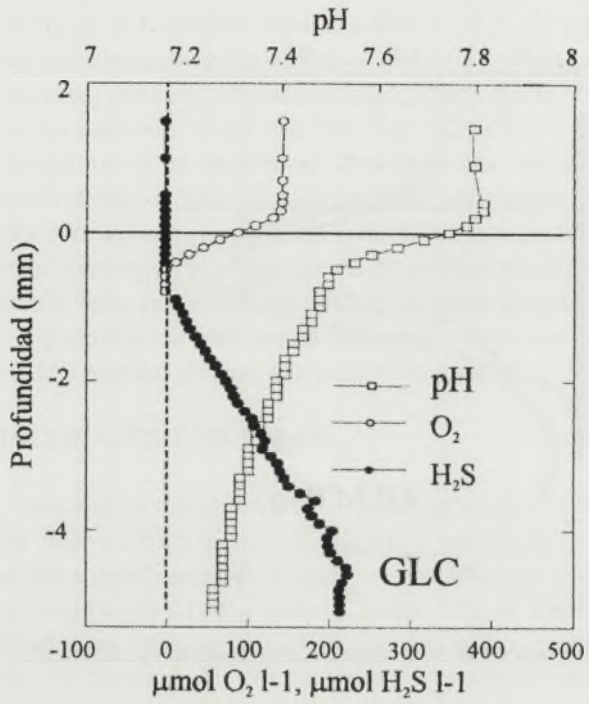


FIGURA 3. *Perfiles de oxígeno, pH y H_2S en la interfase sedimento-agua en el punto GLC. Los perfiles en condiciones de iluminación y oscuridad resultaron idénticos.*

Los perfiles de O_2 confirmaron los resultados previos. En GLM (Fig. 2) la presencia o ausencia de luz determina la forma de los perfiles, la profundidad de la capa óxica y la dirección del flujo de oxígeno. El pH está muy afectado por la fotosíntesis. Así en GLM el perfil de pH en oscuridad es similar al del agua, mientras que con luz es similar al de O_2. En GLC (Fig. 3) decrece con la profundidad desde aproximadamente 7,8 en el agua a 7,2 a 6 mm bajo la superficie sedimentaria tanto el luz como en oscuridad. Las medidas de H_2S evidencian que las condiciones de anoxia y el alto contenido en sulfatos de GLC (Fig. 3) favorecen la actividad de una comunidad microbiana sulfato-reductora y la acumulación de sulfhídrico bajo la capa óxica. Los perfiles de sulfhídrico no muestran diferencias en luz y oscuridad. A pesar de que en GLM se dan las condiciones apropiadas para la producción de sulfhídrico (anoxia en profundidad, abundancia de sulfato y sustratos orgánicos como fuente de carbono y donantes de electrones) no se detecta sulfhídrico (Fig. 2). Consideramos que este hecho puede deberse a la removilización del gas, mediante desgasificación o a través de su utilización por parte de otras bacterias, como las oxidadoras del azufre que pueden transformarlo en azufre elemental y sulfato.

Los resultados obtenidos muestran que los carbonatos de Ca y Mg precipitan en la laguna de Gallocanta en relación con altos valores de salinidad y contenido en sulfatos. En la zona GLC se alcanzan condiciones de anoxia en profundidad que, junto a una elevada concentración en sulfatos, posibilita la actividad de BSR. Estas utilizan el sulfato como aceptor final de electrones y lo oxidan a sulfhídrico, hecho que minimiza el efecto inhibitorio que el este catión parece tener en la precipitación de carbonatos de Mg (Backer y Kastner, 1981; Morow y Ricketts, 1988). La alta relación Mg/Ca en esta zona favorece la precipitación de carbonatos de Ca y Mg. La precipitación tendrá lugar en el microambiente "libre en sulfato" que rodea las células bacterianas, incluso con elevadas concentraciones de sulfato en el medio.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el proyecto E28 DGA, las becas REN-2000-1136-CLI, MAT-2000-0261-P4-04, REN-2002-01281 del M.C.Y.T. y HPMF-CT-2000-00994 de la C.E.E.

REFERENCIAS

Baker, P.A. y Kastner, M. (1981): Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, 213: 214-216.

Castanier, S., Le Métayer-Levrel, G. y Perthuisot, J.P. (1999): Carbonates precipitation and limestone genesis-the microbiologist point of view. *Sedimentary Geology*, 126: 9-23.

Comín, F., Julià, R., Comín, P. y Plana, F. (1990): Hydrogeochemistry of Lake Gallocanta (Aragón, NE Spain). *Hydrobiologia*, 197: 51-66.

Land, L.S. (1998): Failure to precipitate dolomite at 25 ºC from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry*, 4: 361-368.

Morow D.W. y Ricketts, B.D. (1988): Experimental investigation of sulfate inhibition of dolomite and its mineral analogues. En: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* (V. Shukla y P.A. Baker, Eds.). Special Publication-SEPM, 43:, 27-38.

Pérez, A., Luzón, A., Roc, A., Soria, A., Mayayo, M. y Sánchez, J.A. (2002): Sedimentary facies distribution and genesis of a recent carbonate-rich saline lake: Gallocanta lake. Iberian Chain, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 148: 185-202.

Rodier, J. (1984): *L´analyse de l´eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer*. Dunod, Paris,. 564 p.

Thompson, J.B. y Ferris, F.G. (1990): Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite and magnesite from natural alkaline lake water. *Geology*, 18: 995-998.

Vasconcelos, C. y McKenzie, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, 67 (3): 378-390.

Vasconcelos, C., McKenzie, J., Bernasconi, S., Gruyic, D. y Tien, A.J. (1995): Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, 377: 220-222.

Caracterización sedimentaria de la Laguna de Gallocanta (Cordillera Ibérica, NE de España). Estado actual de los conocimientos

A. Luzón, A. Pérez, A.R. Soria, M.J. Mayayo y J.A. Sánchez

Dpto. Ciencias de la Tierra, Univ. Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. aluzon@posta.unizar.es, anasoria@posta.unizar.es, anperez@posta.unizar.es, mayayo@posta.unizar.es, joseange@unizar.es

ABSTRACT

In this work we summarise the results obtained by our research team in the Gallocanta lake. At present, Gallocanta is a carbonate-rich saline lake with a strongly negative water balance. The sedimentary filling, Holocene in age, comprises six sedimentary units with different mineralogical and isotopic composition. The vertical succession of these units allows the identification of three evolutionary stages. The first stage was characterised by alluvial sedimentation and arid conditions. The second one corresponded to a shallow fresh water carbonate lake developed under more humid conditions. The third, and current stage, is represented by a carbonate-rich, saline lake with higher organic matter preservation. A ^{14}C based chronology indicates an age of ca 10000 yr BP for the base of the second stage, and of 750 yr BP for the base of the third stage.

Key words: *lacustrine sediments, evaporites, carbonates, Holocene, ^{14}C dating.*

INTRODUCCIÓN

La Laguna de Gallocanta, localizada en el sector central de la Cordillera Ibérica, es en la actualidad un lago salino carbonatado funcional que ocupa una extensión de unos 14,14 km^2 y se emplaza sobre depósitos carbonatados del Muschelkalk y arcillas y yesos del Keuper. Localizada a unos 1000 metros de altitud sobre el nivel del mar, ocupa el fondo de una amplia cuenca endorreica en la que se identifican, además, un elevado número de pequeñas lagunas, algunas desecadas (La Zaida, La Lagunica). Es el humedal salino más grande del noreste de la Península Ibérica, y debido a su importante significado ecológico, cuenta con varias figuras de protección tanto a nivel nacional como internacional.

El lago actual presenta importantes fluctuaciones de la lámina de agua. No excede los 2 m de profundidad y permanece seco en verano. Tiene forma alargada con una anchura máxima de 2,85 km y una longitud de unos 7,5 km. La salmuera es de tipo clorurado sulfatado sódico magnésica. La principal entrada de aguas es procedente de flujos subterráneos (Sánchez *et al*., 2001), llegando aguas diluidas procedentes de las precipitaciones y de los escasos barrancos que desembocan en la laguna.

El clima de la región es Mediterráneo subárido con alta influencia continental. La temperatura anual varía desde -15ºC en Enero a medias máximas de 29,5ºC en Julio. La precipitación media anual es de 488 mm, con un balance de aguas para el área fuertemente negativo y un potencial de evaporación medio anual de 926 mm.

En las montañas que rodean el lago, la vegetación está caracterizada por la presencia de *Quercus rotundifolia*, *Q. faginea* y *Q. Pyrenaica*; también se observan áreas reforestadas con *Pinus pinaster*. En las orlas del lago se reconoce vegetación acuática y varias asociaciones de plantas: *Scirpus maritimus* (Cyperaceae), *Salicornia ramosissima* (Chenopodiaceae), *Puccinellia fasciculata*, *Puccinellia pungens*, *Juncus maritimus* (Juncaceae), y *Elymus pungens*. Caráceas del tipo *Lamprothamnium papulosum* y *Chara galioides* predominan en el lago (Roc *et al*., 2003).

En este trabajo se presentan los resultados de las investigaciones más recientes realizadas sobre la evolución sedimentaria de la laguna de Gallocanta. Nuestros estudios se han centrado en el conocimiento del sistema hidrogeológico, la caracterización sedimentológica, mineralógica e isotópica de los depósitos holocenos. Además se precisa la edad de estos materiales a partir de nuevas dataciones con ^{14}C.

RESULTADOS

A partir de los trabajos realizados hasta la fecha se cuenta con una cartografía de facies sedimentarias de la laguna (Fig. 1) (Pérez *et al.*, 2002). Además, se ha establecido la evolución vertical (Pérez *et al.*, 2002) y la caracterización polínica (Roc, 2003) del sedimento y se ha elaborado un modelo de funcionamiento hidrológico de la laguna (Sánchez *et al*., 2001). En la actualidad, se cuenta con seis nuevas dataciones de ^{14}C. Por otra parte se están llevando a cabo estudios sobre la incidencia de las comunidades microbianas en la génesis de carbonatos de Mg.

Caracterización del sedimento

Se han identificado tres subambientes actuales (Fig. 1): central, marginal y palustre. El sector central está casi permanentemente inundado. Presenta una elevada concentración de materia orgánica (6% TOC) y cantidades

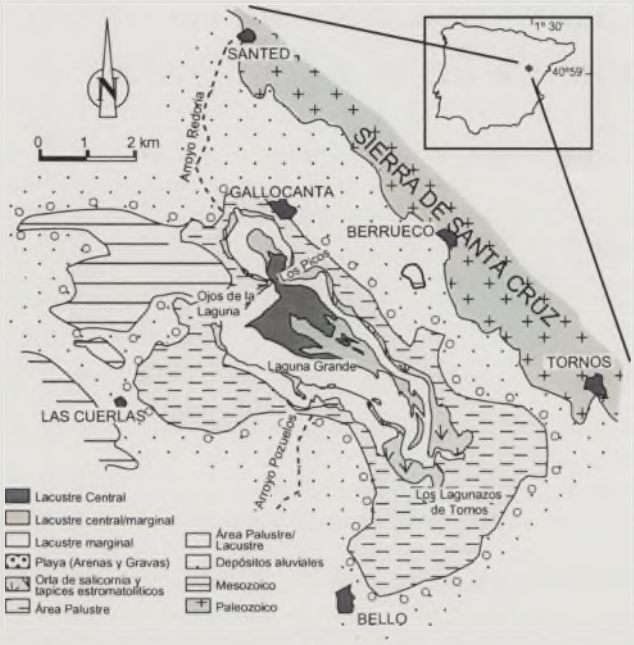


FIGURA 1. *Marco geológico de la laguna de Gallocanta.*

apreciables de carbonatos de magnesio (dolomita y magnesita). El sector marginal muestra menor contenido en materia orgánica (3,3% TOC) y permanece mucho tiempo emergido. Es frecuente el desarrollo de grietas de desecación y bioturbación, aunque a menudo los 10-15 cm superiores están laminados. Su orla marginal se caracteriza por el desarrollo de *Salicornia ramosissima* y tapices estromatolíticos; localmente existen depósitos detríticos relacionados con la desembocadura de barrancos. Las áreas palustres aparecen inundadas gran parte del año y están cubiertas por vegetación hidrófila. Son más extensas al S y SO de la laguna.

La figura 2 sintetiza las características del relleno sedimentario de la laguna que cuenta con un espesor de sedimento promedio de 160 cm (material compactado). Se ha estimado una compactación de un 30%, por lo que la potencia real de sedimento será de unos 210 cm. Se han establecido seis unidades estratigráficas (Fig. 2), cuya potencia varía en función de su localización en la laguna, por lo que se comprueba que la tasa de sedimentación varía de unos puntos a otros. La unidad I está constituida por gravas, arenas, lutitas marrones-rojizas y gris-amarillentas ocasionales. La unidad II es esencialmente lutítica de tonos marrones y rojizos. La unidad III está integrada por lutitas margosas grises con decoloraciones amarillas. Estas tres unidades presentan un elevado contenido en cuarzo y filosilicatos, y escasa presencia de dolomita y halita. La composición isotópica media es de $\delta^{18}O = 2{,}4‰$ y $\delta^{13}C = -4{,}0‰$ para la calcita y $\delta^{18}O = 1{,}6‰$ y $\delta^{13}C = -1{,}3‰$ para la dolomita. La unidad IV está constituida por margas grisáceas con abundantes caráceas y escasos ostrácodos y en ella se reconocen ocasionalmente niveles de bioturbación por raíces. Hacia los márgenes de la cuenca existen intercalaciones

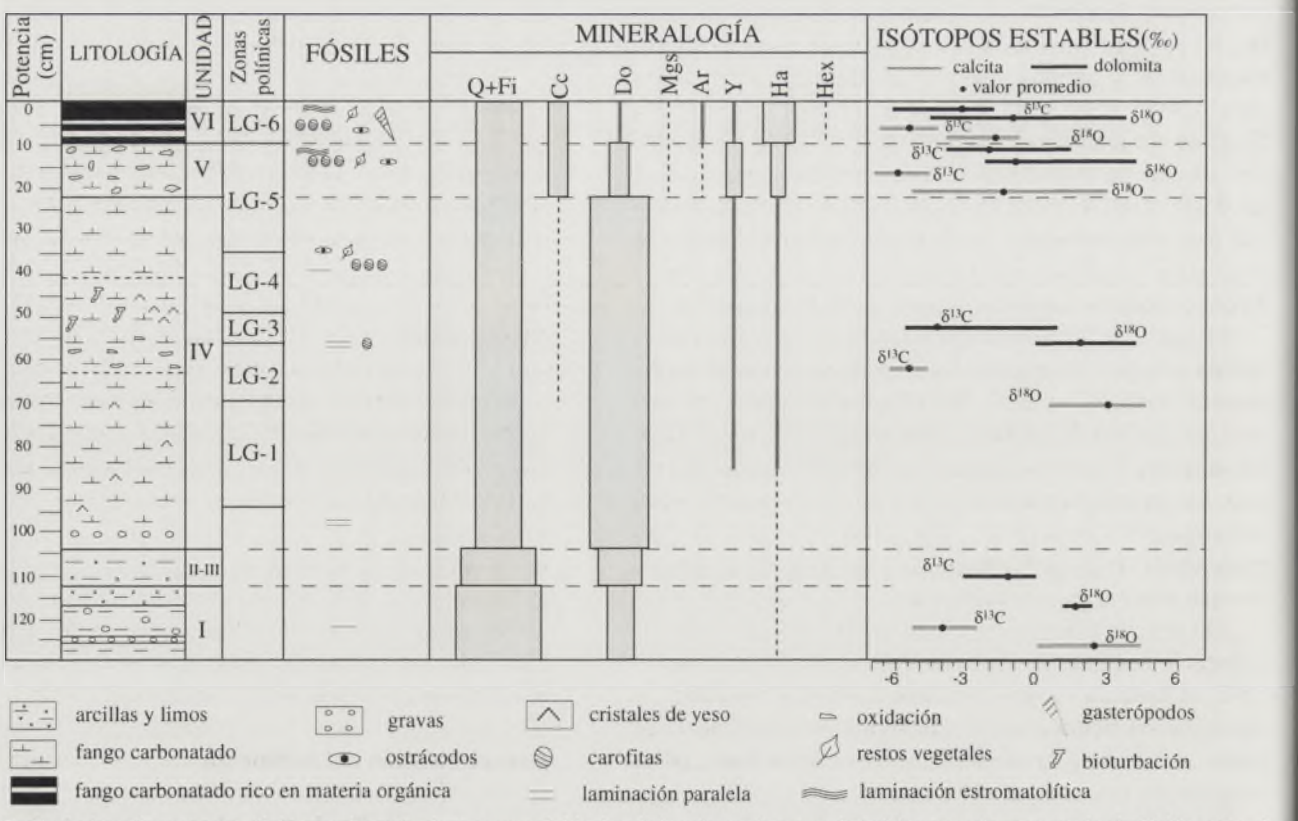


FIGURA 2. *Estratigrafía, zonas polínicas, mineralogía y composición isotópica de carbonatos inferidas para la secuencia de Gallocanta. La anchura de las barras es proporcional a los porcentajes relativos de los componentes minerales. Las líneas grises representan <5%. Leyenda: Q+Fi: cuarzo y filosilicatos, Cc: calcita, Do: dolomita, Mgs: magnesita, Ar: aragonito, Y: yeso, Ha: halita, Hex: Hexahidrita. La composición isotópica indica el valor máximo y mínimo obtenidos para cada unidad; además se indica con un punto el valor promedio.*

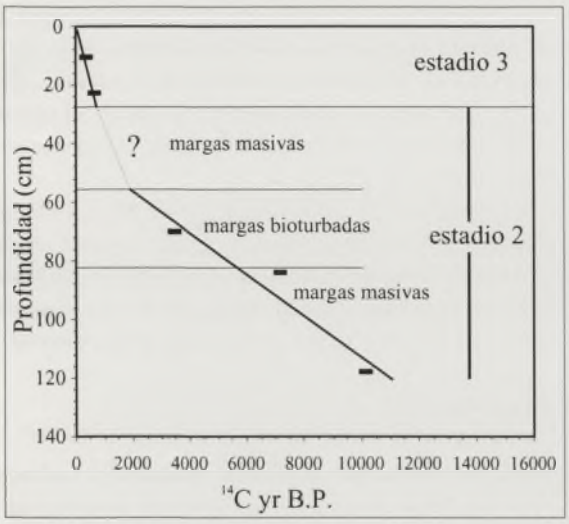


FIGURA 3. *Modelo de edad establecido para el relleno sedimentario de la laguna de Gallocanta. La profundidad de sedimento se refiere a material descompactado.*

TABLA 1. *Dataciones s obtenidas en diferentes puntos de la Laguna de Gallocanta. La edad propuesta en este trabajo se refiere a material descompactado.*

Autor	Profund. (cm)	Edad	Método
Burjarchs et al (1996)	10	1963 AD	$^{210}Pb/^{137}Cs$
	45	1842 AD	$^{210}Pb/^{137}Cs$
	58-60	840 BP	^{14}C
	93-95	12230 BP	^{14}C
Roc (2003)	80	2 cal AD	^{210}Pb
En este trabajo*	10,8	315 BP	^{14}C
	22,8	620 BP	^{14}C
	48,2	29000 BP	^{14}C
	70	3405 BP	^{14}C
	84	7135 BP	^{14}C
	118	10105 BP	^{14}C

arenosas. Mineralógicamente se caracteriza por su elevado contenido en carbonatos, con un predominio claro de la dolomita frente a la calcita. Además aparecen filosilicatos, cuarzo, yeso y halita. La composición isotópica media es de $\delta^{18}O$ = 3,1‰ y $\delta^{13}C$ = -5,4‰ para la calcita y ^{18}O = 1,9‰ y $\delta^{13}C$ = -4,2‰ para la dolomita. La unidad V es de margas grises oscuras con decoloraciones grisáceas. Incluye abundantes caráceas y ostrácodos. La transición entre la unidad IV y V es gradual, principalmente en el centro del lago. La unidad VI son margas negras en las que se localizan caráceas, ostrácodos, diatomeas y cianobacterias. A pesar de la escasa profundidad que presenta el lago actual, a menudo la unidad VI está laminada (alternancia de láminas blancas y negras). Mineralógicamente las unidades V y VI se caracterizan por la presencia de carbonatos, filosilicatos y cuarzo. Los carbonatos dominantes son calcita y dolomita aunque también se reconocen aragonito y magnesita. Asimismo existen pequeñas cantidades de yeso y halita. La composición isotópica media de la unidad V es de $\delta^{18}O$ = -1,0‰ y $\delta^{13}C$ = -5,9‰ para la calcita y $\delta^{18}O$ = 1,0‰ y $\delta^{13}C$ = -2,1‰ para la dolomita, mientras que en la unidad VI es de $\delta^{18}O$ = -1,7‰ y $\delta^{13}C$ = -5,4‰ para la calcita y $\delta^{18}O$ = 1,1‰ y $\delta^{13}C$ = -3,2‰ para la dolomita. Los valores isotópicos de la unidad más moderna muestran buena covarianza (r=0,89), en concordancia con el hecho de que el lago actual se comporte como un sistema hidrológicamente cerrado (Talbot, 1990). El resto de los valores isotópicos no muestra covarianza y sugieren la existencia de transformaciones diagenéticas tempranas de las fases carbonatadas.

Estas unidades representan tres estadios evolutivos. El primero está definido por las unidades I a III y representa un medio de sedimentación de abanicos aluviales con buen desarrollo de facies distales expuestas a condiciones de exposición subaérea, por lo que su contenido en polen es muy bajo. El encharcamiento de estas zonas por ascenso del nivel freático, dio lugar al desarrollo local de suelos hidromorfos (unidad III). El segundo estadio está definido por la unidad IV y representa un lago carbonatado generado bajo condiciones más húmedas que las del estadio anterior. Los estudios polínicos ponen de manifiesto el desarrollo de un bosque de *Quercus ilex* en el entorno de la laguna y un decrecimiento de la actividad agrícola hacia el fin del estadio. El tránsito entre este estadio y el siguiente se caracteriza por una reducción de las plantas acuáticas (*Typha* y Cyperacea). El último estadio está definido por las unidades V y VI y representa el desarrollo de un lago salino-carbonatado somero generado bajo condiciones más áridas que las inferidas para el estadio 2. Se corresponde con el estadio actual, para el que se deduce un decrecimiento de los bosques de *Quercus ilex* y un incremento de *Olea* y de los cultivos de cereal.

Funcionamiento hidrológico

En el entorno de la cuenca endorreica se han definido dos acuíferos: El Acuífero Carbonatado Mesozoico y el Acuífero Detrítico Plioceno. En el Acuífero Carbonatado dominan las aguas bicarbonatadas-cálcicas, que pueden llegar a mostrar altos contenidos en sulfatos relacionados con las facies evaporíticas del Keuper. En el borde del Acuífero Detrítico las aguas son bicarbonatadas-cálcicas y cálcico-magnésicas. Sin embargo, en la zona central de este acuífero, las aguas tienen un mayor tiempo de residencia, enriqueciéndose en sulfatos y cloruros en las proximidades de la laguna; el resultado son aguas de composición (HCO_3^-)-(SO_4^{2-})-(Ca^{2+}) y (HCO_3^-)-(SO_4^{2-})-(Cl^-)-(Ca^{2+})-(Mg^{2+}). El agua del lago es dominantemente de tipo (Cl^-)-(Na^+).

Dataciones

La datación precisa de los sedimentos de la laguna de Gallocanta, al igual que en otras lagunas de estas características, es compleja dada la escasa potencia de sedimento conservado. Esto se debe principalmente tanto a que el lago permanece durante algunos episodios sin lámina de agua superficial libre, como al hecho de que existe una importante evacuación de sales por el viento. Por otro lado, la utilización de diferentes métodos de datación (^{14}C, $^{210}Pb/^{137}Cs$, ^{210}Pb) hace difícil establecer una comparación entre las edades propuestas por distintos autores.

Las primeras dataciones se deben a Davis (1994) que analiza los 20 cm más superficiales de la secuencia lacustre e infiere una edad de 1500 AD a los 14-15 cm de profundidad basada en el incremento de *Olea*. Burjachs *et al.* (1996) establecen un modelo cronológico basado en dos dataciones de ^{14}C (sobre muestras de polen) y relaciones $^{210}Pb/^{137}Cs$. Estos autores sugieren (Tabla 1) que el registro lacustre de Gallocanta se inicia hacia 12230 yr BP. Rodó *et al.* (2002) establecen una edad de 1955 cal AD a los 9,5 cm de profundidad con ^{137}Cs. Roc (2003) a partir de la concentración de ^{210}Pb establece una edad de 2 cal AD para la base de la secuencia lacustre de Gallocanta, si bien el perfil de ^{210}Pb no muestra el típico decrecimiento exponencial.

En este trabajo establecemos un modelo de edad tentativo basado en cinco dataciones mediante ^{14}C (Fig. 3, y Tabla I). El modelo se ha elaborado considerando el sedimento descompactado. Para ello se ha tenido en cuenta que el sondeo del que proceden las muestras analizadas (GB6) ha sufrido una compactación media del 21,2%. En base a estos datos la base de la secuencia lacustre (base del estadio 2) tendría una edad de 10105 yr BP. En este estadio se dispone de dos dataciones más que junto con la anterior se ajustan a una recta. Además se dispone de otra datación (SA-6D), no tenida en cuenta para la elaboración del modelo ya que proporciona una edad de 29000 yr BP a unos 50 cm de profundidad. Esta datación coincide con un nivel de bioturbación por raíces identificado en toda la cuenca en relación con el estadio 2 (Pérez *et al.*, 2002). Por tanto la edad obtenida puede responder a un proceso de retrabajamiento y entrada en la cuenca de partículas más antiguas. En el tercer estadio se dispone de dos dataciones (Fig. 3). La intersección de la recta que definen estos dos puntos con el límite inferior del estadio 3 permite proponer que éste comenzaría hace unos 750 años y estimar una tasa de sedimentación promedio de 2,7 cm/100 años, muy superior a la inferida para el estadio anterior.

CONCLUSIONES

En el registro sedimentario de la laguna de Gallocanta se han identificado seis unidades con diferentes características sedimentológicas, contenido polínico, y composición mineralógica e isotópica. La potencia de estas unidades varía de unos puntos a otros de la cuenca, por lo que se comprueba que la tasa de sedimentación no es constante.

Estas unidades definen tres estadios evolutivos. El más antiguo responde a medios de abanico aluvial en los que predominó la exposición subaérea. El intermedio representa un lago carbonatado somero que se estableció hace unos 10500 años en la cuenca. Un cambio drástico en la química del agua hace unos 750 años, probablemente en relación con el paso a una etapa de mayor aridez, favoreció el tránsito a las condiciones de sedimentación lacustre salina que se dan en la actualidad.

Consideramos que la comparación de edades obtenidas en distintos puntos de la cuenca puede suponer un grave error si no se tiene en cuenta la tasa de sedimentación en cada punto. Esta puede ser la causa por la cual se obtienen diferencias de edad notables entre los distintos autores.

REFERENCIAS

Burjachs, F., Rodó, X. y Comín, F. (1996): Gallocanta: ejemplo de secuencia palinológica en una laguna efímera. In: B.R. Zapata (Ed.), *Estudios Palinológicos*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 25-29.

Davis, B.A.S. (1994): *Paleolimnology and Holocene environmental change from endorheic lakes in the Ebro Basin, north-east Spain*. PhD dissertation. University of Newcastle-Upon-Tyne, UK. 319 p.

Pérez, A., Luzón, A., Roc, A.C., Soria, A., Mayayo, M.J. y Sánchez, J.A. (2002): Sedimentary facies distribution and genesis of a recent carbonate-rich saline lake: Gallocanta lake. Iberian Chain, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 148: 185-202.

Roc, A.C. (2003): *Evolución medioambiental de las lagunas salino-carbonatadas durante el Holoceno en la Cuenca de Gallocanta (Aragón, NE de España). Estudio Sedimentológico y Palinológico*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 452 p.

Rodó, X., Giralt, S., Burjachs, F., Comín, F., Tenorio, R.G. y Julià, R. (2002): High-resolution saline lake sediments as enhanced tools for relating proxy paleolake records to recent climatic data series. *Sedimentary Geology*, 148: 203-220.

Sánchez, J.A., Pérez, A., Roc, A.C. y Rubio, J.C. (2001): Fieldtrip to Aragon. In: C. Redondo (Ed.) *Groundwater and Landscape sustainable management*. Workshop of the Complutense-Charles Universities. Cátedra Complutense Project, 39-66.

Talbot, M.R. (1990): A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxigen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology* (isotope geosciencies section), 80: 261-279.

Respuesta de la productividad biológica marina al cambio climático: registro de alta resolución de la cuenca del mar de Alborán

F. Martínez-Ruiz[1], J.M. González-Donoso[2], D. Linares[2], F.J. Jiménez-Espejo[1], D. Gallego-Torres[1], O. Romero[3] y A. Paytan[4]

1 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Campus Fuentenueva, 18002 Granada, España. fmruiz@ugr.es
2 Departamento de Geología, Campus de Teatinos, Universidad de Málaga, España. jmgd@uma.es
3 Research Center Ocean Margins & Dept. of Geosciences, Bremen University, 28334 Bremen, Alemania. oromero@allgeo.uni-bremen.de
4 Department of Geological and Environmental Science, Stanford University, Stanford, CA 94305-2115. USA. apaytan@pangea.Stanford.EDU

ABSTRACT

The use of excess Ba content derived from marine barite as a productivity proxy in the Alboran sea basin has revealed significant fluctuations within this basin since the Last Glacial Maximum. This proxy is based on the strong correlation between the fluxes of excess Ba derived from marine barite and water column productivity. In the eastern Mediterranean, paleoproductivity reconstructions using this proxy and other oxygen and sedimentary regime proxies have demonstrated that widespread deposition of sapropels resulted from enhanced export production fluxes, being increasing productivity a consequence of changes in climatic conditions leading to higher nutrient supply. Although organic-rich layers (ORLs) are recognized in the western Mediterranean, such layers were not always deposited at equivalent sapropel-time periods. For the particular case of the most recent sapropel (S1), significant changes in productivity are not recognized in the Alboran Sea basin but a decreasing trend in export production fluxes since the deposition of the last ORL. Maximum levels in productivity are recognized instead during the Younger Dryas, evidencing major regional differences across Mediterranean basins and also through time in response to climate change.

Key words: *Alboran Sea, productivity, Younger Dryas, climate change.*

INTRODUCCIÓN

La variabilidad climática tiene un profundo impacto en la productividad biológica marina, lo que convierte a las fluctuaciones en dicha productividad en un registro excepcional de los cambios climáticos. A su vez, la productividad biológica marina constituye un factor de influencia primordial en el cambio climático.

Es bien conocido que el aumento de las concentraciones de CO_2 atmosférico debido a las emisiones de gases invernadero puede suponer una grave alteración del sistema climático, pero es también un hecho claro que son los océanos, ocupando la mayor superficie del planeta, los que más decisivamente influyen en dichas concentraciones en función de la productividad oceánica (p. ej., De Giorgio y Duarte, 2002). En el tiempo presente avances tecnológicos como las imágenes de satélite, permiten conocer de forma directa variaciones en la productividad. Sin embargo, para entender la respuesta oceánica a la variabilidad climática y conocer variaciones en la productividad a una escala mayor es necesario el uso de indicadores indirectos. En este sentido, han sido muy diversos los tipos de estudios que se han abordado, fundamentalmente paleontológicos y geoquímicos; y muy diversos los indicadores utilizados, tales como el contenido de materia orgánica en sedimentos, composición isotópica de dicha materia orgánica o asociaciones fósiles, pero su uso ha estado siempre condicionado por su preservación. Así, la preservación de asociaciones fósiles puede estar afectada por fenómenos de disolución, y la materia orgánica en sedimentos marinos puede haber estado sujeta a procesos de oxidación que han eliminado el registro original. A ello hay que añadir que un incremento en el contenido en materia orgánica puede derivar de variaciones en la oxigenación del medio de depósito sin que necesariamente se hayan alterado significativamente las tasas de productividad. La búsqueda e investigaciones sobre indicadores fiables de productividad durante las dos últimas décadas han demostrado que la barita originada en la columna de agua guarda una relación directa con los flujos de C orgánico. La barita no está sujeta a procesos de alteración que la hayan eliminado del registro sedimentario salvo en condiciones extremadamente reductoras en las que haya tenido lugar la reducción de sulfatos. Tanto en el registro sedimentario como en medios actuales, una alta concentración de Ba derivado de barita biogénica originada en la columna de agua oceánica se asocia a una alta tasa de productividad biológica (p. ej., Dymond *et al.*, 1992; Paytan *et al.*, 1993, 1996). El ciclo biogeoquímico del Ba esta, por tanto, íntimamente

relacionado con el del C, factor clave desde el punto de vista climático. Aunque tradicionalmente se ha utilizado únicamente el contenido en Ba en sedimentos para establecer variaciones en la productividad, para demostrar que este enriquecimiento en Ba se debe a un aumento de la productividad biológica, es necesario demostrar que el alto contenido en Ba se debe a la presencia de barita originada en la columna de agua (p. ej., Paytan *et al.*, 1993, 1996) y no a un aumento en el aporte de Ba detrítico o a una concentración de tipo diagenético. El uso de este indicador en sedimentos de la cuenca del Mar de Alborán permite reconstruir las fluctuaciones en productividad para el intervalo de edad seleccionado, últimos 15.000 años, durante el cual se han producido cambios climáticos muy significativos como el "Younger Dryas" o el depósito de sapropel más reciente. Las altas tasas de sedimentación en esta cuenca unidas a la excelente continuidad sedimentaria suministran un archivo único para el estudio de cambios climáticos con una resolución extremadamente alta. Al mismo tiempo se han considerado indicadores mineralógicos y geoquímicos de condiciones de oxigenación y régimen sedimentario como herramientas adicionales de reconstrucción paleoclimática.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los sedimentos estudiados, fangos hemipelágicos de color verde oscuro (Alonso *et al.*, 1999), proceden de la cuenca Oeste de Alborán y corresponden al sondeo 976C del "Ocean Drilling Program" (36º 12.313 'N, 4º 18.735' O, 1108 m de profundidad). La posición de la cuenca del mar de Alborán limitada por los importantes relieves de la Cordillera Bética y el Rif se ha traducido en una potente acumulación sedimentaria. De los 670 m recuperados en este sondeo (Mioceno medio-Holoceno) se han estudiado los 6 m superiores (últimos 15.000 años), de los cuales se han tomado muestras en continuo cada 2 cm, lo que supone una resolución aproximada de 50 años. Las muestras se han homogeneizado tomando partes representativas para estudios mineralógicos y geoquímicos. Los estudios de composición mineralógica total y de las asociaciones de minerales de la arcilla se han realizado mediante Difracción de rayos X y la concentración de elementos mayores y traza se ha determinado mediante Absorción Atómica y Espectrometría de Masas con Antorcha de Plasma (ICP-MS) respectivamente. El modelo de edad se ha basado en las dataciones absolutas realizadas en muestras de este mismo sondeo por Combourieu-Nebout *et al.* (2002). La reconstrucción de paleoproductividad biológica se ha realizado utilizando la concentración de Ba derivado de barita biogénica, que se ha separado siguiendo el procedimiento descrito por Paytan *et al.* (1993).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los sedimentos estudiados están compuestos mayoritariamente de arcillas, calcita y cuarzo, y proporciones menores de dolomita, feldespatos y pirita. Existen además minerales accesorios como apatito, zircón y biotita en la fracción grosera. El contenido en arcillas varía del 45% al 60%, el de calcita del 25% al 30% y el de cuarzo del 15% al 25%. Las asociaciones de minerales de la arcilla están compuestas de mica detrítica (40-60%), esmectitas e interestratificados illita/esmectita (20-40%), caolinita y clorita (10-25% en cada caso). Las elevadas concentraciones de minerales de la arcilla, dominadas por mica detrítica y cuarzo ponen de manifiesto el importante aporte detrítico a la cuenca. Las concentraciones de elementos mayores y traza presentan variaciones en respuesta a los cambios climáticos y oceanográficos acaecidos. Los resultados obtenidos del análisis del Ba (Fig. 1) y de barita han demostrado que el enriquecimiento en Ba deriva de barita biogénica. Esta barita es similar, en cuanto a morfología y tamaño de cristal, a la encontrada en zonas de alta productividad biológica, por lo que la relación Ba/Al se ha utilizado para registrar las variaciones en productividad biológica desde el Último Máximo Glacial (UMG). El comienzo del interglacial se inicia con una caída brusca en productividad que aumenta progresivamente hasta alcanzar un nuevo máximo durante el Younger Dryas. El final de este periodo registra una caída muy brusca en productividad que posteriormente se mantiene relativamente constante durante el depósito de la última capa rica en materia orgánica registrada en la cuenca de Alborán. El final de éste depósito inicia una caída continuada del contenido en Ba hasta la actualidad, interrumpida por algunas fluctuaciones que podrían relacionarse con cambios rápidos del clima y/o circulación oceánica. Hay que destacar que el periodo correspondiente al depósito del sapropel más reciente (~ 9500 y 6000 años) no esta marcado ni siquiera por ligeros aumentos en la productividad sino por la caída progresiva ya mencionada. En el Este del Mediterráneo, en cambio, las mayores tasas de productividad desde el UMG se registran durante el depósito del sapropel S1, mientras no existen cambios tan significativos durante el Younger Dryas. Aquí, el enriquecimiento en Ba derivado de barita biogénica en el sapropel S1 se registra en un intervalo más potente que el correspondiente al enriquecimiento en materia orgánica debido a la oxidación de la misma, indicando así cual fue la potencia del intervalo original. Los indicadores de régimen sedimentario son también prueba del cambio climático hacia condiciones de mayor humedad y mayor aporte de nutrientes como causa del incremento de la productividad. Indicadores de oxigenación, como el contenido en metales traza, framboides de pirita, contenido en uranio autigénico, relaciones U/Th, Ni/Al o los contenidos en I y Br indican que las condiciones de depósito no fueron anóxicas (Martínez-Ruiz *et al.*, 2000). Estos mismos indicadores (Fig. 1) señalan que el intervalo de tiempo correspondiente al depósito del sapropel S1 no está caracterizado en las cuencas más occidentales por un aumento en la productividad, si bien un ligero descenso en la relación Zr/Al puede también relacionarse con una mayor humedad (p. ej.,

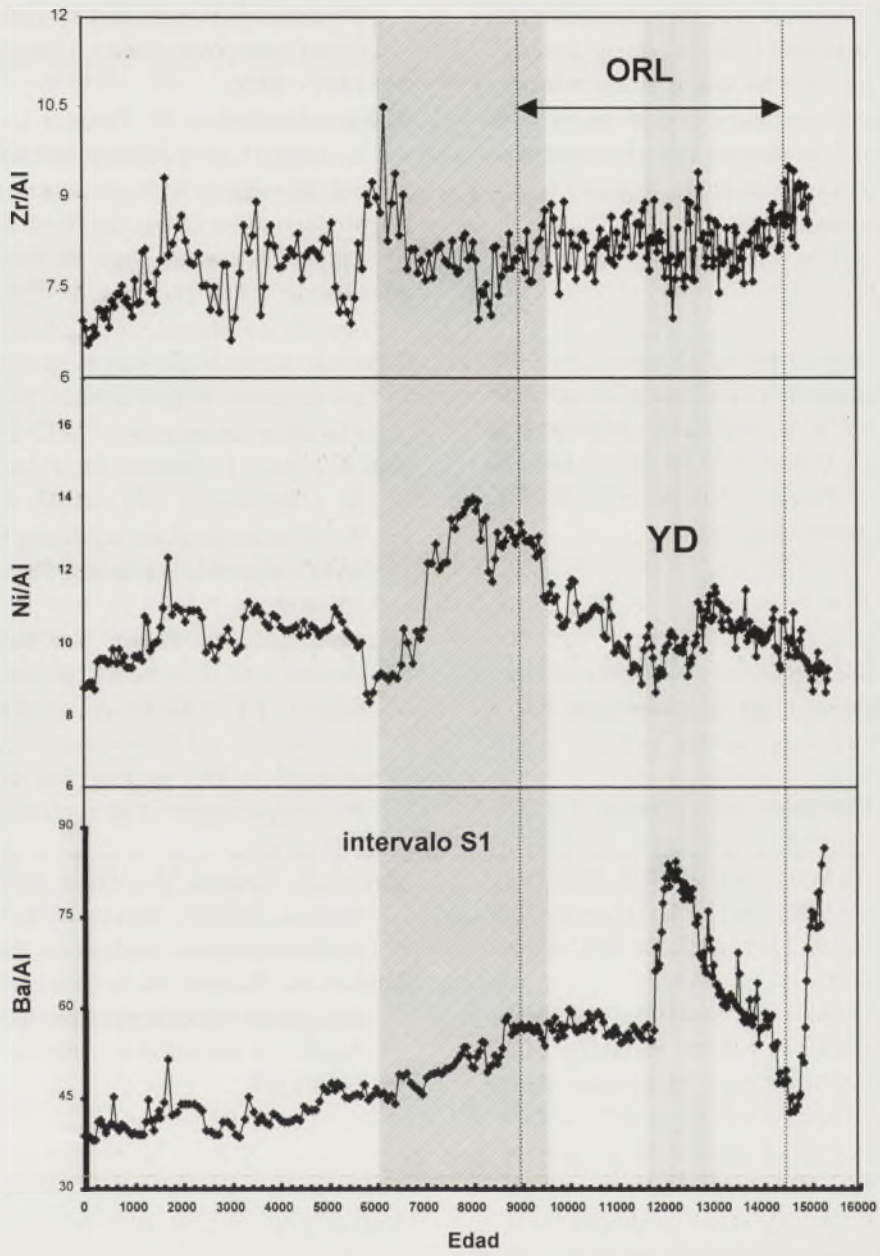


FIGURA 1. *Relaciones Ba/Al, Ni/Al y Zr/Al en sedimentos del sondeo 976C (ODP Leg 161) durante los últimos 15.300 años, seleccionadas como representativas de fluctuaciones en productividad, oxigenación y régimen sedimentario.*

Martínez-Ruiz *et al.*, 2003). La respuesta del Mediterráneo occidental es por tanto marcadamente diferente a la de las cuencas orientales desde el UMG. Este hecho puede relacionarse con la influencia noratlántica y su evolución, que, por ejemplo, ha ocasionado diferencias Oeste-Este en las fluctuaciones de temperatura de las aguas superficiales (Cacho *et al.*, 2001). El volumen de los aportes de nutrientes y tipos de productividad son también factores a tener en cuenta en la reconstrucción de paleoproductividad biológica en las distintas cuencas mediterráneas. En la actualidad existen diferencias notables entre las cuencas orientales y occidentales (Allen *et al.*, 2002), que pueden haber afectado igualmente al registro pasado.

CONCLUSIONES

El análisis de distintos tipos de indicadores de productividad, oxigenación y régimen sedimentario permite establecer notables variaciones en productividad en la cuenca del mar de Alborán desde el UMG, estando caracterizado el fin del interglacial por una caída en la productividad biológica, con tasas muy reducidas en torno a los 15.000 años, y una recuperación progresiva hasta alcanzar los valores máximos durante el Younger Dryas. El depósito de la última capa rica en materia orgánica esta caracterizado por una menor productividad en relación al Younger Dryas, y un ligero descenso en la oxigenación, estando marcado el final de este

depósito por el inicio de una caída progresiva hasta alcanzar valores mínimos en la actualidad. Esta caída se mantiene durante el depósito del sapropel S1 lo que señala marcadas diferencias entre las cuencas orientales y occidentales desde el UMG, probablemente relacionadas con el volumen de aporte de nutrientes, tipos y tasas de productividad y la evolución de la influencia atlántica.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al "Ocean Drilling Program" y "ODP Core Repository" de Bremen por facilitarnos las muestras estudiadas, al C.I.C de la Universidad de Granada donde se ha realizado los análisis, al Grupo RNM-0179 de la Junta de Andalucía y finalmente al Proyecto REN2003-09130-CO2-01 que ha financiado el trabajo realizado.

REFERENCIAS

Allen, J.I., Somerfield, P.J. y Siddorn, J. (2002): Primary and bacterial production in the Mediterranean Sea: a modelling study. *Journal of Marine Systems*, 33-34: 473-495.

Alonso, B., Ercilla, G., Martínez-Ruiz, F., Baraza, J. y Galimont, A. (1999): Pliocene-Pleistocene sedimentary facies at site 976: depositional history in the Northwestern Alboran Sea. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 161* (R.Zahn, M.C. Comas y A. Klaus, Eds.), 57-68.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N.J., Schonfeld, J. y Zahn, R. (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16 (1): 40-52.

Cambourieu-Nebout, N., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L. y Pahnke, K. (2002): Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k. y. *Geology*, 30: 863-866

De Giorgio, P.A. y Duarte, C.M. (2002): Respiration in the open ocean. *Nature*, 420: 379-384.

Dymond, J., Suess, E. y Lyle, M. (1992): Barium in deep sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7: 163-181.

Martínez-Ruiz, F., Kastner, M., Paytan, A., Ortega-Huertas, M. y Bernasconi, S.M. (2000): Geochemical evidence for enhanced productivity during S1 sapropel deposition in the eastern Mediterranean. *Paleoceanography*, 15 (2): 200-209.

Martínez-Ruiz, F., Paytan, A., Kastner, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Bernasconi, S.M. y Jimenez-Espejo, F.J. (2003): A comparative study of the geochemical and mineralogical characteristics of the S1 sapropel in the western and eastern Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 190: 23-37.

Paytan, A., Kastner, M., Martin, E.E., MacDougall, J.D. y Herbert, T. (1993): Marine barite as monitor of seawater strontium isotope composition. *Nature*, 366: 445-449.

Paytan, A., Kastner, M. y Chavez, F. (1996): Glacial to interglacial fluctuations in productivity in the equatorial Pacific as indicated by marine barite. *Science*, 274: 1355-1357.

Evolución climática durante el último siglo (1904-2002) en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (Ciudad Real)

P. Martínez-Santos[1], S. Castaño[2], J.I. Santisteban[3], P.E. Martínez-Alfaro[4], R. Mediavilla[5] y E. López Pamo[6]

1 Geodinámica, Fac. Geológicas, Univ. Complut. Madrid, José Antonio Novais 2, 28040 Madrid. pemartin@geo.ucm.es
2 Dir. Hidrogeología y Aguas Subterráneas, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. s.castano@igme.es
3 Dpto. Estratigrafía, Fac. Geológicas, Univ. Complut. Madrid, José Antonio Novais 2, 28040 Madrid. juancho@geo.ucm.es
4 Dpto. Geodinámica, Fac. Geológicas, Univ. Complut. Madrid, José Antonio Novais 2, 28040 Madrid. pema@geo.ucm.es
5 Dir. Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid). r.mediavilla@igme.es
6 Dir. Recursos Minerales y Geoambiente, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. e.lopez@igme.es

ABSTRACT

Las Tablas de Daimiel National Park (Ciudad Real, central Spain) is a very delicate wetland that during the last century has experienced noticeable human-induced modifications. In order to understand the relations among climate, environment dynamics and human activity in this area, detailed analyses of meteorological series are required. Analysis of meteorological series corresponding to nine weather stations close to the Las Tablas de Daimiel National Park allows the reconstruction of regional climate for the 1904-2002 period. Four periods have been identified based on temperature records: 1904-1937, cold; 1938-1958, warm; 1959-1990, cold; 1991-2002, warm. Other four periods are identified considering rainfall variability: 1904-1954, dry; 1955-1979, wet; 1980-1995, dry; 1996-2002, wet. A comparison of the climatic series to the main hydrological events reveals that there is no clear relationship between climate evolution and hydrology. Consequently, we argue that the human control over the environment evolution for the last 50 years has been more significant than the climatic and endogenic controls.

Key words: *regional climatic trends, wetlands, southern Spanish meseta, environment-climate-man interactions, 20th century.*

INTRODUCCIÓN

El sistema natural del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel es un humedal fluvial muy sensible a cualquier tipo de perturbación dadas sus características morfológicas, biológicas e hidrológicas. Por ello, este sistema es idóneo para evaluar la fiabilidad de los indicadores paleoclimáticos basados en registros geológicos. La investigación en desarrollo plantea una comparación de los registros instrumentales y documentales de los últimos años referentes a la climatología, hidrología y la actividad humana con los registros geoquímicos, sedimentológicos y paleontológicos, para los últimos 3000 años, obtenidos en sondeos realizados en el área de estudio. Este registro está compuesto fundamentalmente por fangos siliciclásticos con abundante yeso, fangos y arenas carbonatadas compuestas por fragmentos de caráceas y fangos orgánicos-turbas.

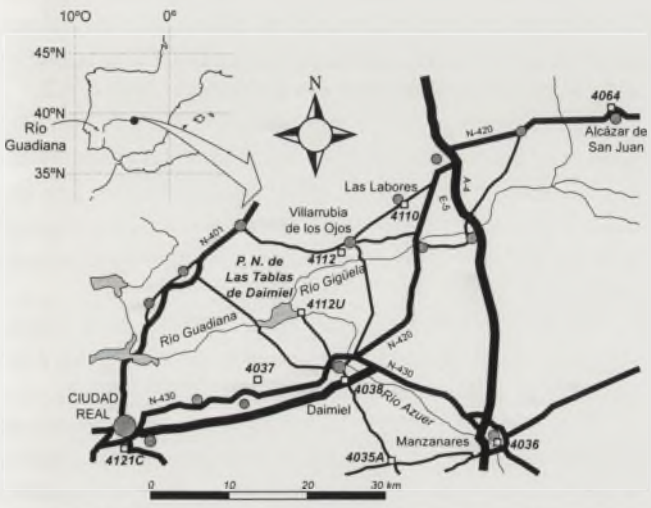


FIGURA 1. *Situación de las estaciones meteorológicas con registro estudiado (cuadrados) y del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel.*

Como un paso inicial de este proceso, el análisis de las series meteorológicas instrumentales del último siglo nos permite:

1. Determinar las tendencias o períodos climáticos y los eventos puntuales que puedan tener reflejo en el registro sedimentario reciente.
2. Utilizar dichos hitos para calibrar las edades radiométricas absolutas de los materiales estudiados.
3. Evaluar la influencia del clima, frente a la presión humana, en el registro sedimentario de Las Tablas de Daimiel.

TABLA 1. *Localización y período para las estaciones meteorológicas estudiadas.*

Período	Estación	Long.	Lat.	Elev.
1982-2002	Tablas de Daimiel (4112U)	3°41'47"	39°08'10"	619 m
1961-1982	Daimiel (4038)	3°44'01"	39°06'44"	610 m
1946-1996	Daimiel (4037)	3°36'17"	39°04'14"	615 m
1946-2002	Villarrubia (4112)	3°36'39"	39°13'08"	625 m
1947-1997	Las Labores (4110)	3°31'07"	39°16'30"	650 m
1911-1992	Manzanares (4035A)	3°22'47"	39°00'00"	660 m
1956-2000	Manzanares (4036)	3°32'07"	38°58'40"	660 m
1913-2002	Alcázar de San Juan (4064)	3°12'43"	39°23'18"	664 m
1904-1970	Ciudad Real (4121C)	3°55'43"	38°59'21"	627 m

TABLA 2. *Máximos y mínimos anuales, mensuales y diarios de las estaciones estudiadas.*

	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
Media (1904-2002)	412.6	21.1
Máximo anual	860.2 (1996)	25.5 (1945)
Mínimo anual	144.5 (1938)	18.8 (1971)
Máximo mensual	323.4 (12/1996)	42.1 (7/1950)
Mínimo mensual	0.0	4.5 (1/1965)
Máximo diario	156.5 (30/9/1988)	48.0 (2, 3/8/1957)
Mínimo diario	0.0	-18.0 (20/2/1965)

MÉTODOS Y RESULTADOS

Los primeros resultados de estos análisis se centran en la evolución de las precipitaciones y las temperaturas de 1904 a 2002. Para ello, se han recopilado los datos meteorológicos diarios de nueve estaciones próximas a la zona de interés (Fig. 1, Tabla 1). Las series se caracterizan por la ausencia de datos para lapsos distintos según la estación meteorológica y por abarcar rangos de tiempo diferentes (Tabla 1), por lo que se ha elaborado una serie meteorológica de referencia (completada). Debido a la proximidad entre las estaciones y la similitud de sus registros (Álvarez Cobelas y Verdugo, 1996) esta serie se construyó a partir de varias estaciones según el período.

Para el período 1904-1949, la serie de Ciudad Real (4121C) es la más larga y completa y los datos incompletos provienen de las series de Alcázar de San Juan (4064) y Manzanares (4035A). Para el período 1950-2002 las estaciones base son la de Las Tablas de Daimiel (4112U) y Villarrubia de los Ojos (4112), usándose las series de Daimiel "Instituto Laboral" (4037) y Alcázar de San Juan (4064) para completar los datos.

Los datos correspondientes a las precipitaciones de 1934 y la segunda mitad de 1937 y las temperaturas de las mismas fechas y la primera mitad de 1939 se obtuvieron mediante el promedio de los meses correspondientes para los cinco años anteriores y posteriores.

Los valores promediados por meses y años muestran grandes variaciones según la escala temporal de observación (Tabla 2), de modo que los datos han de analizarse para cada una de estas escalas a fin de evitar interpretaciones erróneas.

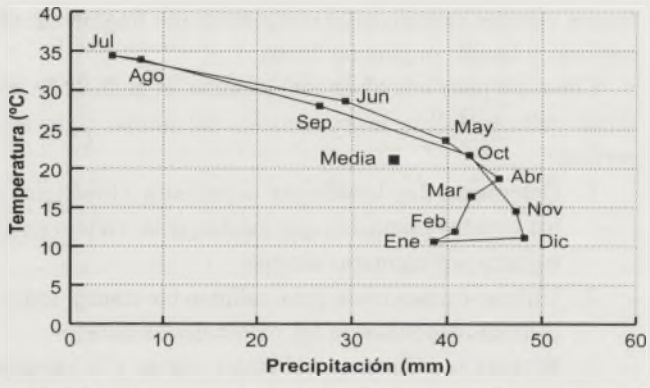


FIGURA 2. *Climograma de Taylor para el entorno de Las Tablas de Daimiel, período de referencia: 1904-2002.*

A partir de los promedios (temperatura) y valores acumulados (precipitación) mensuales para el período 1904-2002, se elaboró un climograma de Taylor que permite tipificar el clima de la zona de estudio como mediterráneo continentalizado, con un verano extremadamente seco y caluroso (meses de julio y agosto) y unos rangos muy próximos a la media para los restantes meses (Fig. 2). Sin embargo, el análisis de los datos mensuales (Tabla 3) muestra una gran dispersión en los valores y sus estadísticos.

Los períodos climáticos que se identifican entre 1904 y 2002 (Fig. 3) son diferentes a los obtenidos por otros autores (Álvarez Cobelas y Verdugo, 1996), que utilizan series temporales más reducidas en el tiempo y parten de una única estación meteorológica. En cambio, son similares a los obtenidos por Martínez-Cortina (2003) para toda la Cuenca Alta del Guadiana.

Con respecto a la temperatura, el período 1904-1937 muestra valores medios anuales claramente inferiores a la media de referencia (1904-2002) y sólo años muy concretos superan ese valor (1904, 1914, 1920-21, 1926).

El período 1938-1958 es cálido (se dan los máximos anuales, mensuales y diarios, tabla 2) y sólo la temperatura media anual de 1940 estuvo por debajo de la del siglo.

Las temperaturas se mantuvieron de nuevo predominantemente por debajo de la del siglo para el período 1959-1980, y aunque nueve años superaron la media del siglo, es también en este período cuando se alcanzaron los valores mínimos anuales, mensuales y diarios (Tabla 2) y la oscilación interanual fue superior a la del período 1904-1937.

La última etapa cálida abarca desde 1981 hasta el 2002 cuando se produce un ligero incremento de las temperaturas que no llegan a alcanzar los valores de 1938-1958. Son frecuentes los años con valores inferiores a la media y el rango de la oscilación interanual se reduce con respecto al período cálido anterior.

Los períodos de precipitación entre 1904 y 2002 coinciden con los delimitados por Álvarez Cobelas y Verdugo (1996) y se incluye uno adicional: 1996-2002 (Fig. 3).

El período 1904-1954 fue una fase seca con dominio de los años por debajo de la media de referencia (1904-2002) y suaves oscilaciones interanuales, y es cuando se alcanza el mínimo anual del siglo (1938). A partir de 1939 se observa un aumento gradual de las precipitaciones.

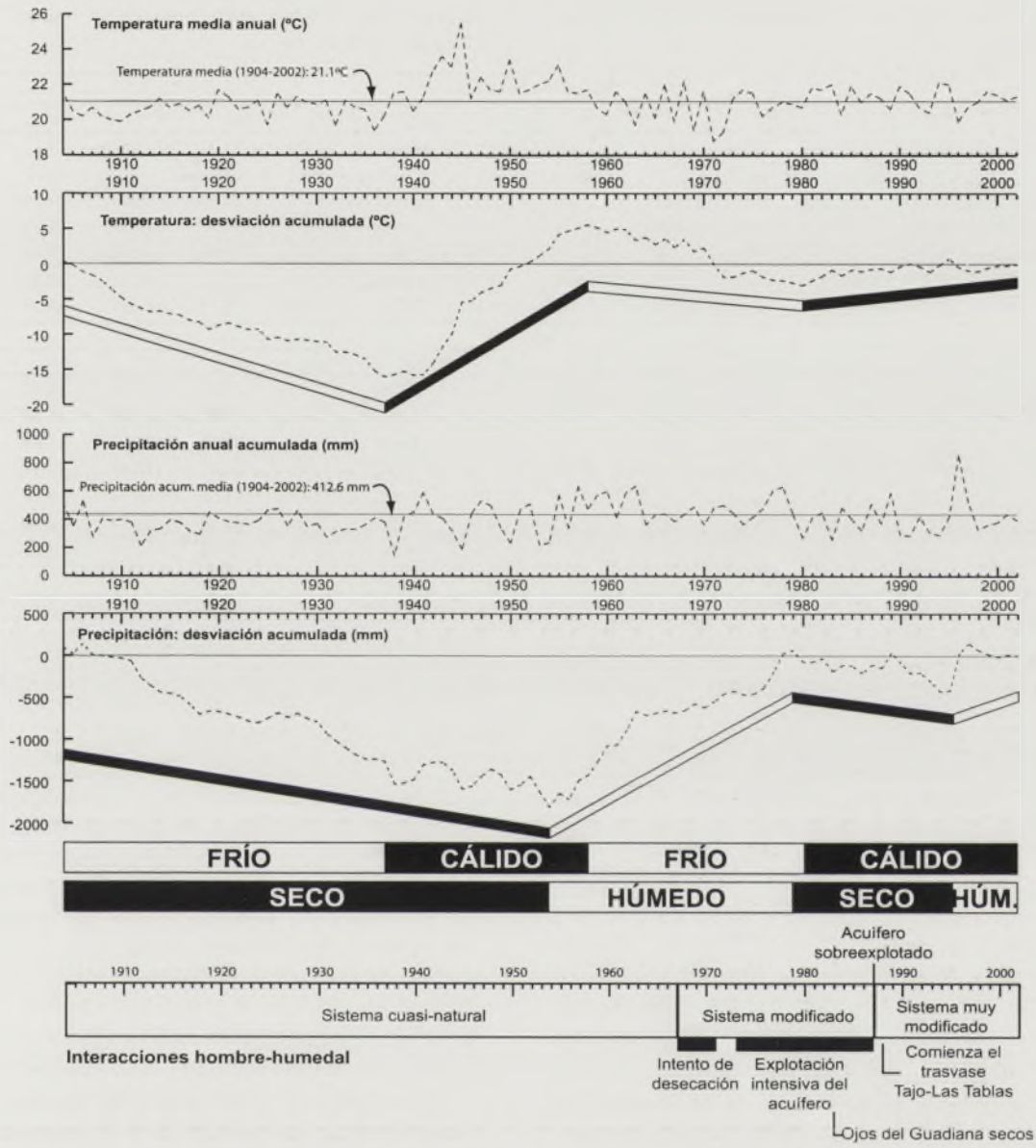


FIGURA 3. *Evolución temporal de los valores anuales (precipitación y temperatura) para 1904-2002 y principales acciones del hombre sobre el medio.*

El período 1955-1979 fue húmedo, con oscilaciones interanuales suaves, algo por encima de la media, sin que se registre ninguna de las máximas de precipitación; intercalado en él se diferencia un período entre 1964 y 1975 en el que las precipitaciones disminuyeron significativamente.

Los años entre 1980 y 1995 son un intervalo seco; sólo en 1987 y 1989 se alcanzaron valores claramente por encima de la media. Se observa una tendencia al incremento de las precipitaciones truncada por un descenso brusco durante los años 1990 a 1995. Es de destacar que el máximo de precipitación diaria registrado se da en este intervalo (Tabla 2).

Los años 1996 a 2002 corresponden a un período húmedo. Aunque los años 1998 a 2000 y el 2002 estuvieron por debajo de la media, las máximas precipitaciones anuales y mensuales se dieron en este período (Tabla 2) y los años 1996 y 1997 tuvieron precipitaciones muy por encima de la media. Para poder comprobar esta tendencia, habrá que esperar la evolución de las precipitaciones en años próximos.

LA ACTIVIDAD HUMANA

Hay constancia de los cambios directos provocados por el hombre desde el siglo XII, en el que la introducción de los molinos conllevó modificaciones del entorno para garantizar su funcionamiento (represamientos, etc.). Sin embargo, las mayores modificaciones del medio se produjeron durante el siglo XX.

Ya con anterioridad a 1960 se secaban extensas áreas por la sobreexplotación de las aguas para uso agrícola, y esto, junto con la insalubridad de la zona, llevó al principal intento de desecación de Las Tablas de Daimiel (1967-1971). A pesar de su declaración como Parque Nacional (1973), la sobreexplotación de las aguas llevó a la declaración de acuífero sobreexplotado en 1987 (los Ojos del Guadiana dejaron de funcionar en 1982). Como solución, a partir de 1988 se iniciaron los trasvases desde el trasvase Tajo-Segura si bien tanto la cantidad de agua aportada como las fechas de inun-

TABLA 3. *Estadísticos básicos de las series de precipitación y temperatura completas. Q75: cuartil superior; Q25: cuartil inferior; IQR: rango intercuartil.*

Precipitaciones												
	Ene	*Feb*	*Mar*	*Abr*	*May*	*Jun*	*Jul*	*Ago*	*Sep*	*Oct*	*Nov*	*Dic*
Máximo	182.00	160.19	132.50	129.89	153.00	149.68	44.50	70.00	99.00	151.92	134.40	323.40
Q75	49.97	67.63	62.90	60.49	53.72	37.47	4.25	10.15	38.40	62.75	64.52	62.15
Mediana	30.84	34.75	33.10	43.23	34.50	21.92	0.00	2.02	20.35	34.00	41.54	34.79
Q25	14.29	11.82	18.50	23.82	18.31	9.10	0.00	0.00	6.97	17.36	21.30	18.11
Mínimo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Media	38.62	40.76	42.50	45.42	39.81	29.29	4.47	7.55	26.56	42.32	47.22	48.10
IQR	35.68	55.82	44.40	36.68	35.42	28.38	4.25	10.15	31.43	45.39	43.22	44.04
Temperatura												
	Ene	*Feb*	*Mar*	*Abr*	*May*	*Jun*	*Jul*	*Ago*	*Sep*	*Oct*	*Nov*	*Dic*
Máximo	16.35	17.67	23.24	27.85	31.50	34.51	42.10	39.10	34.05	27.67	20.30	15.41
Q75	11.50	13.08	17.90	20.09	25.60	30.60	35.65	35.21	29.80	23.10	15.57	12.06
Mediana	10.57	11.78	16.38	18.48	23.11	28.69	34.39	33.86	27.63	21.66	14.49	10.99
Q25	9.75	10.70	14.72	17.40	21.67	27.01	33.14	32.89	26.15	20.40	13.35	10.30
Mínimo	4.50	7.10	11.33	14.00	17.10	18.70	28.60	25.40	21.50	15.70	8.60	6.30
Media	10.57	11.87	16.44	18.74	23.57	28.56	34.44	33.91	27.98	21.74	14.50	11.06
IQR	1.75	2.38	3.18	2.69	3.93	3.59	2.51	2.32	3.65	2.70	2.22	1.76

dación dependen de la disponibilidad de caudal tras cubrir otras necesidades y las calidades de las aguas aportadas no coinciden con las calidades de las aguas originales.

Así pues, tras un período en el que la interacción del hombre con el medio se mantiene dentro de unos límites sostenibles (hasta 1967, sistema cuasi-natural), la intensificación de la agresión contra el sistema define un período en el que hay una dura competencia entre el sistema natural y la acción humana (1967-1987, sistema modificado) para finalizar con un período en el que el sistema ya no es capaz de funcionar sin el soporte externo (1987-actualidad, sistema muy modificado).

Comparadas estas fechas con los principales períodos climáticos (Fig. 3) se aprecia que no coinciden la actuación humana y los cambios en el clima, por lo que se concluye que las modificaciones antrópicas no son condicionadas por el clima sino por factores externos al medio natural (socioeconómicos y políticos).

CONCLUSIONES

El análisis de series meteorológicas es una herramienta útil en estudios paleoclimáticos como contraste de otros indicadores: sedimentarios, geoquímicos o paleontológicos.

Sin embargo, los métodos de análisis de estas series presentan problemas para su aplicación al estudio del registro sedimentario tales como:

1. La escala espacial en estudios meteorológicos/climáticos es de un rango muy superior a la variabilidad espacial de los ambientes sedimentarios continentales. Por ello, las técnicas de confección de series meteorológicas de referencia no son las mejores para el contraste de indicadores paleoclimáticos.
2. Si bien el análisis de series meteorológicas suele realizarse a partir de promedios mensuales o, más frecuentemente para series temporales largas, anuales, es evidente que estos datos proporcionan una información incompleta. Esto condiciona la correlación de los parámetros meteorológicos con indicadores paleoclimáticos resultado de procesos de ciclo más corto (mensuales o submensuales) o eventos (como las lluvias de septiembre de 1988 o las temperaturas de inicios de agosto de 1957).

La acción reciente del hombre ha modificado el balance hidrológico de Las Tablas de Daimiel (Berzas *et al.*, 2000; Álvarez Cobelas *et al.*, 2001) de acuerdo con necesidades impulsadas más por la economía, política o tecnología que por los cambios climáticos. Estas modificaciones han de considerarse a fin de poder establecer el peso de cada componente en el registro sedimentario.

AGRADECIMIENTOS

Financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología (proy. REN2002-04433-CO2/01). El Instituto Nacional de Meteorología ha proporcionado los datos meteorológicos.

REFERENCIAS

Álvarez Cobelas, M. y Verdugo, M. (1996): Climatología. En: *Las Tablas de Daimiel: Ecología acuática y sociedad* (M. Álvarez Cobelas y S. Cirujano, Eds.). Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Madrid, 47-55.

Álvarez Cobelas, M., Cirujano, S. y Sánchez Carrillo, S. (2001): Hydrological and botanical man-made changes in the Spanish wetland of Las Tablas de Daimiel. *Biological Conservation*, 97: 89-98.

Berzas, J.J., García, L.F., Rodríguez, R.C. y Martín Álvarez, P.J. (2000): Evolution of the water quality of a managed natural wetland: Tablas de Daimiel National Park (Spain). *Water Research*, 12: 3161-3170.

Martínez-Cortina, L. (2003): Marco hidrológico de la Cuenca Alta del Guadiana. En: *Conflictos entre el desarrollo de las aguas subterráneas y la conservación de los humedales: la cuenca alta del Guadiana* (C. Coleto, L. Martínez Cortina y M.R. Llamas, Eds.). Ed. Mundiprensa, Madrid, 3-68.

Relación entre los procesos atmosféricos y oceánicos a escala milenaria a partir del registro climático de los últimos 50.000 años del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental)

A. Moreno[1], I. Cacho[2], M. Canals[2], J.O. Grimalt[3] y F.J. Sierro[4]

1 Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avda. Montañana 1005, 50080 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es
2 GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, C/ Martí i Franqués, s/n, 08028 Barcelona. isabel@natura.geo.ub.es, miquel@natura.geo.ub.es
3 Instituto de Química Ambiental, CSIC, C/ Jordi Girona 18, 08034 Barcelona. jgoqam@iiqab.csic.es,
4 Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca. sierro@gugu.usal.es

ABSTRACT

A wide multi-proxy dataset obtained from the extensively studied IMAGES core MD95-2043 recovered in the Alboran Sea (Western Mediterranean) is selected to analyze periodicities and phase relationships of the different oceanographic and atmospheric processes investigated at the millennial time-scale. The 1,470-yr cycle is the most significant cycle for the considered records with the exception of those reflecting conditions on land that show the higher significance at 3,300 and 8,000 frequency bands. This study allows establishing the evolution of oceanographic and atmospheric mechanisms that influenced the Western Mediterranean region in the course of a Dansgaard/Oeschger cycle thus making possible land-sea comparison in terms of timing of the different climatic processes.

Key words: *Mediterranean Sea, multi-proxy approach, D/O variability, spectral and phase analyses.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años gran parte de la investigación paleoclimática se ha volcado en la identificación, caracterización y posterior modelización de los cambios abruptos que se produjeron durante el último ciclo glaciar, conocidos como los ciclos de Dansgaard-Oeschger (D/O). Estas variaciones climáticas rápidas fueron inicialmente descritas a partir del estudio de sondeos de hielo de Groenlandia (Dansgaard *et al.*, 1984) y estudios posteriores han constatado la presencia de esta variabilidad rápida en una amplia variedad de registros paleoclimáticos muy extendidos en la geografía terrestre. Los ciclos de D/O constan de un intervalo frío (estadial) que pasa a uno cálido (interestadial) bruscamente. Se ha observado que la mayor parte de ellos se agrupan en los denominados ciclos de Bond, que consisten en conjuntos de cuatro ciclos progresivamente más fríos y que culminan en un estadial particularmente prolongado y simultáneo a uno de los eventos de Heinrich descritos en el Atlántico Norte. A pesar de los esfuerzos dedicados al estudio de estas variaciones climáticas de escala milenaria, las causas originales de su desencadenamiento, los mecanismos por los que se transfieren entre regiones remotas, así como el motivo por el que se desarrollan con una periodicidad de 1.500 años son todavía objeto de discusión. Por lo tanto, se hace necesario para contribuir a desentrañar el origen de los ciclos de D/O, el estudio detallado de registros paleoclimáticos en zonas sensibles a estos cambios climáticos rápidos y con suficiente tasa de sedimentación para resolver la escala de pocos cientos de años.

El sondeo MD95-2043 del Mar de Alborán (36°8,6'N; 2°37,3'O, 1.841 m. de profundidad) constituye un registro sedimentario ampliamente estudiado desde diferentes perspectivas paleoclimáticas y por ello se disponen de datos que cubren una variedad excepcional de indicadores paleoambientales y procesos tanto marinos como atmosféricos asociados. Dado que todos estos indicadores proceden del mismo registro sedimentario las incertidumbres cronoestratigráficas se reducen a la resolución del muestreo. Además, su posición geográfica a caballo entre África y Europa lo sitúa bajo la influencia simultánea de procesos climáticos de altas y bajas latitudes haciendo posible el estudio paralelo de mecanismos muy diferentes. Estos sedimentos han permitido investigar la evolución de una variedad de procesos de origen tanto oceánico como atmosférico a lo largo de los últimos 50.000 años en el Mediterráneo Occidental con una resolución temporal de 100-200 años (Cacho *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). El trabajo que aquí se presenta recopila parte de los resultados mas significativos obtenidos en el sondeo MD95-2043 con el objetivo de indagar en la relación temporal entre

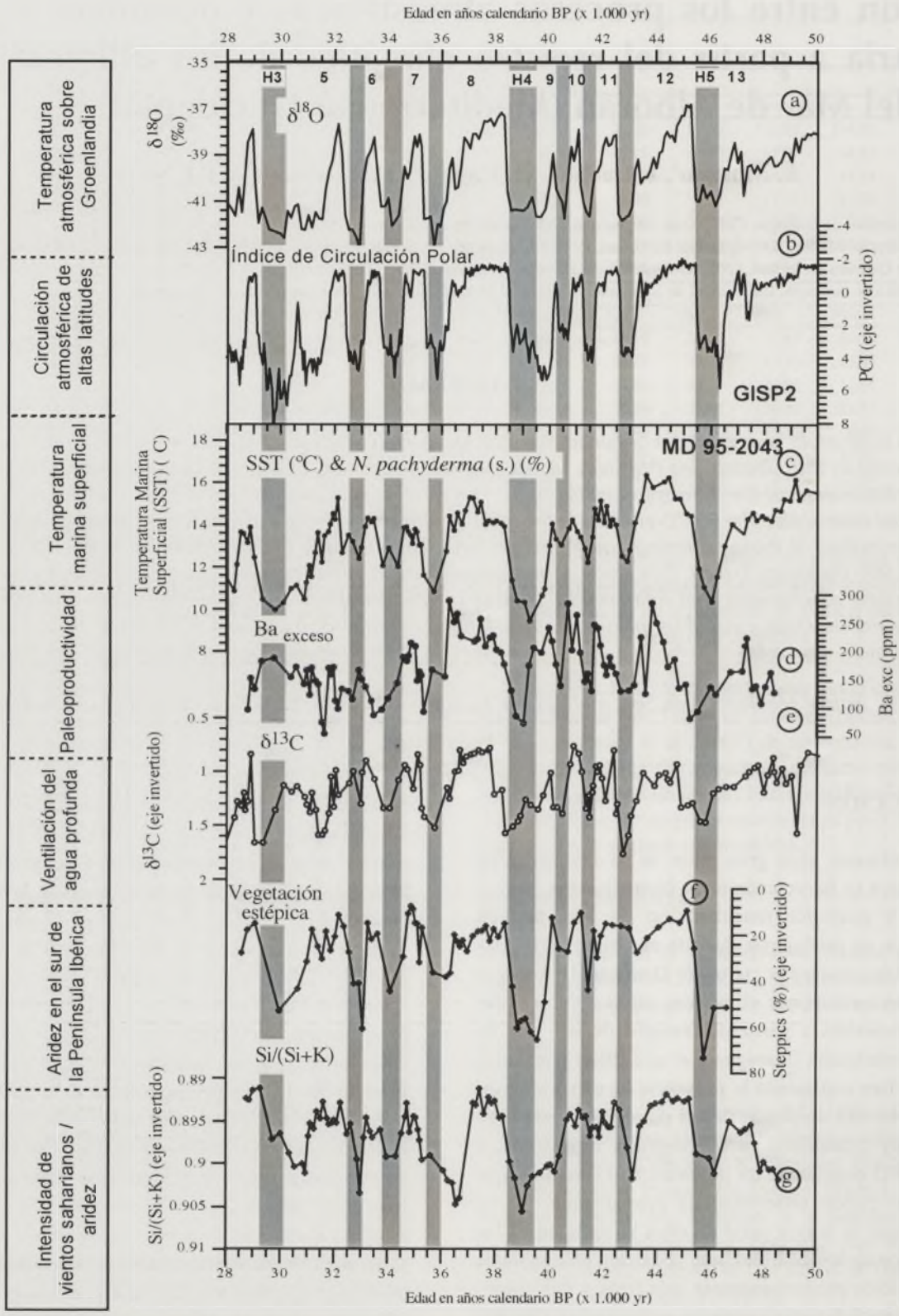


FIGURA 1. *Comparación de diferentes indicadores seleccionados del testigo MD95-2043 y del testigo de hielo de Groenlandia GISP2: a) $\delta^{18}O$, b) Índice de Circulación Polar de GISP2, c) temperaturas marinas superficiales mediante el índice Uk'37, d) exceso de bario, e) $\delta^{13}C$ (bentónicos), f) vegetación estépica y g) relación Si/(Si+K) del testigo marino MD95-2043.*

los diferentes procesos, es decir, analizar primero las ciclicidades que aparecen en el registro de Alborán para después estudiar las relaciones de fase entre los distintos indicadores. Este tratamiento estadístico de los datos nos permitirá interpretar mejor los diferentes patrones de variación a una escala milenaria y conseguir una mejor representación de los escenarios climáticos inferidos para los ciclos de D/O en la región Mediterránea.

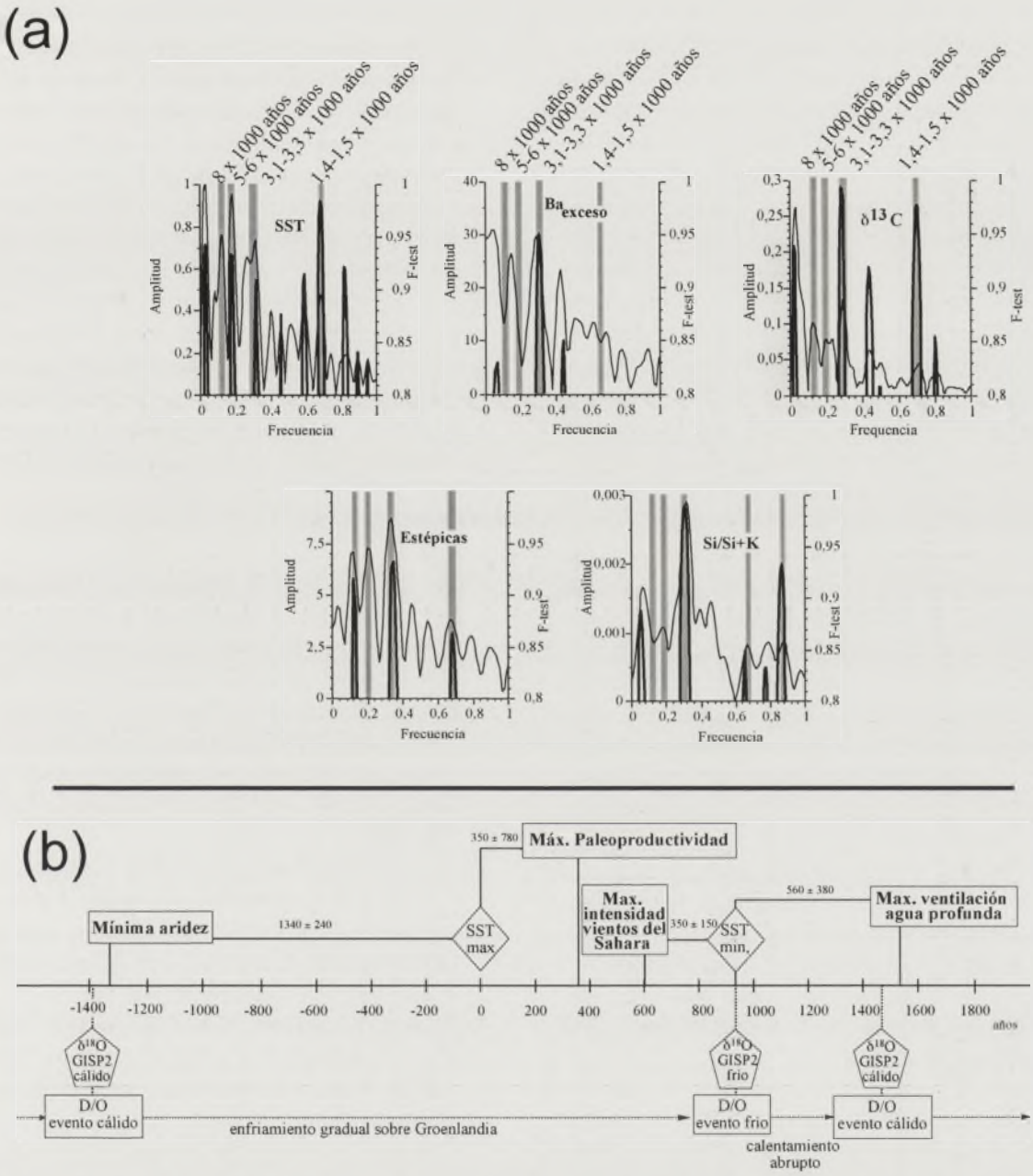


FIGURA 2. *a) Análisis espectrales de algunos registros seleccionados del testigo MD95-2043 expresados como la amplitud respecto a la frecuencia (línea fina) y valores del F-test estadístico (línea gruesa). Se utilizó el predefinido nivel de compromiso (anchura de banda = 0,66; nº de ventanas = 6). Los ciclos de 8.000, 5.000, 3.300 y 1.470 años se marcan con líneas verticales. b) Línea temporal de relaciones de fase de los distintos procesos a lo largo de un ciclo de D/O.*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Variabilidad milenaria durante el último periodo glaciar en la región Mediterránea

La variabilidad climática asociada a los ciclos de D/O se identificó primeramente en el sondeo del Mar de Alborán gracias al registro de las temperaturas superficiales oceánicas obtenido a partir de datos de alkenonas y asociaciones de foraminíferos (Cacho *et al.*, 1999). Otros sondeos han permitido confirmar esta variabilidad rápida glaciar de las aguas marinas superficiales dentro de la cuenca de Alborán (Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) y también su extensión a otras cuencas Mediterráneas. En el sondeo del Mar de Alborán se han observado asimismo variaciones en la productividad oceánica siguiendo los ciclos de D/O, produciéndose un aumento del carbono orgánico y el bario biogénico durante la parte cálida del ciclo, los interestadiales, que podría ser debido al desplazamiento meridional del sistema de vientos del noroeste hasta la latitud del Mar de Alborán con el consiguiente aumento del afloramiento de aguas ricas en nutrientes. Por

otro lado, dado que el sondeo se encuentra bajo la influencia del agua profunda del Mediterráneo Occidental formada en el Golfo de León en gran medida debida a la acción de los vientos fríos del noroeste, variaciones en los isótopos de los foraminíferos bentónicos registradas en Alborán permiten seguir los cambios en la formación de dicha masa de agua. Los resultados obtenidos indican que los vientos del noroeste fueron más intensos durante los estadiales de los ciclos de D/O (Cacho *et al.*, 2000). El análisis de diferentes indicadores en el sondeo del Mar de Alborán ha permitido conocer también la variación de procesos ligados al ambiente continental, como los cambios en la cubierta vegetal o las condiciones de aridez y humedad. De esta manera, se han detectado cambios bruscos en las asociaciones polínicas, predominando las plantas estépicas durante los estadiales indicando así unas condiciones más áridas en el sur de la Península Ibérica en esos periodos (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002). El contenido en determinados elementos que se asocian a los aportes eólicos o fluviales apoya la hipótesis anterior (Moreno *et al.*, 2002). Por último, los análisis granulométricos de la fracción terrígena junto a otros indicadores geoquímicos permiten reconstruir la intensidad de los vientos provenientes del Sahara y Norte de África que transportan ingentes cantidades de polvo hacia nuestras latitudes (Moreno *et al.*, 2002). De ese estudio se desprende una intensificación de dichos vientos de origen africano durante los periodos fríos de los ciclos de D/O.

Una vez conocida la variación milenaria tanto de procesos oceánicos como atmosféricos durante el estadio isotópico 3 (Fig. 1) es interesante explorar las ciclicidades presentes en los procesos estudiados y sus relaciones temporales.

Análisis de frecuencia y de fase entre los distintos indicadores y sus implicaciones

Para extraer las frecuencias significativas de los indicadores seleccionados en la figura 1, se realizaron análisis espectrales de los que se representan algunos resultados en la figura 2a. El principal resultado obtenido de este tratamiento es la confirmación estadística de la presencia de los ciclos de D/O (ciclo de 1.500 años) en el registro de Alborán, tanto en procesos atmosféricos como oceánicos. Otras ciclicidades presentes, pero menos significativas, son de 8.000, 5.000 y 3.300 años. La primera, 8.000 años, proviene de la presencia de tres eventos de Heinrich (HE3, 4 y 5) muy marcados, sobretodo en los indicadores de procesos terrestres (cambios en la cubierta vegetal, aridez/humedad) y en las temperaturas superficiales del Mar de Alborán. El ciclo de 5.000 años sólo es robusto estadísticamente en el registro de ventilación de las aguas profundas del Mar de Alborán y en el Índice de Circulación Polar estableciéndose una conexión clara entre la circulación atmosférica de altas latitudes y la formación de agua profunda en el Mediterráneo Occidental. La ciclicidad de 3.300 años se debe a los dos *ciclos largos* de D/O: los números 8 y 12. Para el análisis de fases, nos centraremos en esos *ciclos largos* ya que todos los indicadores están mejor representados y los resultados obtenidos tendrán un menor error temporal.

El análisis de fases realizado permite ordenar en una línea temporal equivalente a un ciclo de D/O a todos los procesos que siguen esa variabilidad. De este modo se observa qué compartimentos del sistema climático responden antes o después a la ciclicidad de 1.500 años (Fig. 2b). Es especialmente remarcable el hecho de que los indicadores de los aportes de polvo de origen sahariano responden antes que los procesos de latitudes altas (ej. vientos del noroeste) y antes que las temperaturas marinas superficiales, apuntando así al importante papel que pueden tener procesos atmosféricos de bajas latitudes en el desencadenamiento o transmisión de la variabilidad climática asociada a los ciclos de D/O.

REFERENCIAS

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Shackleton, N.J. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography*, 14: 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N.J. y Canals, M. (2000): Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 417-429.

Combourieu Nebout, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L. y Pahnke, K. (2002): Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology*, 30: 863-866.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U. y Oeschger, H. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. En: *Climate Processes and Climate Sensitivity* (J.E. Hansen y T. Takahashi, Eds.). Maurice Ewing. American Geophysical Union, Washington, 288-298.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sánchez-Goñi, M.F., Grimalt, J.O. y Weltje, G.J. (2002): Saharan dust transport and high latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research*, 58: 318-328.

Pérez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R. y Shackleton, N.J. (2003): Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48: 49-70.

Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peypouquet, J-P., Grimalt, J.O. y Shackleton, N.J. (2002): Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19: 95-105.

El registro paleoambiental y paleoclimático de las saladas de la Playa y la Salineta (Zona Central de la Depresión del Ebro)

A. Moreno[1], B.L. Valero-Garcés[1], P. González-Sampériz[1], A. Navas[2], J. Machín[2] y A. Delgado-Huertas[3]

1 Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avda. Montañana, 1005, Apdo. 202, 50080 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es, blas@ipe.csic.es, pgonzal@unizar.es
2 Estación Experimental de Aula Dei, CSIC, Apdo 202, 50080-Zaragoza. anavas@eead.csic.es, jmac@eead.csic.es
3 Estación Experimental de El Zaidin, CSIC, Prof. Albareda 1, 18008 Granada. antodel@eez.csic.es

ABSTRACT

Combined analyses of sedimentary facies, geochemistry and pollen from two saline lake sediment records (La Salineta and La Playa), provide new data to characterize the vegetation and lake level status during the Last Glacial (LGM), Lateglacial and early Holocene in the central Ebro valley (NE Spain). These records show the presence of phases of increased effective moisture, while regional vegetation was dominated by steppe species. The results indicate that - at least for some intervals during full glacial times and lateglacial – when cold steppe vegetation dominated the region, some lakes experienced more positive water balance than today, and run-off was also higher Two major hydrological fluctuations occur during the Lateglacial, and more humid conditions are recorded during the early and late Holocene. The results are coherent with the hypothesis that – at least for some periods- the ice-age climate of the western Mediterranean was characterized by cold winters, with relatively higher effective moisture (precipitation minus evaporation ratio) and summer droughts. Increased flow from the Pyrenean rivers during the early deglaciation could also have played a significant role in the paleohydrological cycle in the central Ebro valley.

Key words: *Last Glacial, Holocene, lake sediments, stable isotopes, sedimentology.*

INTRODUCCIÓN

La evidencia de fases relativamente húmedas en torno al Último Máximo Glaciar (LGM) y durante el Tardiglaciar en algunos registros continentales de la zona Mediterránea, particularmente en las zonas central y oriental (Bar-Matthews y Ayalon, 1997; Harrison *et al*, 1996), están en aparente conflicto con registros palinológicos que indican unas condiciones semi-áridas en el dominio mediterráneo (Pérez-Obiol y Julià, 1994; Carrión y van Geel, 1999). Una de las explicaciones argumentadas para salvar esta controversia es la diferencia en la estacionalidad de la precipitación, quizá más acusada durante los milenios que rodean al LGM, que podría explicar la presencia de vegetación estépica a la vez que se observan niveles superiores en algunos lagos por las recargas tras la precipitación invernal (Prentice *et al.*, 1992). Este aspecto es particularmente importante en zonas semi-desérticas, como la parte central de la Depresión del Ebro, que son especialmente sensibles a cualquier pequeña variación en la cantidad y distribución de la precipitación a lo largo del año (Valero-Garcés *et al.*, 2000a). Los escasos e incompletos paleoregistros existentes en esta zona (particularmente saladas), proporcionan la única posibilidad de determinar la historia climática de la región durante el último periodo glaciar. La interpretación de estos registros es especialmente complicada por la presencia de numerosos hiatos causados por los procesos erosivos y de deflación, por la complejidad inherente a los sistemas evaporíticos y por la falta de preservación de algunos indicadores biológicos significativos como diatomeas, ostrácodos, etc. Sin embargo, en muchos casos, el registro de las saladas es el único existente suficientemente largo y relativamente continuo para abordar la reconstrucción paleoambiental y paleoclimática en estas zonas semi-áridas.

En este trabajo presentamos datos sedimentológicos, isotópicos y palinológicos de dos sondeos realizados en las saladas de la Playa y la Salineta (Monegros, sector central de la Depresión del Ebro, figura 1). En el primer caso se recuperaron 160 cm en la zona central de la salada, mientras que en el segundo se obtuvieron algo más de 8 m partir de los depósitos acumulados en el borde de la cuenca, constituyendo así el registro lacustre más largo obtenido en la zona central de la Depresión del Ebro (Valero-Garcés *et al.*, 2004). Aunque en ningún caso es posible un estudio de "alta resolución" por las características intrínsecas a este tipo de depósito, incluida la esterilidad polínica de parte de los registros, las dos secuencias combinadas cubren los últimos 24.000 años y proporcionan nuevos datos para la reconstrucción de las condiciones paleoclimáticas del sector central de la Depresión del Ebro desde el último máximo glacial.

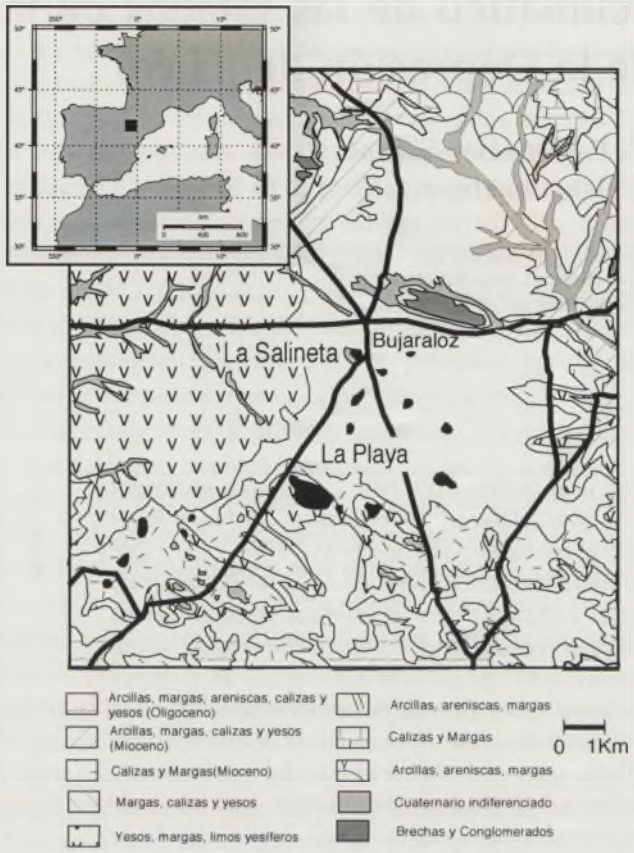


FIGURA 1. *Situación de las Saladas de La Playa y La Salineta en el sector central del valle del Ebro (Monegros).*

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El registro del sondeo de La Playa

El sondeo de La Playa fue abierto, descrito y muestreado cada 2 cm para el análisis granulométrico y del contenido en carbonato y materia orgánica y cada 10 cm para polen, el estudio mineralógico mediante difracción de rayos X y geoquímica inorgánica según técnicas descritas en detalle en Valero-Garcés *et al.* (2000a). En la figura 2 se presenta el registro de La Playa y la única datación disponible (8.773 ± 73 ^{14}C yr BP) situada a mitad de la secuencia, dado que los niveles inferiores no proporcionaron suficiente material para poder realizar una datación de concentrado polínico.

La integración de los distintos análisis llevados a cabo permite dividir el registro en 5 unidades: una basal dolomítica (u. 5), dos intercalaciones con yeso (u. 4 y 2) y dos unidades con calcita (u. 1 y 3). La unidad basal presenta el mayor contenido en carbonatos, cuarzo y minerales de la arcilla de toda la secuencia, un máximo en los perfiles de los elementos de carácter terrígeno (Fe, Al), y un mínimo en yeso. La variación en la abundancia en yeso y calcio es paralela a lo largo de la secuencia, mientras que el magnesio está asociado a las unidades con más sulfatos y dolomita. La Unidad 4 se define por un aumento en el contenido de yeso y en el calcio, y una disminución en el resto de indicadores (cuarzo, arcillas). El contenido en materia orgánica, que era mínimo a techo de la Unidad 5, empieza a recuperarse. El paso a la Unidad 3 se caracteriza por un aumento en la calcita, la continuación de la tendencia creciente en el contenido en materia orgánica y el descenso en los marcadores de aportes terrígenos. El yeso es todavía poco abundante, pero a partir de 90 cm (Unidad 2) empieza a aumentar significativamente. Es en esa profundidad donde tiene lugar el cambio principal de esta secuencia, pasando a ser el yeso dominante y a aparecer en macrocristales de tamaño milimétrico, como indica el porcentaje de partículas mayores de 63 μm. El tránsito a la unidad 1 está marcado por un aumento en el contenido en carbonato (calcita).

Como se desprende de los perfiles de los indicadores analizados representados en la figura 2, la serie sedimentaria de La Playa contiene tres secuencias que pueden interpretarse como una evolución del sistema sedimentario desde condiciones ligeramente carbonatadas hacia términos más sulfatados y salinos. Es posible que se hayan desarrollado hiatos sedimentarios entre estas secuencias (base de la unidad 3 y base de la 1) durante periodos de prolongada exposición subaérea y deflacción. Estas secuencias reflejan cambios hidrológicos en la salada determinados por un progresivo aumento de la aridez. La secuencia basal (unidades 5 y 4) podría corresponder a una de las fluctuaciones climáticas del Tardiglacial. La secuencia intermedia (unidades 3 y 2), acotada por una datación, indica condiciones más húmedas en el Holoceno temprano y el tránsito a mayor aridez en el Holoceno medio a partir de los 8.5 ka. La secuencia superior marca de nuevo una recuperación del balance hídrico en periodos más recientes.

Las muestras analizadas contienen suficiente polen para realizar un estudio estadísticamente significativo y compararlo con los datos ya existentes en anteriores sondeos (Pérez-Obiol y Roure, 1990; Davis, 1994). En un entorno regional en el que predomina el pino como elemento arbóreo principal, la proporción de *Quercus* t. *ilex-coccifera* y de *Juniperus* permiten evaluar cambios en la cobertera vegetal. Por otra parte, las proporciones de Chenopodiaceae y taxa acuáticos se correlacionan bien con las fluctuaciones hidrológicas de las saladas (Valero-Garcés *et al.*, 2000b).

El registro del sondeo de La Salineta

El sondeo de La Salineta, permite reconstruir las oscilaciones paleohidrológicas durante los últimos 24.000 años pero no los cambios de vegetación debido a la esterilidad polínica de la mayor parte del registro. Únicamente en los 2,5 m superiores se observa la característica composición vegetal con *Pinus* como elemento arbóreo dominante y variaciones en el régimen hidrológico deducidas a partir de las proporciones de Chenopodiaceae (Davis, 1994; Valero-Garcés *et al.*, 2004). Los resultados mineralógicos e isotó-

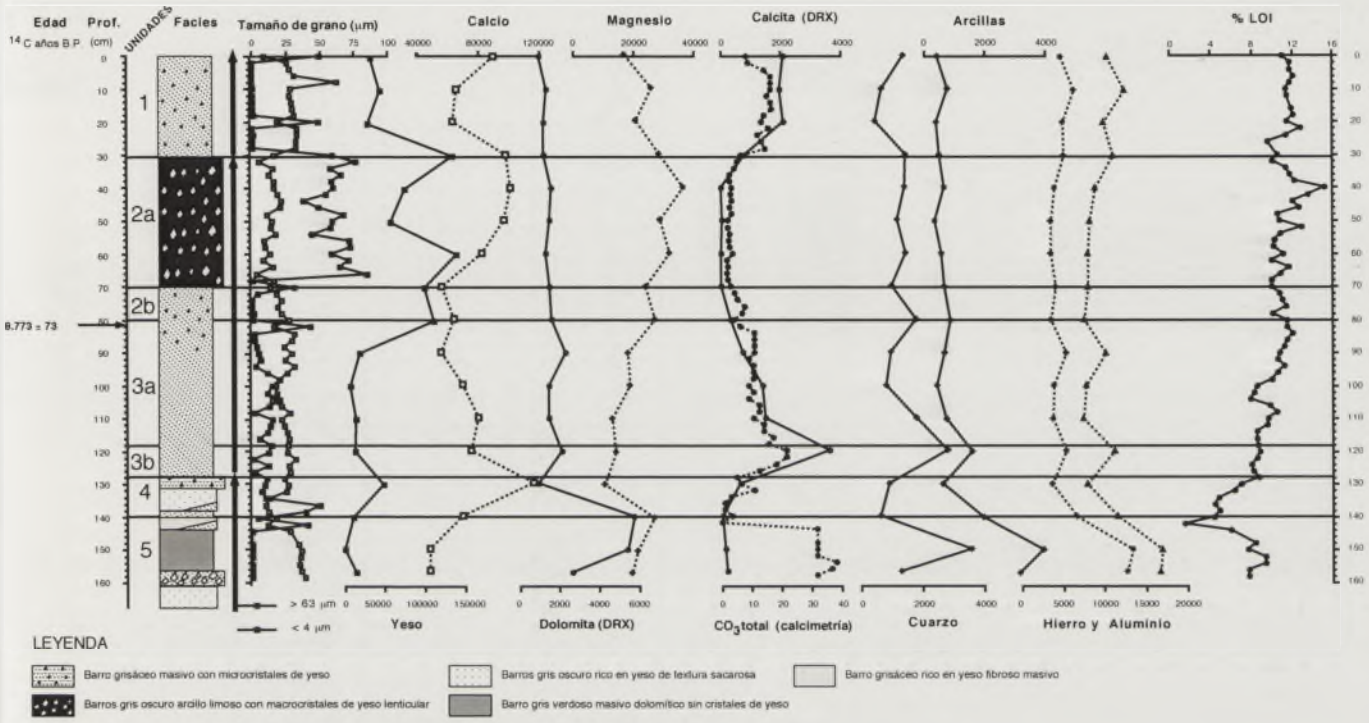


FIGURA 2. *El registro de La Playa con los principales indicadores sedimentológicos, y geoquímicos.*

picos, así como la división en unidades se muestran en la figura 3. Se han identificado cinco unidades sedimentarias basadas en criterios sedimentológicos, litológicos y geoquímicos. La Unidad 5 se compone de barros grises-verdosos, de masivos a ligeramente laminados, ricos en yeso y en calcita. La presencia de calcita como único mineral carbonatado en la Unidad 5B sugiere un corto periodo de aguas menos concentradas inmediatamente después de la génesis de la cuenca lacustre, lo cual es coherente con una etapa de mayor disponibilidad hídrica y, por tanto, un aumento de la actividad kárstica. Un descenso en el contenido en carbonato y la aparición de dolomita marca una rápida transición a la Unidad 5A con predominio de aguas más concentradas y frecuentes periodos de desecación. La Unidad 4 se compone de barros masivos dolomíticos con abundantes costras de yeso. El ambiente de depósito inferido, es el de un lago salino efímero. El cambio tan importante en la composición sedimentaria al inicio de la Unidad 3 parece reflejar un hiato sedimentario. La Unidad 3 se caracteriza por la aparición de láminas de yeso microcristalino y por la presencia simultánea de calcita y dolomita, lo cual se interpreta como un balance de agua más positivo y una salinidad más baja. El depósito de esta unidad ocurriría en un lago salino semi-permanente con periodos de mayor concentración de las aguas (depósito de yeso). Las dos unidades superiores son muy semejantes y parecen sugerir un progresivo aumento en el balance hídrico.

Los resultados de los análisis de los isótopos estables tanto en los carbonatos como en la materia orgánica son coherentes con la evolución de los ambientes de depósito interpretados a partir de las facies sedimentarias. De esta manera, en cuanto al perfil de $\delta^{18}O$, se observa que las muestras con valores más negativos se encuentran en la Unidad 5. Posteriormente, los valores aumentan y permanecen altos hasta el techo de la Unidad 4. La Unidad 3 comienza con una marcada excursión negativa y contiene dos ciclos. El paso a la Unidad 3A ocurre de un modo abrupto y a partir de ahí hasta el techo del sondeo la variación es menor y los valores son relativamente bajos. El registro del $\delta^{13}C$ en carbonatos muestra tres intervalos bien diferenciados: la Unidad 5, con los valores más pesados, las Unidades 4, 3 y 2, que muestran poca variabilidad y la Unidad 1 en la que hay un ligero descenso de los valores isotópicos. Los valores del $\delta^{13}C$ en la materia orgánica están entre -20 y -26‰, exceptuando una muestra en la base de la Unidad 1a que alcanza los -27‰. Estos datos sugieren el predominio de las fuentes terrestres sobre las lacustres. Sin embargo, la alta variabilidad registrada durante las Unidades 4 y 3 y los valores menos negativos apuntan a la presencia de plantas terrestres halófitas (valores entre -20 y -24‰), coherente con la existencia de fluctuaciones hidrológicas en un ambiente de lago salino semi-permanente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con la financiación económica del Ministerio de Ciencia y Tecnología-CICYT (Proyecto REN2000-1136) y de la Diputación General de Aragón (Proyecto PO23/2001).

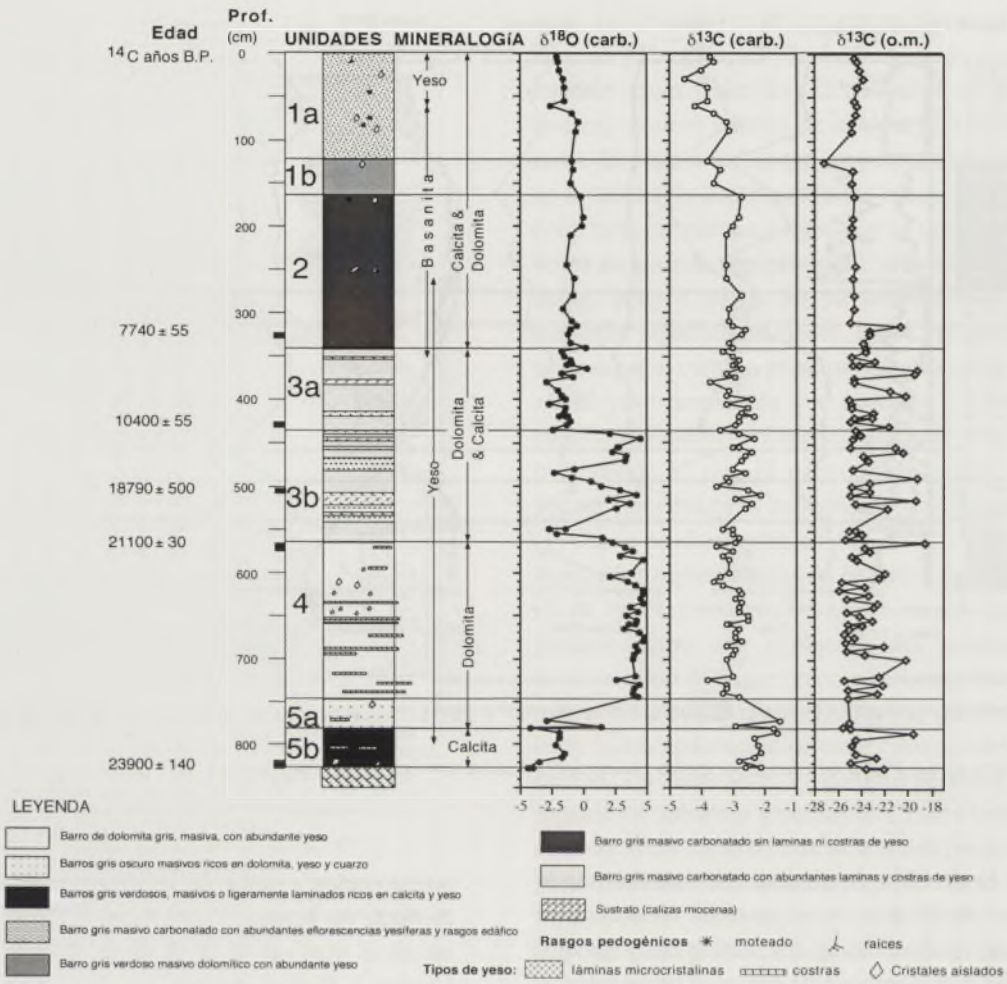


FIGURA 3. *El registro sedimentológico e isotópico de La Salineta.*

REFERENCIAS

Bar-Matthews, M. y Ayalon, A. (1997): Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, 47: 155-168.

Carrión J.S. y van Geel, B. (1999): Fine-resolution Upper Weichsselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106: 209-36.

Davis, B.A.S. (1994): *Paleolimnology and Holocene environmental change from endorheic lakes in the Ebro Basin, north-east Spain*. Ph. D. Thesis, University of Newcastle upon Tyne, 317 p.

Harrison, S.P., Yu, G. y Tarasov, P.E. (1996): Late Quaternary lake-level record from Northern Eurasia. *Quaternary Research*, 45: 138-159.

Pérez Obiol, R. y Juliá, R. (1994): Climatic Change on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41: 91-98.

Pérez-Obiol, R. y Roure, J.M. (1990): Aportaciones palinológicas para la interpretación de la evolución reciente del paisaje vegetal de los Monegros. En: *VII Simposio APLE (1988)*. Granada. Actas: 485-491.

Prentice, I.C, Guiot, J. y Harrison, S.P. (1992): Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, 360: 658-660.

Valero-Garcés, B.L, González-Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, Peña-Monne, J.L., Sancho-Marcén, C., Stevenson, T. y Davis, B. (2004): Paleohydrological fluctutations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (N.E. Spain). *Quaternary International*, (disponible *on line* desde el 14/03/04).

Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machin, J., González, P. y Kelts, K. (2000a): Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, 47: 1135-1156.

Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J. y Kelts, K. (2000b). Late Glacial paleohydrology and vegetational change in Salada Mediana, Central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International*, 73/74: 29-46.

Ciclos climáticos de alta frecuencia en los espeleotemas de las Cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja)

A. Muñoz[1], C. Sancho[1], J.L. Peña[2], B. Sánchez-Valverde[3], B.L. Valero-Garcés[4], J.J. Durán[5] y D. Genty[6]

1 Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. armunoz@unizar.es, csancho@unizar.es
2 Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. jlpena@unizar.es
3 Dpto. de Métodos Estadísticos, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza. belensv@unizar.es
4 Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), 50080 Zaragoza. blas@ipe.csic.es
5 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. jj.duran@igme.es
6 Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE UMR CEA/CNRS, 91 191 Gif sur Yvette cedex, France. dgenty@geol.u-psud.fr

ABSTRACT

A chronological and statistical study of the internal laminated structure of speleothems from the Ortigosa de Cameros Caves (Northern Spain) provides a paleoclimatic sequence characterized by high-frequency cycles during Holocene times. The chronology is constrained by U/Th (7.6 ± 0.7 ka) and radiocarbon dates (3400 ± 600, 1200 ± 400 and 700 ± 350 ^{14}C yr B.P). Based on the statistical study of stalagmite laminae thickness and considering a seasonal growth pattern in the development of the internal lamination, different pluri-annual cycles (14.5-13.3, 9.7, 8.0-7.8, 6.1-5.6 and 2.4 years) are identified and their possible correlation with high-frequency climatic cycles is investigated.

Key words: *speleothems, cyclicity, radiometric ages, high frequency, Iberian Range.*

INTRODUCCIÓN

Los espeleotemas constituyen la respuesta sedimentaria interna de la dinámica de los sistemas kársticos. El crecimiento activo de los espeleotemas se relaciona con estadios de temperaturas medias relativamente altas que favorezcan el desarrollo de una cobertera vegetal activa y, por tanto, concentraciones elevadas de CO_2 en el suelo y con una recarga de agua significativa que drene el suelo y se infiltre en el macizo kárstico. La posibilidad de realizar dataciones cronológicas, análisis de la señal isotópica del carbonato y estudios de la laminación interna, convierten a los espeleotemas en una potente herramienta como indicadores para realizar elaborar reconstrucciones paleoclimáticas en áreas continentales.

No obstante, en la Península Ibérica, son muy escasas las investigaciones relacionadas con el significado paleoambiental de los espeleotemas. Existen algunos trabajos desarrollados en la Cueva de Nerja (Durán *et al.*, 1993, entre otros) y, más recientemente en el sistema endokárstico de Valporquero (Durán *et al.*, 2000) y en las Cuevas de Ortigosa (Muñoz *et al.*, 2001).

En un intento de aportar nuevos datos paleoclimáticos, el objetivo que se plantea en este trabajo consiste en el estudio de la ciclicidad climática de alta frecuencia registrada, durante el Holoceno, en la laminación interna de diferentes espeleotemas estalagmíticos, en las cuevas de la Paz y de la Viña, localizadas en Ortigosa de Cameros (La Rioja, norte de España). Para ello se han utilizado, principalmente, dataciones radiométricas y procedimientos estadísticos aplicados a las variaciones en el espesor de la laminación.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las cuevas se localizan en el extremo más occidental de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica Occidental). Se han desarrollado en materiales carbonatados del Jurásico medio (Dogger) y su geometría en planta parece estar controlada por las orientaciones principales del sistema de fracturación regional con orientación preferente NE-SO (Fig. 1). Constituyen una de las manifestaciones más importantes de la actividad endokárstica cuaternaria en toda la Cordillera Ibérica.

MATERIAL Y METODOLOGÍA

Las cuevas de Ortigosa presentan una excelente ornamentación espeleotémica con gran variedad de morfologías. En un análisis geomorfológico inicial fueron diferenciadas tres etapas de crecimiento espeleotémico en base a la ordenación morfoestratigráfica de las estalagmitas.Se recogieron 6 muestras de la Gruta de la Paz (LP) y otras 6 en la Gruta de la Viña (LV). De todas las muestras recogidas, fueron seleccionadas, por la calidad de la laminación interna conservada, dos estalagmitas (LV-1 y LP-4) correspondientes al estadio de desarrollo espeleotémico más reciente.

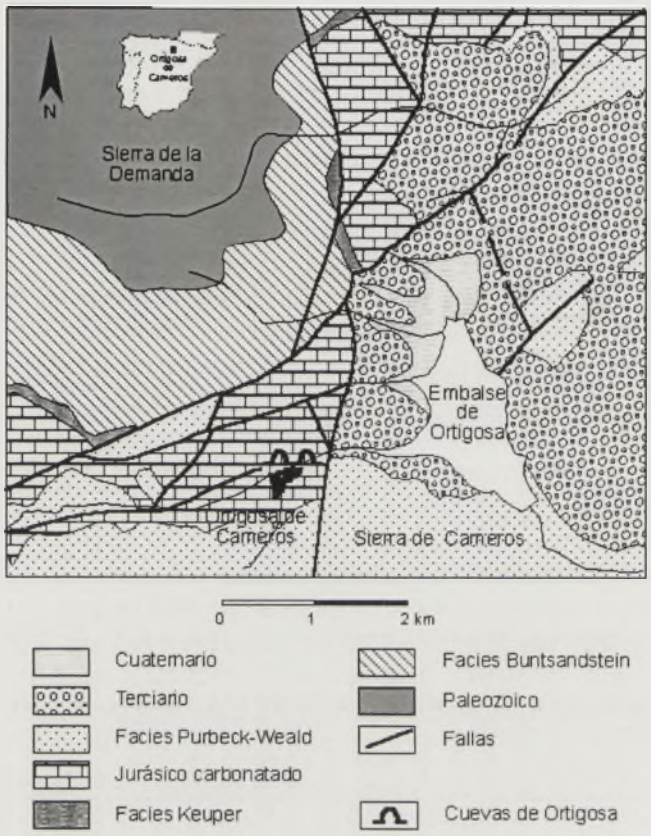


FIGURA 1. *Localización y situación geológica de las cuevas de Ortigosa de Cameros.*

La difracción de rayos-X indica que las estalagmitas están compuestas, casi exclusivamente, por calcita de bajo contenido en magnesio. La proporción media molar de $MgCO_3$ dentro la calcita es de 0,51%, con valores máximos de hasta 1,05%.

Las columnas estalagmíticas fueron cortadas longitudinalmente. De las dos partes simétricas obtenidas, mediante un corte longitudinal, una fue destinada a la obtención de muestras utilizadas para diferentes determinaciones analíticas: composición mineralógica de los espeleotemas mediante la difracción de rayos-X (difractómetro PHILLIPS PW 1729, Universidad de Zaragoza) y la determinación de edades radiométricas con técnicas de radiocarbono-AMS en el (Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique de la Université de Paris-Sud) y de U/Th en la Faculté Polytechnique de Mons.Adicionalmente, se han descrito las características micromorfológicas y texturales de las estalagmitas mediante microscopía de luz polarizada y lupa binocular. Las edades de radiocarbono obtenidas de las muestras, repartidas de base a techo de la estalagmita LV-1 (Fig. 2) son 3400 ± 600, 1200 ± 400 y 700 ± 350 años, respectivamente. Por otro lado, la edad de la base de la estalagmita LP-4, mediante análisis de U/Th ha dado una edad de 7600 ± 700 años.

La segunda mitad longitudinal, debidamente pulida, ha sido destinada a realizar un análisis estadístico de la laminación, cuyo espesor se ha medido automáticamente (software OPTIMA V5, en el Instituto Jaume Almera de Barcelona, C.S.I.C.).

FIGURA 2: *Estalagmita LV-1 en la se puede observar la laminación interna y los puntos donde se han realizado las dataciones mediante técnicas de radiocarbono-AMS.*

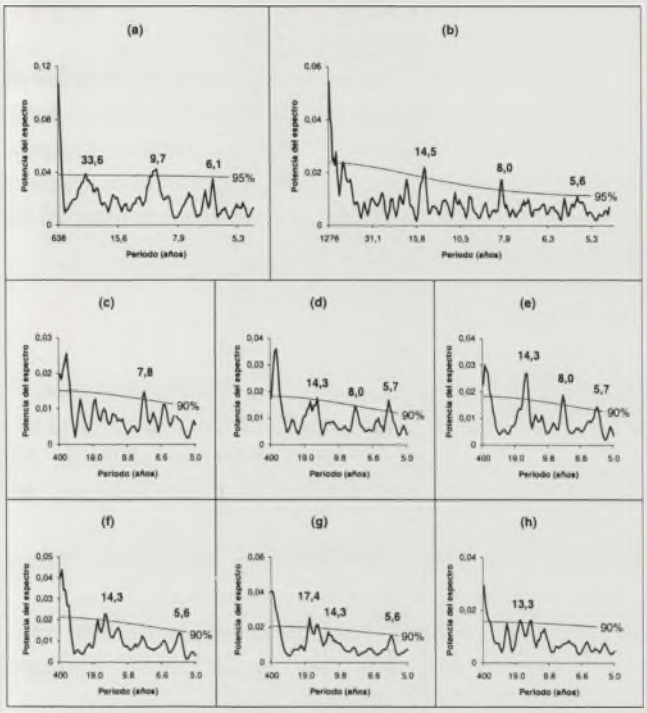


FIGURA 3. *Espectros correspondientes al análisis de la ciclicidad de alta frecuencia en las estalagmitas LP-4 y LV-1. a) Muestra LP-4 (638 ciclos). b) Muestra LV-1 (1276 ciclos). c) Muestra LV-1 (ciclos 1 a 400). d) Muestra LV-1 (ciclos 101 a 500). e) Muestra LV-1 (ciclos 201 a 600). f) Muestra LV-1 (ciclos 301 a 700). g) Muestra LV-1 (ciclos 401 a 800). h) Muestra LV-1 (ciclos 501 a 900).*

ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA LAMINACIÓN

La difracción de rayos-X indica que las estalagmitas están compuestas casi exclusivamente, por calcita de bajo contenido en magnesio. La proporción media molar de $MgCO_3$ dentro la calcita es de 0,51 %, con valores máximos de hasta 1,05%.Las estalagmitas estudiadas presentan un bandeado interno caracterizado por la alternancia de láminas claras y oscuras. Numerosos autores interpretan que esta alternancia está controlada estacionalmente, de manera que el crecimiento de cada pareja alternante de láminas sería anual. La lámina inferior de la microsecuencia está formada por una empalizada de calcita porosa de color claro, mientras que la lámina superior, más compacta y oscura, está constituida por fibras de calcita. Así, para interpretar la ciclicidad de alta frecuencia registrada, vamos a asumir que la microsecuencia constituida por una lámina clara y otra oscura corresponde a un año. Esta premisa se basa en que la fuerza del ciclo estacional puede ser mayor en un orden de magnitud que cualquier otro mecanismo generador de ciclos (Mitchell, 1976).

Las variaciones en el espesor de los ciclos se han analizado calculando el periodograma, que suavizado con un filtro de pesos k_j, da como resultado el espectro. Con este procedimiento se obtiene una estimación f(w) de la función de densidad espectral f(w) con r grados de libertad equivalentes, siendo $r = 2/S\ k_j^2$ (Crowley *et al.*, 1986). El procedimiento descrito es similar al aplicado en el trabajo de Álvaro *et al.* (2000). Para las estimaciones se ha empleado el ITSM (Brockwell y Davis, 1991a y b).

Se han analizado todas las muestras utilizando la metodología de espectros móviles. Cada una de las muestras ha sido dividida en conjuntos de 200 datos avanzando pasos de 50 datos, lo que supone una superposición del 75% de los datos en cada espectro. Los resultados obtenidos solamente han sido satisfactorios en las muestras LP-4 y LV-1

En la muestra LP-4, tanto en los espectros móviles, como en el espectro correspondiente a la totalidad de los 638 ciclos medidos (Fig. 3a), aparece una ciclicidad de alta frecuencia, con un periodo en torno a 9,7, observándose también una ciclicidad menos marcada en 6,1 y 33,6 años.

La estalagmita LV-1 presenta un total de 1276 ciclos que se distribuyen de la siguiente manera. Entre los puntos de edades 3400 (base de la estalagmita) y 1200 BP respectivamente se han medido 900 pares de láminas o ciclos anuales. Entre los puntos de edad 1200 y 700 BP han sido detectados 326 ciclos anuales. Por último, entre el punto de edad 700 BP y el techo se han identificado 50 ciclos.

En el espectro que se muestra en la figura 3b, aparecen dos ciclos claramente marcados en 14,5 y 8,0 años y otro, menos intenso en 5,6 años. Sin embargo, al realizar los espectros móviles, ya se había puesto de manifiesto que esta ciclicidad no aparece a lo largo de toda la estalagmita, mostrándose fundamentalmente en la parte inferior de la misma. Para confirmar la existencia de esta ciclicidad, se han realizado espectros móviles de 400 datos con un paso de 100 datos (superposición del 75%), desde la base de la estalagmita (3400 años) hasta la datación de 1200 años, abarcando 900 pares de láminas. Estos espectros se muestran en las figuras 3c, d, e, f, g y h. En estos espectros móviles se ponen de manifiesto pequeñas variaciones en la periodicidad e intensidad del espectro, aunque se mantienen los valores observados en el espectro correspondiente a todos los ciclos de la estalagmita.

En todos los espectros realizados aparece también una ciclicidad de muy alta frecuencia en torno a 2,4 años.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos de radiocarbono suministrados por la estalagmita LV-1 muestran que la actividad espeleotémica se reanudó hace 3400 años y finaliza prácticamente en la actualidad, con dataciones intermedias de 1200 y 700 años. La primera etapa de crecimiento estalagmítico puede coincidir con el final del Optimo Climático Postglacial u Optimo del Holoceno (7000-3000 BP), la segunda se produce durante un período cálido centrado en el Pequeño Optimo o Epoca Cálida Medieval (1000-800 BP) y la tercera coincide con el siglo XX. Por otro lado, entre las dos

primeras etapas se debe de producir una interrupción de más de 1000 años, coincidiendo con la Iron Cold Epoch (2900-2300 BP), mientras que entre las segundas la interrupción de casi 200 años, debe estar relacionada con la Little Ice Age (550-150 BP) (Fig. 3).La estructura interna de las estalagmitas analizadas se caracteriza por el desarrollo de un bandeado alternante de láminas claras y oscuras de espesor variable. Consideramos que cada microsecuencia lámina clara/lámina oscura representa un ciclo anual. La lámina inferior de la microsecuencia de color claro representa un aporte débil de agua y/o una mineralización alta de las soluciones, mientras que la lámina superior más oscura indica un aporte elevado de agua y/o débil mineralización de la misma (Quinif *et al.*, 1994). El flujo de agua que llega hasta las galerías y la supersaturación de las soluciones muestran una fuerte variabilidad estacional. Así, en verano tiene lugar un flujo menor, pero más regular, y muy eficaz desde el punto químico, que da lugar a las láminas claras, mientras que en invierno el exceso de agua es mayor pero la eficacia menor, apareciendo las láminas oscuras (Genty y Quinif, 1996).

Aunque es necesario disponer de un control cronológico más preciso de las estalagmitas, la relación existente entre las edades obtenidas y los ciclos anuales reconocidos evidencia la presencia de interrupciones más o menos largas durante el Holoceno superior que posiblemente estén asociadas con la Época Fría de la Edad del Hierro (2900-2300 BP) y la Pequeña Edad del Hielo (550-150 BP), (Muñoz *et al.*, 2001).

En cualquier caso, la laminación interna de las estalagmitas holocenas de Ortigosa de Cameros presenta ciclos climáticos de una frecuencia muy alta (14,5-13,3, 9,7, 8,0-7,8 y 6,1-5,6 años) (Fig. 3). Ciclos climáticos dentro de la banda de frecuencia solar (1-100 años) como los identificados han sido reconocidos en estalagmitas holocenas y preholocenas.

En primer lugar, los ciclos de 14,5-13,3 años en la estalagmita LV-1 o de 9,7 años en la LP-4 pueden relacionarse con el ciclo de manchas solares. Por otro lado, los ciclos de 8-7,8 y 6,1-5,6 años pueden relacionarse con El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), o con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) que tienen una clara influencia sobre el clima con ese rango de variación. Por último, la aparición de ciclos de muy alta frecuencia en todos los espectros realizados, en torno a 2,4 años puede relacionarse con la Oscilación Quasi-Bianual (QBO), ciclo climático registrado fundamentalmente en precipitaciones y temperaturas y que ha sido reconocido en gran cantidad de depósitos sedimentarios, fundamentalmente varvas.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo financiado por el Ayuntamiento de Ortigosa de Cameros y por el Gobierno de La Rioja (Instituto de Estudios Riojanos). Queremos agradecer a Antonio Vázquez, Rosa Utrilla y Pedro Anadón (CSIC-Barcelona) su ayuda en la obtención de los valores del espesor de las láminas en los espeleotemas.

REFERENCIAS

Álvaro, J.J., Vennin, E., Muñoz, A., Sánchez-Valverde, B. y Ojeda J.L. (2000): Interplay of orbital forcing and tectonic pulses in the Cambrian Iberian platform, NE Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 366-376.

Brockwell, P.J. y Davis, R.D. (1991a): *Time Series: Theory and Methods*. Springer-Verlag, New York, 577 p.

Brockwell, P.J. y Davis, R.D. (1991b): *ITSM: An Interactive Time Series Modelling Package for the PC*. Springer-Verlag, New York, 118 p.

Crowley, K.D., Duchon, C.E. y Rhi, J. (1986): Climate record in varved sediments of the Eocene Green River Formation. *Journal of Geophysical Research*, 91: 8.637-8.647.

Durán, J.J., Grün, R. y Ford, D.C. (1993): Dataciones geocronológicas absolutas (métodos E.S.R. y Series de Uranio) en la Cueva de Nerja y su entorno. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neosismotectónicas. *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3: 233-248.

Durán, J.J., Lopez, J., Dallai, L., Bruschi, G., Caballero, E., Jiménez, C. y Julià, R. (2000): Palaeoenvironmental reconstruction based on a detailed stable isotope analysis and dating of a Holocene speleothem from Valporquero Cave, Northern Spain. *Geogaceta*, 27: 63-67.

Genty, D. y Quinif, Y. (1996): Annually laminated sequences in the internal structure of some Belgian stalagmites-Importance for paleoclimatology. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 275-288.

Mitchell, J.M. (1976): An overview of climatic variability and its causal mechanism. *Quaternary Research*, 6: 481-493.

Muñoz, A., Peña, J.L., Sancho, C. y Matínez, M.A. (2001): Los espeleotemas de las cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja): datos cronológicos y consideraciones paleoambientales. *Geogaceta*, 30: 95-98.

Quinif, Y., Genty, D. y Maire, R. (1994): Les spéléothèmes: un outil perfomant pour les études paléoclimatiques. *Bulletin Societé Géologique France*, 165: 603-612.

Tres escenarios lacustres del Pleistoceno de la Cuenca de Guadix-Baza (Granada)

J.E. Ortiz[1], T. Torres[1], y A. Delgado[2]

1 Laboratorio de Estratigrafía Biomolecular. E.T.S.I. Minas de Madrid. C/Ríos Rosas 21, 28003 Madrid. e-mail: jeortiz@dinge.upm.es, trino@dinge.upm.es

2 Laboratorio de Isótopos Estables. Estación Experimental "El Zaidín" (CSIC). C/Profesor Albareda 1, 18008 Granada. antodel@eez.csic.es

ABSTRACT

In the Pleistocene Guadix-Baza lacustrine Basin, the different ostracode species are related to the hydro-geochemical characteristics (mainly salinity) of the subenvironments occurring in each particular area, whereas the d18O measured in ostracode valves reflects the global climatic conditions. This lack of correspondence is due to the high sensitivity of ostracodes to a change in the environmental conditions and, furthermore because of the local characteristics, which can produce uncertainties in the palaeoenvironmental interpretation. This has been defined as the "mosaic effect", which is described as the assembly of characteristics typical of a shallow water-body, defined by its position within the basin, materials of the catchment area, runoff and underground water inputs, among others, that affect, in a different way, the ecology and geochemistry of nearby waterbodies. In conclusion, the palaeoenvironmental interpretation cannot only be based on a single proxy.

Key words: *ostracodes, palaeoenvironment, Guadix-Baza Basin, Pleistocene.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Guadix-Baza se sitúa en el SE de la Península Ibérica, en la Comunidad Autónoma de Andalucía (Fig. 1) con una extensión aproximada de 4500 km^2. Es una cuenca intramontañosa rellena por materiales de origen fluvio-lacustre del Plioceno y Pleistoceno, enmarcada en el sector central de la Cordillera Bética. Entre los trabajos más relevantes sobre la paleogeografía de la cuenca se encuentran los de Vera (1970), Peña (1985) y Torres *et al.* (2003).

En ella se han establecido diversos escenarios paleoclimáticos a lo largo del Pleistoceno inferior y medio (Ortiz, 2000, Torres *et al.*, 2003) que reflejan la instalación de cuatro grandes períodos con condiciones cálidas-áridas alternando con otros cuatro de condiciones frías-húmedas.

Desde el punto de vista sedimentológico la cuenca siguió un modelo deposicional centrípeto: abanicos aluviales y un sistema de canales que iban a desembocar a un sistema lacustre central. La sedimentación continuó hasta la parte más alta del Pleistoceno medio. Posteriormente tuvo lugar el encajamiento de la red fluvial actual y comenzó el vaciado erosivo de la cuenca en el Pleistoceno medio-superior.

En este trabajo se realiza un estudio comparativo a partir de indicadores paleoambientales (características litológicas, contenido de ostrácodos y geoquímica) de tres escenarios lacustres: margen lacustre *s.s.* (sección de Cortes de Baza), margen lacustre con influencia fluvial (yacimiento de Huéscar), margen lacustre con aguas salinas (sección de Norte de Orce).

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLOGÍA

En la figura 1 se han situado los puntos a comparar. De las secciones de Cortes de Baza y Norte de Orce se ha seleccionado el tramo inferior (50 primeros metros) para establecer el estudio comparativo. En la sección estratigráfica de Cortes de Baza (Fig. 2) predominan los materiales detríticos, arenas y lutitas con gran cantidad de ostrácodos, correspondientes a un margen lacustre al pie del abanico aluvial de Laneros, que tiene su área fuente situada en materiales carbonatados del Prebético. En la sección de Norte de Orce (Fig. 2) abundan las lutitas y areniscas depositadas en un margen lacustre al pie del abanico aluvial de Orce, con su área fuente en materiales carbonatados mesozoicos y yesíferos del Triásico y Mioceno. En el yacimiento de Huéscar aparecen gravas y arenas distales del abanico aluvial de Huéscar. Para una descripción más detallada, ver Ortiz (2000) y Torres *et al.* (2003).

METODOLOGÍA

Las muestras (3 kg) fueron tamizadas y estudiadas bajo una lupa binocular para seleccionar los ostrácodos. Para los análisis de los isótopos estables de carbono y oxígeno se seleccionaron de 30 a 50 valvas de la especie *Cyprideis torosa* (Jones) que se calentaron a 400^{0}C durante una hora en atmósfera de nitrógeno para eliminar la materia orgánica.

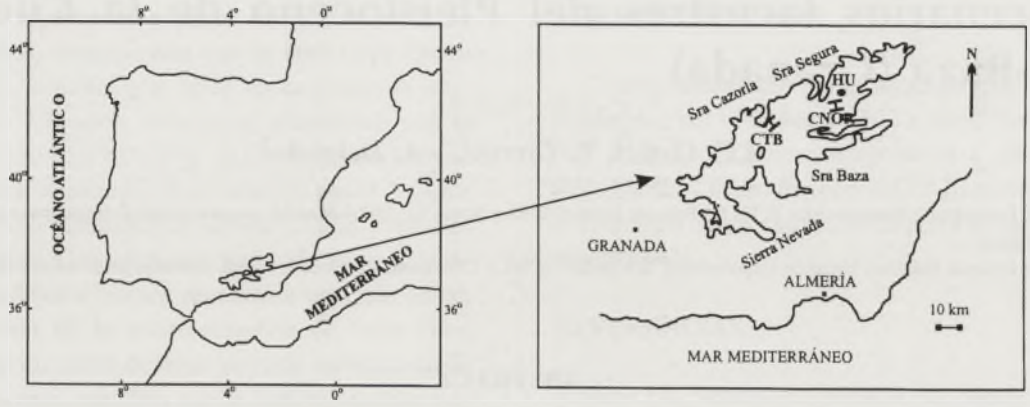


FIGURA 1. *Situación Geográfica de los puntos estudiados. CTB: Sección de Cortes de Baza, HU: yacimiento de Huéscar, CNOR: Sección Norte de Orce.*

Los análisis se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de la Estación Experimental "El Zaidín" en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 251. Para obtener el dióxido de carbono (CO_2) de las muestras se empleó ácido fosfórico al 100% durante 30 minutos en un baño termostático a 80ºC. El error experimental para los carbonatos fue inferior a ±0,05%, usando como estándares internos, Carrara y EEZ-1 que fueron previamente comparados con NBS-18 y NBS-19. Todas las medidas se expresaron con la notación δ (delta) $^0/_{00}$, tomando de referencia el PDB.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las características paleoambientales de un lago se pueden interpretar a partir de las especies de ostrácodos. De todos los factores que afectan a su desarrollo la salinidad es el más importante aunque también el ión predominante en el agua tiene gran influencia en la diversidad de los ostrácodos. Los valores de tolerancia a la salinidad de las diversas especies de ostrácodos están muy bien conocidos (De Deckker, 1981).

El ostrácodo más representativo en la Cuenca de Guadix-Baza es *Cyprideis torosa* (Jones) que puede habitar en aguas con un amplio rango de salinidad (Carbonnel, 1983), pudiendo llegar a soportar salinidades de hasta 140 $^0/_{00}$. Además, esta especie necesita masas de agua permanente y es típica de ambientes con predominio de aguas clorurado-sulfatadas (Carbonel *et al*, 1988). Por tanto, cuando la salinidad es alta, puede ser la única especie presente, pudiendo constituir, en ocasiones, una lumaquela monoespecífica. Sin embargo, cuando la salinidad es baja o moderada, *Cyprideis torosa* (Jones) se asocia a otros ostrácodos, principalmente pertenecientes a los grupos *Candona*, *Ilyocypris* y *Potamocypris*, y, generalmente, representa menos del 50% de las valvas contenidas en una muestra. Por lo tanto, se puede emplear el porcentaje de indiciduos individuos de *C. torosa* en una muestra como indicador de la paleosalinidad.

En sistemas lacustres las oscilaciones de la $\delta^{18}O$ se deben, principalmente, a variaciones en el ratio evaporación/aportes (E/I), siendo la $\delta^{18}O$ más alta cuando el ratio E/I crece y, por tanto, hay un incremento en la salinidad y un descenso de la lámina de agua. La $\delta^{18}O$ medida en las conchas de ostrácodos de la cuenca de Guadix-Baza refleja, principalmente, las variaciones climáticas globales y la temperatura como consecuencia de los cambios en el ratio de evaporación/aportes a la masa de agua y de la cantidad de lluvia (Ortiz, 2000). Así, se ha interpretado que durante un período frío y húmedo la $\delta^{18}O$ es más baja que durante un período cálido y árido.

1) El escenario correspondiente a un margen lacustre s.s. está representado en la sección de Cortes de Baza (Pleistoceno inferior, Ortiz *et al.*, 2004), alimentado por el Abanico Aluvial de Laneros. En la figura 2 se ha representado un tramo de la sección donde se han incluido los valores de la $\delta^{18}O$ y el porcentaje de *C.* Se observan oscilaciones en el porcentaje de *C. torosa* que se interpretan como cambios en la salinidad de la masa de agua. Asimismo hay variaciones de la $\delta^{18}O$ que sugieren cambios en las condiciones climáticas (temperatura, precipitaciones) globales (Ortiz, 2000). Existe, por lo general una buena correlación entre ambas variables ya que, por un lado, los valores más altos del porcentaje de *C. torosa* se producen durante el 1er Período Cálido y Árido definido en la Cuenca a partir de los valores de isótopos estables de oxígeno y, por otro, en tramos donde existe una mayor diversidad de especies de ostrácodos (descenso del porcentaje de *C. torosa*) se observa un descenso en la $\delta^{18}O$.

2) El escenario correspondiente a un margen lacustre con dominio fluvial está representado por el yacimiento de Huéscar (*ca* 500 ka, Ortiz *et al.*, 2000). Los análisis de biomarcadores de la materia orgánica (Torres *et al.*, 2003) reflejan la existencia de aguas someras, con ausencia de condiciones anóxicas. También se ha determinado la alternancia de episodios de aguas estancadas y corrientes, aunque con tendencia a predominio de sistemas acuáticos tranquilos.

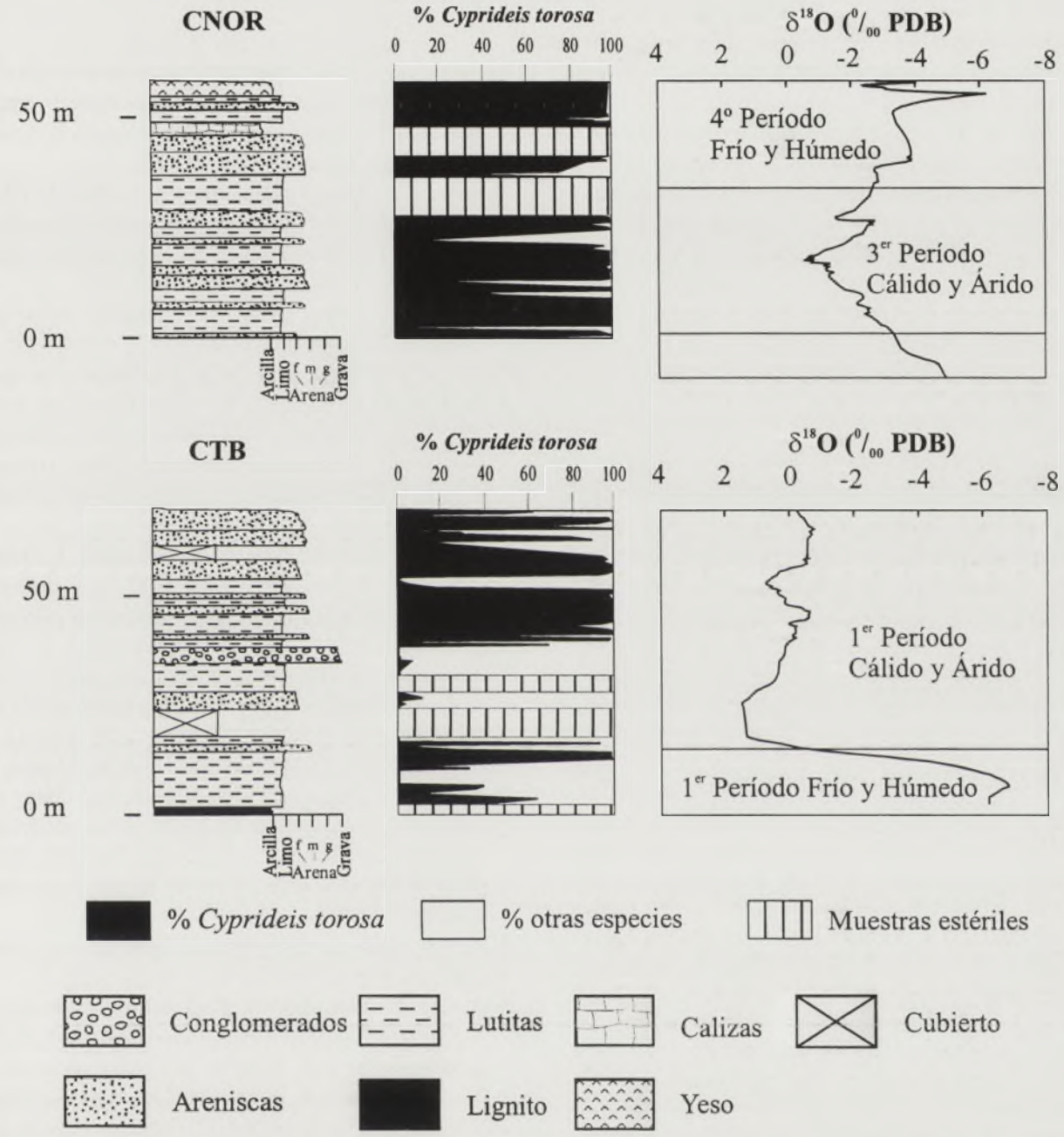


FIGURA 2. *Columnas estratigráficas CTB y CNOR con la evolución de la paleosalinidad basada en los porcentajes de* Cyprideis torosa *(en negro) respecto a otras especies de ostrácodos (en blanco) y d^{18}O medida en ostrácodos (*C. torosa*) con los períodos paleoclimáticos identificados por Ortiz (2000).*

La existencia de una gran variedad de especies de ostrácodos, predominando *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona neglecta* Sars, *Candona cf. bitruncata* Carbonnel, *Prionocypris* cf. *zenkeri* (Chyzer y Tóth), *Herpetocypris reptans* (Baird) y *Cyprinotus salinus* (Brady) sugiere la existencia de aguas dulces. No se han podido realizar análisis de isótopos estables en los ostrácodos de este yacimiento, aunque por correlación se puede decir que Huéscar se acumuló durante el 3er Gran Período Cálido y Árido del Pleistoceno definido en la cuenca (Ortiz, 2000).

3) En la sección Norte de Orce (Pleistoceno medio, Ortiz *et al.*, 2004) se observa una clara predominancia de valvas de la especie *Cyprideis torosa* (Fig. 2) lo que en una primera interpretación sería indicativo de condiciones salinas con predominio de iones clorosulfatados en las aguas en un margen lacustre salino. En consecuencia, se podría deducir que el clima debió ser cálido y árido. Sin embargo, la interpretación de la $\delta^{18}O$ analizada en las valvas de este ostrácodo refleja condiciones frías con aumento de la humedad (Ortiz, 2000). Esta falta de correspondencia entre los indicadores paleoambientales biológicos y geoquímicos

se explica por la situación paleogeográfica de la zona de Orce, alimentada por abanicos aluviales cuya área fuente estuvo localizada en rocas triásicas y miocenas ricas en evaporitas.

En definitiva, las tres zonas tuvieron unas condiciones hidrogeoquímicas distintas debido a diferencias en el *input* hidrológico/hidrogeológico, que afectaron a la asociación faunística en cada una de ellas: en la primera zona predominaron las aguas bicarbonatadas sulfatadas cálcicas mientras que en la segunda zona (Huéscar) son aguas dulces corrientes (influencia fluvial) de tipo bicarbonatado y en la tercera son aguas sulfatadas.

CONCLUSIONES

La proporción de ostrácodos (y, en particular, de la especie *Cyprideis torosa*) en los puntos estudiados refleja las características hidrogeoquímicas de cada área (preferentemente la salinidad), a diferencia de la $\delta^{18}O$ medida en las valvas de los ostrácodos de la cuenca de Guadix-Baza, que refleja las variaciones de las condiciones climáticas globales. Esta falta de correspondencia se explica por la gran sensibilidad de los ostrácodos a las variaciones de las condiciones ambientales locales: en lagos someros un cambio de las precipitaciones provoca variaciones bruscas de la salinidad.

En definitiva, las condiciones locales y el comportamiento de los cuerpos lacustres pueden ser origen de incertidumbres en la interpretación paleoambiental, que se ha definido como "efecto mosaico". Esto es debido a la posición de los cuerpos lacustres dentro de la cuenca, a los materiales presentes en el área fuente, aportes de agua superficial y subterránea, entre otros factores, que afectarán diferencialmente a las características ecológicas y geoquímicas de cuerpos que están próximos.

En conclusión la interpretación paleoambiental no debe basarse únicamente en un tipo de indicador.

AGRADECIMIENTOS

Al Prof. Jorge Civis de la Universidad de Salamanca por su ayuda en la determinación de los ostrácodos. El estudio ha estado subvencionado por el proyecto EQUIP (FI4W/CT96/0031) de la Unión Europea y el proyecto Paleoclima (703381) financiado por el CSN y ENRESA.

REFERENCIAS

Carbonnel, G. (1983): Morphométre et hypersalinité chez *Cyprideis torosa* (Jones) (Ostracoda, Actuel) dans les salines de Santa-Pola (Alicante, Espagne). *Sciences Géologiques Bulletin*, 36(4): 211-219.

Carbonel, P., Colin, J.P., Danielpol, D., Löffler, H., y Neustreva, I. (1988): Paleoecology of limnic ostracodes: A review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62: 413-461.

De Deckker, P. (1981): Ostracods of athalassic saline lakes. *Hydrobiologia*, 81: 131-144.

Ortiz, J.E. (2000): *Evolución paleoclimática durante el Pleistoceno de la mitad sur de la Península Ibérica mediante el estudio paleontológico y geoquímico de ostrácodos de la cuenca de Cúllar-Baza (Granada, España).* Tesis Doctoral, Univ. Politécnica de Madrid, 567 p.

Ortiz, J.E., Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García-Alonso, P., García de la Morena, M.A., y Lucini, M. (2000): Dataciones de algunos yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix-Baza (sector de Cúllar-Baza, Granada, España) y primera estimación de edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos. *Geogaceta*, 28: 109-112.

Ortiz, J.E., Torres, T., Delgado, A., Julià, R., Llamas, F.J., Soler, V., y Delgado, J. (2004): Numerical dating algorithms of aminoacid racemization ratios analyzed in continental ostracodes of the Iberian Peninsula (Spain). Application to Guadix-Baza basin (southern Spain). *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6): 717-730.

Peña, J.A. (1985): La Depresión de Guadix-Baza. *Estudios Geológicos*, 41: 33-46.

Torres, T., Ortiz, J.E., Alcalde, C., Badal, E., Castroviejo, R., Cobo, R., Chacón, E., Delgado A., Demoustier, A., Fernández-Gianotti, J., Figueiral, I., García-Amorena, I., García-Martínez, M.J., Llamas, J.F., Julià, R.; Postigo, J.M., Rubiales, J.M., Reyes, E., Sepherd, T., Soler, V. y , Valle, M. (2003):. *Evolución paleoambiental de la mitad sur de la Península Ibérica. Aplicación a la evaluación del comportamiento de los repositorios de residuos radiactivos*. ENRESA, publicación técnica 04: 173 p.

Vera, J.A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Boletín del Instituto Geominero de España*, 81: 429-462.

Sedimentología y magnetismo de sedimentos ricos en hidratos de gas de *Hydrate Ridge* (margen de Oregón – ODP LEG 204): aplicación en estudios paleoclimáticos

E. Piñero[1], E. Gràcia[1], J.C. Larrasoaña[2], F. Martínez-Ruiz[3], G. Ercilla[4], A. Vizcaino[1] y M. Garcés[2]

1 Unitat de Tecnología Marina CSIC, Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i Ambientals, Pg. Marítim 37-49, 08003 Barcelona. epinero@utm.csic.es, egracia@utm.csic.es, alexis@utm.csic.es
2 Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera CSIC / Universitat de Barcelona, Martí Franqués s/n, 08028 Barcelona. jcll@soc.soton.ac.uk
3 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra CSIC / Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18002 Granada. fmruiz@ugr.es
4 Institut de Ciències del Mar CSIC, Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i Ambientals, Pg. Marítim 37-49, 08003 Barcelona. gemma@icm.csic.es

ABSTRACT

During Leg 204 of the Ocean Drilling Program (ODP) in the accretionary complex of the Cascadia subduction zone, offshore the Oregon margin, more than 3600 meters of sediment cores were obtained. In order to complete the different analysis made during the Leg, the sedimentological, geochemical and magnetic study of more than 600 samples is being carried on. The sedimentological preliminary results show that the sediment of Hydrate Ridge consists in silty clay to sandy silt sediments, with some foraminifer-bearing zones and some gradded silt layers interpreted as turbiditic events. Volcanic glass horizons have been identificated also as turbidite layers. The magnetic results show that two main types of sediments can be distinguished in the Southern Hydrate Ridge: one characterized by high Isothermic Remanent Magnetization (IRM) 0.9 T/k values, corresponding to greigite dominated magnetic assemblages and another characterized by low IRM 0.9 T/k values typical for greigite-magnetite mixtures. The first one is located near the surface and below the Bottom Simulation Reflector (BSR), indicating the existence of a fossil Gas Hydrate Stability Zone (GHSZ). The comparison between sedimentological, mineralogical, magnetic and geochemical results will allow to better understand the gas hydrates formation, migration and location, and will help to identificate other fossil BSRs.

Key words: *gas hydrates, Ocean Drilling Program, sedimentology, rock magnetics.*

INTRODUCCIÓN

Los hidratos de gas son sustancias compuestas por metano y otros gases de bajo peso molecular, que rellenan los intersticios sedimentarios. Resultan estables bajo ciertas condiciones de presión y temperatura y generalmente se encuentran en regiones polares (*permafrost*) o en sedimentos marinos a profundidades superiores a los 500 m, siendo frecuentes en la mayoría de márgenes continentales. El estudio de los hidratos de gas es posiblemente uno de los temas a los que la comunidad internacional está dedicando más esfuerzo e interés en los últimos años. Algunas de las razones son su potencial económico, ya que representan un valioso reservorio global de hidrocarburos (Kvenvolden y Loreson, 2001); ser causante de la desestabilización masiva de taludes y posiblemente generador de grandes deslizamientos submarinos (Henriet y Mienert, 1998); por el papel de la biosfera profunda en reacciones químicas sintéticas en sedimentos marinos y posterior generación de metano (Parkes *et al.*, 2000); y por su rol en los cambios climáticos, ya que el metano es esencial en el efecto invernadero.

Respecto a este último aspecto, se ha demostrado que existe unas relación clara entre el calentamiento de 4 a 6 ºC de la temperatura oceánica profunda durante el periodo LPTM (Latest Paleocene Thermal Maximum) y una importante inyección de carbono a la atmósfera, probablemente generada por la liberación de metano a través de la desestabilización de importantes cantidades de hidratos de gas (Dickens *et al.*, 1997).

Una de las áreas en que se ha evidenciado la presencia de gran cantidad de hidratos de gas es en *Hydrate Ridge*, un alto estructural entre 600 y 800 m de profundidad (Fig. 1), localizado en el prisma de acreción de Cascadia, Margen de Oregon (Pacífico NE), y caracterizado por un prominente BSR (Bottom Simulation Reflector) en los perfiles de sísmica de reflexión (Tréhu *et al.*, 1999) y con evidencia de afloramiento de Hidratos de gas en superficie. La cresta Sur de *Hydrate Ridge* fue objeto del Leg 204 de ODP (Julio - Septiembre 2002). La participación de uno de nosotros en el Leg 204 nos permitió tener acceso a muestras excepcionales, ya que han sido adquiridas aplicando las tecnologías y prototipos más avanzados en perforación oceánica (Gràcia *et al.*, 2003; 2004).

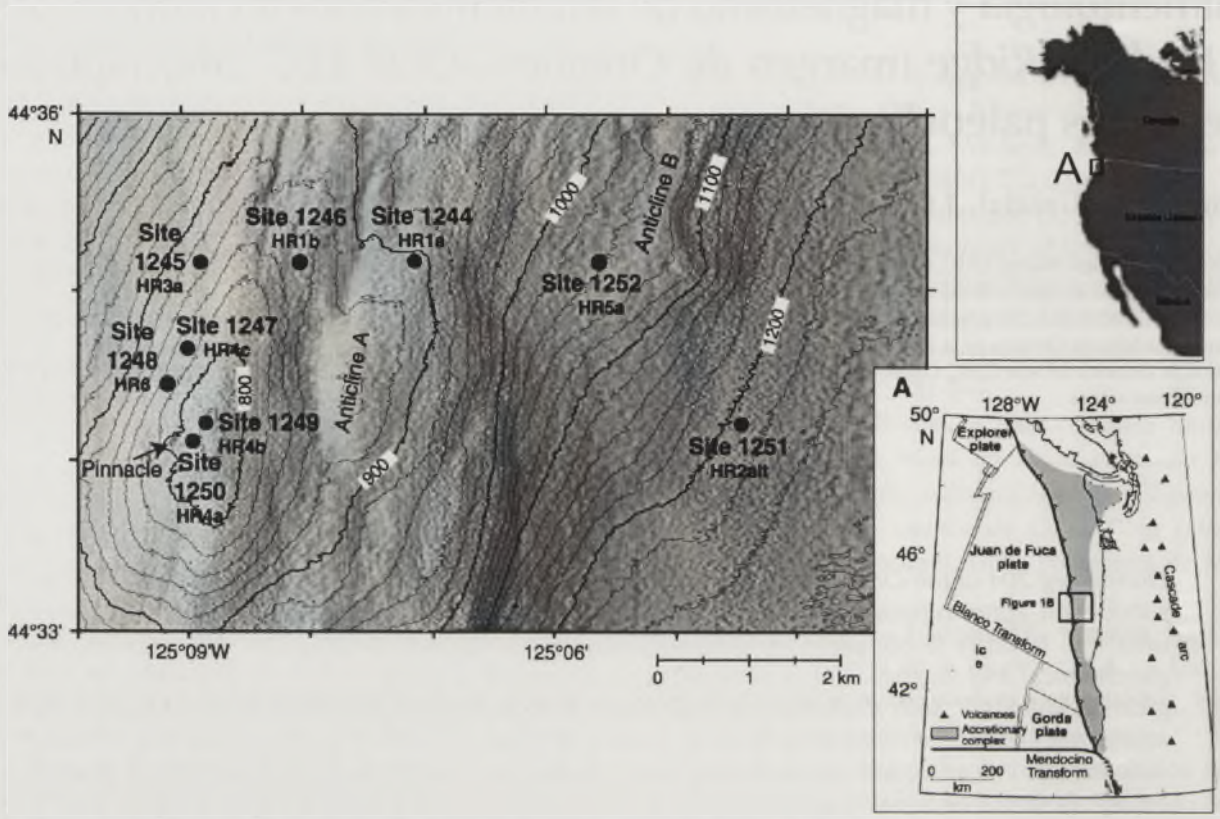


FIGURA 1. *Mapa batimétrico de detalle de la cresta meridional (SHR), donde se localizan las 9 estaciones de perforación realizadas durante el Leg 204 ODP (Sites 1244-1252). A) Mapa de la zona de subducción de Cascadia en el margen de Oregon. El rectángulo representa la zona que se muestra ampliada en la figura.*

En este trabajo, presentamos los resultados preliminares del análisis sedimentológico, geoquímico y de magnetismo de rocas de más de 600 muestras adquiridas en diferentes contextos estructurales adyacentes a hidratos de gas y hasta más de 500 metros de profundidad.

OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

Los objetivos genéricos del Leg 204 eran determinar a) la distribución y concentración de los hidratos de gas en una cresta de acreción y cuenca adyacente; b) investigar los mecanismos que transportan metano y otros gases en la zona de estabilidad de los hidratos de gas (GHSZ); y c) obtener las características de las propiedades físicas de los hidratos *in situ*. Los datos de sísmica 3D previamente obtenidos (Tréhu *et al.*, 1999), proporcionaron la información necesaria sobre la geometría de ciertos reflectores, posiblemente conductos para fluidos, así como sobre las profundidades de estabilidad de los hidratos en la región. Los datos de LWD (*logging while drilling*) confirmaron la posición de los horizontes sísmicos y proporcionaron una estimación de la concentración de hidratos de gas a través de las medidas *in situ* de resistividad eléctrica. También se utilizó la cámara infrarroja, que permitió establecer la distribución y textura de los hidratos tan pronto como los testigos llegaban a bordo. Los análisis geoquímicos de las aguas intersticiales y de los gases proporcionaron información adicional sobre la distribución y concentración de hidratos en la zona de estabilidad, origen de los fluidos en la GHSZ y tasas aproximadas del proceso de formación de hidratos de gas. El análisis bio y litostratigrafico así como las medidas de las propiedades físicas de los sedimentos que contienen hidratos, proporcionaron la verificación *in situ* de propiedades físicas y sedimentológicas previamente inferidas.

Entre los principales resultados del Leg 204, destacamos: 1) que la distribución de los hidratos de gas ocurre a través de una amplia zona dentro del GHSZ, en la que diferentes *proxies* físicos y químicos (p.e. resistividad eléctrica, cámara infrarroja, clorinidad, textura del sedimento, etc.) proporcionan resultados consistentes; 2) el descubrimiento que el sistema de hidratos de gas de *Hydrate Ridge* contiene concentraciones importantes de hidrocarburos de alto orden; 3) la detección de los valores de elevada clorinidad (hasta unos 10 m por debajo del fondo), que sugieren que la formación de hidratos en esta parte superior es muy rápida; 4) que la concentración de hidratos de gas es significativamente superior bajo la cresta de *Hydrate Ridge* que en su flanco y cuencas adyacentes.

Nuestra propuesta de investigación ODP se basa en un estudio sedimentológico, geoquímico y magnético de los

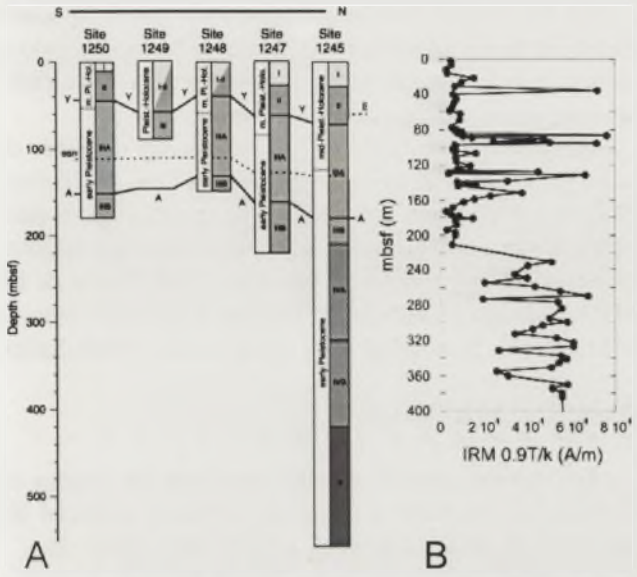


FIGURA 2. *a) Síntesis litoestratigráfica y correlación entre los diferentes sites (1250 a 1245) donde se muestran los horizontes sísmicos A, Y y BSR. b) Ejemplo de la distribución de la Magnetización Remanente Isotérmica (IRM 0,9 T/k) en profundidad en el Site 1245B. En gris se representa la zona de estabilidad de los hidratos de gas (GHSZ).*

sedimentos obtenidos en *Hydrate Ridge* durante el Leg 204 (muestreados sistemáticamente a lo largo de las 5 Unidades Litostratigráficas de los *Sites* 1244 a 1252), así como niveles representativos: a) a base y a techo de capas de hidratos de gas (p.e. BSR y GHSZ, zona superficial de reacciones microbianas); y b) a través de reflectores característicos (p.e. zonas de migración de fluidos, como las cenizas volcánicas del Horizonte A o depósitos turbidíticos en los Horizontes B y B'). Los objetivos científicos son:

Sedimentología: Análisis granulométrico y distribución de los sedimentos cuaternarios de *Hydrate Ridge*: implicaciones de proveniencia y ambientes deposicionales. Caracterización de la sedimentación turbidítica y emplazamiento de cenizas volcánicas. Evaluación de los posibles cambios entre flujos detríticos y de áreas fuente.

Geoquímica: Determinar la composición química del sedimento y evaluar su papel en la presencia de hidratos de gas en sus diferentes texturas (diseminado, nodular, laminar, masivo). Determinar la composición y estructura mineralógica de las partículas de arcilla y su rol en la ocurrencia de hidratos de gas, así como el efecto de los procesos diagenéticos en su composición. Establecer las condiciones de oxígeno durante y posteriormente a la deposición.

Magnetismo: Estudiar comparativamente los diferentes minerales magnéticos presentes en los niveles ricos en hidratos de gas (alrededor del BSR, ricos en sulfuros) y en los primeros metros bajo el fondo (en la zona de AMO, *Anaerobic Methane Oxidation*, pobres en sulfuros). Determinar la mineralogía magnética de los diferentes sulfuros de hierro, así como su relación con los procesos diagenéticos y su relación con la formación, migración y desaparición de los hidratos de gas.

La metodología que estamos utilizando, se basa en los siguientes análisis: a) Sedimentológico: Análisis granulométrico. Identificación de los componentes terrígenos y biogénicos en lupa binocular. Contenido en carbonato, Carbono Orgánico Total (TOC) y CNS. b) Geoquímico: Análisis de composición mineral total (XRD y SEM). Análisis de la mineralogía de arcillas (XRD, SEM, TEM y HRTEM). Determinación de elementos mayores (XRF) y elementos minoritarios (ICP-MS). c) Propiedades magnéticas: Análisis de la Susceptibilidad magnética (k), Magnetización Natural Remanente (NRM), Magnetización Remanente Antihisterética (ARM), Magnetización Remanente Isotérmica (IRM) en dos campos magnéticos crecientes, a 0,1 T y 0,9 T.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El análisis sedimentológico llevado a cabo hasta ahora comprende los *Sites* 1249C, 1250C y la parte superior (200 m) del *Site* 1245B incluyendo las unidades I a III. Durante el Leg 204 se definieron hasta 5 Unidades Litostratigráficas (de edad Pleistoceno Inf. a Holoceno), realizándose una correlación entre los diferentes *Sites* (Fig. 2) (Tréhu *et al.*, 2003). La Unidad Litostratigráfica I está formada por sedimentos limo-arcillosos a limo-arenosos de color gris a verde oscuro con contenido variable en nanofósiles, con zonas de alto contenido en foraminíferos y algunas capas de sedimento tamaño limo a arena fina interpretadas como turbiditas. Contiene también algunas zonas, sobre todo a techo, con precipitación autigénica carbonatada. El límite con la Unidad Litostratigráfica II está representado por un incremento en la frecuencia de los episodios turbidíticos, así como por un aumento de la cantidad de componentes biogénicos. La Unidad Litostratigráfica II es predominantemente arcillosa, formada por feldespatos, quarzo y minerales arcillosos, como componentes mayoritarios no biogénicos, con gran contenido en glauconita, incluso superior al 2%. En el *Site* 1249 el límite entre estas dos unidades no se ha podido definir, debido a la homogeneidad de los sedimentos recuperados. La Unidad Litostratigráfica III está formada por sedimentos limo-arenosos y su límite superior coincide con el horizonte sísmico Y. En esta unidad se observan también numerosos episodios turbidíticos, que quedan interrumpidos por un intervalo de *debris flow*, dominado por componentes calcáreos biogénicos en el *Site* 1250. Los sedimentos correspondientes al horizonte sísmico A también fueron identificados en esta unidad y corresponden a un nivel de arenas ricas en vidrio volcánico.

La mayor parte de las muestras están formadas por sedimentos limo-arcillosos, con una cantidad variable (2-3% de media) de partículas tamaño arena (principalmente granos de cuarzo). Las curvas granulométricas de los sedimentos muestran que no están muy bien seleccionados. La media de su desviación estándar respecto al tamaño de grano medio es próxima a 2, lo que indica una gran dispersión del tamaño de grano en cada muestra. Su contenido en carbonatos, resulta también variable, dentro de un rango que oscila entre el 0 y el 15%, siendo los contenidos más comunes los per-

tenecientes al rango 4 - 9%, con una media de 6,15%. El contenido en carbonato, parece relacionarse con la posición relativa del *site* respecto a las diferentes zonas de afloramiento de gas, así como a su proximidad a la costra carbonatada y a la presencia de nódulos, con tamaños observados durante la campaña de hasta 6 cm de diámetro.

Respecto a los resultados de las medidas de las propiedades magnéticas, realizadas al total de las muestras, podemos definir dos principales tipos de sedimentos:

Tipo 1: Se caracterizan por valores altos de IRM 0,9T/k ($>2\cdot10^4$ A/m), típicos de agregados magnéticos ricos en greigita. La greigita, sulfuro metálico ferromagnético, se forma en ambientes sedimentarios sulfato reductores y es mineral precursor de la pirita. Su formación, según la correlación entre los parámetros magnéticos y granulométricos de los sedimentos de este tipo, parece estar condicionada al tamaño de grano y permeabilidad de los sedimentos. En estas muestras, que se encuentran en la zona de estabilidad de los hidratos de gas (GHSZ), la greigita parece estar restringida a diámetros modales de entre 3 y 7 m, tal y como indican los estudios granulométricos preliminares. La formación de los nódulos magnéticos estaría asociada a la presencia de hidratos de gas, como sugiere el alto contenido en H_2S de las fases gaseosas de los hidratos. Algunas muestras de este tipo corresponden también a situaciones por debajo de la zona del BSR, indicando la presencia de zonas fósiles de estabilidad de los hidratos (Fig. 2).

Tipo 2: Se caracterizan por bajos valores de IRM 0.9 T/k ($<2\cdot10^4$ A/m), típicos de agregados mixtos de greigita y magnetita, dentro de los cuales se pueden distinguir los correspondientes a episodios turbidíticos (con altos valores de k y ARM). Los sedimentos con baja k (susceptibilidad magnética) y baja ARM corresponden a sedimentos marinos hemipelágicos, de baja concentración en magnetita.

CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico de las muestras llevado a cabo hasta el momento, muestra que corresponden a sedimentos limo-arcillosos no muy bien clasificados, con contenidos variables de granos tamaño arena. Asimismo, su contenido en carbonato también resulta variable entre el 0 y el 15%, con una media del 6,15%. El análisis sedimentológico del total de las muestras permitirá establecer la proveniencia de los sedimentos, así como la caracterización de los episodios turbidíticos.

Los análisis magnéticos muestran que existen dos tipos de sedimentos, según el comportamiento magnético que presenten: el primero, caracterizado por un valor alto del IRM 0,9 T/k ($>2\cdot10^4$ A/m) corresponde a sedimentos ricos en greigita; mientras que el otro, caracterizado por niveles bajos del IRM 0,9 T/k ($<2\cdot10^4$ A/m), es típico de sedimentos ricos en agregados mixtos de greigita y magnetita. El futuro estudio de su distribución espacial y en relación a las granulometrías, permitirá esclarecer la relación entre la formación de estos minerales magnéticos y la formación de los gas-hidratos.

La metodología que hemos presentado, puede aplicarse al estudio de los sistemas en los cuales se ha evidenciado la presencia de hidratos de gas, como por ejemplo los volcanes de fango del Golfo de Cádiz (SO Iberia).

La investigación futura incluirá un estudio detallado de la mineralogía magnética de los sedimentos de *Hydrate Ridge* y comparación con los datos sedimentológicos (textura y composición geoquímica) del sedimento con implicaciones sobre la formación, migración y distribución de los hidratos de gas en la zona de *Hydrate Ridge*, así como, la interpretación paleoclimática y ambiental de los resultados.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen las ayudas en financiación recibidas a través de la Acción Especial del MCYT BTE 2002 - 11698 – E y REN 2001- 5262 – E.

REFERENCIAS

Dickens, G.R., Castillo, M.M. y Walker, J.G.C. (1997): A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, 25: 259-262.

Gràcia, E., Larrasoaña, J.C., Martínez-Ruiz, F., Ercilla, G., Vizcaíno, A., Garcés, M. y Leg 204 Science Party (2003): Rock magnetic signature of gas hydrates in sediments from Southern Hydrate Ridge (Cascadia Margin). *EOS Trans AGU,* Fall meeting Suppl., San Francisco (USA), (8-12 Dec.). Abstract.

Gràcia, E., Larrasoaña, J.C., Martínez-Ruiz, F., Ercilla, G., Piñero, E., Vizcaíno, A., Garcés, M. y Leg 204 Science Party (2004): Rock magnetism and sedimentology of Quaternary sediments from Southern Hydrate Ridge (ODP Leg 204): Implications for the occurrence of gas hydrates. *IODP-ICDP EuroForum*, Bremen (Alemania), (17-19 March). Abstract.

Henriet, J.P. y Mienert, J., eds. (1998): *Gas hydrates - Relevance to world margin stability and climatic change*. Geological Society Special Publication, 137: 338 p.

Kvenvolden, K.A. y Loreson, T.D. (2001): The global occurrence of natural gas hydrate. En: *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection* (C.K. Paull y W.P. Dillon, Eds.). American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 124: 3-18.

Parkes, R.J., Cragg, B.A. y Wellbury, P. (2000): Recent studies on bacterial populations and processes in marine sediments. *Hydrogeology Journal*, 8:11-28.

Tréhu, A., Bohrmann, G., Rack, F., Torres, M. y Shipboard Scientific Party (2003): Drilling Gas Hydrates in Hydrate Ridge (Oregon Margin). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Report, volume 204.*Leg 204 Summary: 1-75

Tréhu, A.M., Torres, M.E., Moore, G.F., Suess, E. y Bohrmann, G. (1999): Temporal and spatial evolution of a gas hydrate-bearing accretionary ridge on the Oregon continental margin. *Geology*, 27 (10): 939-942.

Determining the relationships between fluvial activity and climatic variability during the Holocene in Spain

V.R. Thorndycraft and G. Benito

Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Centro de Ciencias Medioambientales,
C/ Serrano, 115-bis, 28006 Madrid, Spain. varyl@ccma.csic.es, benito@ccma.csic.es

ABSTRACT

A database of radiocarbon dates from Holocene fluvial environments in Spain has been compiled. The dates have been classified according to the different types of depositional environments and ensembles from which the samples were collected. The sampling locations have been categorised according to geographical region, elevation and drainage basin area. The results of the analysis indicate a number of phases of increased fluvial activity: 11,280-10,230 cal. BP; 9565-8785 cal. BP; 7975-7090 cal.BP; 5740-4135 cal. BP; 3880-3085 cal. BP; 2895-1820 cal. BP; and 1300-0 cal. BP. A review of the radiocarbon dating evidence combined with palynological data of Holocene vegetation changes indicate that increased fluvial activity and geomorphic effectiveness coincide with periods with a more open landscape indicating the importance of sediment supply in the formation of the depositional landforms. Detailed analysis of the record has enabled the relative forcing of climatic variability and anthropogenic impacts to be determined. The major climatic perturbations of the Holocene that are recorded in the fluvial record are the 8200 BP, 2650 BP and Little Ice Age periods of climatic deterioration, with increased flood frequency also related to the Medieval Warm Period.

Key words: *Radiocarbon chronology; Holocene; Alluvial terraces; Palaeofloods; Climatic variability.*

INTRODUCTION

To date, determining the fluvial response to Holocene climatic and anthropogenic changes in the Mediterranean region has been restricted by the scarcity of radiocarbon dates from fluvial sedimentary contexts. Reviews have traditionally focused on fluvial sediments dated by archaeological associations (e.g. Vita-Finzi, 1969). Since the turn of the millennium however, there has been an increase in the number of radiocarbon dates published within Spain, therefore, it is timely to analyse and review the available dating evidence.

METHODOLOGY

A database was compiled of radiocarbon dates that were sampled from fluvial sedimentary contexts in Spain. In total 97 entries were made with the original dates and their errors recorded. Subsequent calibration of all the radiocarbon dates was carried out using the OXCAL calibration program (dates presented are at the two sigma level of confidence). For each radiocarbon date additional data was collated concerning geographical information (e.g. catchment area, elevation etc) and the sample's sedimentary provenance (e.g., sedimentary context, depositional environment). Dates from sedimentary contacts were classified as *change* dates and were considered the best samples within the database. With regards to palaeoflood deposits that result from individual flood events, sequences with multiple dates were considered as equivalent to *change* dates from alluvial terraces. Analysis of the compiled data-set was primarily carried out using the sum probability command within OXCAL that produces a plot illustrating the temporal distribution of the dates entered into the analysis (e.g. Figure 1). The *y* axis, probability per year, reflects the probability of the sampled date coming from that particular year, therefore, clustering of dates results in a greater peak. A number of probability plots were produced by entering different sets of radiocarbon dates into the sum probability calculation, for example according to different geographical area or different depositional environments (e.g. Figure 2).

RESULTS AND DISCUSSION

The summed probability plot based on all 97 radiocarbon dates is shown in figure 1. From the graph, the Holocene radiocarbon chronology can be broadly divided into seven distinct periods with a clustering of dates from fluvial environments: 11280-10230 cal. BP; 9565-8785 cal. BP; 7975-7090 cal. BP; 5740-4135 cal. BP; 3880-3085 cal. BP; 2895-1820 cal. BP; and 1300-0 cal. BP.

The only fluvial sediments radiocarbon dated to the Early Holocene are the palaeoflood sequences of the Tagus River (Benito *et al.*, 2003). Multiple dates have identified

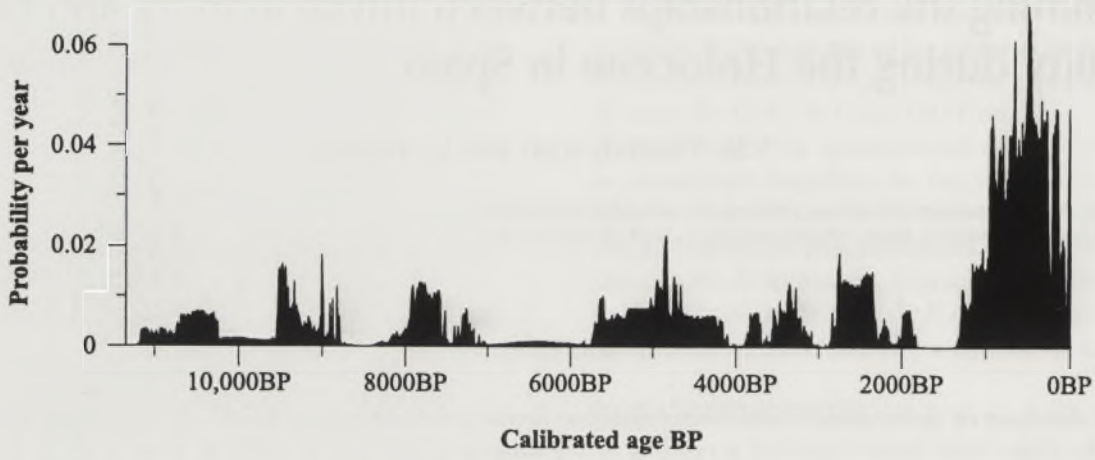


FIGURE 1. *Sum probability of all radiocarbon dates sampled from fluvial environments in Spain.*

two periods of increased flood frequency at 10700-10300 cal. BP and 9600-8800 cal. BP. (Fig. 2). Early Holocene pollen records from Spain indicate short climatic events during this period, for example the return to steppe-type vegetation with herbaceous pollen values reaching 85% at Las Tablas de Daimiel (Dorado Valiño *et al.*, 2002), a response to the 8200 BP climatic event, a brief period of widespread increased aridity and cooler temperatures (Alley *et al.*, 1997), calibrated to 9280-9030 cal. BP. The implication is that although the slackwater flood deposits indicate that this was a phase of large magnitude flooding (Benito *et al.*, 2003), the physical presence of this sedimentary record may also relate to the increased sediment supply brought about by the reduced arboreal vegetation cover at this time.

During the Mid Holocene the radiocarbon samples in the record come from fine-grained floodbasin or palustrine sedimentation. These periods coincide with the Holocene climatic optimum when there was a greater taxonomical diversity and a greater tree cover with increases in *Quercus*, *Olea* and *Pinus*. The end of the palustrine phase in the fluvial record (*ca.* 4700 cal. BP) corresponds to a phase of greater aridity.

A cluster of samples date from the first millenium B.C., with all of these identified as *change* dates in the database indicating a significant change in sedimentation at the sites. This period appears to coincide with the 2650 BP climatic event, especially as pollen curves indicate that human activity did not severely affect the vegetation cover until around 2000-1700 years ago.

The highest density of radiocarbon dates in the record occurs from A.D. 650 onwards, with the majority of dates coming from alluvial terraces and slackwater flood deposits. Indeed, there appear to be two distinct records preserved by these distinct depositional environments. The majority of the fine grained alluvial facies date to the period A.D. 1000-1500, with two dates from gravel facies ca. A.D. 1500. The radiocarbon dates from palaeoflood deposits cluster in two periods, A.D. 800-1200 and A.D. 1400-1700 (Fig. 2). Documentary records also indicate two periods of increased flood frequency, A.D. 1150-1290 and A.D. 1500-1850, separated by a period of reduced flooding (Benito *et al.*, 1996). The increased frequency of palaeofloods dated to A.D. 800-1200 may be a response to the Medieval Warm Period that lasted from A.D. 800-900 to A.D. 1200-1300 and appears to have had an impact on fluvial systems elsewhere in Europe (Brown, 1998). The latter period reflects the climatic deterioration of the Little Ice Age.

CONCLUSIONS

1) The greatest fluvial activity (or geomorphic effectiveness) during the Holocene coincides with periods of open landscape with reduced tree cover, as inferred from radiocarbon dated pollen records. The presence of slackwater flood sediments and alluvial terraces are dependent primarily upon sediment supply and landscape stability that is linked to vegetation cover.

2) The major climatic perturbations of the Holocene that appear to be recorded in the fluvial record are the 8200 BP, 2650 BP and Little Ice Age periods of climatic deterioration. In addition there appears to be a period of increased flood frequency related to the Medieval Warm Period.

3) The greatest frequency of dates in the record comes from the last 1300 years. In part, this may reflect increased preservation potential but additional evidence from archaeologically dated fluvial sequences in Spain indicate the importance of human impact on the landscape acting as a geomorphological trigger (Butzer, 1980) for increased landscape instability and increased sediment supply.

4) During the last 1300 years there appear to be distinct records from palaeofloods and alluvial terraces. This reflects the different temporal scales of the two sedimentary records with slackwater flood deposits resulting from single hydrological events, whereas alluvial terraces respond to

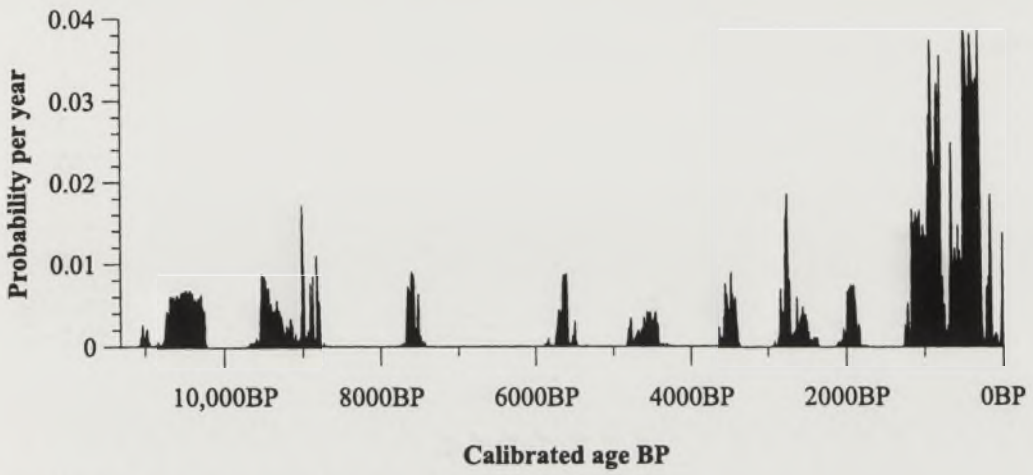


FIGURE 2. *Sum probability of radiocarbon samples from palaeoflood deposits in Spain.*

longer-term shifts in sediment supply or hydrological regime. A combined analysis of palaeoflood sequences and alluvial terraces appears a valid means of distinguishing climatic and anthropogenic forcing of change in the fluvial environment.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was carried out as part of the project: "Past hydrological events related to an understanding of global change", funded by the International Council for Science (ICSU). The authors would like to thank Mark Macklin and Eric Johnstone for their input regarding the methodological approach that came from their analysis of the UK fluvial record.

REFERENCES

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. y Clark, P.U. (1997): Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25: 483-486.

Benito; G., Machado, M.J. y Pérez-González, A. (1996): Climate change and flood sensitivity in Spain. In: *Global continental changes: The context of palaeohydrology* (J. Branson, A.G Brown and K.J. Gregory, J. Branson, et al., Eds.). Geological Society Special Publication, 115: 95-98.

Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J. y Pérez-Gonzalez, A. (2003): Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1737-1756.

Brown, A.G. (1998): Fluvial evidence of the Medieval Warm Period and the Late Medieval Climatic Deterioration in Europe. In: *Palaeohydrology and environmental change* (G. Benito, V.R. Baker and K.J. Gregory, Eds.),. John Wiley & Sons Ltd., 43-52.

Butzer, K.W. (1980): Holocene alluvial sequences: Problems of dating and correlation. In: *Timescales in Geomorphology* (R.A. Cullingford, D.A. Davidson and J. Lewin, Eds.). John Wiley & Sons Ltd., 131-142.

Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríquez, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J. y Bustamente Gutiérrez, I. (2002): Climatic changes since the Late-glacial/holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International*. 93-94: 73-84.

Vita-Finzi, F. (1969): *The Mediterranean valleys: Geological changes in historical times*. Cambridge University Press, 140 pp.

El registro de la Laguna de Taravilla (Alto Tajo, Sistema Ibérico) como sensor de cambios paleohidrológicos y paleoambientales

B.L. Valero Garcés[1], A. Navas[2], P. Mata[3], J. Machín[2], A. Delgado Huertas[4], P. González Sampériz[1] A. Schwalb[5], A. Moreno Caballud[1], L. Edwards[6] y A. González-Barrios[7]

1 Instituto Pirenaico de Ecología (C.S.I.C.), Apdo 202, 50080 Zaragoza, España. blas@ipe.csic.es, pgonzal@inicia.es, amoreno@ipe.csic.es
2 Estación Experimental de Aula Dei (C.S.I.C.), Apdo 202, 50080 Zaragoza, España. anavas@eead.csic.es jmac@eead.csic.es
3 Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cadiz. Puerto Real, 11510 Cadiz, España. pilar.mata@uca.es
4 Estación Experimental de El Zaidin (C.S.I.C.), Prof. Albareda 1, 18008 Granada, España. antodel@eez.csic.es
5 Institut fur Geowissenschaften, Technische Universitat Braunschweig, Pockelstrasse 3Braunschweig D-38106, Germany. antje.schwalb@tu-bs.de
6 Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, Minneapolis, MN-55455, USA. edwar001@umn.edu
7 Cátedra Medio Ambiente, Universidad de Córdoba, 14005 Córdoba, España. ajgonzalez@supercable.es

ABSTRACT

Lacustrine and travertine records from Laguna de Taravilla (Iberian Range, Guadalajara province, Spain, 40º 39' N, 1º 59' W, 1100 m a.sl.) have been analysed using sedimentological, mineralogical, geochemical and palynological techniques. A preliminary chronological framework is based on U/Th, ^{14}C AMS, ^{210}Pb and ^{137}Cs dates. Phases of increased travertine growth occurred during the Glacial- Interglacial transitions from isotope stage 6 to 5 and 2 to 1. Short lacustrine cores indicate a lake level increase after the XVth century, that can be correlated with the end of the Medieval Warm Period. Sandy facies related to flood events are more frequent during the interval ascribed to the Little Ice Age. During the last century, the growth of littoral vegetation at the mouth of the inlet could have prevented more sandy sediments to reach the center of the lake.

Key words: *lake records, travertine, Iberian Range, Little Ice Age, Medieval Warm Period.*

INTRODUCCIÓN

En la zona del Alto Tajo y la Serranía de Cuenca existen numerosos lagos en cubetas formadas durante el Plioceno Superior - Pleistoceno por karstificación de calizas jurásicas y cretácicas (Gutiérrez-Elorza y Peña Monné, 1979; IGME, 1989) y por represamiento debido al crecimiento de travertinos. Las torcas de la Cañada del Hoyo (Cuenca) han sido estudiadas en detalle desde un punto de vista limnológico y prueban las excelentes posibilidades de estos lagos como registros paleoclimáticos (Miracle *et al.*, 1992; Rodrigo *et al.*, 1993, Mezquita y Miracle, 1997): abundancia de carbonatos autigénicos y biogénicos, presencia de varvas y gran sensibilidad del ecosistema a cambios limnológicos. En este trabajo abordamos el estudio pluridisciplinar de sondeos de la *Laguna de Taravilla* (40º 39' N, 1º 59' O, 1100 m s.n.m.) con la finalidad de evaluar su potencial como sensor de los cambios hidrológicos, ambientales y climáticos en la región. El clima actual es mediterráneo con una fuerte influencia continental; la precipitación anual es en torno a los 560 mm (Fig. 1a). La vegetación potencial corresponde al dominio supramediterráneo subhúmedo (Peinado-Lorca y Martínez-Parras, 1987). La laguna está rodeada por un extenso carrizal, particularmente en su extremo nororiental, que progresa sobre las elevadas pendientes del margen formando una costra de carbonato de calcio entre sus rizomas. En zonas más someras aparecen *Potamogeton natas*, *Hippuris vulgaris* y *Potamogeton coloratus*; el fondo de la laguna está tapizado por praderas de caráceas (Molina, 1996).

METODOLOGÍA

Se realizó un estudio sísmico de alta resolución (3,5 Khz de frecuencia) y se tomaron varios sondeos utilizando una plataforma flotante y un sondeador tipo Livingstone modificado a lo largo de un transecto NE-SO (Fig. 1). Los sondeos se analizaron con técnicas sedimentológicas, granulométricas, mineralógicas, geoquímicas e isotópicas, así como biológicas (polen y ostrácodos). La composición química e isotópica de las aguas ha sido monitorizada estacionalmente. Los sondeos han sido datados con técnicas radiométricas absolutas (^{210}Pb, ^{137}Cs y ^{14}C) y los travertinos mediante U/Th.

RESULTADOS Y DISCUSION

Hidrología

Los aportes hídricos a la laguna son esencialmente a través de descarga subterránea. Existe un pequeño efluente superficial que no es funcional en verano, dado el descenso del nivel

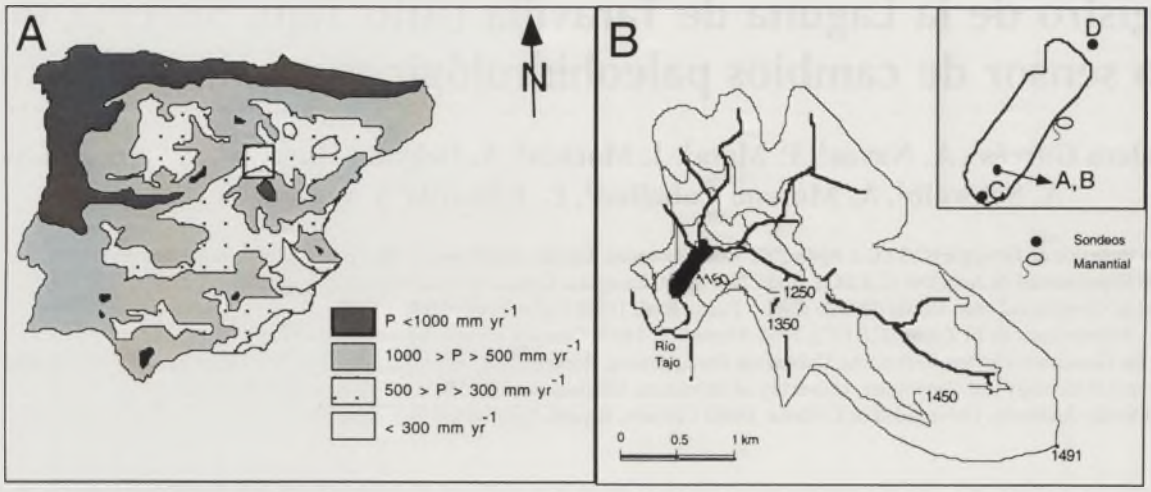


FIGURA 1. *a) Situación de la Laguna de Taravilla en el sector central del Sistema Ibérico caracterizado por una precipitación anual de unos 560 mm. b) Cuenca de recepción de la Laguna de Taravilla con las curvas de nivel, red hidrográfica y situación de los sondeos en la laguna.*

del lago y que drena las aguas en el río Tajo (Fig. 1b). Las aguas de la laguna son poco mineralizadas (conductividad 0,41 mS cm^{-1}), carbonatadas y con bajo contenido en sulfato y experimentan variaciones estacionales en su composición. Los valores de δH y $\delta^{18}O$ de aguas de la laguna y el manantial son isotópicamente muy similares a las del río Tajo (δ^{18o} entre -8.5 y - 9.0 y δH entre -57 y -63 por mil) lo que indica una escasa evolución a partir de las aguas meteóricas regionales.

Registro sedimentario

La laguna (2,11 ha de superficie, 11 m de profundidad máxima) es de origen kárstico y fue cerrada por el crecimiento de una pared de travertino durante el Pleistoceno Superior (139,7 ± 3,1 Ka, U/Th, tabla 1). El estudio sísmico de alta resolución revela una morfología de márgenes verticales, fondo plano y reflectores paralelos al fondo de la laguna pero dadas las características de los sedimentos, no hubo penetración sísmica. El relleno sedimentario está formado por facies de barros limosos carbonatados, grises, masivos o débilmente laminados, con variable cantidad de restos orgánicos y con algunas intercalaciones arenosas (Fig. 2). La fracción carbonatada está esencialmente compuesta por dolomita y calcita detrítica, erosionada de las formaciones cretácicas que rodean la laguna (IGME, 1989) y de los travertinos pleistocenos y por calcita autigénica que aparece en cristales de unas 10-15 micras y como fragmentos de caráceas. La materia orgánica es esencialmente transportada desde las zonas litorales y el carrizal situado en la desembocadura del barranco nororiental.

En el sondeo más cercano al dique de travertino (Sondeo C) la sedimentación está dominada por facies litorales de granulometría más gruesa (limos y arenas carbonatadas) procedentes de la erosión y transporte de formaciones vegetales encostradas por carbonato en las zonas litorales. Los sondeos del área palustre nor-oriental (Sondeo D), alejada del dique de travertino muestran una transición desde sedimentos fluviales (gravas gruesas) depositados por el arroyo que desemboca en la laguna a lacustres -palustres (limos finos) a partir del siglo XV (datación de AMS: 471 ± 37 ^{14}C yr BP).

En los sondeos de la zona más profunda (A y B) se han identificado facies sedimentarias que representan fluctuaciones en la formación de calcita autigénica y en el aporte de material clástico y orgánico. Las facies de barros grises oscuros laminados representan condiciones de sedimentación de menor energía y mejor desarrollo de anoxia en los sedimentos del fondo de la laguna; las facies más gruesas, con mayor cantidad de fragmentos orgánicos y clásticos carbonatados y las facies de barros marrones indican eventos de avenidas con mayores aportes terrígenos y erosión de la orla palustre del lago. La tendencia al descenso del contenido en Fe, Mn y P en la unidad inferior del sondeo B puede interpretarse como un descenso general de los aportes terrígenos y suelos desde la cuenca, o como un aumento de las condiciones más reductoras en el sedimento que disminuye la fijación de estos elementos. Los valores negativos y el reducido rango composicional de los valores isotópicos de valvas de ostrácodos (*Candona* sp. y *Ilyocypris* sp.) en el sondeo A2 son típicos de ambientes lacustres hidrológicamente abiertos con reducido periodo de residencia.

Cronología

La actividad del ^{210}Pb en la zona superior del sondeo A1 es relativamente baja (1,7 pC/gr), debido probablemente a un bajo flujo atmosférico de ^{210}Pb y un aporte de sedimentos elevado lo que hace que los valores de ^{210}Pb no soportado sean más difíciles de distinguir del "fondo". Se ha detectado ^{137}Cs sólo en el intervalo 8-8,5 cm. Estas dificultades impiden una cronología más detallada para la parte superior de los sondeos, aunque los datos sugieren una muy elevada tasa sedimentación durante la segunda mitad del siglo pasado.

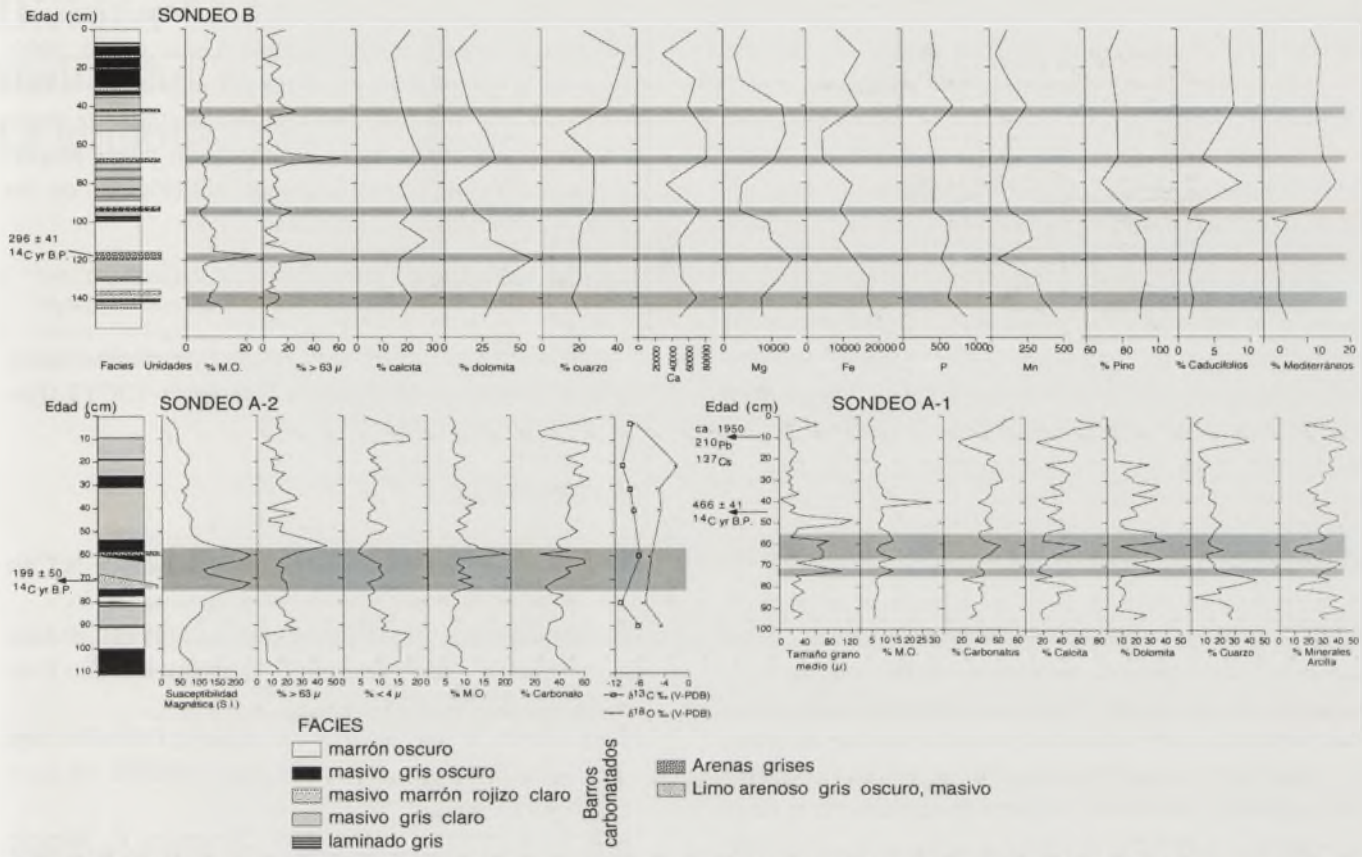


FIGURA 2. *Indicadores sedimentológicos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y polínicos de los sondeos A1, A2 y B. Las zonas sombreadas corresponden a intercalaciones detríticas más gruesas.*

Las dataciones realizadas en fragmentos vegetales terrestres (ramas, hojas de boj) con ^{14}C (AMS) permiten establecer una cronología preliminar para los sondeos A, B y D que abarca los últimos 500 años. Debido a que las edades de ^{14}C son relativamente recientes y corresponden a una zona de indeterminación en la curva de calibración de ^{14}C, las edades absolutas son más imprecisas. Las tasas de sedimentación para los sondeo A2 y B son del orden de 4 mm/año, mientras que la tasa del sondeo A1 es considerablemente inferior (1 mm/año) y cuestiona la validez de su datación (Tabla 1).

Las dataciones preliminares del edificio travertínico mayor en el margen suroriental de la laguna mediante U/Th sugieren que su máximo desarrollo ocurrió en la transición del penúltimo máximo glacial al último periodo interglaciar (139,7 ± 3,1 Kyr BP). Las dataciones del travertino frontal que cierra la laguna (entre 22 y 18 Kyr BP, edades sin corregir y 11 – 7 Kyr BP, edades corregidas) indican que la última etapa de desarrollo correspondería al intervalo Tardiglaciar- Holoceno temprano. Esta cronología sugiere que los periodos de máxima disponibilidad hídrica corresponderían a las terminaciones abruptas de los periodos glaciales y la transición a los interglaciares. La edad (192 ± 47 ^{14}C yr BP) de fragmentos vegetales incluidos en el travertino frontal indica periodos de mayor actividad en épocas históricas recientes.

TABLA 1. *Dataciones de ^{14}C AMS de los sondeos sedimentarios de Taravilla.*

	Número	Sondeo		fracción 14C		^{14}C Edad	Error
MATERIAL	Laboratorio		δ13C	moderno	Error	(años)	(años)
Hoja de Boj	AA48630	A1	-25	0.9437	0.0048	466	41
Hoja de Boj	AA48628	A2	-24.2	0.9755	0.0061	199	50
Hoja de Boj	AA48629	B	-25.9	0.9638	0.0049	296	41
Hoja de Boj	AA47854	D	-25.7	0.943	0.0043	471	37
Hoja de Boj	AA47856	travertino	-25.2	0.9764	0.0057	192	47

Polen

El histograma polínico del sondeo B refleja una cubierta vegetal característica de un clima de tipo submediterráneo, con pocas variaciones durante los últimos siglos. El principal componente arbóreo es el pino, que alcanza valores comprendidos entre un 60 y un 80% del espectro total. Otros elementos arbóreos son *Juniperus* y *Quercus faginea-pubescens* type (10-20%) y un 5-10% de *Quercus ilex-coccifera* type (5-10%). Esta situación reflejaría una vegetación regional conformada por amplias extensiones de pinar que se mezclaría con quejigos en las laderas de umbría y enci-

nas y enebros o sabinas en las solanas. El principal elemento arbustivo del bosque submediterráneo sería el boj (*Buxus*), que alcanza en algunos momentos hasta el 20% del espectro total. El grupo de polen arbóreo se completa con la escasa presencia de caducifolios (*Corylus, Alnus, Betula, Salix, Ulmus, Tilia, Fagus, Populus*) que se localizarían aislados en barrancos húmedos y laderas de umbría mezclados con *Quercus faginea-pubescens* type o asociados a los cursos fluviales. El descenso de Pino y el aumento de caducifolios y taxones mediterráneos en la zona superior del sondeo B sugiere un aumento de las condiciones generales de humedad en los dos últimos siglos. La presencia continua aunque escasa de *Potamogeton* indica la existencia de una lámina de agua de cierta profundidad durante todo el periodo representado en el sondeo B. Las fluctuaciones de ciperáceas y las higrófitas, pueden relacionarse con la extensión del humedal alrededor de la laguna.

La presencia a lo largo de toda la secuencia (excepto en la base) de granos de cereal, y la variada composición del grupo de taxa antrópicos (*Cichorioideae, Asteroideae, Artemisia, Centaurea, Rumex, Plantago, Chenopodiacee, Brassicacee*) implica la existencia de cultivos en la región. *Olea*, e incluso *Juglans*, podrían ser cultivos. La casi constante presencia de *Asphodelus* a lo largo de una secuencia en la que apenas se perciben cambios destacables en la composición vegetal, podría indicar pequeños incendios controlados, asociados al aprovechamiento antrópico de la zona.

CONCLUSIONES

Los periodos de mayor crecimiento de los travertinos en la Laguna de Taravilla parecen corresponder con las transiciones entre los periodos glaciares e interglaciares (transiciones entre los estados isotópicos marinos 6-5 y 2-1). Estos intervalos temporales supondrían los periodos de mayor disponibilidad hídrica en la región. Los sondeos del área palustre nor-oriental (Sondeo D) muestran un aumento del nivel y de la extensión de la laguna (transición desde sedimentos fluviales de gravas gruesas a lacustres de limos finos) a partir del siglo XV y que podría corresponder al final del Periodo Cálido Medieval. Los sondeos A y B muestran intercalaciones de capas arenosas (eventos de avenidas) más abundantes en las unidades inferiores que, con la cautela debida a las imprecisiones cronológicas, podrían asignarse a la Pequeña Edad del Hielo (PEH). Los pequeños cambios en la vegetación y la reactivación de la actividad del edificio travertínico frontal sugieren un ligero aumento de humedad desde el final de la PEH. Estos resultados, coherentes con los derivados de la secuencia polínica de la Laguna de La Cruz (Burjachs, 1996; Julià *et al.*, 1998) y con los del Lago de Sanabria (Luque y Julià, 2002) muestran la complejidad climática del registro de la PEH en España. Por otra parte, los registros de Taravilla muestran que el análisis de facies sedimentarias puede proporcionar excelentes reconstrucciones hidrológicas de los cambios ambientales y climáticos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado con la financiación económica del Ministerio de Ciencia y Tecnología- CICYT (Proyecto REN2000-1136).

REFERENCIAS

Burjachs, F. (1996): La secuencia palinológica de la Cruz (Cuenca, España). *Estudios Palinológicos*, 31-36.

Gutierrez-Elorza , M. y Peña Monne, J.L. (1979): El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Estudios Geológicos*, 35: 651-654.

IGME (1989): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 539 (Peralejos de las Truchas).* Madrid, 69 p., 1 mapa.

Julià, R., Burjachs, F., Dasí, M.J., Mezquita, F., Miracle, M.R., Roca, J.R., Seret, G. y Vicente, E. (1998): Meromixis origin and recent trophic evolution in the Spanish mountain lake La Cruz. *Aquatic Science*, 60: 279-299.

Luque, J. A. y Julià, R. (2002): Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). *Sedimentary Geology*, 148: 343-355.

Mezquita, F. y Miracle M.R. (1997): Chydorid assemblages in the sedimentary sequence of Lake La Cruz (Spain) subject to water level changes. *Hidrobiología*, 360: 277-285.

Miracle, M.R., Vicente, E. y Pedrós-Alió, C. (1992): Biological studies of Spanish meromictic and stratified karstic lakes. *Limnética*, 8: 59-77.

Molina, J.A. (1996): Sobre la vegetación de los humedales de la Península Ibérica. (1. Phragmiti- Magnocaricetea). *Lazaroa*, 16: 27-88

Peinado-Lorca , M. y Martínez-Parras, J.M. (1987): *La vegetación de España*. Universidad de Alcalá de Henares: 165-196.

Rodrigo, M.A., Vicente, E. y Miracle, M.R. (1993): Short-term calcite precipitation in the karstic meromictic lake La Cruz (Cuenca, Spain). *Verhandlungen International Verein Limnologie*, 25: 711-719.

División longitudinal de sondeos de investigación paleoclimática realizados en registros sedimentarios sin consolidar ricos en arcilla. La guillotina de corte electroosmótico del IGME

J. Vegas[1], L. Galán de Frutos[2], A. Pérez-González[1] y A. García-Cortés[2]

1 Dpto. Geodinámica,. Fac. CC. Geológicas,. Universidad Complutense de Madrid,. Ciudad Universitaria s/n,. 28040 Madrid. juanav@geo.ucm.es, alfredog@geo.ucm.es Telf. +34 913944890 – Fax. +34 913944895. juanav@geo.ucm.es – alfredog@geo.ucm.es

2. Instituto Geológico y Minero de España (IGME),. C/ Calera, 1. , 28760 Tres Cantos (Madrid). Telf. +34 918032200– Fax. +34918036200. ll.galan@igme.es, – garcia.cortes@igme.es

ABSTRACT

This work describes the electro-osmotic guillotine, an equipment developed for longitudinal core cutting of Quaternary lacustrine sediments. This prototype was designed to split the Fuentillejo Maar core (FU-1) in half for palaeoclimate research. The application of the principle of electro-osmosis for cutting unconsolidated clay-rich sediments reduces distortion during the division process. The Geological Survey of Spain (IGME) has the patent rights of this prototype designed.

Key words: *Electroelectro-osmotic, guillotine, undisturbed core split, clay-rich sediments, Palaeoclimatepalaeoclimate.*

INTRODUCCIÓN

Los archivos más significativos a escala mundial que revelan la variabilidad climática y ambiental del Cuaternario, corresponden a los sondeos realizados en hielo, en los sedimentos de fondos marinos y en sedimentos lacustres. Estos tipos de registros paleoclimáticos sólo están disponibles, parcialmente, mediante la realización de sondeos. Otra de sus características, sobre todo en el caso de sondeos realizados de lagos y fondos marinos, es que suelen ser sedimentos sin consolidar, de granulometría fina, ricos en arcilla y que, en ocasiones, están laminados.

El primer proceso que se realiza en el laboratorio es la división longitudinal de los testigos, con el fin de efectuar un reconocimiento detallado de las características texturales y estructurales y facilitar las tareas de muestreo. Debido a las particularidades de los registros sedimentarios cuaternarios descritas anteriormente, la división es un proceso crítico por ser la primera fuente de alteraciones del sedimento y requiere de un tratamiento especial para no distorsionar la textura original del sedimento.

En este trabajo se describe la guillotina de corte electroosmótico del IGME, que ha sido diseñada específicamente para la división del sondeo FU-1 de 142 metros de longitud, que fue realizado en los sedimentos lacustres del maar de Fuentillejo (Ciudad Real) (Pérez-González *et al.*, 2003; Vegas *et al.*, 2004). Para su diseño han sido de vital importancia los trabajos de Chmelik (1967), Sturm y Mattern (1972) y Francus y Asikainen (2001), que aplican el efecto electroosmótico (Van Olphen, 1963) para la división de sedimentos sin consolidar, ricos en arcilla.

ANTECEDENTES

La electroósmosis consiste en el movimiento de un líquido a través de un sólido, bajo los efectos de un campo eléctrico. Los fundamentos teóricos de este efecto aplicados a la geología fueron estudiados por Van Olphen (1963). Cuando sedimentos con un elevado contenido arcilloso se someten a una corriente continua, se produce una migración capilar de los fluidos intersticiales hacia el polo negativo. Este efecto fue aplicado por Chmelik (1967) para dividir testigos de granulometría fina. Para ello, empleó un dispositivo cuyo polo positivo se introducía en el sedimento y observó que al aplicar una corriente de 50 V y 4 A, se producía una lubricación continua del elemento de corte (polo negativo), que facilitaba notablemente la escisión. Este método también fue aplicado por Bouma (1969) en testigos de composición arcillosa.

Posteriormente en el año 1972, Sturm y Matter construyeron la primera guillotina para dividir testigos de sedimentos sin consolidar mediante electroósmosis. La corriente era proporcionada por un transformador AC/DC, que permitía graduar su intensidad y potencial en función de la textura del material. Este sistema se empleó para dividir longitudinalmente testigos de varvas lacustres arcillosas, obteniendo dos mitades de superficies lisas y sin distorsiones, muy adecuadas para ser estudiadas y fotografiadas. Una variedad de la utilización de esta propiedad se describe en el trabajo de Francus y Asikainen (2001), que emplean el efecto electroosmótico para muestrear sondeos de sedimentos laminados ricos en arcilla y sin consolidar, para la realización de láminas delgadas con la mínima distorsión en investigaciones paleoclimáticas.

GUILLOTINA DE CORTE ELECTROOSMÓTICO

El diseño de la guillotina de corte electroosmótico, es una modificación del prototipo realizado por Sturm y Matter (1972).

Descripción de la guillotina

Este mecanismo consta de una cuchilla hecha de una hoja de acero inoxidable de 120x1.100x0,5 mm, que está montada sobre una estructura metálica que desliza verticalmente, mediante cuatro rodillos, sobre las dos columnas del armazón exterior fijo (Fig. 1A1a). El dispositivo que sujeta la cuchilla va atornillado, a su vez, a una mesa donde se halla el sistema de sujeción del testigo (ver Figura. 1B1b). El mecanismo de corte se acciona por un pulsador que abre un circuito neumático conectado a dos cilindros de doble efecto (PES 50 a160 DM).

Para conseguir el efecto electroosmótico, se acopló una fuente de alimentación que proporciona una corriente eléctrica continua de hasta 50 V, con una intensidad de 0 a 5 A. Estos parámetros pueden graduarse en función de las características granulométricas y del grado de humedad del material. La cuchilla está conectada al polo negativo de la fuente de alimentación y el borne positivo se inserta lateralmente en el testigo mediante ocho clavijas. El sistema eléctrico es un elemento comercial (*DC Regulated Power Supply*), al igual que los cilindros neumáticos. El resto de los componentes de la guillotina se han diseñado en exclusiva para este prototipo, que ha sido construido por Talleres Iglesias Ortiz S.L. de Peñarroya-Pueblonuevo (Córdoba).

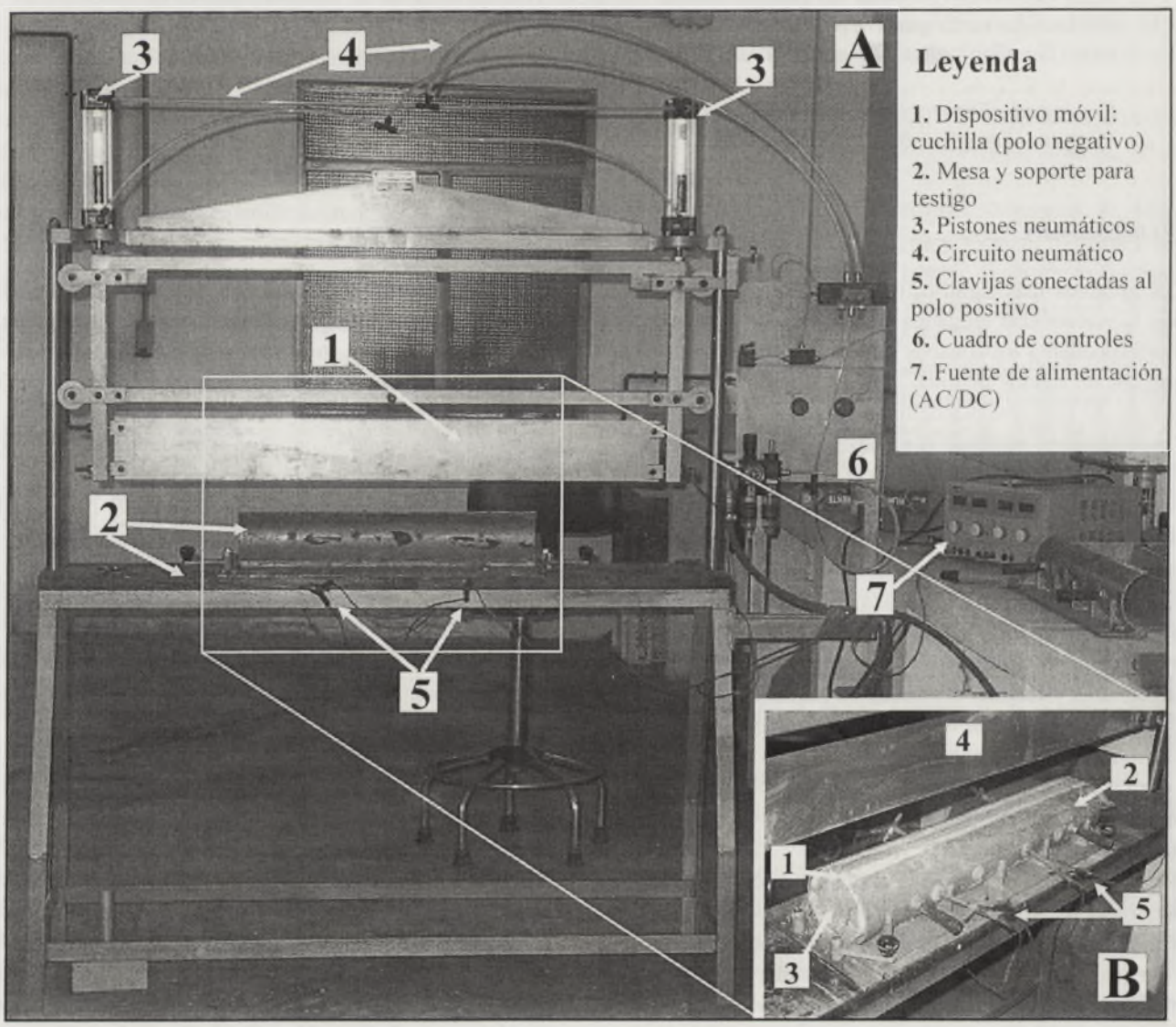


FIGURA 1. *a)A. Guillotina de corte electroosmótico para la división longitudinal de testigos sedimentarios ricos en arcilla y sin consolidar. B.b) Detalle del dispositivo de la guillotina donde se coloca el testigo para el corte electroosmótico.. (1), Tubo de PVC. (2), Soporte metálico de la guillotina para la sujeción del testigo durante el corte. En este soporte se insertan las clavijas para la corriente eléctrica de polo positivo (cuatro a cada lado). (3), Testigo. (4) , Hoja de acero inoxidable conectada al polo negativo. (5), Clavijas conectadas a la corriente eléctrica de polo positivo.*

Las innovaciones más importantes de este prototipo, respecto al original de Sturm y Matter (1972), se encuentran en la fuerza motriz –neumática- del mecanismo de corte, no bien resuelta en el primero, de manera que ahora el corte es automático, reduciéndose el riesgo de accidentes en su manipulación. Otra gran ventaja está en el tipo y modo de inserción del polo positivo en el testigo, que ahora se realiza mediante las clavijas insertadas a través de los agujeros del portatestigo (Fig. 1B1b). Esta modificación favorece que la corriente eléctrica llegue a todo el sedimento y se mantiene el efecto electroosmótico durante todo el proceso de corte, reduciendo así el riesgo de adherencia y distorsión.

Procedimiento operativo

Para evitar la disgregación durante el corte, se colocan dos semicilindros de PVC en el testigo, que servirán como soporte definitivo. La sujeción del testigo en el soporte de la guillotina se asegura mediante unos pestillos, dejando suficiente abertura entre los protectores de PVC para permitir el paso de la cuchilla Posteriormente, se insertan las ocho clavijas del polo positivo a través de los agujeros existentes en el soporte del testigo, que están conectadas en serie a la fuente de alimentación. Se conecta el convertidor de corriente a la red, seleccionando el voltaje e intensidad requeridos y se pone en marcha el mecanismo corte, que puede accionarse de dos maneras:

Modo automático: La cuchilla baja en su totalidad efectuando el corte y cuando llega al final de su recorrido retorna automáticamente a su posición original.

Modo manual: La cuchilla baja y se detiene al final de la carrera de los pistones neumáticos. En ese momento conviene separar ligeramente la mitad móvil del portatestigos, sin desconectar la corriente eléctrica. Después se retrocede la cuchilla. De este modo se reducen los riesgos de distorsión del testigo, evitando la unión de las partes seccionadas tras retirar la cuchilla.

CONCLUSIONES

La guillotina de corte electroosmótico del IGME ha revelado su eficacia en la división del sondeo FU-1, caracterizado por sedimentos lacustres de baja consolidación, de granulometría fina y con una proporción elevada de arcilla en su composición. Este también es el caso de muchos de los sedimentos lacustres, palustres, de plataforma litoral y de fondos marinos, que son la principal fuente de archivos paleoclimáticos del Cuaternario. Las principales ventajas de esta guillotina electroosmótica frente a otros dispositivos de división de sondeos no consolidados, como cuchillas manuales, cuerdas de piano o sierras mecánicas radiales, son las siguientes:

- Se reduce notablemente el tiempo de trabajo, puesto que el corte es automático y no requiere un gran esfuerzo físico.
- El corte longitudinal del testigo evita la mezcla de materiales de diferentes niveles sedimentarios, quedando su núcleo intacto. Las superficies de las dos mitades seccionadas son lisas, facilitando la identificación de estructuras.
- Permite la correcta aplicación posterior de otras técnicas, como el submuestreo para la preparación de láminas delgadas, toma de fotografías, análisis sedimentológicos de detalle, testificación (*logging*) continua de la serie o la medida del espesor de las laminaciones, entre otras.
- Por otra parte, durante el corte la pérdida de material de los testigos es mínima. Esto es importante, puesto que en este tipo de estudios la cantidad de muestra disponible está restringida al volumen del sondeo, que, en caso de pérdida o alteraciones del sedimento, resulta difícilmente sustituible.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto nº 2002062, de la Dirección de Geología y Geofísica del IGME: *Estudio Paleoclimático del Maar de Fuentillejo (Ciudad Real)*. Queremos manifestar nuestra gratitud a José Montero y al personal de la Litoteca del IGME por la colaboración prestada.

REFERENCIAS

Bouma, A.H. (1969): *Methods for the study of sedimentary structures*. Interscience, New York, 458 p.

Chmelik, F.B. (1967): Electro-osmotic core cutting. *Marine Geology*, 5: 321-325.

Francus, P. y Asikainen, C. (2001): Sub-sampling unconsolidated sediments: a solution for the preparation of undisturbed thin-sections from clay-rich sediments. *Journal of Paleolimnology*, y 26: 323-326.

Pérez-González, A., Vegas, J. y García-Cortés, A. (2003): Maar Programme for the Central Spanish Volcanic Field. An initiative for the study of Quaternary climatic change. En: *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region* (M. Ruiz Zapata, M. Dorado, A. Valdeolmillos, M.J. Gil García, T. Bardají, I. de Bustamente y e I. Martínez Mendizábal, Eds.),. Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, 215-219.

Sturm, M. y Matter, A. (1972): The electro-osmotic guillotine, a new device for core cutting. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42 (4): 987-989.

Van Olphen, H. (1963): *An introduction to clay colloid chemistry*. Interscience, New York, 3011 pp.

Vegas, J., Galán, L., Pérez-González, A. y García-Cortés A.(2004): El archivo lacustre del maar de Fuentillejo (Campo de Calatrava). Primeros protocolos científicos y estrategia de trabajo para el estudio paleoclimático del Cuaternario en el centro de España. *Boletín Geológico y Minero* (En prensa).

GEOLOGÍA DEL GOLFO DE CÁDIZ

Caracterización sedimentaria de los volcanes de fango del Golfo de Cádiz: facies y procesos

M.C. Fernández-Puga[1], C. Martín Puertas[1], M.P. Mata Campo[1], J.T. Vázquez[1], F.J. Hernández-Molina[2], V. Díaz del Río[3], L. Somoza[4] y L.M. Pinheiro[5]

1 Dpto. Geología, Fac. Ciencias del Mar y Ambientales, 11510 Puerto Real, Cádiz. cmpuertas@yahoo.es, pilar.mata@uca.es
2 Dpto. Geociencias Marinas, Fac. Ciencias, 36200 Vigo.
3 Instituto Español de Oceanografía, 29640 Málaga.
4 Geología Marina, IGME, 28003 Madrid.
5 Dpto. Geociencias, Univ. Aveiro. Campus Rio Santiago, 3800-193, Aveiro, Portugal.

ABSTRACT

Geophysical and sedimentological data collected on the continental slope of the Gulf of Cadiz revealed frequent areas with intense emissions of hydrocarbon-enriched fluids, which produced common mud volcano structure on the sea-floor. They are related with the ongoing movement and development of diapiric structure from the Cádiz Gulf Allochthonous Units. Gravity cores data on three mud volcanoes close to the Guadalquivir Diapiric Ridge (GDR) and two on the TASYO area have been studied in this work. Sedimentary facies, nature and thickness were studied in order to characterize each of them and to compare both GDR and TASYO areas. Two major different sedimentary facies have been identified: a) mud breccia facies and b) silts. The mud breccia facies are characterized by non-organize sediment generating as the upward fluids movements. The matrix of the mud breccia facies is made of gray to green muds. Its granulometric parameters shows two main granulometric poblations (6 & 9 ?) possibly related to two different sedimentary processes. Fine fraction (clay) can be produced by upward processes by fluids migration, but the coarse fraction (silt) are related to a detritic sedimentation coeval with the volcano activity generated by Contourite and/or turbidite sedimentary processes. The mud volcanism activity of the GDR seems to be older than the mud volcanism activity of the TASYO area.

Key words: *Mud Volcano, Gulf of Cadiz, Mud breccia, sedimentary facies, sedimentary processes.*

INTRODUCCIÓN

Durante las campañas oceanográficas realizadas en el proyecto TASYO, a lo largo del talud medio y superior del Golfo de Cádiz, se ha determinado la presencia de numerosas formas y depósitos sobre la superficie del fondo asociados a escapes de fluidos, entre las que destacan los volcanes de fango (Somoza *et al.*, 2002; Díaz del Río *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003). Se trata de edificios generados como consecuencia de la migración y erupción de fluidos, en condiciones de sobrepresión, que durante su ascenso a la superficie arrastran materiales del subsuelo, produciendo unas facies sedimentarias desorganizadas. Los fluidos implicados tienen con frecuencia altos porcentajes de gas, fundamentalmente metano. Los volcanes de fango considerados en este estudio se localizan en el sector central del talud medio del Golfo de Cádiz, en relación con el ascenso de fluidos y los procesos de desgasificación de diapiros que derivan de la "*Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz*" (Fernández-Puga, 2004). Por otra parte, el talud medio del Golfo de Cádiz se caracteriza por el desarrollo de un complejo sistema deposicional contornítico generado desde el Messiniense hasta la actualidad, debido a la acción de la masa de agua mediterránea de salida (MOW) (Llave *et al.*, 2001; Hernández-Molina *et al.*, 2003).

El objetivo de este trabajo es doble, por un lado se pretende tipificar las facies sedimentarias que constituyen los volcanes de fango, y por otro evaluar el grado de actividad de los mismos.

METODOLOGÍA

La localización y estudio de la morfología de los volcanes de fango se ha llevado a cabo a partir de datos batimétricos obtenidos con la ecosonda multihaz EM12 durante la campaña TASYO2000, así como con registros sísmicos de reflexión obtenidos en diversas campañas oceanográficas. La caracterización de las facies sedimentarias se ha realizado a partir del registro obtenido en 5 testigos de gravedad (Fig.1) de hasta 2,5 m de longitud de tres volcanes de fango del área GDR (Anastasya, Pipoca, Gades) y de dos volcanes del área TASYO (Almazán y Faro). Los testigos fueron obtenidos durante las campañas Anastasya0009 y Anastasya0109 a bordo del B/O Cornide de Saavedra, realizándose un mues-

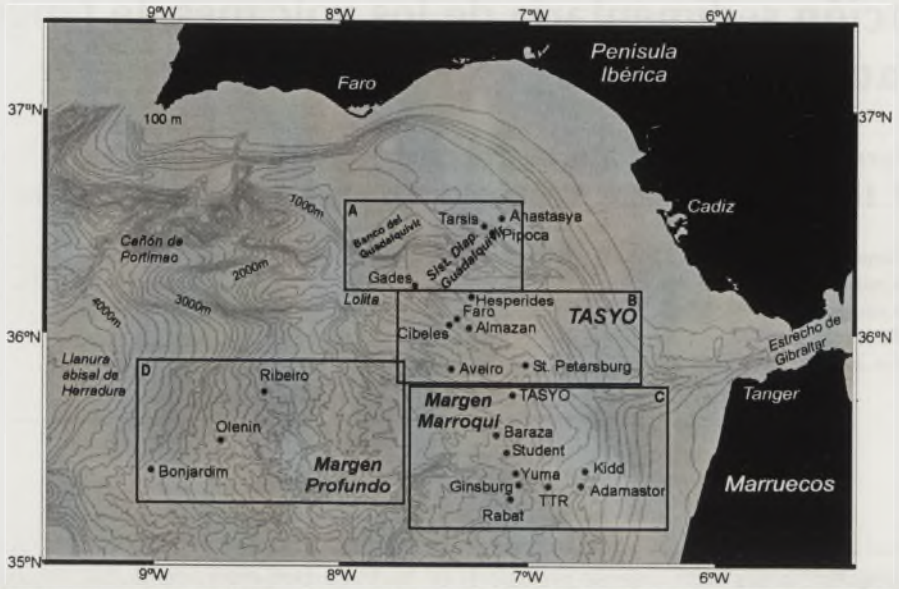


FIGURA 1. *Localización de los volcanes de fango del Golfo de Cádiz. (Fernández-Puga, 2004).*

treo tanto de la cumbre como de los flancos de los volcanes de fango. Una vez extraídos y abiertos los sondeos, se efectuó, durante las campañas, una descripción sedimentológica para definir las secuencias de facies. Posteriormente, se realizó un estudio de los parámetros granulométricos. Para ello, se separó en primer lugar la fracción fina (<63 μm) de la gruesa (>63 μm). La fracción fina se analizó mediante un analizador tipo Fritsch Analysette 22, perteneciente al laboratorio de sedimentología de la Universidad de Cádiz. La fracción > 63 μm se tamizó en una batería de 7 tamices en intervalos de 2 Φ (0; 1; 1,5; 2; 2,5; 3 y 4).

CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA Y SEDIMENTARIA

Los volcanes de fango son fácilmente identificables, tanto por su morfología, como por sus peculiares facies sísmicas (Fig. 2) muy reflectivas en la parte próxima a superficie y, transparentes en el interior del edificio. Los volcanes de fango atraviesan y deforman la cobertera sedimentaria desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, si bien las facies sísmicas, lateralmente, se interestratifican con las facies propias de los depósitos de talud.

Se identifican volcanes de fango distribuidos en dos zonas principales, en las proximidades del *Sistema Diapírico del Guadalquivir* (GDR), con orientación NE-SO, y en la *zona TASYO* (Somoza *et al.*, 2003; Fernández-Puga, 2004) (Fig. 1). Los volcanes localizados en las proximidades del GDR se caracterizan por tener formas cónicas con unos 1-2 km de diámetro y 60-100 m de altura respecto al fondo submarino circundante. Los pertenecientes a la zona TASYO están formados por estructuras mayores de varios conos, con 0,7 a 3 km de diámetro y 75-200 m de altura (Fig. 2).

Desde el punto de vista sedimentológico, en todos los sondeos estudiados tanto de la zona TASYO como del GDR, se identifica una facies superficial relativamente homogénea caracterizada por arenas de colores marrones que representan la capa óxica. Por debajo los sedimentos presentan un color oscuro, de gris a verde, diferenciándose dos tipos diferentes de facies sedimentarias: (A) brecha fangosa y (B) limos (Fig. 2).

Brecha fangosa

Las facies de *brecha fangosa*, se caracteriza por más de un 95% de material fangoso de color gris verdoso y por la presencia de clastos poligénicos y heterométricos. El mayor espesor que presentan estas facies se determina en el volcán de fango Almazán. Aquí, se observa un primer tramo inferior de 50 cm, limitado de un segundo tramo superior de 30 cm a por un nivel de facies limosas (Fig. 2e). En el resto de los volcanes, el espesor de la brecha fangosa recogida no llega a superar los 50 cm, siendo el espesor total mayor en los volcanes de la zona TASYO respecto de los del GDR.

Con respecto a los clastos de las facies de *brecha fangosa*, tienen un tamaño que varía desde 1-2 cm hasta 7 cm, son tanto homométricos como heterométricos, y tienen colores blancos, pardos, grises azulados y verdosos. Su litología es variable, identificándose cantos de naturaleza caliza, margo caliza, arenosa, o de arcillas. Es frecuente identificar cantos blandos de color grisáceo y fragmentos rotos de organismos. La principal diferencia encontrada entre las características de la brecha fangosa de los volcanes de ambas zonas, TASYO y GDR, es que en la primera ésta se encuentra justo debajo de la capa óxica y en los del GDR hay una capa de sedimentos limosos encima de la brecha fangosa. La matriz de las facies de *brecha fangosa* se caracteriza por presentar una distribución bimodal muy marcada, con dos máximos en la curva de frecuencia granulométrica (Fig. 3): uno en el tamaño 6 Φ (limo) y el otro a 9 Φ (arcilla).

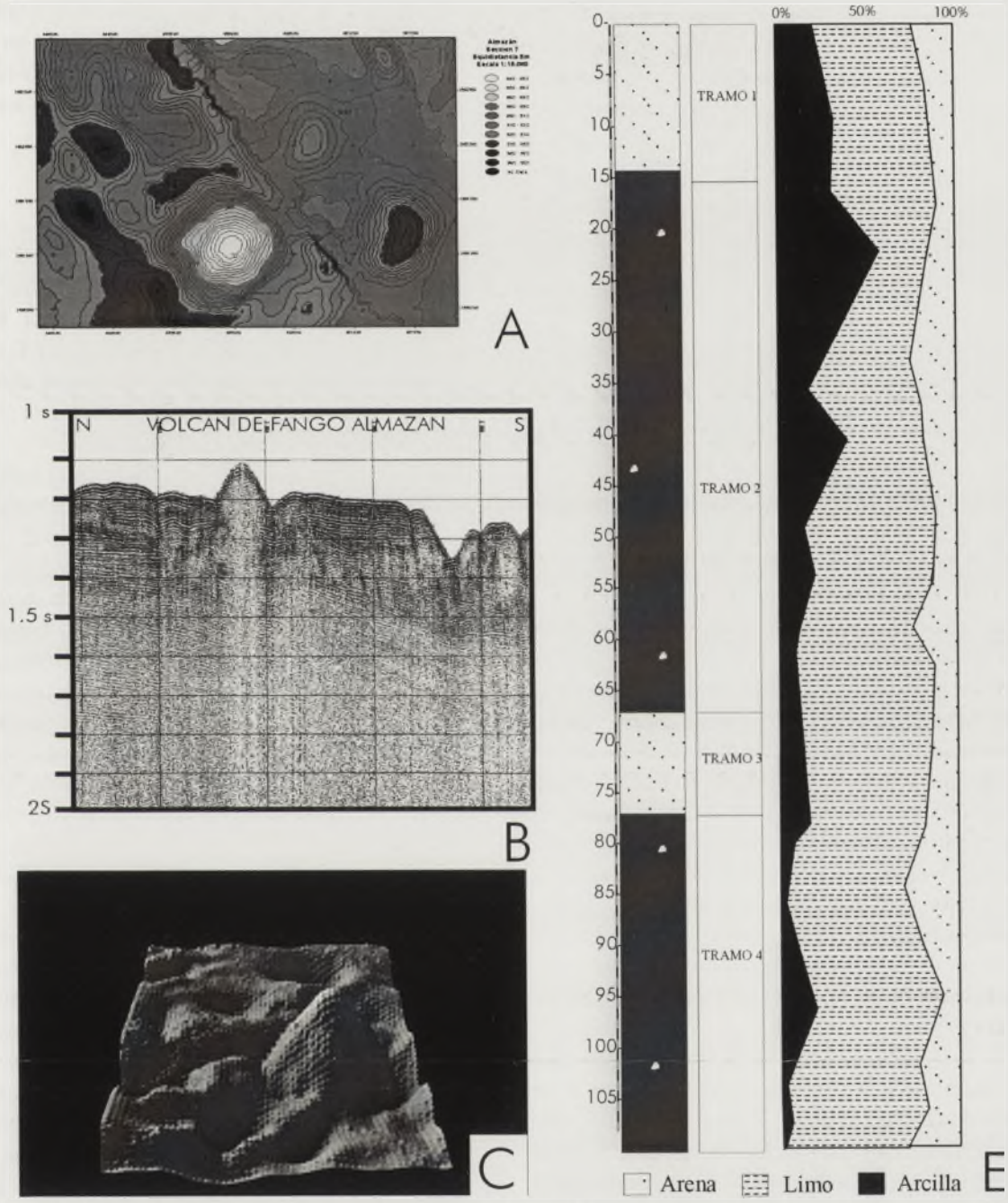


FIGURA 2. *Volcán de fango Almazán (zona TASYO): a) Batimetría multihaz. b) Sección sísmica de reflexión de baja penetración. c) Batimetría 3D. e) Izda: columna del sondeo con las unidades descritas. Tramos 2 y 4 corresponden a la brecha fangosa. Derecha: porcentajes de arena, limo arcilla de las muestras analizadas en el sondeo.*

Cabe destacar que en el momento de la apertura del sondeo se determinaron zonas en las facies de brecha fangosa donde el sedimento se encontraba licuefactado, así como un fuerte olor a sulfhídrico. Estos hechos parecen evidenciar la probable desestabilización de gases hidratados presentes en el sedimento.

Limos

Las facies de limos, encontrado en los sondeos de estos volcanes de fango no presenta clastos y pueden ser consideradas como sedimentos detríticos marinos profundos (sedimentos contorníticos y/o turbidíticos), con estructuras sedimentarias (laminaciones) y con frecuentes fragmentos de bivalvos y equinodermos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En base a las características sedimentológicas, las facies de brecha fangosa podrían ser consideradas como un depósito de *mud-flow*, generado por la expulsión de sedimentos no organizados, arrastrados por los fluidos ascendentes

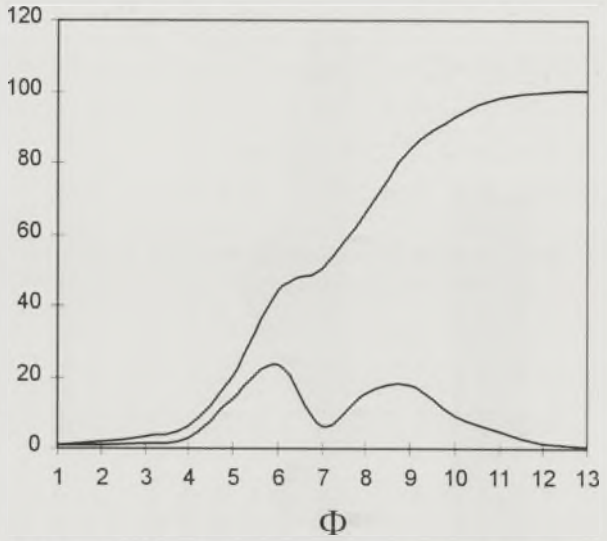


FIGURA 3. *Distribución granulométrica representativa de una muestra de brecha fangosa del volcán de fango Almazán donde se pueden observar los dos máximos correspondientes a la fracción limo (6 Φ) y arcilla (9 Φ).*

desde diferentes unidades litoestratigráficas presentes en el subsuelo hasta la superficie del fondo. Los clastos constituyen fragmentos de materiales que abarcan edades desde el Mioceno hasta la actualidad. En los materiales de esta edad geológica, en el Golfo de Cádiz predominan las margas, margo calizas y arcillas (Maldonado *et al.*, 1999), por lo que en condiciones de sobrepresión han constituido el área fuente de la brecha de fango encontrada actualmente sobre la parte superficial del volcán.

La presencia de la facies de brecha fangosa muy próxima a la superficie del fondo en los volcanes Faro y Almazán (zona TASYO), es diferente respecto a los volcanes Anastasya, Pipoca, Gades (GDR). En esta segunda zona la facies de brecha fangosa se encuentra fosilizada por un depósito detrítico marino profundo (sedimentos hemipelágico y/o contorníticos). Este hecho, indica que la zona TASYO frente a la zona de GDR podría ser una zona donde la migración de fluidos ha sido más reciente (Fernández-Puga, 2004).

La existencia de dos poblaciones granulométricas en los sedimentos que constituyen la matriz de los volcanes de fango puede ser indicativa de dos procesos diferentes. La población granulométrica 6 Φ (limo) podría estar relacionada con la sedimentación marina detrítica coetánea con la actividad del volcán de fango; en relacion con los procesos longitudinales del margen generados por la *MOW* cuya interacción sobre el fondo del talud medio determina la transferencia sedimentaria a lo largo de el, o bien por los procesos transversales que transfieren el sedimento desde aguas someras hasta la llanura abisal. Por otra parte, la población granulométrica 9 Φ (arcilla) estaría mas relacionada con la fracción fina producida por los procesos de expulsión de fluidos desde unidades litoestratigráficas profundas. Por lo tanto, ambas poblaciones granulométricas son indicativas de procesos sedimentarios y un área fuente de los diferentes sedimentos. Esta hipótesis esta apoyada por los resultados obtenidos en los análisis mineralógicos realizados por Martín Puertas (2004).

REFERENCIAS

Diaz del Río, V., Somoza, L., Martínez-Frias, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T. y Vázquez, J.T. (2003): Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 195: 1-24.

Fernández-Puga, M.C. (2004): *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Tesis doctoral, 335 p.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite deposicional systems. *Geology*, 31: 19-22.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J.M. (2001): Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22 (5-6): 487–508.

Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.

Martín Puertas, C. (2004): *Características mineralógicas de estructuras ligadas a escapes de metano en el Golfo de Cádiz. Tesis de licenciatura*, Univ. de Cádiz, 160 p.

Pinheiro, L.M., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhamanov, G., Magalhaes, V.H., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamounif, N. y Cunha, M.R. (2003): Mud volcanism in the Gulf of Cádiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*, 195: 131-151.

Somoza, L., Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Pinheiro, L. y Hernández-Molina, F.J. (2002): Numerous methane related structures identified in the Gulf of Cádiz. *EOS*, 83: 547-549.

Somoza, L., Diaz del Río, V., León, R., Ivanov, M.K., Fernández-Puga, M.C., Lobato, A., Maestro, A., Henández-Molina, F, J., Gardner, J., Rodero, J., Pinheiro, L.M., Vazquez, J.T., Medialdea, T. y Fernández-Salas, L.M., (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. *Marine Geology*, 195: 153-176.

Caracterización y clasificación de las estructuras diapíricas localizadas en el talud medio del Golfo de Cádiz

M.C. Fernández Puga[1], J.T. Vázquez[1], L. Somoza[2], T. Medialdea[2], V. Díaz del Río[3] y L.M. Pinheiro[4]

1 Facultad de Ciencias del Mar (CASEM) Universidad de Cádiz, Campus Río San Pedro s/n, 11510 Puerto Real. mcpuga2@hotmail.com
2 Instituto Geológico y Minero de España, C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
3 Instituto Español de Oceanografía, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola.
4 Departamento de Geociencias, Universidad de Aveiro, 3800-193 Aveiro, Portugal.

ABSTRACT

The aim of this paper is the study of the diapiric structures along the Middle Slope of the Gulf of Cadiz by means of seismic reflection profiles interpretation. These diapiric structures extend across a wide sector of the margin and modified the sea-floor phisiography. Diapirs show a general NE-SW trend as well as variable morphology, geometry and magnitude. Most of them shows an assymetric geometry caused by regional tectonic stress, also they could be outcropping or deforming the sea-floor. Main diapirs are related to the Gulf of Cadiz Allocthonous Units and are placed in different tectonic styles: a) extensional, related to listric faults, and b) compressional, relate to reverse faults. In other sense, numerous morphologies like mud volcanoes pockmaks, colapses and carboante deposits related with gas expulsion from diapirs appear over the continental slope.

Key words: *Diapir, tectonics, morphology, Gulf of Cadiz*

INTRODUCCIÓN

El Golfo de Cádiz se encuentra situado en el extremo occidental del orógeno Bético-Rifeño, por tanto su evolución geológica está controlada, en parte, por la evolución de este orógeno así como por los movimientos de convergencia entre las placas africana y eurasiática. En los últimos años han sido numerosos los trabajos realizados en el Golfo de Cádiz para estudiar los diferentes procesos geológicos que acontecen y modelan esta zona (Maldonado *et al.*, 1999; Hernández-Molina *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003). La importancia geológica del Golfo de Cádiz radica en que se encuentra situado en una zona donde confluyen importantes procesos oceanográficos, sedimentarios y tectónicos.

El objetivo de este trabajo es el estudio de las estructuras diapíricas localizadas a lo largo del talud medio del Golfo de Cádiz, así como llevar a cabo su clasificación teniendo en cuenta las principales estructuras tectónicas del margen. Para determinar la edad de la actividad de estas estructuras diapíricas, se han interpretado perfiles de sísmica de reflexión tomando como base las principales unidades litoestratigráficas definidas por Maldonado *et al.* (1999). La zona de estudio de las estructuras diapíricas se encuentra enmarcada entre los meridianos 6°20'O y 8°20'O y los paralelos 35°15'N y 37°00'N.

METODOLOGÍA

Se han utilizado perfiles de sísmica de reflexión continua de diversas resoluciones y escalas (Fig. 1). Esta información está compuesta fundamentalmente por perfiles de sísmica multicanal, cedidos por REPSOL-YPF, y que se realizaron en las décadas de los años 70 y 80. Para estudiar con más detalle la parte más superficial, se ha utilizado una serie de perfiles de media penetración y de alta resolución obtenidos a lo largo de diversas campañas realizadas en el marco del proyecto TASYO (CICYT, MAR-98-0209) entre los años 1999 y 2001 y que cubrieron un amplio sector del talud del Golfo de Cádiz.

DISTRIBUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DIAPÍRICAS

La configuración del talud medio del Golfo de Cádiz se encuentra fuertemente influenciada por el desarrollo de numerosas estructuras diapíricas que deforman y modelan la superficie del fondo a la vez que marcan los principales canales por los que circula la corriente mediterránea de salida (Fig. 2). Estas estructuras presentan geometrías muy variables en planta. Su magnitud oscila entre los 3-4 km de diámetro, en el caso de las más pequeñas, hasta 86 km de longitud en el caso de las alineaciones de diapiros más importantes. La mayoría de estos diapiros presentan ejes cuya dirección preferente es

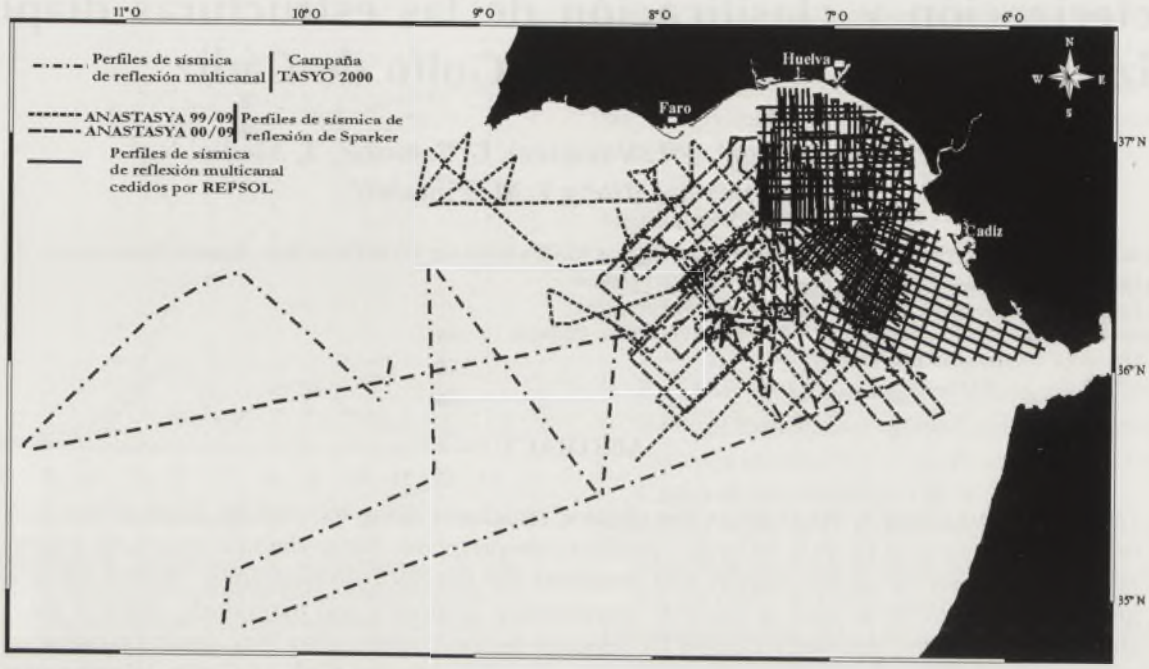


FIGURA 1. *Malla de líneas sísmicas interpretadas.*

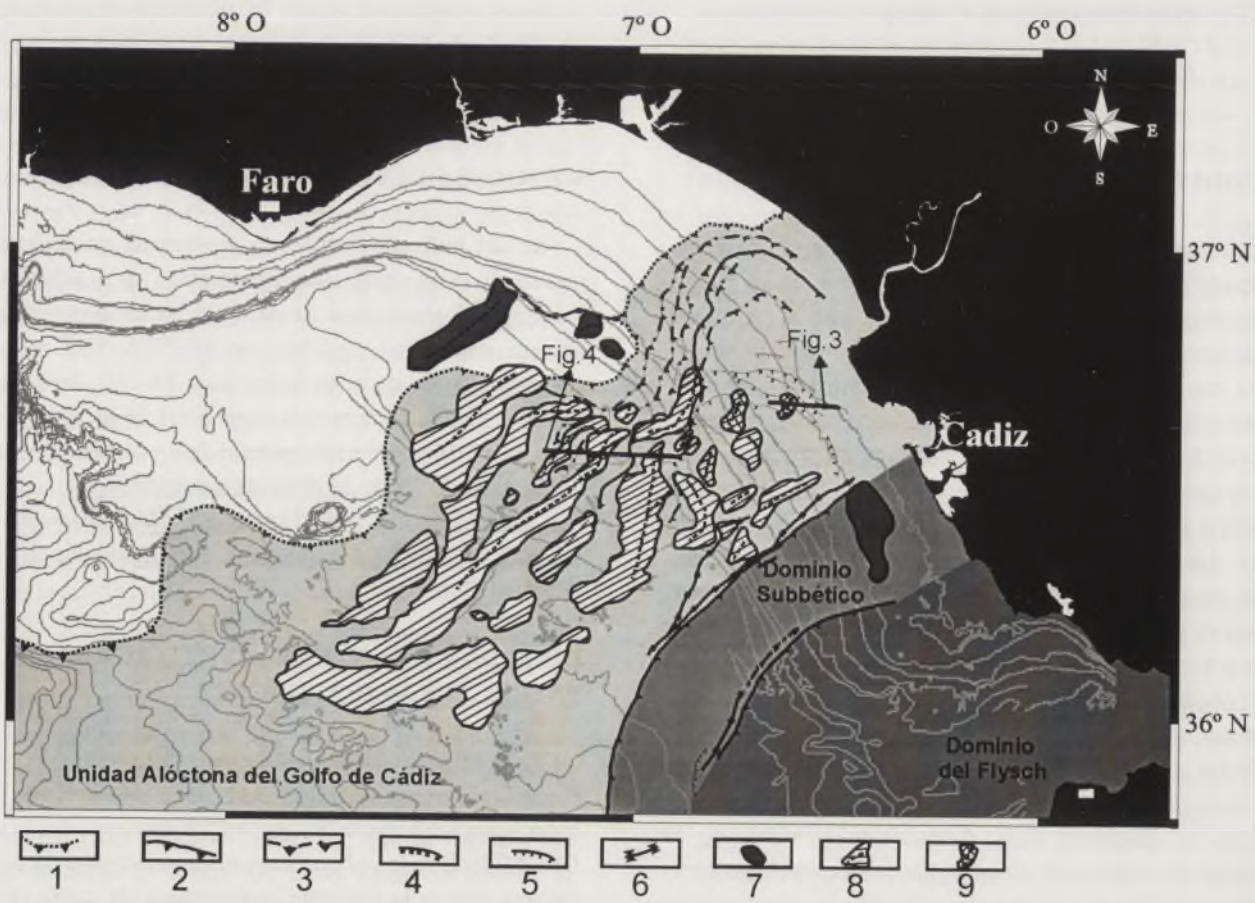


FIGURA 2: *Mapa con la distribución de las estructuras diapíricas a lo largo del talud medio del Golfo de Cádiz y otras estructuras tectónicas con la siguiente leyenda: 1) Frente externo de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. 2) Cabalgamientos. 3) Cuñas de deformación interna de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. 4) Fallas normales lístricas. 5) Fallas normales planares. 6) Ejes de cuencas principales. 7) Diapiros relacionados con materiales evaporíticos. 8 y 9) Diapiros formados por materiales de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz y relacionados con tectónica compresiva y extensional respectivamente. Se incluye la localización de los perfiles sísmicos mostrados en las figuras 3 y 4.*

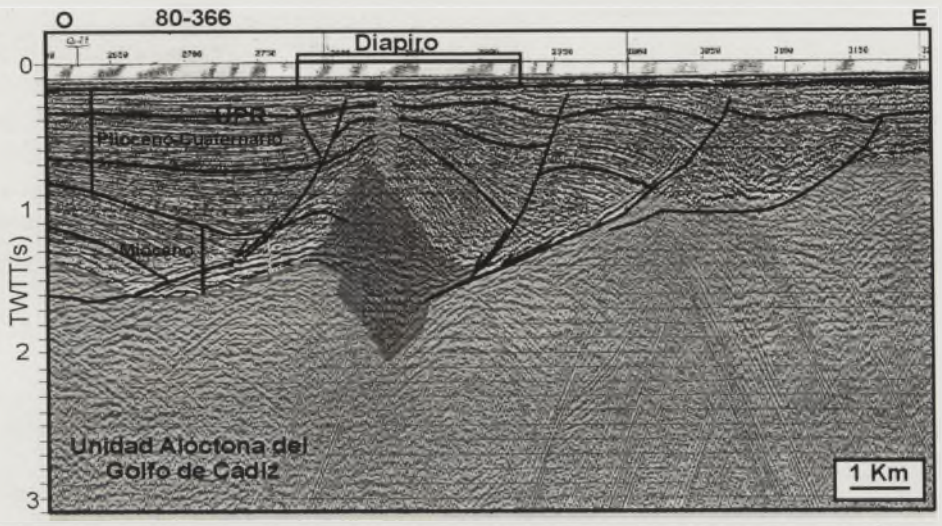


FIGURA 3. *Ejemplo de diapiro relacionado con movimientos extensionales localizado al pie del talud superior y delante de fallas lístricas en un perfil de sísmica multicanal.*

NE-SO, perpendicular a la dirección de convergencia entre las placas africana y euroasiática. La actividad de estas estructuras diapíricas ha tenido lugar durante el Neógeno-Cuaternario, observándose una primera fase de actividad durante el Mioceno, seguida de una posterior reactivación de las estructuras durante el Plioceno y Cuaternario. Sobre la superficie del fondo los diapiros se manifiestan principalmente en forma de alineaciones de relieves, crestas y domos que llegan a aflorar puntualmente o producen la deformación de los materiales adyacentes a estas estructuras diapíricas, pudiendo llegar a producir el afloramiento de materiales de edad miocena (Fernández-Puga, 2004).

CLASIFICACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DIAPÍRICAS

Se ha realizado una clasificación de estas estructuras, marcando las diferencias existentes entre los distintos tipos de diapiros identificados a lo largo del talud del Golfo de Cádiz. En primer lugar se han dividido las estructuras diapíricas según el dominio geológico donde se desarrollan. Se han cartografiado estructuras diapíricas en el dominio del margen Sudibérico, en el dominio Subbético y en el dominio de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. En los dos primeros dominios, los diapiros están formados por mate-

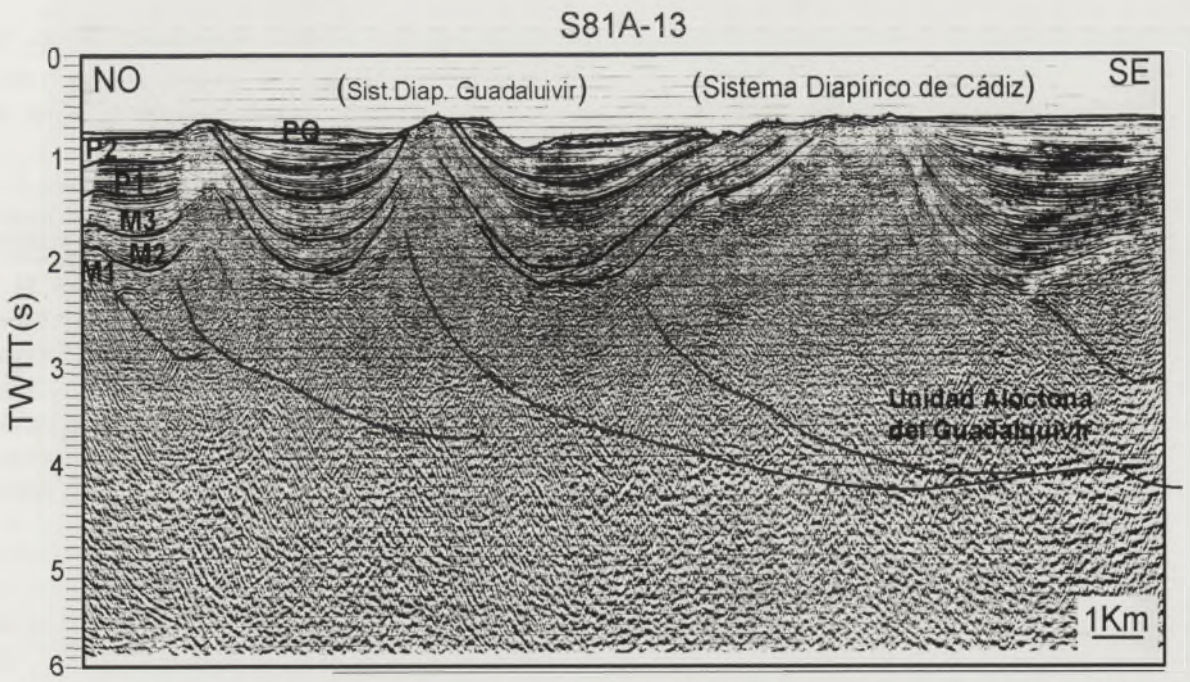


FIGURA 4. *Perfil de sísmica multicanal que atraviesa varios diapiros relacionados con estructuras compresivas dentro de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.*

riales evaporíticos de edad triásica y, no presentan una orientación preferente. Sin embargo, en el dominio de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, que es donde aparecen las principales estructuras diapíricas cartografiadas (Fig. 2), estos diapiros están formados principalmente por arcillas y margas de edad miocena y, aparecen distribuidos siguiendo directrices de orientación general NE-SO.

En segundo lugar, se ha realizado una subdivisión de los diapiros que se desarrollan en el dominio de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz, teniendo en cuenta la relación que existe entre estas estructuras y la tectónica dominante en cada zona. En este sentido se han diferenciado: a) Diapiros relacionados con tectónica extensional que se han localizado en el sector oriental de la zona de estudio (Fig. 2). Estos diapiros se relacionan con el desarrollo de importantes fallas lístricas y a favor de estructuras de "*roll-over*" (Fig. 3). b) Diapiros relacionados con tectónica compresiva. La mayoría de los diapiros estudiados pertenecen a este grupo y controlan, en gran medida, la fisiografía del talud medio. Se relacionan con cabalgamientos y otras estructuras presentes en el interior de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Estos diapiros presentan, en su mayoría, una geometría asimétrica debido a la dirección regional de los esfuerzos principales (NO-SE, Ribeiro *et al.*, 1996). Su flanco oriental aparece más deformado que el occidental (Fig. 4). Las principales alineaciones y crestas diapíricas del talud, denominadas Sistemas Diapíricos de Doñana, Guadalquivir y Cádiz, se relacionan con este tipo de diapirismo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La distribución de las estructuras diapíricas a lo largo del talud medio del Golfo de Cádiz depende de diversos factores: a) Naturaleza de los materiales, evaporíticos o arcillosos, ambos corresponden a materiales de una gran plasticidad y que ofrecen una gran movilidad. b) Factores tectónicos, esta actividad ha tenido lugar fundamentalmente desde el Mioceno hasta la actualidad. c) Estructuras que favorecen el movimiento, como es el caso de la existencia de paleotaludes anteriores al emplazamiento de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. El mecanismo de emplazamiento de estas estructuras diapíricas se produce por contraste de densidad, en el caso de diapiros salinos, y mediante actividad tectónica, ya sea extensional o compresiva, en el caso del diapirismo relacionado con la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.

Además del estudio de la naturaleza, geometría y evolución de las estructuras diapíricas a lo largo del talud del Golfo de Cádiz, se ha revelado la existencia de una relación directa entre las estructuras diapíricas y la presencia de gas metano contenido a diferentes profundidades del subsuelo y en estrecha relación con la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. La existencia de gas se hace patente mediante la aparición de una serie de formas y depósitos sobre la superficie del fondo que además se localizan siempre encima de estas estructuras diapíricas o muy próximas a ellas. Las principales formas identificadas son volcanes de fango, chimeneas, costras de carbonato y *pocmarks* así como pequeños colapsos y deslizamientos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos de investigación MAR-98-0209 (TASYO) y REN2002-04117-C03-01/02/03 (GADES). Sus resultados se encuadran dentro de las acciones especiales REN2002-11669-E (EUROMARGINS 01-LEC-EM24F - MVSEIS) y REN2002-11668 (EUROMARGINS 01-LEC-EMA06F - MOUNDFOURCE).

REFERENCIAS

Fernández-Puga, M.C. (2004): *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, 355 p.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho-Díaz, J.A., Rodero, J. y Gardner, J.M. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnostic of the Gulf of Cadiz contourite deposicional systems. *Geology*, 31 (1): 19-22.

Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): The Betic orogen an the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.

Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996): Stress pattern in Portugal mainland the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15 (3): 641-659.

Somoza, L., Díaz del Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T. y Fernández-Salas, L.M. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery,multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195 (1-4): 153-176.

El modelo deposicional contornítico del talud medio del Golfo de Cádiz en el contexto morfosedimentario y estratigráfico del margen continental

F.J. Hernández-Molina[1], E. Llave[2], D. Stow[3], M. García[4], L. Somoza[2], J.T. Vázquez[5], F. Lobo[6], M.C. Fernández-Puga[2], A. Maestro[2], T. Medialdea[2], V. Díaz del Río[7], T. Mulder[8] y J. Gardner[9]

1 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. de Vigo, 36200 Vigo.
2 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
3 Southampton Oceanography Centre (SOC), Waterfront Campus, Southampton SO14 3ZH, UK.
4 Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Paseo Marítimo de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona.
5 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. de Cádiz, 11510 Puerto Real, Cádiz.
6 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC, Campus de Fuentenueva s/n, 18002 Granada.
7 Instituto Español de Oceanografía, C/ Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola.
8 Département de Géologie et Océanographie, Univ. Bordeaux, Avenue des facultés, 33405 Talence Cedex, France.
9 Naval research Laboratory, Code 7420, 455 Overlook Avenue SW, Washington, D.C. 20081, USA.

ABSTRACT

A study of the contourite depositional model of the middle slope of the Gulf of Cadiz is presented within the regional morphosedimentary and stratigraphic framework of the continental margin. The margin is characterized by: a) a lack of submarine canyons (except in the Algarve margin); b) a large slope in which the middle slope is dominated by along-slope processes related to the Mediterranean Outflow Water (MOW) and generating the Contourite Depositional System (CDS) during the Pliocene and Quaternary; c) the dominance of down-slope processes across parts of the upper and lower slope and abyssal plain; d) the lack of true continental rise; and e) an active compressive structural context where the "Cadiz Allocthonous Unit" represents an unstable substratum for the late Miocene, Pliocene and Quaternary sedimentation. The CDS on the Gulf of Cadiz's middle slope comprises five major morphosedimentary sectors related to the progressive deceleration of the MOW, bathymetric stress on the margin, and the Coriolis force. The CDS of the Gulf of Cadiz can be interpreted as a mixed Contourite-turbidite system (a detached combined drift system), which has developed in a mid-slope setting. This is rather different from the principal contourite systems along parts of the Northwest Atlantic margins, where the along-slope processes are developed in a more distal part of the mixed system. There may be closer similarities with the drift systems along the NW Hebridean margin.

Key words: *Gulf of Cadiz, morphology, seismic stratigraphy, contourite deposits, Mediterranean Outflow Water.*

INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es caracterizar el modelo deposicional contornítico del talud medio del Golfo de Cádiz (Fig. 1), en el contexto regional morfosedimentario y estratigráfico del margen continental. Para ello se ha utilizado una base de datos procedente de diversos proyectos y campañas oceanográficas españolas, del laboratorio naval de los Estados Unidos (*US Naval Research Laboratory, NRL*) y del proyecto francés CADISAR. Dicha base de datos consta (Fig. 2) de *datos batimétricos*, de *sonar de barrido lateral* (*Seamap*), *de registros sísmicos* de reflexión (MCS, *Sparker*, *Airgun*, *Geopulse*, 3.5 kHz y TOPAS) y *de sondeos* profundos y testigos de gravedad de 20 m y de 3 m de largo.

Oceanográficamente el Golfo de Cádiz se caracteriza por el intercambio de masas de agua entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, regulado por la salida de la masa de agua mediterránea (Mediterranean Outflow Water, *MOW)* y por la entrada de la masa de agua Atlántica en el Mediterráneo. La *MOW* circula de SE a NW a lo largo del talud medio entre los 300 y 1200 m de profundidad como una corriente de contorno intermedia caliente (>13ºC) y muy salina (>36,2$^{0}/_{00}$), por encima de la masa de agua noratlántica profunda. La *MOW* forma un flujo turbulento de 150-200 m de ancho en dirección ONO y con una velocidad que supera los 200 cm/s tras pasar el estrecho de Gibraltar. La *MOW* se generó tras la apertura del Estrecho de Gibraltar al final de Mesiniense (ver síntesis oceanográfica en Llave *et al.*, 2001).

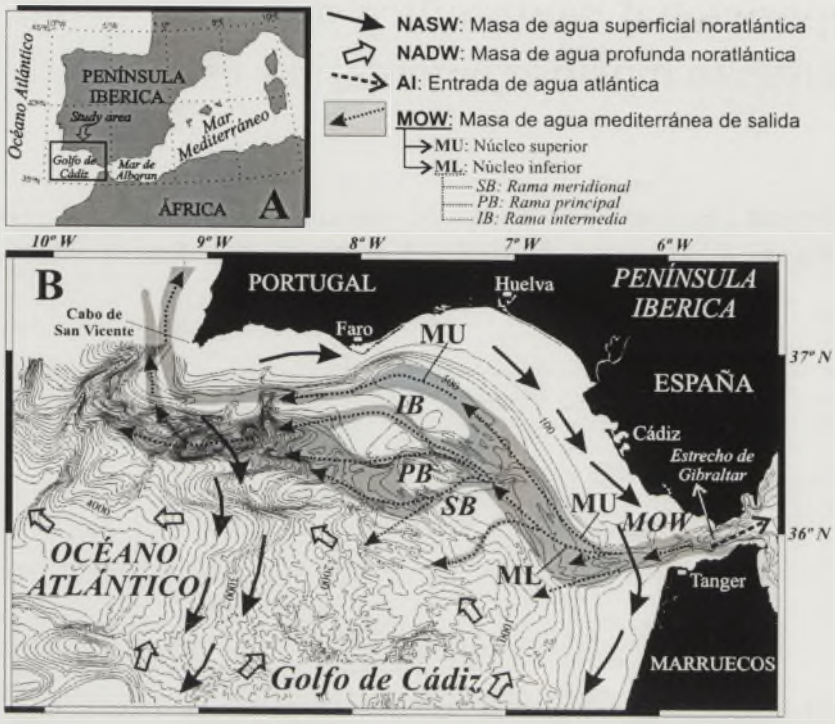


FIGURA 1. *Encuadre regional del Golfo de Cádiz.*

CONTEXTO MORFOSEDIMENTARIO Y ESTRATIGRÁFICO DEL MARGEN CONTINENTAL

En el margen continental del Golfo de Cádiz se reconocen los dominios fisiográficos (Fig.1) *infralitoral*, *plataforma continental*, *talud continental* y *llanura abisal*.

La plataforma continental

La plataforma continental es amplia, con una pendiente media de 0,5° en la parte portuguesa, e inferior a 0,3° en la parte española. La anchura es variable, presentando su mayor extensión en la parte española (~30 km) y, disminuye hacia Portugal (~17 km) y hacia el estrecho de Gibraltar (<10 km). El *borde de la plataforma* se encuentra a una profundidad media de 120-140 m, con una pendiente máxima de 2° y una anchura máxima de 7 km. (Hernández-Molina y Lobo, 2004). Se caracteriza por el apilamiento de cuñas sedimentarias regresivas y de niveles eustáticos bajos, que condicionan la progradación de la plataforma durante el Plioceno y Cuaternario (Hernández-Molina *et al.*, 2002).

El talud continental

Presenta un relieve muy irregular, diferenciándose 3 subdominios (Fig. 1):

Talud superior

Situado entre 130 y 400 m de profundidad, con 10 km de anchura media (localmente >20 km) y una pendiente entre 1° y 3°. Los tipos morfológicos presentes se agrupan en 5 clases: a) *Deposicionales,* caracterizados por la acumulación de talud de configuración divergente; b) *Erosivos*, representados por una suave superficie de erosión en la parte más proximal del talud superior desde Cádiz hasta Barbate; una marcada superficie de erosión entre el cañón de Portimao y la desembocadura del río Guadiana; cañones submarinos en el talud del Algarve y *gullies*; c) *Neotectónicos* (diapirismo y fracturas); d) *Gravitacionales* (deslizamientos y *creeps*); y e) *Otros*: *pockmarks* (Hernández-Molina y Lobo, 2004). Está estructurado en secuencias sedimentarias con facies transparentes a la base y progresivamente más reflectivas a techo, cuya arquitectura produce la progradación del talud superior. Dichas secuencias constituyen el cambio lateral de facies respecto de las cuñas progradante regresivas y de bajo nivel identificadas en la plataforma externa (Hernández-Molina *et al.*, 2002).

Talud medio

Situado entre 400/450 y 1200 m de profundidad. Se trata de una plataforma marginal con una anchura máxima de hasta 100 km y una pendiente entre 0,5-1°. En este dominio se desarrolla el Sistema Deposicional Contornítico (SDC), diferenciándose 5 sectores (Hernández-Molina *et al.*, 2003):

1) Sector proximal al estrecho de Gibraltar comprendido entre el estrecho y la ciudad de Cádiz. Predominan los tipos morfológicos erosivos, principalmente superficies de abrasión, alineamientos y surcos erosivos, si bien al NO del sector se identifican campos de ondas y *sand ribbons*.

2) Sector de desbordamiento de la MOW situado al SO del sector 2.1. Representa un megacuerpo sedimentario con forma

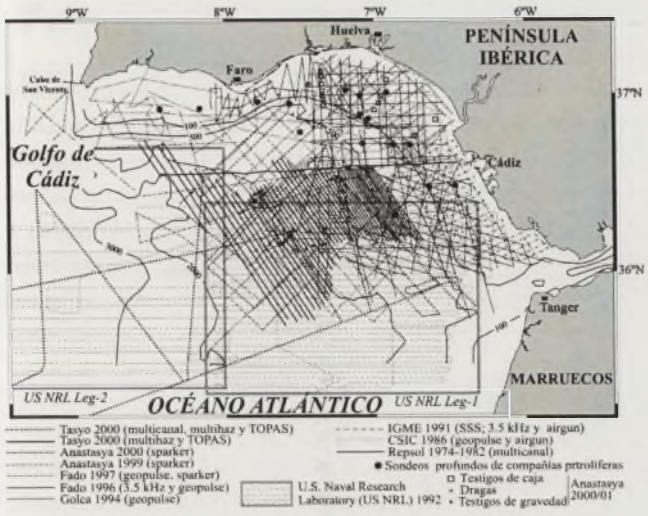


FIGURA 2. *Base de datos geofísicos (registros sísmicos de reflexión y datos de batimetría de Multihaz).*

de abanico atravesado por surcos erosivos. Los tipos morfológicos presentes se agrupan en: a) *deposicionales* (lóbulos de fango, lóbulos de arena; campos de ondas de fango y ondas de arena); b) *erosivos* (surcos erosivos de dirección NE-SO); y c) *gravitacionales* (deslizamientos y *slumps*).

3) Sector de canales contorníticos y umbrales diapíricos localizado entre Cádiz y Faro (Fig. 3). Predominan los tipos morfológicos erosivos, determinándose 5 canales contorníticos (Cádiz, Guadalquivir, Huelva, Diego Cao y Gusano) de más de 100 km, con anchuras de 1,5-10 km e incisiones de hasta 350 m. Presentan forma de "S", con un tramo de dirección NO-SE paralelo al talud que cambia a una dirección NE-SO perpendicular al talud, debido a la presencia de tres umbrales diapíricos (Cádiz, Guadalquivir y Doñana) y del Banco del Guadalquivir (Fig. 3b). Al N de los umbrales diapíricos se reconocen valles marginales de carácter erosivo (Fig. 3).

4) Sector deposicional entre Cádiz y el cañón de Portimao. Dominan los tipos morfológicos deposicionales representados por el depósito monticular, elongado y separado de Faro-Albufeira (80 km de largo; 12 km de ancho y 600 ms de espesor) y los depósitos laminares de Faro-Albufeira y Bartolomé Dias. Los depósitos monticulares se encuentran separados del talud superior mediante la fosa de Alvarez Cabral (80 km de largo y 4-11 km de ancho).

5) Sector de cañones submarinos localizado entre Portimao y el cabo de San Vicente. Las formas más relevantes son erosivas por la presencia de cañones submarinos (Portimao; Lagos; Sagres; y San Vicente), y deposicionales, representadas por los depósitos contorníticos laminares. Son muy frecuentes las formas ligadas a migración de fluidos y a presencia de gas en el fondo (volcanes de fango, *pockmarks*, etc). En general la arquitectura de los depósitos contorníticos se caracteriza por secuencias sedimentarias constituidas por facies transparentes que progresivemente pasan a muy reflectivas y que terminan con una marcada superficie de erosión, encuadradas con episodios trangresivos, regresivos y de nivel eustático bajo (Llave *et al.*, 2001).

Talud inferior

Situado entre 1200 y 4000 m de profundidad con una pendiente entre 2° y 4°, y una anchura variable entre 50 km al NO y más de 200 km al SE (Fig. 1). A escala regional tiene una morfología convexa, con una fisiografía de detalle ondulada e irregular condicionada por el relieve pre-existente del cuerpo olistostrómico, si bien en el margen del Algarve es abrupto. Los tipos morfológicos destacables son formas de fondo de pequeña escala, cañones submarinos y minicuencas en la parte proximal. Se reconocen secuencias sedimentarias del Plioceno y Cuaternario que se estructuran de manera agradante, con un cambio de facies en cada una de ellas de transparente a progresivamente más reflectivas.

Llanuras abisales

Se extienden más allá del talud a profundidades > 4300 m, separadas por bancos con una dirección OSO-ENE (Fig. 1). La arquitectura estratigráfica de los depósitos abisales se caracteriza por el predominio de depósitos turbidíticos (interestratificados entre depósitos pelágicos).

EL SISTEMA DEPOSICIONAL CONTORNÍTICO DEL GOLFO DE CÁDIZ

Los márgenes continentales del NE del Océano Atlántico, entre 26°N y 56° N, se caracterizan porque el transvase sedimentario desde la plataforma continental hacia las llanuras abisales, se produce principalmente a partir de *procesos gravitacionales de masas* canalizados en su mayor parte mediante cañones submarinos (Weaver *et al.*, 2000). Ubicado dentro de dicha zona el margen del Golfo de Cádiz sería un margen "atípico" por sus características morfosedimentarias y estratigráficas. Ello seria debido a 5 hechos singulares: a) la ausencia en buena parte del mismo de cañones submarinos; b) un amplio talud continental que ocupa la mayor extensión de los fondos del Golfo, con un talud medio donde predominan los procesos longitudinales, los cuales generan el SDC; c) un predominio de procesos transversales en el talud superior, pero muy especialmente en el talud inferior y en la llanura abisal; d) la ausencia de un ascenso continental y e) un margen en un contexto regional compresivo donde la cuña de unidades alóctonas del Golfo de Cádiz condiciona un substrato inestable para la cobertera del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario.

El modelo sedimentario del talud continental del Golfo de Cádiz podría ser considerado como un sistema mixto turbidítico/contornítico en el mismo sentido que proponen Faugeres *et al.* (1999) en otros márgenes continentales. Por el contrario, las peculiaridades de la *MOW* condicionan que los procesos longitudinales se desarrollen en

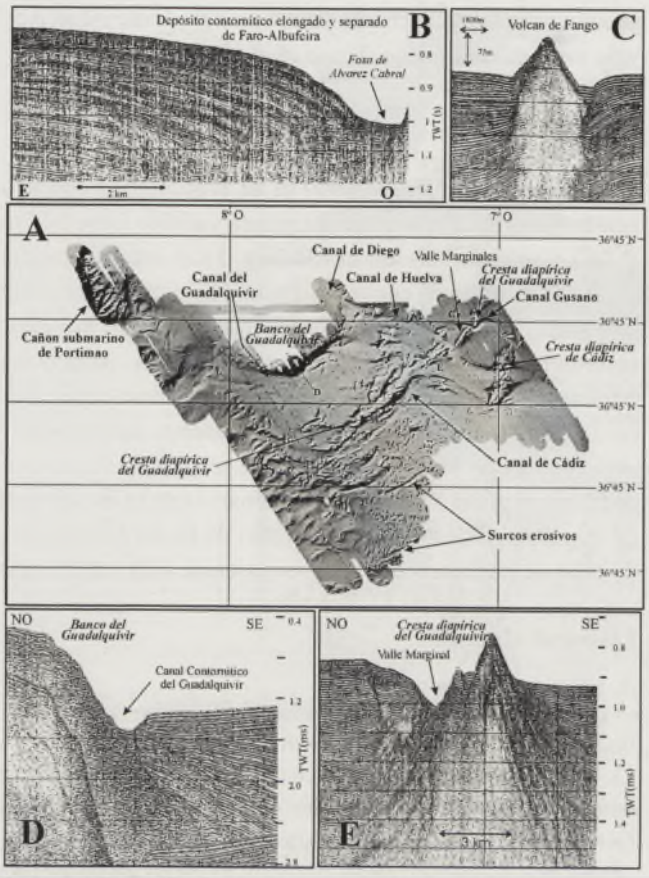


FIGURA 3. *Ejemplos de los tipos morfológicos en el talud medio del Golfo de Cádiz. a) Mosaico de Multihaz del Sector de Canales Contorníticos y Umbrales diapíricos. b) Depósito Contornítico Monticular de Faro-Albufeira, y la Fosa de Alvarez-Cabral adyacente. c) Volcán de Fango; d) Banco del Guadalquivir y Canal Contornítico del Guadalquivir; y e) Cresta diapírica del Guadalquivir y Valle Marginal.*

aguas más someras respecto a otros modelos y que los procesos contorníticos y turbidíticos no interaccionen simultáneamente. La actividad de la *MOW* genera procesos sedimentarios longitudinales en el talud medio y los procesos transversales tienen lugar en el talud superior y sobre todo en el talud inferior. Las características estratigráficas del talud medio permiten definir el modelo mixto del talud del Golfo de Cádiz, como un modelo contornítico-turbidítico combinado pero separado (*detached combined drift*), opuesto al modelo clásico del margen de Hatteras (Faugères *et al.*, 1999).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos: PB-91-0622-C03 (GOLCA); PB94-1090-C03-03 (FADO); MAR-98-0209 (TASYO) y REN2002-04117-C03-01/02/03 (GADES). Sus resultados se encuadran dentro de las acciones especiales REN2002-11669-E (Proyecto MVSEIS) y REN2002-11668 (Proyecto MOUNDFOURCE), así como del Proyecto IGCP-432 "*Contourites, Bottom Currents and Palaeocirculations*".

REFERENCIAS

Faugères, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P. y Viana, A. (1999): Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology,* 162: 1-38.

Hernández-Molina, F.J. y Lobo, F.J. (2004): El margen continental del Golfo de Cádiz. En: *Memoria del Mapa Geomorfológico de España 1:1.000.000: Geomorfología de la zona sumergida española* (A. Martín-Serrano, F. Nozal, y A. Maestro, Coord.). Servicio de Publicaciones Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E. y Díaz-del-Río, V. (2002): Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: Their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International,* 92 (1): 5-23.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río; V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1): 19-22.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J.M. (2001): Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Research*, 22: 487-508.

Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H. y Evans, J. (2000): Continental margin sedimentation, with special reference to north-east Atlantic margin. *Sedimentology*, 47: 239-256.

Prospección y evaluación de reservas de hidratos de gas natural en el Golfo de Cádiz mediante análisis SIG

R. León[1], L. Somoza[1], J.M. Gardner[2], V. Díaz del Río[3], T. Medialdea[1] y L.M. Fernández-Salas[3]

1 Geología Marina, Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
2 Naval Research Laboratory, Code 7420, 455 Overlook Ave, SW, Washington DC, USA.
3 Instituto Español de Oceanografía, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola, Málaga.

ABSTRACT

Natural gas hydrates prospecting and evaluation involves the management of a great volume of information and costly calculations on digital terrain models, vectorial maps, and tabular data. At the Gulf of Cádiz, we have designed a Geographical Information System (GIS) to manage diverse oceanographic information, and automate all work processes and calculations to model the base of the gas Hydrate Stability Zone (HSZ). This has a direct application in prospecting and evaluation of sea-floor natural gas hydrate reserves, geological hazard areas, and greenhouse gases emanation to atmosphere. On the other hand, HSZ modelling allows us to get the same results calculated on future or past simulated P-T environment conditions.

Key words: *Gulf of Cádiz, Natural Gas Hydrates, Geographical Information System.*

INTRODUCCION

Los hidratos de gas son sólidos cristalinos que se forman a partir de agua y gases hidrocarburos bajo condiciones de baja temperatura y alta presión. Son muy comunes en los sedimentos del fondo marino de los margenes continentales del mundo, como término medio por debajo de los 300 m. La cantidad potencial de carbono atrapado en la estructura del hidrato se estima entre 1015 a 1016 kg lo que les convierte en las reservas más grandes de hidrocarburos fósiles del planeta (Kvenvolden *et al.*, 1993). La disociación de los hidratos de gas en el fondo del mar tienen implicaciones tanto en la estabilidad de los sedimentos como en el cambio climático.

Los hidratos en el medio marino aparecen bajo unas condiciones específicas de P-T, que determinan la formación de cristales de gases hidrocarburos naturales. Los hidratos de gas oceánicos son estables en una zona paralela al fondo que aparece a partir de los 400 m de profundidad y que está en equilibrio termodinámico. Esta zona se denomina Zona de Estabilidad de Hidratos (Hydrate Stability Zone, HSZ). Cualquier cambio en las condiciones de P-T, afecta al campo de estabilidad del hidrato. Esto hace fluctuar la HSZ, que busca el equilibrio termodinámico ante cualquier cambio medioambiental. La temperatura del fondo marino y el gradiente geotérmico, que determinan el calor posible en el sistema del fondo oceánico, controla la potencia de la HSZ. La presión, que es una función de la profundidad del fondo, es la principal variable en los sistemas P-T (100m = 1 Mpa o 10 Atm o 1740 psi). Debido a que la estructura cristalina del hidrato se estabiliza principalmente por la presión (la temperatura del fondo marino se encuentra generalmente por debajo de los +4ºC), la HSZ tiende a ser más potente hacia aguas profudas.

La base de la HSZ puede ser predecida (en un primer orden de magnitud) si la composición del hidrato, la temperatura del fondo, la profundidad, y el gradiente geotérmico son conocidos. Sin embargo, existen pocos modelos cuantitativos que describen estos efectos. Se han desarrollado algunos modelos en áreas intensamente estudiadas como el Golfo de Méjico (Milkov y Sassen, 2001). Muchos de estos cálculos no consideran el efecto de la variabilidad de las temperaturas del fondo causadas por las corrientes oceánicas o las variaciones regionales del gradiente geotérmico.

El propósito de este trabajo es el análisis, predicción y modelización del volumen de hidratos de gas en márgenes continentales a partir de una serie de variables oceanográficas (temperatura del fondo, gradiente geotérmico y batimetría) almacenadas como entidades dentro la base de datos (BBDD) de un Sistema de Información Geográfica (SIG).

METODOLOGIA Y DATOS

El análisis de los procesos de trabajo y el modelo de datos del SIG, se han construido para el cálculo del campo de estabilidad de los hidratos y la profundidad de enterramiento de la HSZ en el fondo oceánico (Fig. 1). Las variables del sistema están definidas por la composición de los gases hidratos y los modelos digitales de la temperatura del fondo, de las profundidades, y del gradiente geotérmico.

El cálculo del campo de estabilidad de los gases hidratos se realiza para cada composición de tipo geoquímico de

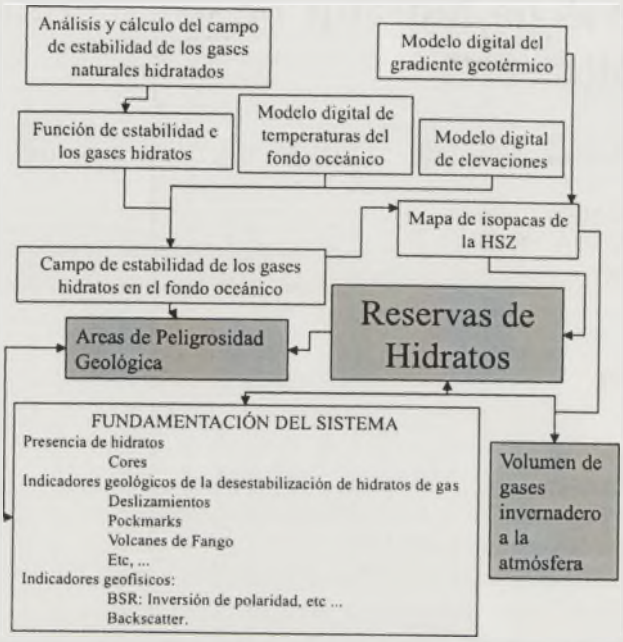


FIGURA 1. *Diagrama de flujo de los procesos de trabajo del Sistema de Información Geográfica.*

gas hidrocarburo e hidrato en el Golfo de Cádiz. (Mazurenko *et al.*, 2002; Pinheiro *et al.*, 2003), utilizando el método del "K_{vsf}-*value*" y el método estadístico termodinámico. Este último a través del programa informático CSMHYD de Sloan (1997). Una vez definido el campo de estabilidad para cada tipo geoquímico se establece una ecuación aritmética, función de la profundidad (presión) y de la temperatura, para implementarla en el SIG.

Dependiendo de la precisión o escala del trabajo, la construcción del modelo digital de elevación sigue dos caminos: 1) mediante una consulta al sistema, a través de datos bibliográficos almacenados en la BBDD del SIG, y 2) mediante el procesado de datos de profundidades obtenidos con ecosonda multihaz.

El primer caso se utiliza en la prospección a escala regional, o cuando no se tiene una batimetría de detalle, como son los mosaicos multihaz. Para que esto sea viable la información batimétrica debe estar convenientemente codificada y almacenada útilmente en el modelo de datos del SIG.

El segundo caso es el más utilizado en estudios locales y de detalle. En el caso del Golfo de Cádiz se ha utilizado los datos procesados de la ecosonda multihaz Simrad EM-12S-120 adquiridos durante la campaña TASYO2000.

El modelo digital de temperaturas del fondo se ha construido a partir de los datos provenientes de las sondas CTD y XBT obtenidos durante el periodo de un año en las campañas oceanográficas TASYO 2000, GOLFO 00/10, GOLFO 01/05 y CADISAR 01/08.

La zona de influencia de cada masa de agua del Golfo de Cádiz con el fondo marino (Mediterranean Outflow Water, MOW; Atlantic Surficial Water, ASW; North Atlantic Central Water, NACW; y North Atlantic Deep Water, NADW), se ha interpolado por separado, resultando el modelo digital final la suma geográfica de todos ellos. Los mapas batimétricos y geomorfológicos (Hernández-Molina *et al.*, 2003) se han utilizado como líneas fuertes de ruptura (hard-lines) para la interpolación, debido a la fuerte influencia del relieve submarino en la distribución de las corrientes de fondo.

La construcción del último modelo digital del SIG, el del gradiente geotérmico, tiene como función el cálculo de la profundidad de enterramiento de la base de la HSZ. Para su construcción, se han utilizado 17 medidas de sonda de calor de la campaña ANASTASYA 09/01, así como datos de sondeos petrolíferos de REPSOL-YPF.

Debido a la distribución bimodal de las muestras, el modelo digital final es una composición del campo regional del gradiente geotérmico de la zona y el anómalo producido por la presencia de volcanes de fango y diapiros. El mapa cartográfico de estas estructuras es el que se ha utilizado como máscara y barrera a la interpolación.

RESULTADOS

Mediante herramientas de análisis SIG y la consulta directa a su BBDD, se ha obtenido la predicción del campo de estabilidad de los hidratos sobre el fondo oceánico y la modelización 3D de su base.

Predicción del campo de estabilidad de los hidratos en el margen continental

El límite superior del campo de estabilidad de los gases hidratados queda establecido por la siguiente función (León *et al.*, 2003):

$$T_{HSZ} = \frac{\ln P_{HSZ} - K_a}{K_b} \quad (1)$$

Donde K_a y K_b son constantes dependientes del tipo de gas hidrato (biogénico o termogénico), y T_{HSZ} y P_{HSZ} son la temperatura y profundidad (presión) en la base de la HSZ, respectivamente.

El mapa de predicción del límite de la estabilidad del gas-hidrato en el margen continental permite definir áreas susceptibles de ser afectadas por *slides*, *slumps*, *pockmarks* y volcanes de fango, en definitiva, áreas de peligrosidad.

Modelización de la base de la HSZ (Fig. 2)

La base de la HSZ se calcula como solución de dos ecuaciones función de la profundidad y la temperatura: a) función de la estabilidad de cada hidrato de gas. (Ecuación 1); y b) función del incremento de la temperatura con el gradiente geotérmico:

$$T_{HSZ} = T_{SF} + (P_{BHSZ} - P_{SF})\delta_g \quad (2)$$

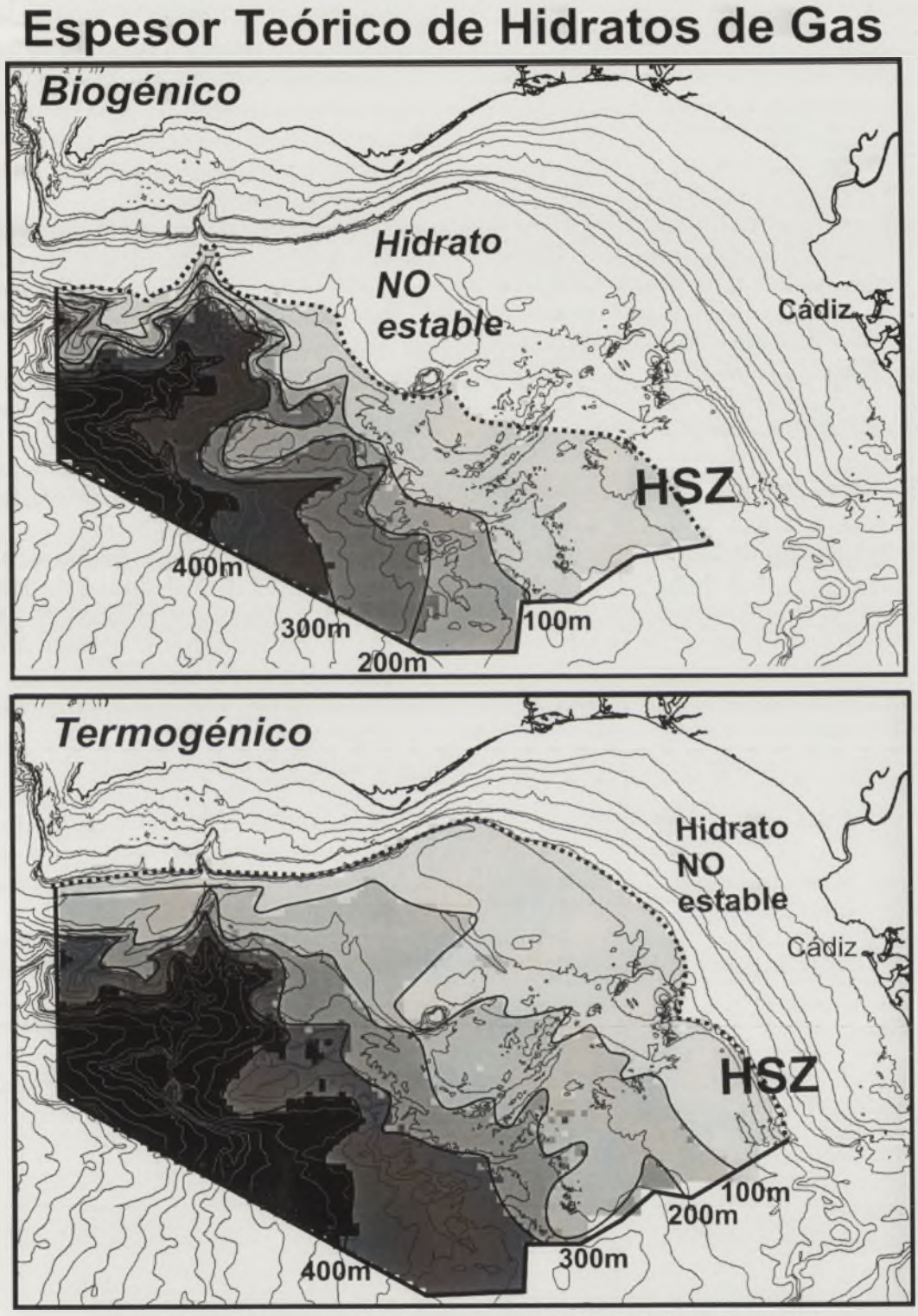


FIGURA 2. *Mapa de predicción de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, HSZ.*

donde P_{BHSZ} = Base de la HSZ(profundidad de enterramiento); P_{SF} = profundidad del fondo; T_{BHSZ} = temperatura en la base de la HSZ y δg = gradiente geotérmico.

Estas dos funciones no tienen solución real y componen una función transcendente que se soluciona de forma iterativa mediante álgebra de mapas de análisis SIG.

El volumen de sedimento + hidrato en la zona estudiada se estima en 2,98 10^{12} m^3 para gases de origen biogénico y en 10,09 10^{15} m^3 para gases de origen termogénico. El volumen real de hidratos depende del estado del hidrato en el sedimento, es decir si se encuentra diseminado, en capas, nodular o masivo. Los hidratos recuperados en el Golfo de Cádiz en los testigos de gravedad (Mazurenko *et al.*, 2002), atestiguan que por lo menos en los primeros metros de depósito se encuentran de forma diseminada.

CONCLUSIONES

La gestión de datos oceanográficos tales como la temperatura del fondo, gradiente geotérmico y batimetría en un Sistema de Información Geográfica (SIG) permite:

Una primera aproximación de las reservas de hidratos de gas contenidos en los márgenes continentales.

La delimitación de áreas potenciales de peligrosidad geológica de deslizamientos submarinos, colapsos gravitatorios, *pockmarks* y vulcanismo de fango. Estas áreas corresponden al límite calculado del campo de estabilidad de los gases hidratados (HSZ) en el fondo oceánico. En el Golfo de Cádiz, las zonas de deslizamiento submarino, colapsos gravitatorios, *pockmarks* y vulcanismo de fango (Hernández-Molina *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003), quedan dentro de la HSZ.

La simulación de otras condiciones ambientales modificando las variables del sistema, como temperatura del fondo, gradiente geotérmico o nivel del mar. Este punto es especialmente importante en la estimación del volumen de gases hidrocarburos que podrían emanarse o haberse emanado a la atmósfera debido a la disociación de hidratos de gas, y su efecto en el cambio climático global.

AGRADECIMIENTOS

A los proyectos TASYO (CICYT MAR98-0209), GADES (REN2002-041117-C03), "Variabilidad espacial del picoplancton y zooplancton en el Golfo de Cádiz (CICYT MAR99-0643-C03), CADISAR (DGO Université Bordeaux 1-UMR-CNRS EPOC 1452), al programa TTR IOC-UNESCO, a REPSOL-YPF, Keith Louden, y tripulación del BIO *Hespérides* y B/O *Cornide de Saavedra.*

REFERENCIAS

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga,M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río; V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cádiz contourite depositional systems. *Geology,* 31 (1): 19-22.

Kvenvolden, K.A., Ginsburg, G.D. y Soloviev, V.A. (1993): Worldwide distribution of subaquatic gas hydrates. *Geo-Marine Letters,* 13: 32-40.

León, R., Somoza, L., Gardner, J.M., Fernández-Puga, M.C. y Díaz del Río, V. (2003): Modelling gas-hydrate reserves along continental margins using oceanographic GIS (SIGEMAR). En: *4º Simposio Sobre el Margen Iberico Atlántico,* 19(2b). 240-241.

Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Belenkaya, I., Ivanov, M.K. y Pinheiro, L.M. (2002): Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cádiz. *Terra Nova,* 14 (5): 321-329.

Milkov, A. y Sassen, R. (2001): Estimate of gas hydrate resource, northwestern Gulf of Mexico continental slope. *Marine Geology,* 179: 71-83.

Pinheiro, L. M., Ivanov, M. K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V. H., Volkonskaya, A., Monteiro, J. H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N. y Cunha, M. R. (2003): Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*, 195:131-151.

Sloan, E.D. (1997): *Clathrate hydrates of natural gases.* Marcel Derker, Inc., New York. 705 p.

Somoza, L., Gardner, J.M., Diaz-del-Rio, V., Vazquez, T., Pinheiro, L., Hernández-Molina, F. J. y TASYO /ANASTASYA shipboard scientific parties (2002): Numerous methane gas related seafloor structures identified in the Gulf of Cádiz. *Eos Transactions, American Geophysical Union,* 83 (47), 541-547.

Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T. y Fernández-Salas L.M. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology,* 195: 153-176.

Cronoestratigrafía de los depósitos cuaternarios del talud continental del Golfo de Cádiz a partir del análisis de nanofósiles calcáreos

E. Llave[1], J.A. Flores[2], F.J. Hernández-Molina[3], F.J. Sierro[2], L. Somoza[1], V. Díaz del Río[4] y W. Martínez del Olmo[5]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
2 Facultad de Ciencias, Univ. de Salamanca, Plaza de la Merced, C/ Del Parque s/n, 37008 Salamanca.
3 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. de Vigo, 36200 Vigo.
4 Instituto Español de Oceanografía, C/ Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola.
5 Repsol Exploración, Paseo Castellana 280, 28046 Madrid.

ABSTRACT

An integrated study of the Contourite deposits of the middle slope of the Gulf of Cadiz is presented in this work, related to both the Quaternary seismic stratigraphy analysis and its chronostratigraphy, specially of the major discontinuities. We have used data from medium resolution profiles (Sparker), deep oil company cores and nannofossils biostratigraphic. The main Quaternary seismic units (Q1-Q4) have been correlated with the sedimentological and stratigraphic core data. The results obtained by the seismic and micropaleontologic analyses revealed, by the first time, a chronologic framework in which the discontinuities QD, MPR and MIS12 correspond in age with the base of the Quaternary, the mid of the Pleistocene and the Late Pleistocene. Chronostratigraphic framework allow us to identified that the main discontinuities are related to regional erosive stages by the more interaction of the Mediterranean Outflow Water during the cold climatic and lowstand periods. Nevertheless, the main contourite deposition took place during the transition from warm to cold periods and for instant from regressive to lowstands periods.

Key words: *Contourites, chronostratigraphy, Quaternary, calcareous nannofossils, Gulf of Cadiz.*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos del Plioceno del margen continental del Golfo de Cádiz están compuestos por arcillas, limos y capas de arenas con una configuración regional progradante, sobre una marcada discordancia erosiva de carácter regional (Malod, 1982; Mougenot, 1988; Riaza y Martínez del Olmo, 1996; Somoza *et al.*, 1997; Maldonado *et al.*, 1999; Hernández-Molina *et al.*, 2002). Los depósitos del Cuaternario están formados por arcillas y arenas, con configuraciones progradantes a gran escala, y que localmente se disponen discordantes en el margen (Malod, 1982; Llave *et al.*, 2001; Hernández-Molina *et al.*, 2002). Sin embargo no ha sido determinada, hasta la fecha, la cronología de las discontinuidades estratigráficas principales en los depósitos del Plioceno superior y del Cuaternario del talud medio, por lo que el objetivo del presente trabajo se plantea doble: a) Arquitectura estratigráfica detallada de los depósitos cuaternarios del talud medio, identificación de las discontinuidades estratigráficas de mayor entidad en el registro sedimentario, y b) Cronología de los depósitos a partir de datos de nannoplancton de muestras obtenidas en los sondeos profundos.

METODOLOGÍA

El presente trabajo se ha llevado a cabo en cuatro fases: a) Análisis de estratigrafía sísmica en los depósitos del talud medio, a partir de registros de *Sparker* (Fig. 1); b) Caracterización general de las unidades y discontinuidades a partir de datos estratigráficos, sedimentológicos y de edades tentativas de los sondeos profundos (Fig. 1); c) Análisis micropaleontológico y semicuantitativo empleando nanofósiles calcáreos a partir de muestras seleccionadas de diferentes los sondeos E1, C1 y G1; d) Encuadre de las discontinuidades principales a partir del cruce de perfiles *Sparker* con registros sísmicos de multicanal, así como con sondeos petrolíferos y sus diagrafías sónicas (*Sonic Logs*) (Fig. 1). El paso de tiempo doble a profundidades y viceversa se ha llevado a cabo utilizando una tabla de velocidades, tiempo sísmico y profundidad en metros proporcionada en los informes de la compañía petrolífera Repsol-YPF (Fig. 1).

RESULTADOS

Análisis estratigráfico

Ha sido determinada la litología de los depósitos cuaternarios en los sondeos profundos (Fig. 2): En general en la plataforma media-externa dominan las arcillas, y en el talud medio, concretamente en el sector comprendido entre Faro y Cádiz, los sedimentos están compuestos predominantemente por limos (Fig. 2). Hacia la zona SE sedimentos se hacen más arcillosos (Ej. GY-BIS en figura 2), no obstante en la zona meridional del talud existe un cambio litológico con dominio

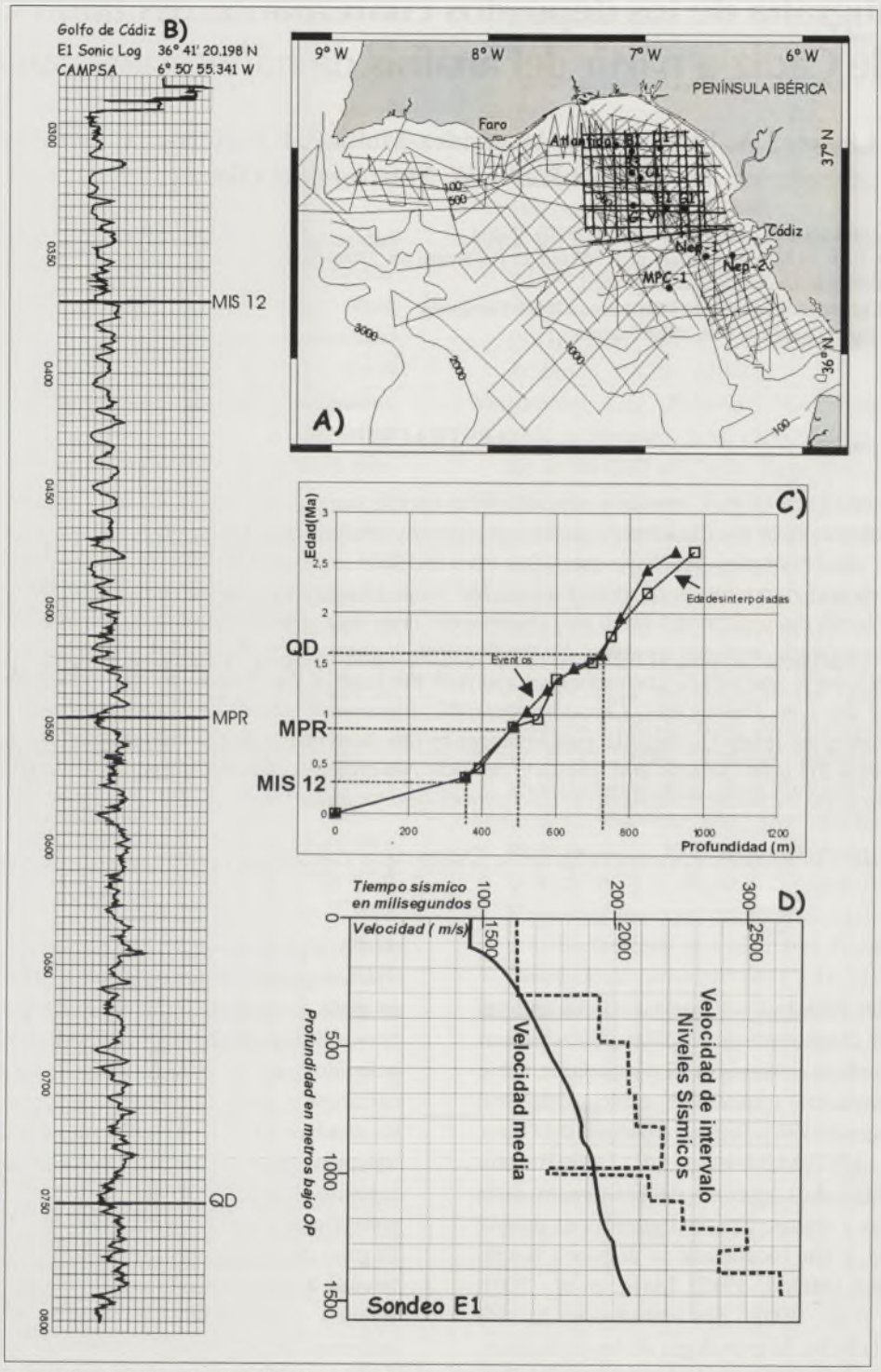


FIGURA 1. *a) Localización de los perfiles sísmicos Sparker y multicanal utilizados para el calado de los sondeos de Repsol. b) Sonic Log del sondeo E1. c) Eventos micropaleontológicos en el sondeo E1. d) Tabla de velocidades, tiempo sísmico y profundidades del sondeo E1.*

de arenas en los primeros 17 m y de lumaquelas con arena y arcilla en los 303 m siguientes (Ej. MPC-1 en figura 2).

Los espesores de los sedimentos de edad Plioceno-Cuaternario presentan los mayores valores en la zona oriental de la plataforma externa (1100 m) (Ej. C1 en la figura 2), disminuyendo hacia el la zona distal del talud superior (350 m), hacia el O (130 m) y SE del área de estudio (305 m) (Fig. 2). En el talud medio el espesor máximo alcanza los 500 m (Fig. 2). En algunos de los sondeos petrolíferos se ha podido precisar el espesor de los sedimentos cuaternarios, observándose que los mayores valores se encuentran en zonas más someras (600 m) y disminuyen hacia el borde de la plataforma (300 m) (Fig. 2). En los perfiles sísmicos los espesores que presentan los depósitos cuaternarios en la zona de borde de plataforma oscilan entre los 580-630 ms (Hernández-Molina *et al.*, 2002), mientras que hacia el talud los valores pueden llegar a un máximo

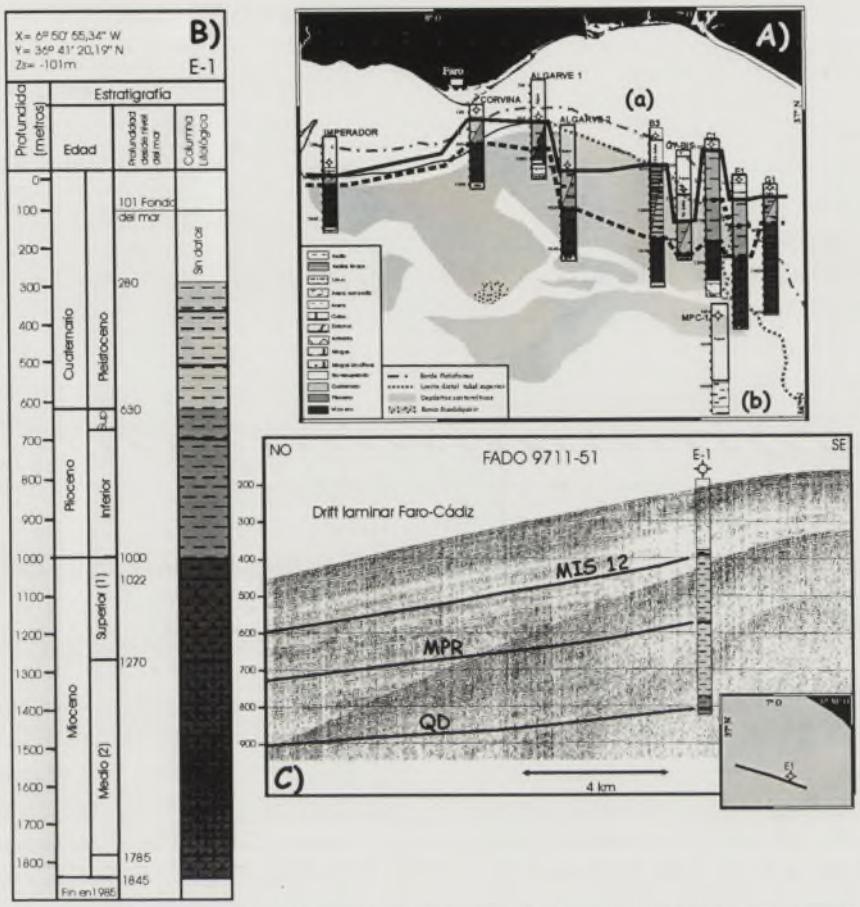


FIGURA 2. *a) Correlación de los sondeos petrolíferos del Golfo de Cádiz (a-plataforma; b-talud). Se correlacionan en líneas discontinuas negras los depósitos del Plioceno grises los depósitos del Cuaternario. b) Columna estratigráfica sondeo del petrolífero E-1, donde se indican los eventos micropaleontológicos. c) Ejemplo de calado del sondeo en los perfiles sísmicos (Sparker). La edad y profundidad de registro de los eventos micropaleontológicos se encuentran en la Tabla 1.*

de 600 ms en la zona septentrional y entorno los 400-500 ms en el resto del área estudiada (Llave, 2003).

En los depósitos contorníticos del talud medio se ha determinado una arquitectura estratigráfica compleja, de carácter cíclico, en la que se han diferenciado, a gran escala, dos grandes unidades sísmicas (QI y QII). Estas dos grandes unidades están compuestas por cuatro unidades sísmicas (Q1-Q4), que a su vez se estructuran en ocho unidades sísmicas (A-H) correlacionadas lateralmente a escala regional (Llave *et al.*, 2001; Llave, 2003). Las discontinuidades más significativas son QD, MIS40, MPR y MIS 12, caracterizándose por una alta reflectividad y normalmente de erosión discordantes, que separan generalmente facies reflectivas subyacentes de facies transparentes suprayacentes. A partir de la correlación de los sondeos petrolíferos estudiados, se ha podido observar que las unidades Q1-Q4 estarían encuadradas dentro de los depósitos Cuaternarios y por tanto la discontinuidad QD constituye el límite basal del cuaternario (Fig. 2).

Biocronología: nanofósiles calcáreos

La tabla 1 resume los eventos empleados en este estudio (Raffi y Flores, 1995; Flores *et al.*, 2000). No se descarta un pequeño diacronismo en relación a esas edades y los que pudieran haberse dado en el Golfo de Cádiz, pero en cualquier caso insignificantes en relación a la resolución con que se plantea este trabajo. De igual modo, el rasgo de su diminuta talla y la consiguiente facilidad para el retrabajado, unido a las técnicas de testificación y la frecuente contaminación, hace que en algunos casos la edad inferida de la señal micropaleontológica deba tomarse con ciertas reservas. Identificados los eventos micropaleontológicos en los sondeos E1, C1 y G1 (Fig. 2), se ha asignado una edad a cada una de las muestras seleccionadas a partir de una interpolación lineal entre las profundidades de muestreo. Estos resultados ponen de manifiesto un registro que cubre la práctica totalidad del Pleistoceno. Asimismo, la asignación de edades hace pensar en la presencia de algunas discontinuidades de diversa entidad, y no siempre materializadas en el registro sísmico.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A partir de estudios de estratigrafía sísmica de alta resolución y su correlación con sondeos petrolíferos realizados en el Golfo de Cádiz se ha realizado, por primera vez, un

TABLA 1. *Edad de los eventos registrados en las asociaciones de nanofósiles calcáreos (Compendio y discusión en Raffi y Flores (1995) y Flores et al. (2000).*

Evento		Edad (Ma)
Primer registro	*Emiliana huxleyi*	0,26
Último registro	*Pseudoemiliania lacunosa*	0,46
Último registro	*Reticulofenestra asanoi*	0,88
Reaparición	*Gephyrocapsa* 4-5µm	1,02
Primer registro	*Reticulofenestra asanoi*	1,08
Último registro	*Gephyrocapsa* >5,5µm	1,24
Primer registro	*Gephyrocapsa* >5,5µm	1,45
Último registro	*Calcidiscus macintyrei*	1,59
Primer registro	*Gephyrocapsa* 4-5µm	1,67
Último registro	*Discoaster brouweri*	1,96
Último registro	*Discoaster pentaradiatus*	2,44
Último registro	*Discoaster surculus*	2,61
Último registro	*Discoaster tamalis*	2,76

encuadre cronoestratigráfico de los depósitos contorníticos estudiados y diferenciados en los registros sísmicos. Se ha podido encuadrar la discontinuidad QD dentro del Cuaternario, y las discontinuidades más recientes, como la discontinuidad MPR, quedando datada en la mitad del Pleistoceno, así como la discontinuidad MIS 12, la cual presenta una edad de Pleistoceno superior. La discontinuidad MPR coincide con la presencia de *Reticulofenestra asanoi*, mientras que la discontinuidad relacionada con el MIS 12 se sitúa próxima al último registro de *Pseudoemiliania lacunosa* (ver tabla 1).

Por su parte, el registro de formas de *Gephyrocapsa* de talla superior a las 5,5 µm, es congruente con la edad asignada a la QD (Fig. 2). Los cuerpos contorníticos desarrollados en el talud medio del Golfo de Cádiz comprenden dos grandes secuencias deposicionales de 4º orden (QI y QII) separadas por la discontinuidad erosiva *MPR*. El intervalo cronológico de esta discontinuidad coincide con un periodo climático frío global que se conoce como "*Mid Pleistocene Revolution*" hace unos 900-920 ka. El dominio de ciclos climáticos globales de excentricidad de gran amplitud de unos 100 ka de periodicidad (posteriores a la MPR), y los ciclos de baja amplitud con una periodicidad de 20-40 ka (previos a la MPR) han controlado durante el Cuaternario el desarrollo de las secuencias deposicionales menores de 4º orden (Q1-Q4) compuestas por secuencias deposicionales menores de 5º orden (A-H). La influencia que estos cambios climáticos han tenido en la sedimentación contornítica viene causada por importantes cambios paleoceanográficos de la Corriente Mediterránea de Salida (MOW) (Llave, 2003). Durante el tránsito entre el periodo caliente al frío se ve favorecido el desarrollo de los depósitos contorníticos como consecuencia de mayores aportes sedimentarios hacia el talud así como una gran interacción de la MOW con el fondo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación: PB94-1090-C03-03 (FADO); MAR-98-0209 (TASYO) y REN2002-04117-C03-01/02/03 (GADES), y está encuadrado dentro del Proyecto IGCP-432 "*Contourites, Bottom Currents and Palaeocirculations*".

REFERENCIAS

Flores, J.A., Gersonde, R., Sierro, F.J. y Niebler, H.S. (2000): Southern Ocean Pleistocene calcareous nannofossil events: calibration with isotope and geomagnetic stratigraphies. *Marine Micropaleontology*, 40: 377-402.

Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Fernández-Puga, M.C., Llave, E. y Díaz del Río, V. (2002): Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, 92: 5-23.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V. y Maestro, A. (2001). Seismic stacking patterns of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleogeography y environmental changes. *Marine Geophysical Researches*, 22: 487-508.

Llave, E. (2003): *Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario: implicaciones paleoceanográficos*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias del Mar. Univ. Cádiz, 343 p.

Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.

Malod, J. (1982): *Comparaison de l'evolution des marges continentales au Nord et au Sud de la Peninsula Iberique*. These Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 82–23: 235 p.

Mougenot, D. (1988): *Géologie de la Marge Portuguise*. These de doctorat d'État, Memoires Sciences de la Terre Univ. Curie, Paris VI, 257 p.

Riaza Molina, C. y Martínez del Olmo, W. (1996): Depositional Model of the Guadalquivir-Gulf of Cadiz Tertiary Basin. En: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 418 p.

Raffi, I. y Flores, J.A. (1995): Pleistocene through Miocene calcareous nannofossil from eastern equatorial Pacific Ocean (Leg 138). *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 138: 233-286.

Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., De Andrés, J.R. y Rey, J. (1997): Continental shelf architecture and sea-level cycles: Late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain. *Geo-Marine Letters*, 17: 133-139.

Arquitectura estratigráfica de los depósitos contorníticos del Pleistoceno Superior del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas de los eventos de Heinrich

E. Llave[1], J. Schönfeld[2], F.J. Hernández-Molina[3], T. Mulder[4], L. Somoza[1] y V. Díaz del Río[5]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
2 IFM-GEOMAR Leibniz-Institute of Marine Sciences, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany.
3 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. de Vigo, 36200 Vigo.
4 Département de Géologie et Océanographie, UMR CNRS 5805 EPOC, Univ. Bordeaux, Avenue des facultés, 33405 Talence Cedex, France.
5 Instituto Español de Oceanografía, C/ Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola.

ABSTRACT

A detailed stratigraphic analysis of Late Pleistocene-Holocene sedimentary series in the northern and central part of middle slope's contourite system in the Gulf of Cadiz is presented. This work is based on a network of high- and very high-resolution seismic reflection profiles (Sparker, 3.5 kHz and Topas), and several up to 20 m long Calypso piston cores recovered during the IMAGES V cruise on the RV Marion Dufresne 2. Both data allowed determining a stratigraphic stacking pattern of four depositional sequences (a-d) that are internally structured into 10 subunits. Subunits are formed of transparent seismic facies at the base that evolve into smooth, parallel reflectors of moderate to high amplitude facies in the upper part. This cyclicity in the acoustic architecture is likely related to lithological changes including coarsening-upward sequences. A chronostratigraphic framework using data from piston cores revealed that the subunits periodicity is related to Heinrich events (H6 to H1). These data indicate that the Heinrich events have not only shut down the North Atlantic thermohaline circulation, but also influenced the spatial and vertical fluctuations of the Mediterranean Outflow Water in the whole Gulf of Cadiz.

Key words: *contourite stacking pattern, Gulf of Cadiz, late Pleistocene, Heinrich events, paleoceanography Mediterranean Outflow Water.*

INTRODUCCIÓN

A lo largo de Pleistoceno superior se han descrito un total de 6 eventos climáticos de Heinrich, de 10-14 ka de duración, relacionados con periodos de avance de las masas de hielo de Laurentida (y posiblemente de Groelandia y Noruega) (Heinrich, 1988). El efecto de estos pulsos climáticos tiene una gran importancia en la circulación termohalina, así como en la presencia de fragmentos rocosos (>150mm) en lo sedimentos que originariamente fueron transportados por *icebergs* (*ice rafted debris, IRD*) (Bond *et al.*, 1992). Se ha determinado la influencia de los eventos de Heinrich en el Atlántico Norte, pero también en las costas de Portugal, donde se ha observado la influencia de dichos eventos en la sedimentación de las llanuras abisales y umbrales submarinos del Golfo de Cádiz (Lebreiro *et al.*, 1997). En el presente trabajo se presenta la arquitectura estratigráfica y cronología de los depósitos contorníticos del Pleistoceno superior-Holoceno, a partir de datos de registros sísmicos de muy alta resolución y de testigos de pistón. Se observa una ciclicidad sedimentaria coincidente con los eventos climáticos de Heinrich, estimándose una relación entre la paleoceanografía de la Corriente Mediterránea de Salida (MOW) en el Golfo de Cádiz y tales eventos.

OCEANOGRAFÍA EN EL GOLFO DE CÁDIZ

En el sistema de circulación del Golfo de Cádiz se basa en el intercambio de masas agua entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, regulado por la entrada en superficie de la masa de agua Atlántica en el Mediterráneo y la salida en profundidad de la masa de agua mediterránea (Mediterranean Outflow Water, *MOW*) a través del Estrecho de Gibraltar (Fig. 1a). La corriente mediterránea al entrar en el Golfo de Cádiz se divide en dos grandes núcleos (Fig. 1a): a.- Núcleo superior (*MU*), que circula entre los 600-800 m de profundidad, con una velocidad media de 46 cm/s, una temperatura de 13,72° C y una salinidad de 37,07‰ y b.- Núcleo inferior (*ML*), que sigue la isobata de 1200 m de profundidad, con una velocidad de 20-30 cm/s, un máximo de temperatura de 13,6° C y una salinidad de 37,42‰.

METODOLOGÍA

El estudio realizado, se ha llevado a cabo en el Sistema Deposicional Contornítico del Golfo de Cádiz (Llave, 2003), utilizándose los siguientes datos (Fig. 1b): a) Análisis de estratigrafía sísmica mediante *registros sísmicos* de

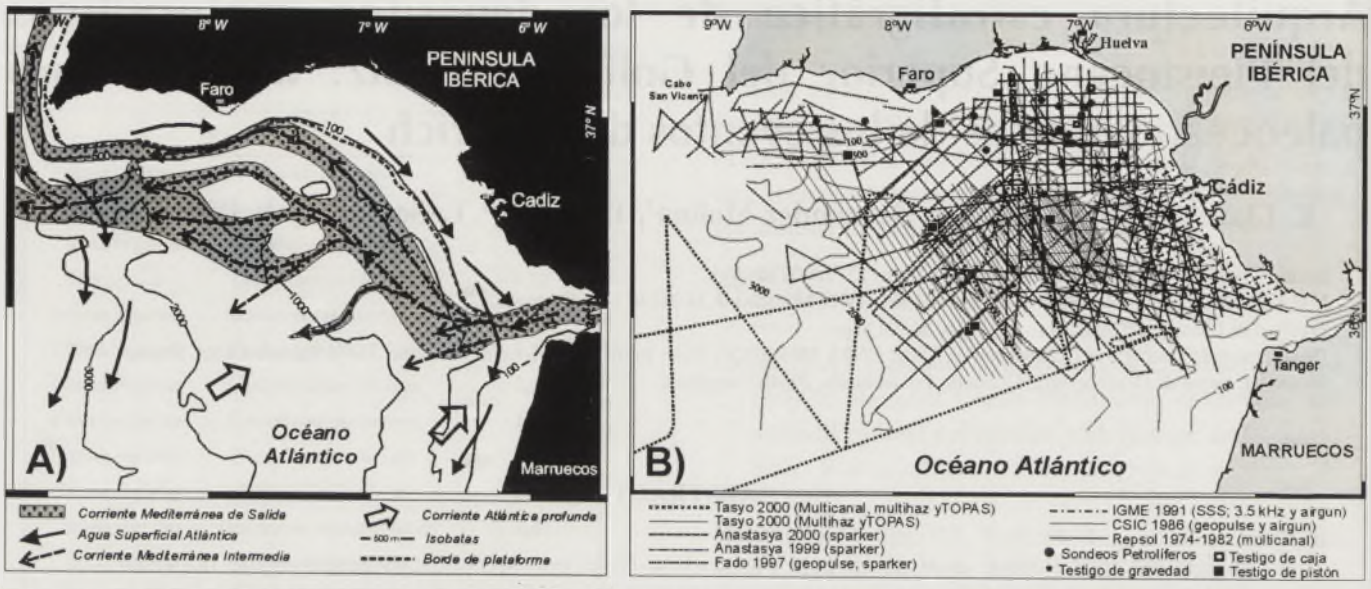


FIGURA 1. *a) Patrón actual de circulación del Golfo de Cádiz (tomado de Hernández-Molina et al., 2003). b) Localización de las campañas oceanográficas llevadas a cabo en el Golfo de Cádiz.*

reflexión de alta (*Sparker* y *Airgun*) y muy alta resolución (3.5 kHz y TOPAS); b) Análisis estratigráfico y sedimentológico a partir de *datos de testigos de pistón* de 20 m de largo (Campaña oceanográfica Interpole MD 114/IMAGES V, 1999). Se han utilizado datos de edades obtenidas por el Instituto de Ciencias Marinas de Leibniz, IFM-GEOMAR (Kiel-Alemania) a partir de medidas de isótopos estables de oxígeno y de carbono (^{14}C AMS) en foraminíferos planctónicos de los testigos MD-36 y MD-41.

ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS CONTORNÍTICOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO

Se han definido en los depósitos contorníticos dos grandes secuencias deposicionales (QI y QII), separadas por una discontinuidad erosiva de carácter regional (MPR) compuestas por ocho secuencias menores (A-H) relacionadas con los ciclos de Milankovitch, de excentricidad de la órbita y limitadas por superficies erosivas (Llave *et al.*, 2001). La secuencia deposicional H es la secuencia más joven depositada durante el Pleistoceno terminal-Holoceno. A partir del análisis realizado sobre los registros sísmicos de muy alta resolución (TOPAS y 3,5 kHz), así como con los testigos MD, se determina que la unidad H se estructura en cuatro unidades menores (*a-d*) limitadas por superficies de erosión. Estas unidades sísmicas presentan varios cambios verticales y graduales desde facies transparentes a la base a facies muy reflectivas a techo, lo que permite diferenciar diez subunidades: a_1, a_2 y a_3; b_1, b_2, b_3 y b_4; c; d_1 y d_2 (Fig. 2). Del calado de los testigos MD-36 y MD-41 con los registros sísmicos ha permitido correlacionar las facies más transparentes en los perfiles sísmicos con niveles arcillosos, mientras

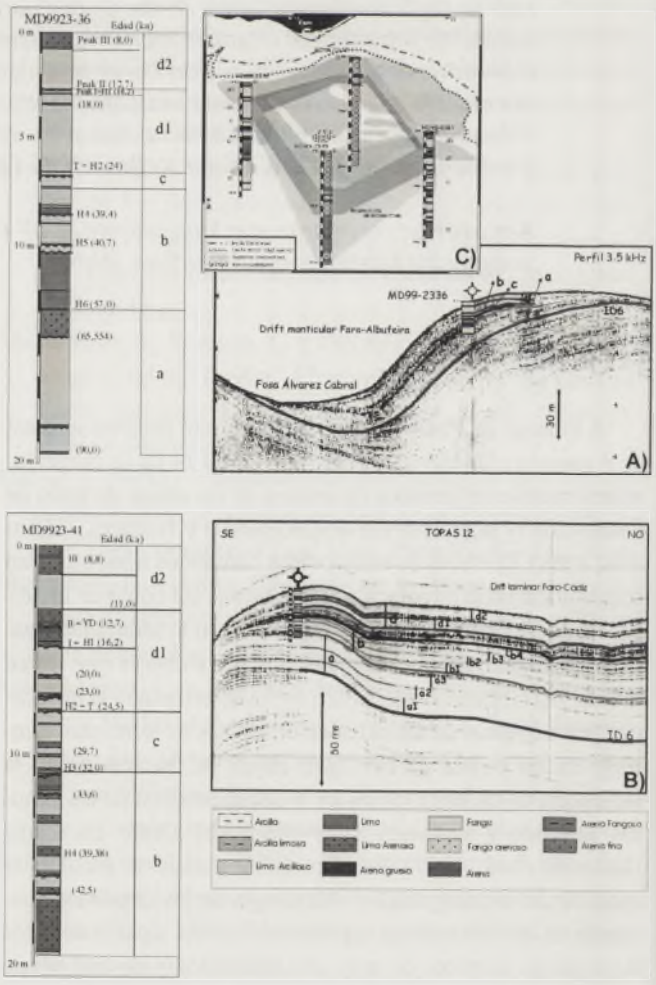


FIGURA 2: *a) Calado del sondeo MD9923-41 en un perfil de TOPAS; b) Calado del sondeo MD9923-36 en un perfil de 3.5 kHz; c) Correlación de los testigos Calypso (Campaña Francesa Interpole MD 114/IMAGES 1999).*

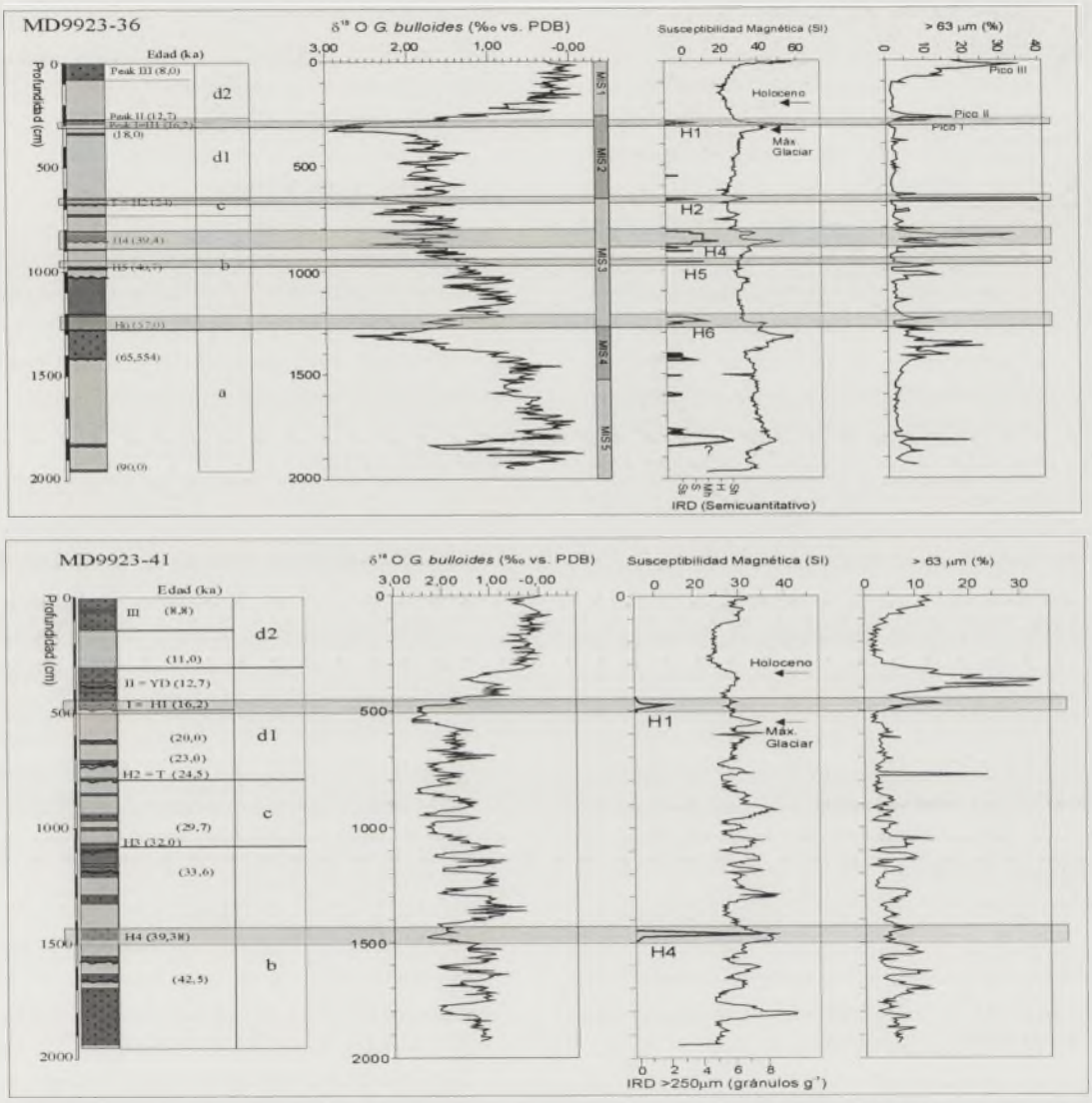


FIGURA 3: *Correlación entre las columnas estratigráficas con sus respectivas curvas de $\delta^{18}O$, Susceptibilidad magnética y tamaño de grano de: a) Testigo MD-36 (J. Schönfeld, IFM-GEOMAR Kiel, unpublished) y b) Testigo MD-41 (after Mulder et al., 2002).*

que las facies más reflectivas se correlacionan con niveles más limosos e incluso arenosos (Fig. 2).

Las unidades a, b, c y d presentan dos tipos de facies sísmicas con configuraciones diferentes (Fig. 2): En el *drift monticular Faro-Albufeira,* la configuración de los reflectores es estratificada, progradante sigmoidal con terminación de los reflectores de concordante a *downlap*, y en concordancia a truncación erosiva. Por el contrario, en el *drift laminar de Faro-Cádiz*, los reflectores poseen una configuración estratificada, agradante y paralela, con una terminación de los reflectores en concordancia.

Encuadre cronoestratigráfico de los depósitos contorníticos

La curva de $\delta^{18}O$ del testigo MD-36 presenta valores bajos en la base y techo del testigo, mientras que la parte central se caracteriza por valores altos (Fig. 3). La curva de $\delta^{18}O$ del testigo MD-41 presenta valores altos en su zona inferior, descendiendo progresivamente hacia el techo (Fig. 3). Las curvas de susceptibilidad magnética y tamaño de grano presentan una tendencia inversa respecto a la curva δ^{18} O (Fig. 3).

De las dataciones realizadas en los testigos MD-36 y MD-41 se determina que las unidades *a-d* son de edad Pleistoceno superior-Holoceno (Fig. 3), pudiéndose precisar además el paso del Pleistoceno superior al Holoceno, el último máximo glaciar, el evento climático del *Younger Dryas* así como los 6 eventos climáticos de *Heinrich* (H1-H6) (Fig. 3). Los eventos de Heinrich están caracterizados por niveles de IRDs, salvo el H3, pero este último según las dataciones realizadas se ha podido encuadrar dentro de los 32 ka (Fig. 3). En el testigo MD-36 los H1, H4 y H6 son los más representativos según las cantidades presentes de IRDs (Fig. 3).

Según este encuadre la cronología de las unidades sería la siguiente: la *unidad a* entre los 135-65 ka; la *unidad b,* entorno a los 65-32 ka; la *unidad c* entre los 32-24 ka y finalmente la *unidad d* entre los 24 ka y la actualidad.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ciclicidad en el registro sedimentario del Pleistoceno y del Cuaternario del margen continental del Golfo de Cádiz, ha sido anteriormente descrita (Llave *et al.*, 2001). Los resultados estratigráficos y cronológicos del presente trabajo ponen de manifiesto, por primera vez en el talud medio del Golfo de Cádiz, una ciclicidad de muy alta frecuencia en el registro sedimentario contornítico, comparable a la determinada en otros ambientes sedimentarios más someros, tanto costeros como de plataforma continental. Esta cilicidad sedimentaria compuesta, en la que las unidades *a, b, c* y *d* se dividen en 10 subunidades, que se relaciona con una ciclicidad en los cambios ambientales, que influye directamente en la dinámica de las masas de aguas y en el aporte sedimentario. En este sentido se propone que la arquitectura de los depósitos contorníticos está influenciada por la repetición de estadios (fríos) e interestadíos (calientes) controlados por los ciclos asimétricos de 5º orden de *precesión* de los equinoccios de 22-23 ka (*MIS 6* al *MIS 2*) que tienen a su vez superpuestos los eventos climáticos de *Heinrich* de 10-15 ka. Con este trabajo se constata que dichos eventos climáticos también influyen en la sedimentación contornítica del talud medio del Golfo de Cádiz y en consecuencia en la paleoceanografía de la *MOW* durante el Pleistoceno superior-Holoceno.

El registro sedimentario generado durante el tránsito interestadío a estadio es volumétricamente más importante, que el generado durante el resto de las etapas evolutivas de un ciclo ambiental. En el testigo MD-41, localizado en la zona central del área de estudio, se observa que los depósitos contorníticos arenosos se desarrollan generalmente durante los periodos fríos dentro del Pleistoceno superior, mientras que en el testigo MD-36, localizado en la zona septentrional del área de estudio, se puede remarcar la existencia de algunas secuencias deposicionales arenosas en periodos climáticos calientes (Fig. 3). La explicación al desarrollo de los depósitos arenosos en distintas condiciones climáticas y en distintas zonas del área de estudio se basa en la desigual influencia espacial de la *MOW* en el talud medio para cada etapa climática. La característica paleoceanográfica más destacable de la interacción de la *MOW* con el talud durante *periodos glaciares y eventos de Heinrich* es su mayor influencia a mayores profundidades. Esta misma observación ha sido determinada por Cacho *et al.* (2000). Dentro de este contexto, el núcleo inferior de la *MOW* tiene una mayor actividad (Llave, 2003). Durante los *periodos calientes*, el núcleo superior de la *MOW* va adquiriendo mayor volumen ya que la masa de agua mediterránea se va haciendo menos salida y va tendiendo a circular a profundidades menores. Durante los periodos interglaciares, el aumento en la producción de la *NADW*, induce una mayor influencia sobre la MOW, contribuyendo a su desplazamiento hacia profundidades menores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos de investigación: PB94-1090-C03-03 (FADO); MAR-98-0209 (TASYO) y REN2002-04117-C03-01/02/03 (GADES), y está encuadrado dentro del Proyecto IGCP-432 "*Contourites, Bottom Currents and Palaeocirculations*".

REFERENCIAS

Bond, G. Heinrich, H, Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huonn, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C, Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. y Ivi, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N. y Canals, M. (2000): Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183: 417-429.

Heinrich, H. (1988): Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Norteast Atlantic Ocean during the Past 130,000 years. *Quaternary research*, 29: 142-152.

Lebreiro, S.M., McCave, I.N. y Weaver, P.P.E. (1997): Late Quaternary Turbidite Emplacement on the Horseshoe Abyssal Plain (Iberian Margin). *Journal of Sedimentary Research*, 67 (5): 856-870.

Llave, E. (2003): *Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias del Mar, Univ. Cádiz, 343 p.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V. y Maestro, A. (2001). Seismic stacking patterns of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleogeographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22: 487-508.

Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.C., Habgood, E., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Volker, A., Freitas, P., Lobo, F.J., Fernández-Salas, L.M. y Morel, J. (2002): Past Deep-ocean Circulation and the Paleoclimate Record-Gulf of Cadiz. *EOS*, 83(43): 481-488.

Caracterización mineralógica de la brecha fangosa de los volcanes de fango Anastasya y Almazán: talud medio del Golfo de Cádiz

C. Martín Puertas[1], M.P. Mata Campo[1], V. Díaz del Río[2], L. Somoza[3] y L.M. Pinheiro[4]

1 Dpto. Geología, Fac. Ciencias del Mar y Ambientales, 11510 Puerto Real (Cádiz). cmpuertas@yahoo.es, pilar.mata@uca.es
2 Instituto Español de Oceanografía, 29640 Málaga. diazdelrio@ma.ieo.es
3 IGME, 28003 Madrid. l.somoza@igme.es
4 Dpt. Geociencias, Univ. Aveiro, Campus Rio Santiago, 3800-193 Aveiro, Portugal. lmp@geo.ua.pt

ABSTRACT

This work shows the mineralogy of the mud breccia of two mud volcanoes of the Gulf of Cádiz: Anastasya and Almazán. The main minerals are: quartz, phyllosilicates and carbonates (calcite and dolomite). Feldspars and pyrite also occur as minor phases. Clay mineralogy of the <20 μm and < 2 μm fraction is illite, chlorite, kaolinite and smectite. The clay mineralogy analysis shows that the smectite content can be up to 29% of the total clay content. SEM study shows the texture and size of the main detrital components quartz, feldspars, calcite and phyllosilicates, but also shows authigenic grains of framboidal pyrite and dolomite immersed in the mud breccia. Mineralogic analysis reflects that the mud breccia is made of a mixture of materials: the hemipelagic material of the slope; Miocene marls and clays that underlay the mud volcanoes and are discharged onto to the bottom surface, and diagenetic minerals possibly involved with the anaerobic oxidation of methane in the mud volcano.

Key words: *mud volcano, methane, Gulf of Cádiz, smectite, pyrite.*

INTRODUCCIÓN

Dentro del proyecto Tasyo, durante las campañas oceanográficas ANASTASYA 00/09 y ANASTASYA 01/09 se muestrearon estructuras relacionadas con escapes de gases de metano en sedimentos del Golfo de Cádiz (Somoza *et al.*, 2002; Díaz del Río *et al.*, 2003). El Golfo de Cádiz está situado en el sector oriental del Atlántico Norte, en el límite de placas entre Eurasia y África, próximo al Estrecho de Gibraltar. Debido a su localización, presenta una tectónica complicada respecto al resto de los márgenes atlánticos, presentando fenómenos de diapirismo de origen salino y margoso a lo largo del talud medio. Los diapiros de origen margoso están formados por materiales arcillosos procedentes de la Unidad Alóctona del Guadalquivir u olitostroma. Esta unidad tiene un alto contenido en gas metano. El olitostroma al deformarse crea un estado de sobrepresión que induce a la expulsión del gas. A partir de salidas en puntos focalizados aparecen estructuras superficiales con forma cónica e irregular denominados volcanes de fango. Los volcanes de fango del talud medio del Golfo de Cádiz se reparten en dos áreas: la zona Tasyo (dónde se sitúa el volcán de fango Almazán) y en las inmediaciones del Sistema Diapírico del Guadalquivir (SDG) (dónde se sitúa el volcán de fango Anastasya) (Somoza *et al.*, 2003) (Fig. 1). Este trabajo se centra en la caracterización de la brecha fangosa de estos volcanes, para determinar su composición mineralógica, la procedencia del material que lo forma y los posibles fenómenos diagenéticos de los sedimentos que interaccionan con el metano.

El volcán de fango Anastasya está localizado a 452 m de profundidad, con un diámetro de 1,5 km, 80 m de altura y una pendiente entre 6-8º. Su forma es de cono totalmente simétrico. El volcán de fango Almazán tiene 1,5 km de diámetro, 75 m de altura y presenta la mayor pendiente en el flanco norte con 8-12º (Somoza *et al.*, 2003 y Fernández-Puga, 2004).

METODOLOGÍA

Se han estudiado y muestreado dos testigos de gravedad de hasta 2,5 m tomados en las crestas de los volcanes de fango Anastasya y Almazán. Se han analizado 32 muestras por difracción de rayos X (DRX) mediante el método del polvo cristalino para la muestra total y del agregado orientado para la fracción limo y arcilla. El difractómetro utilizado ha sido un Philips con generador 1810. Se han seleccionado 8 muestras para su estudio por microscopía electrónica de barrido y análisis de energía dispersiva con los microscopios de barrido: FEI Quanta, y FEI Sirion, pertenecientes a los servicios centrales de Ciencia y Tecnología de la Universidad de Cádiz.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los sondeos realizados sobre las crestas de estos dos volcanes muestran características muy similares: presencia

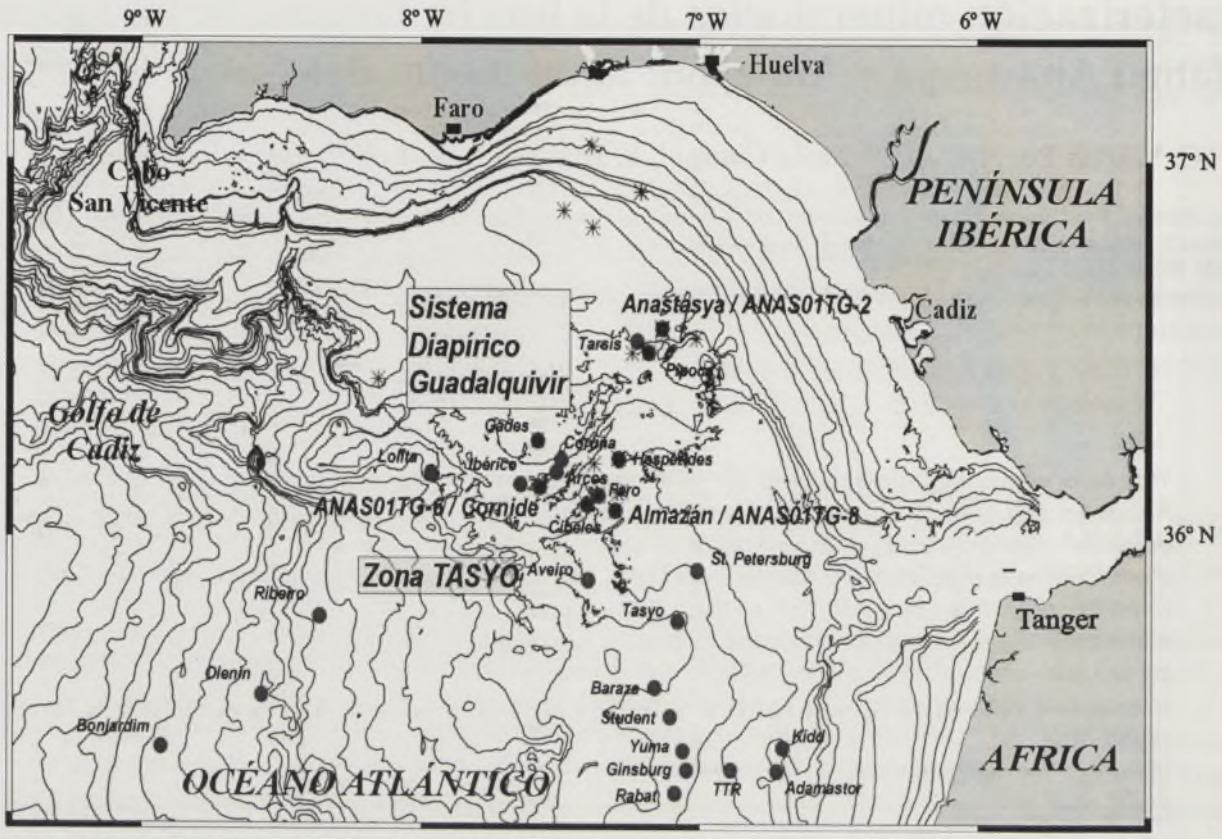


FIGURA 1. *Localización de los volcanes de fango del Golfo de Cádiz (modificado de Somoza et al., 2003).*

de brecha fangosa de color verde oscura, alterada por efecto de la bioturbación, que alterna con capas de tamaño de grano limo, que probablemente corresponden a la sedimentación pelágica de la zona.

La mineralogía de la brecha fangosa está compuesta por filosilicatos, cuarzo, feldespatos y carbonatos, siendo los principales la calcita y la dolomita. Las muestras de los volcanes de fango analizadas en este trabajo muestran un alto contenido en filosilicatos, si se comparan con muestras correspondientes a sedimentos de la zona, tanto de la plataforma (Gutiérrez Mas *et al.*, 1996) como del talud (Martín Puertas, 2004).

El cuarzo y las plagioclasas se han considerado minerales detríticos, pudiendo proceder de la sedimentación típica de la zona y de los sedimentos circundantes relacionados con el régimen deposicional contornítico (Hernández-Molina *et al.*, 2003). La calcita es habitual y se presenta en forma de granos detríticos, o como restos biogénicos, principalmente cocolitofóridos. La dolomita se presenta como cristales romboédricos euhédricos, bien formados, de tamaños entre 10-15 µm, lo que pudiera indicar que se trata de un mineral autigénico (Fig. 2, izda). La pirita es abundante en las imágenes de SEM en todas las muestras analizadas del volcán de fango Anastasya aunque también está presente, en menor proporción, en el volcán de fango Almazán. Este mineral se presenta en forma de cristales octaédricos euhédricos, aislados o en agregados framboidales esféricos de 10 µm de diámetro. Al igual que la dolomita, la textura de este mineral indica que se trata de un mineral autigénico (Fig. 2, izda).

TABLA 1. *Valores promedio de la mineralogía, determinada por Difracción de Rayos X, de las muestras de la brecha fangosa de los volcanes de fango Anastasya y Almazán.*

	Cuarzo+ Feldespatos	Calcita + Dolomita	Filosilicatos
ANASTASYA (SDG)	25%	23%	52%
ALMAZÁN (TASYO)	33%	33%	24%

El análisis por DRX de los agregados orientados de las fracciones <20 y < 2 µm muestran que están compuestos de esmectitas (19-29%), illita (26-46%), clorita y caolinita (27-45%), no observándose diferencias significativas entre las fracciones <20 µm y <2 µm. El dato más significativo de estos análisis es el enriquecimiento en esmectita en las muestras de la brecha fangosa, con respecto a muestras analizadas del talud (Martín Puertas, 2004) y a los sedimentos de la plataforma (Gutiérrez Mas *et al.*, 1996). De los datos obtenidos por los diferentes tratamientos y los análisis puntuales efectuados por SEM mediante el análisis de energía dispersiva (EDS), se deduce que la esmectita que forma la

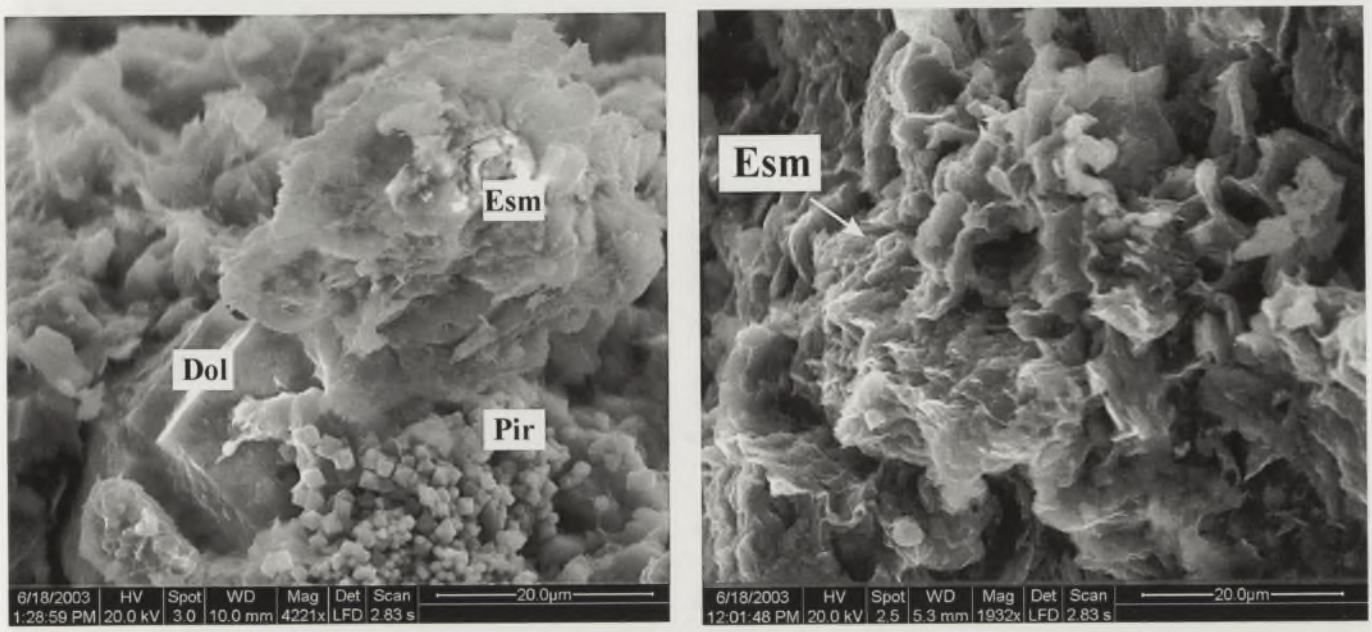


FIGURA 2. *Fotografías de SEM de los componentes principales de la brecha fangosa de los volcanes estudiados. Izda: Cristales autigénicos de dolomita y pirita junto a un agregado de cristales laminares de esmectita. Derecha: Aspecto de agregado de cristales laminares de esmectita.*

brecha fangosa es probablemente de tipo dioctaédrico (beidellítico) (Fig. 2, derecha).

Con los datos mineralógicos obtenidos en este trabajo, se pueden dar algunas hipótesis con respecto al origen de la brecha fangosa y los procesos relacionados con la presencia de metano. El aumento en el contenido en filosilicatos, en concreto en esmectita, con respecto a los sedimentos del margen continental del Golfo de Cádiz (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1996), donde este mineral es inapreciable (< 5%), nos hacen pensar en una segunda área fuente para la brecha fangosa de los volcanes de fango. Esta contribución debe estar enriquecida en esmectita y puede estar relacionada con los materiales subyacentes que forman el olistostroma sobre el que están situados estos volcanes. La fuente más probable propuesta en este trabajo, son las margas y arcillas de edad miocena (Martín Puertas, 2004).

Por otra parte, la asociación y abundancia de pirita y dolomita autigénica inducen a pensar en la influencia de la acción bacteriana y los procesos de biomineralización en la brecha fangosa del volcán, al igual que sucede en las zonas de precipitación de carbonatos bacterianos en forma de chimeneas descritos en esta misma zona por Díaz del Río *et al.* (2003), en las que se produce la oxidación anaeróbica de metano a través del consorcio bacteriano de archeas y sulfatoreductoras que producen pirita y dolomita (Nauhaus *et al.*, 2002).

REFERENCIAS

Diaz del Río, V., Somoza, L., Martínez-Frias, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T. y Vázquez, J.T. (2003): Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 3271: 1-24.

Fernández-Puga, M.C. (2004). *Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz*. Tesis doctoral, Univ. Cádiz, 335 p.

Gutiérrez-Mas, J.M., Hernández-Molina, F.J. y López-Aguayo, F. (1996): Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Continental Shelf Research*, 16: 1635-1653.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31: 19-22.

Martín Puertas, C. (2004). *Caracterización mineralógica de estructuras ligadas a escapes de metano en el Golfo de Cádiz*. Tesis de Licenciatura, Univ. Cádiz, 160 p.

Nauhaus, K., Boetius, A., Kruger, M. y Widdel, F. (2002): In vitro demostration of anaerobic oxidation of methane coupled to sulphate reduction in sediments from a marine gas hydrate area. *Environmental Microbiology*, 4: 296-305.

Somoza, L., Diaz del Río, V., León, R., Ivanov, M.K., Fernández-Puga, M.C., Lobato, A., Maestro, A., Henández-Molina, F, J., Gardner, J., Rodero, J., Pinheiro, L.M., Vazquez, J.T., Medialdea, T. y Fernández-Salas, L.M. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. *Marine Geology*, 195: 153-176.

Mineralogía y textura de carbonatos microbianos ligados a emanaciones de metano en el Golfo de Cádiz: datos comparativos de Fila de Hormigas, Cornide, Hespérides e Ibérico

M.P. Mata[1], C. Taberner[2], L. Somoza[3], V. Díaz del Río[4], F. Perez Outeiral[1] y C. Martín Puertas[1]

1 Dpt. Geología, Fac. CC. Mar y Ambientales, Univ. Cádiz, 11510 Puerto Real, Cádiz. pilar.mata@uca.es
2 Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, 08028 Barcelona. ctaberner@ija.csic.es
3 Geología Marina, IGME, Rios Rosas 23, 28003 Madrid. l.somoza@igme.es
4 Instituto Español de Oceanografía, 29640 Fuengirola, Málaga. diazdelrio@ma.ieo.es

ABSTRACT

Data collected during several cruises in the Gulf of Cádiz revealed an intense area of emissions of hydrocarbon-enriched fluids related to the ongoing movement and development of diapirism of the allochthonous units. Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys at depths between 500 and 1200 m were reported. Chimneys and crusts collected showed a wide range of morphological types and are made of authigenic carbonates including detrital grains. In this study, samples from Fila de Hormigas, Cornide, Hespérides and Ibérico sites, were studied in order to characterize and compare them with previous results of Ibérico site. Carbonate mineralogy show differences between the studied sites being dolomite more abundant in Cornide and Ibérico while calcite and high-Mg calcite are more abundant in Fila de Hormigas and Hespérides sites. Petrographic data do not show significant differences between the samples of the studied sites being the most common feature a texture of fossiliferous micrite and dolomicrites with silty detrital grains. Pyrite has been also observed as framboids or irregular aggregates. Although the authigenic carbonates and sulphides are related to microbial processes, diagenetic processes should be considered in the genesis of dolomite in these samples.

Key words: *carbonate chimneys, methane, microbial, Gulf of Cádiz, dolomite.*

INTRODUCCIÓN

Durante las campañas oceanográficas ANASTASYA 00/09 y ANASTASYA 01/09, realizadas a lo largo del talud medio del Golfo de Cádiz, se observó la presencia de costras, concreciones y precipitados de forma tubular sobre la superficie del fondo a profundidades que pueden alcanzar los 1200 m. El origen de estos precipitados se asoció a escapes de gas metano (Somoza *et al.*, 2002; Díaz del Río *et al.*, 2003; Pinheiro *et al.*, 2003 y Somoza *et al.*, 2003).

El área donde se han encontrado estas estructuras (Fig. 1a), ha sido estudiada en varias campañas oceanográficas desde 1999 hasta 2002 a bordo del BIO *Hespérides* y el *Cornide de Saavedra* y se han realizado numerosos estudios entre los que se incluye la toma de muestras con draga y sondeos de gravedad, así como la toma de imágenes con cámara submarina (Somoza *et al.*, 2002). Las espectaculares imágenes del subsuelo marino en estas zonas (Fig. 1b) muestran estas estructuras, junto con afloramientos del diapiro en el que se encuentran y que está formado por material margoso-arcilloso perteneciente a la Unidad Alóctona del Gualdalquivir (Somoza *et al.*, 2003; Díaz del Río *et al.*, 2003). En un estudio preliminar, Díaz del Río *et al.* (2003) describieron algunas de estas chimeneas pertenecientes principalmente al volcán "Ibérico". En éste punto, se encontraron chimeneas de morfologías y tamaños variados y composición dolomítica y/o ankerítica. Los valores isotópicos de $d^{13}C$ (-46‰ a –20‰) (Díaz del Río *et al.*, 2003), indican la formación de estos carbonatos a partir de CO_2 derivado de la oxidación de metano. En este trabajo se han estudiado desde un punto de vista mineralógico y textural, muestras de Cornide, Hespérides, Fila de Hormigas e Ibérico y se han comparado con los datos obtenidos por Díaz del Río *et al.* (2003).

MATERIALES Y MÉTODOS

Durante las campañas Anastasya 00/09 y Anastasya 01/09, a bordo del Cornide de Saavedra, se lanzaron dragas sobre crestas y laderas de volcanes de fango, así como en montículos y crestas diapíricas (Fig. 1). Se ha estudiado la mineralogía y textura de 15 muestras mediante Difracción de Rayos X (DRX), microscopía óptica, y microscopía electrónica de barrido (SEM), en láminas delgadas pulidas y fragmentos metalizados con C y Au respectivamente. El difractómetro utilizado ha sido un Philips con generador

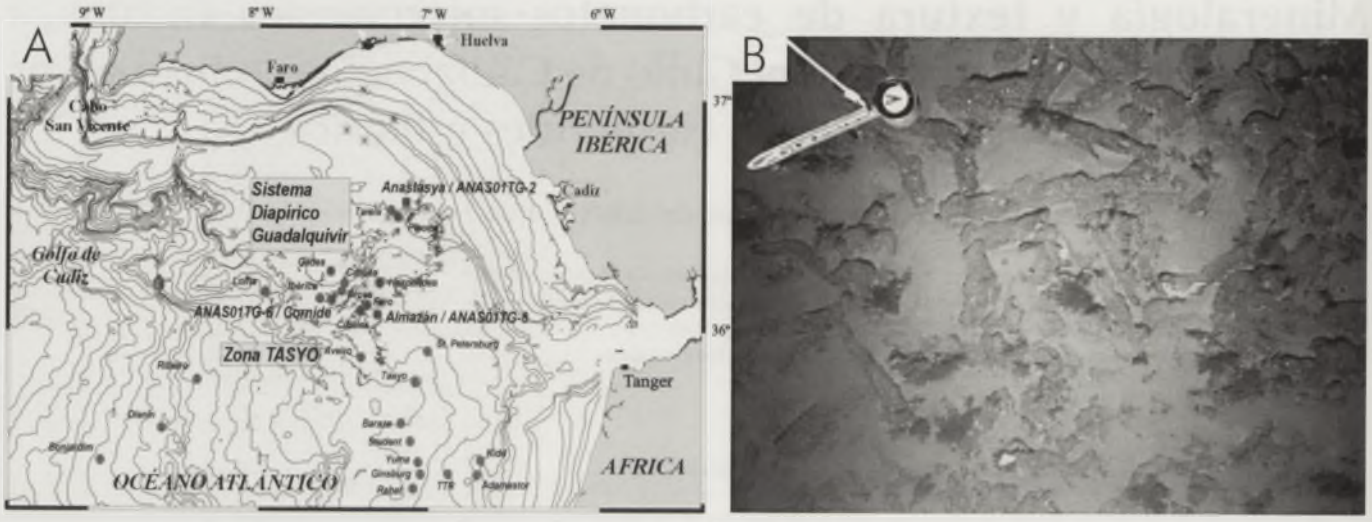


FIGURA 1. *a) Situación de las principales estructuras ligadas a escapes de gases del Golfo de Cádiz. b) Fotografía submarina donde se observan estructuras tubulares de hasta 1 m de longitud.*

1810. Los microscopios electrónicos utilizados son: FEI Quanta, y FEI Sirion, pertenecientes a los servicios centrales de Ciencia y Tecnología de la Universidad de Cádiz.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La forma y tamaño de las chimeneas estudiadas son similares a aquellas descritas por Díaz del Río *et al.* (2003) para el volcán Ibérico. Sin embargo, en alguno de los afloramientos estudiados se han encontrado algunas diferencias en cuanto a color, espesor y tipos de conductos presentes. Las chimeneas estudiadas en el volcán Ibérico presentan colores rojizos, debido a la presencia de óxidos de hierro, mientras que las de Cornide y Hespérides presentan colores claros, tanto externamente como en corte fresco. En Fila de Hormigas varía el color entre las diferentes muestras, siendo la característica más interesante la presencia de algunas chimeneas con conductos dobles y paralelos. La mayor parte de las chimeneas ofrece en corte un aspecto masivo, aunque en alguna de ellas se han diferenciado zonaciones. Generalmente la parte externa se encuentra oxidada y en su interior se observan texturas y colores uniformes, principalmente en las muestras de Ibérico y de Fila de Hormigas. Sólo se detectó una zonación clara en algunas chimeneas de Cornide, en las que la parte externa posee un color gris oscuro y la parte interna gris claro.

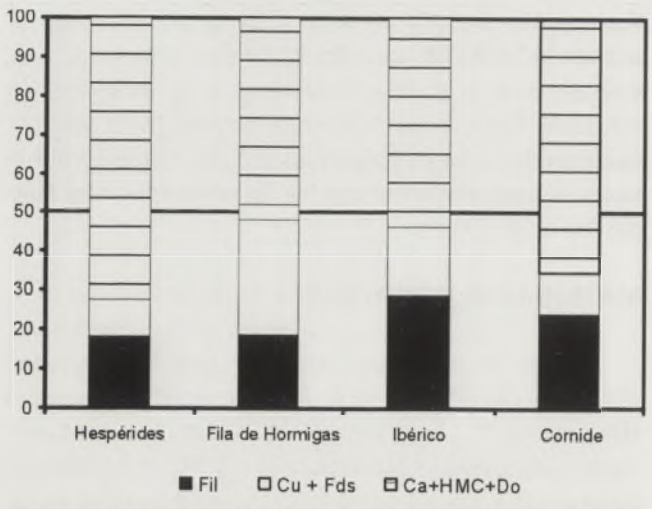


FIGURA 2. *Representación de los datos promedio de la mineralogía (DRX) de las muestras analizadas para cada lugar de muestreo. Fil: Filosilicatos; Cu+Fds: Cuarzo y Feldespatos; Ca+HMC+Do: Calcita + calcita con alto contenido en Mg y Do: dolomita.*

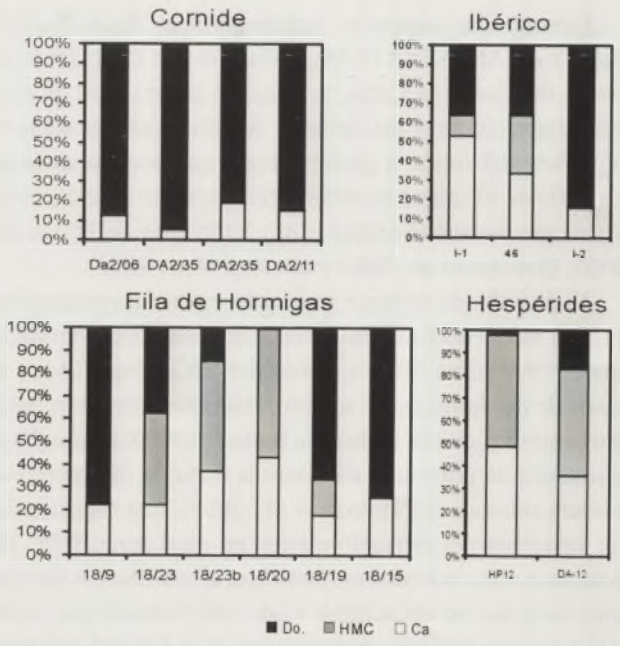


FIGURA 3: *Representación de la mineralogía de carbonatos (DRX) de cada una de las muestras analizadas para los puntos de muestreo estudiados en este trabajo.*

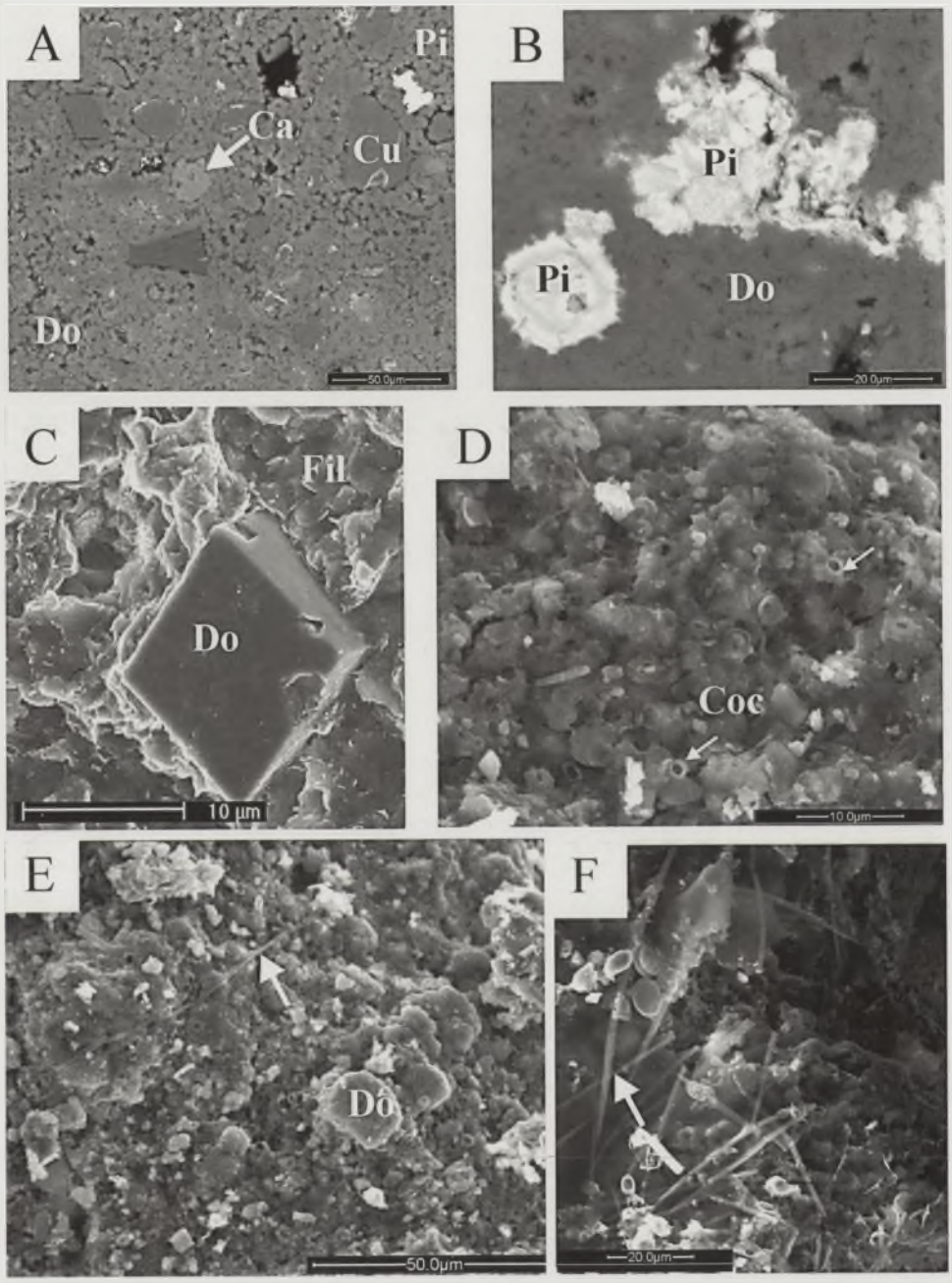


FIGURA 4: *Imágenes de Microscopía electrónica de barrido. a-b) Imágenes de electrones retrodispersados sobre lámina delgado-pulida (Cornide). a) Textura general de una dolomicrita englobando clastos de calcita (Ca), cuarzo (Cu) y filosilicatos. b) Cristales de pirita (Pi) de 20 micras en agrupaciones irregulares dentro de la dolomicrita. c) Cristal euhédrico de dolomita (Do) rodeado de filosilicatos (Fila de Hormigas). d-e) Textura general de dos muestras de Hespérides. d) Acumulaciones de cocolitofóridos (Coc). e) Cristales irregulares de dolomita y filamentos (flecha blanca). f) Filamentos y restos de microorganismos de una muestra de Fila de Hormigas.*

Los resultados del análisis mediante difracción de Rayos-X (DRX) de las muestras estudiadas se muestran en la figura 2. Todas las muestras analizadas tienen un porcentaje comprendido entre un 20 a un 50% de material detrítico no carbonático (cuarzo, feldespatos y filosilicatos). Las muestras que tienen mayor porcentaje de siliciclásticos son las de la zona de Fila de Hormigas e Ibérico y las que presentan un menor porcentaje son las del arrastre de la zona Hespérides. La mineralogía de los carbonatos presenta notables diferencias según los diferentes puntos de muestreo (Fig. 3). Las zonas de los montículos Cornide e Ibérico presentan mayor cantidad de dolomita y poca calcita con alto contenido en Mg (HMC), mientras que en algunas muestras de la zona de Fila de Hormigas la dolomita no está presente y en su lugar encontramos HMC. En el arrastre de la zona Hespérides la dolomita está prácticamente ausente y la cantidad de calcita y de HMC es similar.

El estudio petrográfico se ha realizado en láminas delgadas pulidas y fragmentos de roca mediante microscopía óptica y SEM. Los carbonatos estudiados están formados por

una matriz micrítica y dolomicrítica que rodea numerosos fragmentos detríticos, tanto bioclastos como granos de cuarzo, feldespatos, calcita y filosilicatos (Fig. 4a). Los cristales de dolomita tienen tamaños de hasta 10 mm, aunque normalmente son inferiores a 5 mm. Estos cristales tienen desde formas euhédricas perfectas (Fig. 4c) hasta irregulares (Fig. 4e). Los granos de cuarzo presentan bordes de corrosión y a menudo están cementados por dolomita (Díaz del Río *et al.*, 2003). Los componentes de origen esquelético más abundantes en las chimeneas son cocolitofóridos y foraminíferos con diferentes grados de conservación (Fig. 4d). La pirita es abundante, como agregados framboidales esféricos (Díaz del Río *et al.*, 2003) o como cristales aislados o en agregados irregulares (Fig. 4b). Aunque el origen de estos carbonatos implica la actividad de microorganismos (bacterias oxidadoras de metano), no es frecuente observar morfologías bacterianas. Sin embargo, se han encontrado filamentos y cocoesferas en las muestras de Hespérides y Fila de Hormigas (Fig. 4e y f, respectivamente).

Los análisis preliminares muestran que los rasgos texturales generales de las chimeneas de todos los afloramientos son similares y corresponden a una masa, más o menos porosa, de micrita que engloba clastos diversos. Aunque el mecanismo de crecimiento de estas chimeneas no es conocido, la textura y mineralogía concuerda con el proceso de formación de carbonatos descrito para aquellos producidos por escapes de metano en el Mar Negro (Peckman *et al.*, 2001 y Michaelis *et al.*, 2002). Estos autores observan para estas chimeneas densas mallas de microrganismos de tipo *archaea* (ANME-1) y bacterias sulfato reductoras (*Desulfosarcina/Desulfococcus*) que actúan conjuntamente produciendo la oxidación anaeróbica de metano junto con la sulfato reducción con la consiguiente precipitación de carbonatos (aragonito y calcita con alto contenido en Mg) y pirita. Estos autores describen una parte externa formada por un denso tapete bacteriano y una parte interna formada por una masa gelatinosa en la que precipita el carbonato. La forma y tamaño de los cristales está altamente influenciada por la acción bacteriana, siendo los cristales resultantes en este medio poroso, de grano fino.

Las texturas observadas recuerdan a las propuestas por los autores mencionados anteriormente, sin embargo, existen diferencias en la mineralogía de carbonatos. Con los datos obtenidos hasta el momento, la tendencia que muestran la dolomita y la HMC es opuesta, siendo la primera abundante cuando la HMC es escasa. Por otro lado, las únicas imágenes que conservan los restos de la actividad bacteriana que dio lugar a estos carbonatos, son aquéllas donde se ha detectado la mayor cantidad de HMC. Aunque la génesis de la dolomita por mediación bacteriana no se puede descartar, hasta el momento sólo ha quedado demostrada bajo condiciones muy restringidas en ambientes de lagoon (laguna Vermelha, Brasil) y en experimentos de laboratorio que simulaban estos lugares, por Vasconcelos *et al.* (1995). Los resultados de este trabajo indican que en la génesis de estas chimeneas dolomíticas habría que tener en cuenta, entre otros procesos, los diagenéticos, junto con aquellas diferencias en la fisico-química de los fluidos ligadas a diferentes mecanismos de expulsión para las zonas estudiadas.

REFERENCIAS

Diaz del Río, V., Somoza, L., Martínez-Frias, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T. y Vázquez, J.T. (2003): Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 195, 1-24.

Michaelis, W., Seifert, R., Nauhaus, K., Treude, T., Thiel, V., Blumenberg, M., Knittel, K., Gieseke, A., Peterknecht, K., Pape, T., Boetius, A., Amann, R., Jorgensen, B.B., Widdel, F., Peckmann, J., Pimenov, N.V. y Gulin, M.B. (2002): Microbial reefs in the Black Sea fueled by anaerobic oxidation of methane. *Science*, 297:1013-1015.

Peckmann, J., Reimer, A., Luth,U., Luth, C., Hansen, B.T., Heinicke, C., Hoefs, J. y Reitner, J. (2001): Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 177: 129-150

Pinheiro, L.M., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhamanov, G., Magalhaes, V.H., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamounif, N. y Cunha, M.R. (2003): Mud volcanism in the Gulf of Cádiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*, 195: 131-151.

Somoza, L., Díaz del Río, V., Vázquez, J.T., Pinheiro, L. y Hernández-Molna, F.J. (2002): Numerous methane related structures identified in the Gulf of Cádiz. *EOS*, 83: 547-549.

Somoza, L., Diaz del Río, V., León, R., Ivanov, M.K., Fernández-Puga, M.C., Lobato, A., Maestro, A., Henández-Molina, F, J., Gardner, J., Rodero, J., Pinheiro, L.M., Vazquez, J.T., Medialdea, T. y Fernández-Salas, L.M. (2003): Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: imagery of multibeam data and ultra-high resolution data. *Marine Geology*, 195: 153-176.

Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Bernasconi, S. Grujic, D. y Tiens, A.J. (1995): Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, 377: 220-222.

Adelgazamiento de la corteza en el margen septentrional del Golfo de Cádiz

T. Medialdea[1], D. Córdoba[2], R. Vegas[3] y J.J. Dañobeitia[4]

1 Instituto Geológico y Minero de España, Serv. Geología Marina, Ríos Rosas 23, Madrid. t.medialdea@igme.es
2 Dpto. de Geofísica, Universidad Complutense, Madrid.
3 Dpto. de Geodinámica, Fac. C. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid.
4 Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i Ambientals, Unidad de Tecnología Marina (CSIC), Barcelona.

ABSTRACT

Refraction/wide angle seismic profiles acquired in 2000 during the Parsifal cruise across the South-portuguese Zone, the Algarve Basin and the South Iberian continental margin have allowed us to determine the crustal structure west of the Bank of Guadalquivir, which has been constrained by gravity modelling. According to the crustal model obtained, a crustal thinning of 11 km takes place from the shoreline to the Guadalquivir Bank area, where enhanced crustal attenuation has been found. Under the sedimentary cover, the velocity structure consists of a wedge-shaped upper crust with velocities between 5.8 and 5.9 km/s, characterised by a pronounced thickness variation. In the middle-lower crust, velocity increases from 6 to 7 km/s.

Key words: *Golfo de Cádiz, crustal structure, Bank of Guadalquivir.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El Golfo de Cádiz se sitúa en el límite de placas Eurasia-Africa, y su estructura actual registra los episodios relacionados con la apertura del océano Atlántico central y septentrional, los movimientos de convergencia de la placa europea y africana y la deriva hacia el O del Dominio de Alborán (Maldonado *et al.*, 1999; Vázquez y Vegas, 2000).

El margen continental septentrional del Golfo de Cádiz, de dirección general E-O, se caracteriza por un talud superior de carácter abrupto y un talud medio que consiste en una plataforma marginal, cuyo límite externo está definido por la presencia de una elevación del basamento. Esta elevación, situada frente a Faro, a unos 80-100 km de la costa, y a una profundidad de unos 1200-1300 m, constituye el borde meridional de la cuenca del Algarve en el margen continental. El relleno sedimentario de la Cuenca del Algarve se extiende desde el Triásico superior al Cuaternario (Terrinha, 1998) y yace sobre un basamento constituido por materiales devónicos y carboníferos aflorantes en el continente en la Zona Surportuguesa del Macizo Hespérico. Dentro de este bloque elevado del basamento, en el mapa batimétrico y en los perfiles sísmicos de multicanal se diferencian tres relieves principales, que han sido denominados (Fig. 1): Alto de Portimao, Alto de Albufeira y Banco de Guadalquivir. Los dos primeros aparecen cubiertos por sedimentos neógeno-cuaternarios, constituyendo el Banco de Guadalquivir el único afloramiento del basamento varisco existente en el margen.

El gran interés suscitado por este conjunto de rasgos que caracterizan esta zona del talud ha promovido estos últimos años el desarrollo de numerosos estudios de sísmica de reflexión y refracción/reflexión de gran ángulo, gravimetría y magnetismo. Los resultados obtenidos al oeste del Banco del Guadalquivir, en el marco del proyecto IAM (Iberian Atlantic Margins), muestran la existencia de una corteza continental de unos 30 km de espesor en la Zona Surportuguesa, que progresivamente se adelgaza hasta alcanzar unos 22-23 km en la parte central del Golfo de Cádiz (González-Fernández *et al.*, 2001). Recientemente se ha realizado también, el perfil sísmico profundo de reflexión Iberseis, que ha permitido obtener una imagen de la arquitectura de la corteza en la zona continental a través de la Zona Surportuguesa y Ossa Morena (Simancas *et al.*, 2003), y cuyo segmento meridional se extiende prácticamente hasta la costa. Finalmente los estudios de gravimetría y magnetismo han puesto de manifiesto en el margen suribérico, una anomalía positiva de gravedad de 140 mGal de dirección NE-SO que se extiende entre el meridiano 7° y 8° 50' O y a una anomalía magnética de 300 nT, de dirección E-O (Dañobeitia *et al.*, 1999; Catalán *et al.*, 2000).

Con este trabajo se pretende ampliar el conocimiento y caracterización de la estructura de la corteza en el sector del margen correspondiente a la prolongación oriental del Banco del Guadalquivir, mediante el análisis de nuevos perfiles de sísmica de reflexión de gran ángulo/refracción y su modelización gravimétrica (perfiles Parsifal-3 y Parsifal-5, figura 1). Los perfiles siguen una dirección NO-SE y NNO-

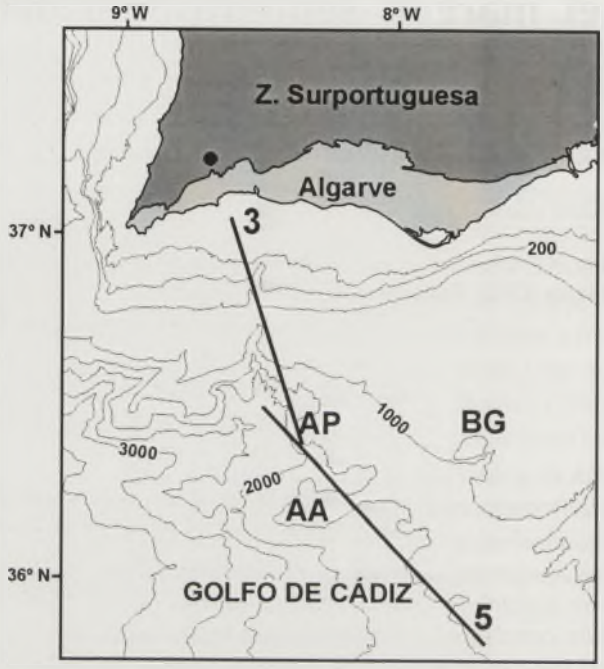


FIGURA 1. *Situación de los perfiles Parsifal-3 y Parsifal-5. BG: Banco de Guadalquivir; AP: Alto de Portimao; AA: Alto de Albufeira.*

SSE y cruzan la Zona Surportuguesa y la Cuenca del Algarve, prolongándose a lo largo del margen continental hasta el talud medio, donde cortan los altos de Portimao y Albufeira y finalizan en las Unidades Alóctonas del Golfo de Cádiz (la denominada "unidad olistostrómica").

METODOLOGÍA

La adquisición de perfiles sísmicos de refracción/ reflexión de gran ángulo se llevó a cabo durante la campaña "Parsifal", realizada a bordo del B.O. "Hesperides" en el 2000, en el marco del Proyecto PARSIFAL. Los datos sísmicos se obtuvieron mediante un *array* de 7 cañones de aire de 1,755 y 2,580 in^3 de capacidad con un intervalo de disparo fue de 90 s y estaciones sísmicas portátiles desplegadas en tierra (PDAS-100).

La modelización de los datos sísmicos se ha llevado a cabo por el método del trazado de rayos y cálculo de sismogramas sintéticos, ajustando así los tiempos de llegada y las amplitudes teóricas y experimentales. De esta forma, se ha obtenido un modelo de variaciones de la velocidad de las ondas P con la profundidad en dos dimensiones. Con el fin de corroborar los modelos obtenidos con los perfiles sísmicos, se ha calculado la anomalía gravimétrica correspondiente y se ha comparado con la anomalía de aire libre observada.

RESULTADOS

Las correlaciones de los tiempos de llegada realizadas en los ensamblajes corresponden a refracciones en el basamento, así como a reflexiones en la corteza superior e inferior y en la base de la corteza. Se han correlacionado llegadas de energía sólo hasta unos 135 km de la estación instalada en tierra, debido a una baja relación señal-ruido en los sismogramas más allá de esta distancia. La degradación de la señal, se produce en las proximidades del frente de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz ("unidad olistostrómica"), por lo que esta atenuación puede atribuirse a los materiales que forman esta unidad, de gran potencia y carácter caótico.

Los modelos obtenidos muestran una cobertera sedimentaria caracterizada por una velocidad media de 3.8 km/s, constituida por los sedimentos mesozoico-cuaternarios de la Cuenca del Algarve y en el extremo meridional del perfil, fundamentalmente por las Unidad Alóctona de Cádiz, que presenta una velocidad de 2,75 km/s (Fig. 2). Bajo la cobertera sedimentaria, el basamento se caracteriza por una velocidad de 5,8 a 5,9 km/s. Su rasgo más notable es la disminución de espesor que experimenta (7,5 km en unos 100 km de longitud), desde el continente (14 km) hacia el margen continental, bajo el Alto de Albufeira (7,5 km).

Bajo el basamento, se ha diferenciado una nueva capa con un pequeño gradiente de velocidad: 6-6,1 km/s, cuya base se localiza entre 21 km en el continente y unos 11,6 km en la parte terminal del perfil. En la corteza media-inferior la velocidad de propagación de las ondas aumenta desde 6,2 km a 7 km/s, con una discontinuidad intermedia que representa un salto de velocidad de 6,4 km/s a 6,8 km/s. Su espesor es bastante constante: 11 km.

En conjunto, los modelos calculados indican una corteza continental de aproximadamente 32 km de espesor en la Zona Surportuguesa, cerca de la Cuenca del Algarve, que sufre un adelgazamiento de unos 11 km desde el continente hasta el final del perfil (21 km). Este adelgazamiento se produce fundamentalmente en el talud medio y talud superior, bajo el alto de Portimao y se correlaciona con una anomalía gravimétrica de gran longitud de onda de dirección NE-SO. Este modelo ha sido confirmado mediante el modelo gravimétrico obtenido.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

En el modelo de estructura de la corteza obtenido destacan tres rasgos: la uniformidad en la estructura de velocidades de la corteza desde la Zona Surportuguesa hasta el talud medio, la capa correspondiente al basamento, que adopta una forma de cuña que se adelgaza hasta prácticamente desaparecer al sur del Alto de Albufeira y el fuerte adelgazamiento de la corteza.

La capa correspondiente al basamento varisco está formada por materiales pertenecientes a la Zona Surportuguesa, cuya estructura consiste en un cinturón de pliegues y cabalgamientos imbricados vergentes hacia el sur, y que yace sobre una corteza precámbrica (Simancas *et al.*, 2003). El despegue basal de este cinturón se localizaría a unos 10

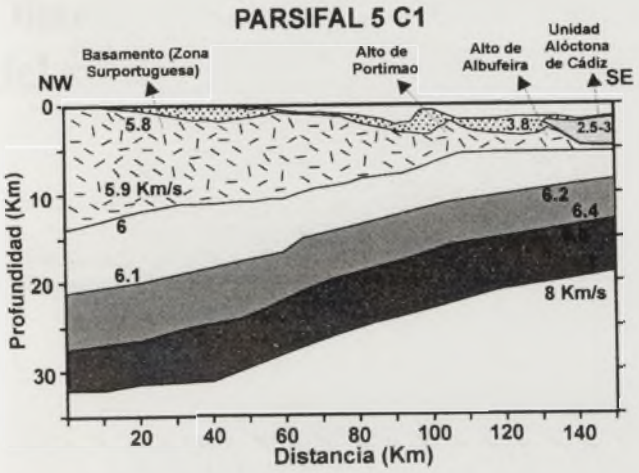


FIGURA 2. *Modelo de estructura de la corteza.*

km de profundidad según Ribeiro *et al.* (1983), y entre 10 y 15 km según Quesada (1998), profundidad análoga a la determinada (entre 12 y 15 km) por el perfil de sísmica de reflexión profunda Iberseis (Simancas *et al.*, 2003). Por tanto, podríamos relacionar la base de esta capa, de carácter poco reflectivo, con el despegue basal de la Zona Surportuguesa. Respecto a los resultados presentados por otros autores (Dañobeitia *et al.*, 1999; González-Fernández *et al.*, 2001), debe indicarse que, una de las principales diferencias, estriba en que no ha sido necesario introducir ningún cuerpo intrusivo de velocidad anómala en la corteza superior, bajo el Alto de Albufeira, para justificar los modelos sísmico y gravimétrico.

En cuanto al adelgazamiento de la corteza, podemos decir que está determinado fundamentalmente por la corteza superior (basamento varisco). Este adelgazamiento, especialmente bajo el Alto de Portimao y Albufeira, sugiere una elevación notable y subsecuente erosión en esta zona, acompañado de un adelgazamiento de la corteza superior. Esta atenuación de la corteza superior se contrapone a lo observado en otras zonas del Golfo de Cádiz (frente a cabo San Vicente), donde el adelgazamiento de la corteza tiene lugar fundamentalmente en la corteza inferior (González *et al.*, 1996) y a lo largo de mayores distancias.

Podemos concluir por tanto que, la interpretación de los perfiles de sísmica de refracción obtenidos en la campaña Parsifal aporta nuevos datos para el conocimiento de la estructura cortical al oeste del Banco del Guadalquivir. Los modelos de corteza obtenidos en el sector septentrional del Golfo de Cádiz son consecuencia de la evolución de un margen continental controlado por un movimiento transcurrente en relación con la apertura del Atlántico central y septentrional, seguido de una convergencia desde el Eoceno medio hasta la actualidad.

AGRADECIMENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto Parsifal (MAR98-1837-CE). Agradecemos a todos los participantes en la campaña Parsifal su trabajo durante la adquisición de los datos.

REFERENCIAS

Catalán, M., Maestro, A., Somoza, L., Martín, J., Vázquez, J.T. y Medialdea, T. (2000): Geomagnetic anomaly analisis of the Guadalquivir Bank and Olistostromic unit in the Gulf of Cadiz. *En: 3rd Symposyum on the Iberian Atlantic Margin*, Faro, Portugal, 393-394.

Dañobeitia, J.J.; Bartolomé, R., Checa, A., Maldonado, A. y Slootweg, A.P. (1999): An interpretation of a prominent magnetic anomaly near the boundary between the Eurasian and African plates (Gulf of Cadiz, SW margin of Iberia). *Marine Geology*, 155:45-62.

González, A., Torné, M., Córdoba, D.; Vidal, N., Matias, L.M. y Díaz, J. (1996): Crustal thinning in the Southwestern Iberia Margin. *Geophysical Research Letters*, 23 (18): 2477-2480.

González-Fernández, A., Córdoba, D., Matias, L.M. y Torné, M. (2001): Seismic crustal structure in the Gulf of Cadiz (SW Iberian Peninsula). *Marine geophysical Researches*, 22: 207-223.

Maldonado, A., Somoza, L. y Pallarés, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155: 9-43.

Quesada, C. (1998): A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium Deposita*, 33: 31-44.

Ribeiro, A., Oliveira, J.T. y Silva, J.B. (1983): La estructura de la Zona Sur Portuguesa. En: *Geología de España.* Instituto Geológico y Minero de España, 1: 504-511.

Simancas J.F, Carbonell R., González Lodeiro F., Pérez Estaún A., Juhlin C., Ayarza P., Kashubin A., Azor A., Martínez Poyatos D., Almodóvar G.R., Pascual E., Sáez, R. y Expósito L. (2003): Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBERSEIS), *Tectonics*, 22 (6), doi: 1062, 10.1029/2002TC001479.

Terrinha, P. (1998): *Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin. Ph.D.,* Imperial College, University of London, 425 p.

Vázquez, J.T. y Vegas, R. (2000): Estilos diferentes de deformación en el límite de placas entre África y Eurasia, desde el Arco de la Herradura al Mar de Alborán. *En: 2° Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, S03-19.

Distribución y características de los depósitos fluviales pleistocenos del subsuelo de la Bahía de Cádiz

R. Mediavilla[1], L. Antón-López[1], C.J. Dabrio[2], M.A. Perucha[1], J.I. Santisteban[2], J.F. Mediato[1], A. Barnolas[1] y E. Llave[1]

1 Dirección de Geología y Geofísica, Instituto Geológico y Minero de España, La Calera 1, 28760 Tres Cantos (Madrid).
2 Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais 2, 28040-Madrid.

ABSTRACT

Middle to Upper Pleistocene fluvial sediments of the Cádiz Bay occur filling partly two disconnected sub-basins excavated into shallow marine deposits of Pliocene to Lower Pleistocene age, and are buried under fluvial and estuarine Holocene deposits. Subsurface, drill cores, and surface information indicate that the area of the Bay was occupied by a more or less continuous basin during the Late Pliocene-Lower Pleistocene, but the pattern changed during Middle to Late Pleistocene as revealed by facies analysis and palaeogeographical reconstruction of the fluvial environments. Fluvial deposits are laterally discontinuous, with variable thickness and elongated troughs occupied by the coarsest sediments available. Our paleogeographical reconstruction for this period shows a landscape with two subaerial sub-basins that acted as fluvial valleys during glacially-forced lowstands, with two main fluvial systems flowing constrained by topographical highs. This configuration records the coincidence of very low sea level (regressive conditions) during glacial periods and active neotectonics. The valleys were flooded during the postglacial Holocene transgression and sea level surpassed the elevations separating the former valleys leading to the apparently simple configuration of the bay.

Key words: *Cádiz Bay, Pleistocene, fluvial deposits, basin configuration, neotectonics.*

INTRODUCCIÓN

La Bahía de Cádiz se sitúa en el SO de la Península Ibérica, en el sector oriental del Golfo de Cádiz (Fig. 1), donde la actividad neotectónica controla la distribución espacial y el dispositivo geomorfológico de los depósitos fluviales pleistocenos. En las áreas con tendencia a la elevación se desarrollan secuencias de glacis y terrazas encajadas o escalonadas, y en las zonas con tendencia al hundimiento los depósitos fluviales se apilan verticalmente. En relación con esta actividad tectónica se desarrollan paleorrelieves de gran importancia paleogeográfica como el de San Fernando (Gracia *et al.*, 2003) y el de Cádiz (Vázquez *et al.*, 2000).

Los estudios geofísicos y estratigráficos realizados en el norte de la bahía, en la zona de El Puerto de Santa María y estuario del Guadalete (Lario *et al.*, 1995; Llave, 1998; Dabrio *et al.*, 2000) ponen de manifiesto que el Cuaternario comienza con depósitos marinos someros (calcarenitas y calciruditas de "facies ostionera") del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, generados en un episodio regresivo que se registra en todo el Golfo de Cádiz (Zazo, 1989). Sobre estos materiales se encuentran depósitos fluviales que se desarrollaron en dos contextos diferentes. Los basales (unidad sísmica 1, Llave, 1998; depósitos fluviales pre-estuarinos, Dabrio *et al.*, 2000) son de edad Pleistoceno medio-superior y se disponen discordantes sobre los materiales plio-pleistocenos, aunque se depositaron dentro del mismo ciclo regresivo que ellos, mientras que los superiores son depósitos fluvio-estuarinos esencialmente holocenos, sedimentados durante la transgresión que siguió al último periodo glacial. Entre ambos conjuntos media una superficie erosiva que registra el encajamiento fluvial y la generación de paleovalles durante la caída eustática del Último Glacial ca. 20,000-18,000 yr BP. Hasta la fecha, los trabajos realizados en el sur de la bahía (San Fernando) no han suministrado datos de subsuelo y, por ello, desconocemos la estratigrafía de este sector.

Este trabajo presenta las características principales de los depósitos aluviales pleistocenos generados en condiciones regresivas en las áreas subsidentes de la Bahía de Cádiz y analiza la distribución de estos materiales integrando la información procedente del norte de la bahía y la que aportan doce sondeos mecánicos con recuperación de testigo continuo realizados en el sur (Fig. 1).

DISTRIBUCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS FLUVIALES

Los depósitos fluviales están compuestos por gravas poligénicas amarillas, en las que dominan los clastos bien

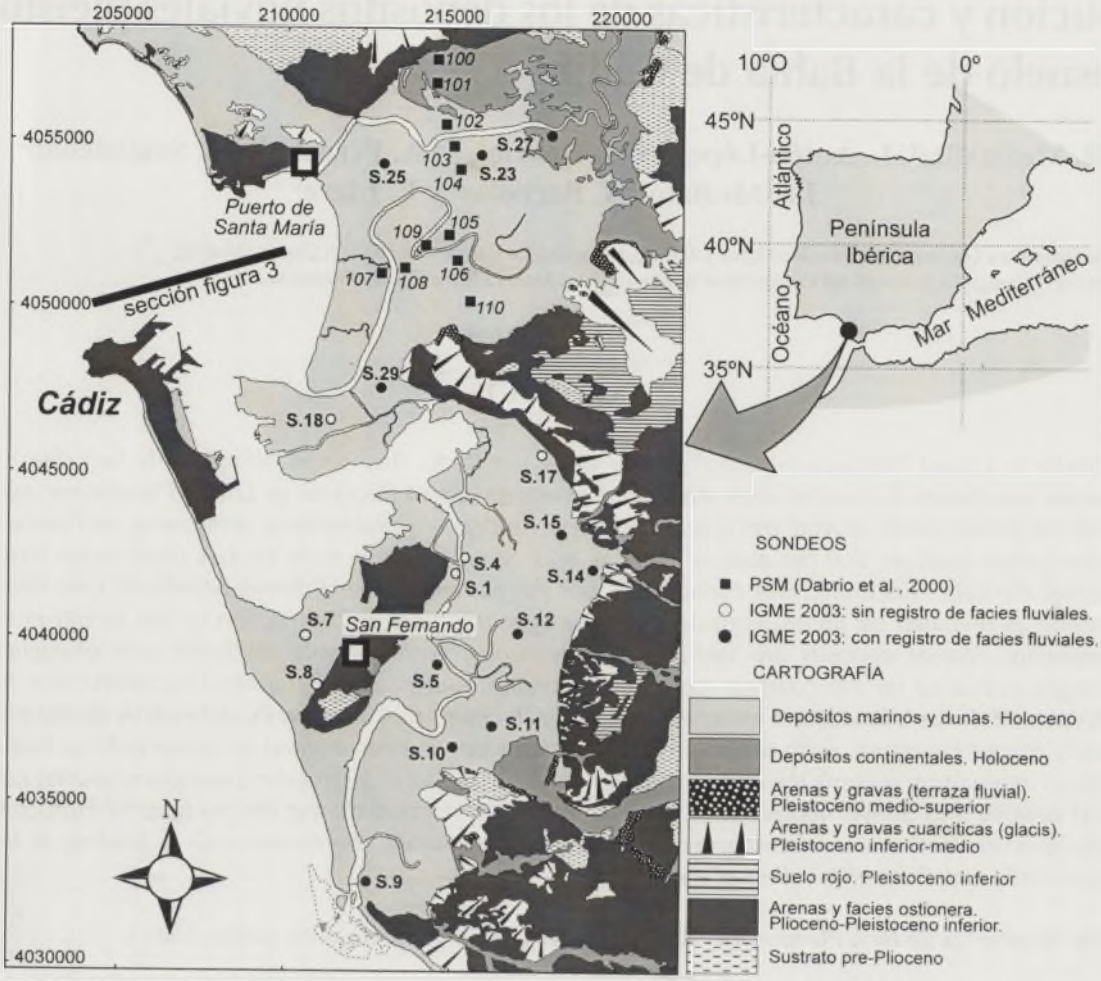


FIGURA 1. *Mapa geológico de la Bahía de Cádiz y situación de los sondeos utilizados en este trabajo. Coordenadas UTM, Huso 30.*

redondeados de cuarcita de hasta 10 cm de diámetro máximo, arenas con niveles de gravas y lutitas en los que aparecen frecuentes trazas de raíces y nódulos de carbonato (Fig. 2). Se interpretan como depósitos de sistemas fluviales trenzados de carga mixta, con llanuras de inundación mal drenadas (Dabrio *et al.*, 2000). En función de su distribución, se pueden diferenciar tres áreas dentro de la Bahía de Cádiz.

En el norte de la bahía (El Puerto de Santa María y estuario del Guadalete), estos depósitos se identifican en el subsuelo de la zona actualmente emergida (Fig. 1; sondeos PSM-100 a PSM-110 y S21, S23, S25 y S27) y, dentro del área sumergida, en la zona situada entre el antiforme de Cádiz y El Puerto de Santa María (Figs. 1 y 3). En esta zona sumergida los mayores espesores (23m máximo) de sedimento definen surcos de dirección SSE-NNO y los espesores mínimos se localizan hacia el área de conexión entre las zonas norte y sur de la bahía (Llave, 1998). Las gravas y arenas, que están representadas en los sondeos PSM102 a PSM109 y alternan con limos arenosos y arcillas con rasgos pedogénicos (Fig.2, sondeo PSM102), se interpretan como depósitos de rellenos de canales que se desplazan en la llanura de inundación. Hacia el norte, las gravas pasan a depósitos arenosos con rasgos edáficos (sondeos PSM-100 y PSM-101), mientras que hacia el sur pasan a alternancias de arenas y lutitas con rasgos pedogénicos. Unos y otros corresponden a depósitos de llanura de inundación, con caracterís-

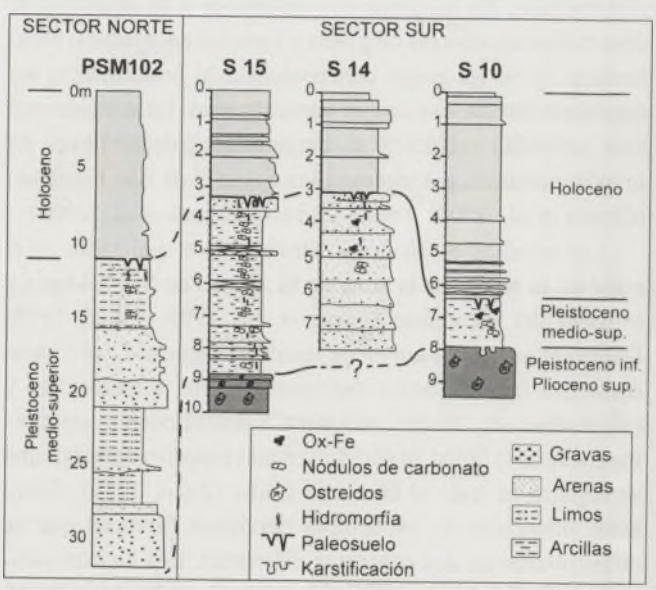


FIGURA 2. *Sondeos representativos de las áreas sur (S.15, S.14, S.10) y norte (PSM-102) de la Bahía de Cádiz.*

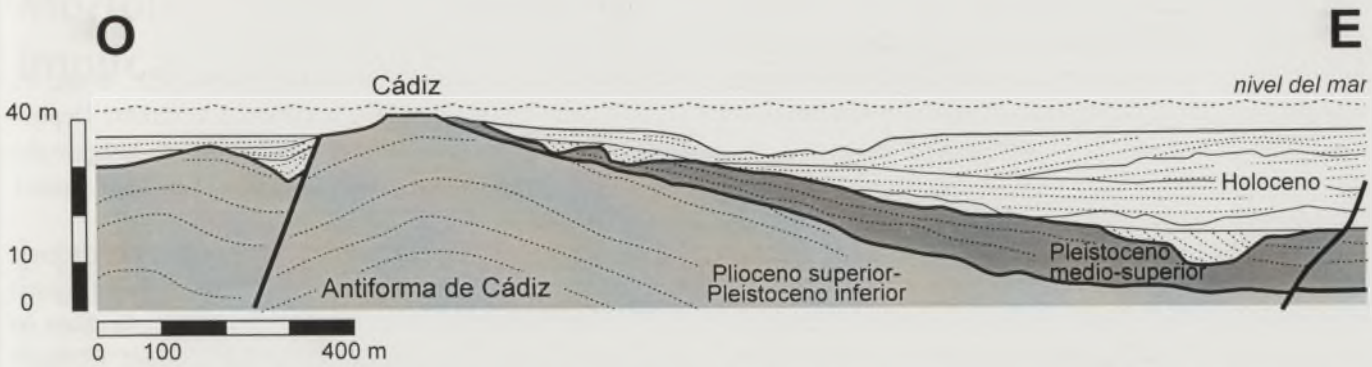


FIGURA 3. *Esquema estratigráfico y estructural del norte de la Bahía de Cádiz, en el área sumergida, que muestra las relaciones geométricas entre las unidades (modificado de Vázquez et al., 2000 y Llave, 1998).*

ticas relativamente más distales hacia el sur. Los canales, de dirección NNE-SSO, cambian su curso hacia el NNO para adaptarse al paleorrelieve que constituye el antiforme de Cádiz (Fig. 4). Esta estructura deforma los sedimentos del Plioceno superior y los fluviales del Pleistoceno (Vázquez *et al.*, 2000). Es decir, la neotectónica se mantuvo activa durante y con posterioridad a la sedimentación fluvial.

En el sur de la bahía (San Fernando y Sancti-Petri), los depósitos fluviales se alojan en un surco de dirección NNE-SSO que se sitúa entre el margen este de la bahía y el paleorrelive de San Fernando (Fig. 1, sondeos S5, S9, S10, S11, S12, S14 y S15). Reposan discordantes sobre sedimentos marinos plio-pleistocenos, con espesores muy variables (Fig. 2, S10, S15, S14). A diferencia del sector norte, el depósito de gravas se circunscribe a las proximidades de las desembocaduras de los pequeños cursos fluviales actuales (Fig. 2, S14) y, en cambio, son más abundantes los niveles de limos arenosos y arcillas con rasgos pedogénicos (Fig. 2, S15). Hacia el interior del surco, la sucesión pasa a estar dominada por arenas con cantos y lutitas entre las que se intercalan niveles de gravas. Interpretamos estos depósitos como generados a partir de sistemas fluviales de carga mixta, de menores dimensiones que los del sector septentrional, y con un mayor desarrollo de llanura de inundación. Este sistema fluvial drenaba hacia el SSO (Fig. 4).

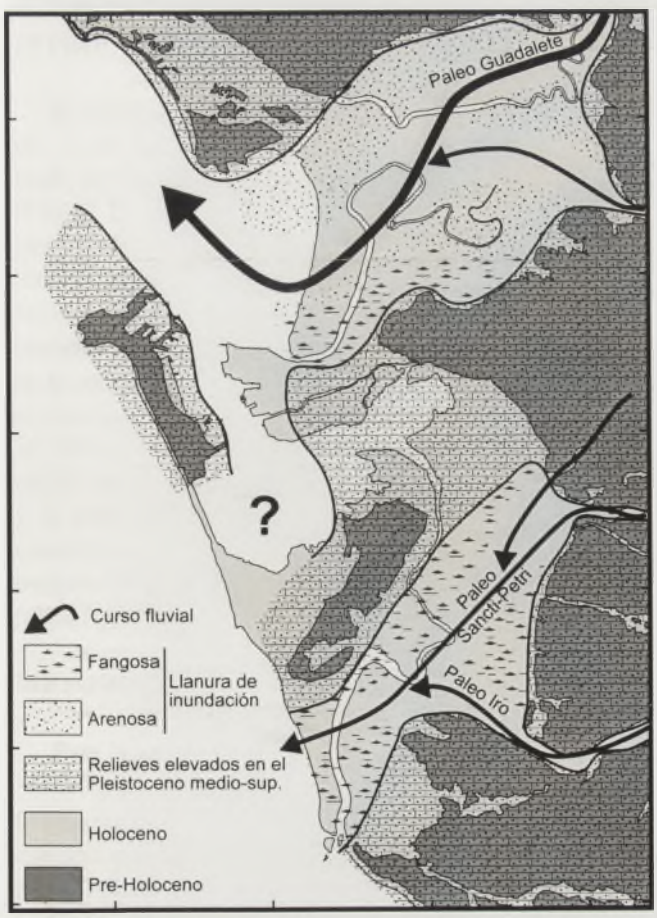


FIGURA 4. *Reconstrucción paleogeográfica de la Bahía de Cádiz para el Pleistoceno medio-superior.*

Entre ambos sectores hay una zona en la que los materiales marinos y estuarinos holocenos se disponen directamente sobre los depósitos marinos del Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Fig. 1, sondeos S1, S4, S7, S8, S17, S18).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La sedimentación fluvial del Pleistoceno Medio y Superior ha quedado preservada en la Bahía de Cádiz en dos sectores separados por paleorrelieves de origen tectónico cuyo movimiento comenzó previamente a la sedimentación y se prolongó durante el Pleistoceno medio y superior. Sin embargo, queda por aclarar si la ausencia de sedimentos en el sector central se debe a que durante todo este período esta fue una zona sin sedimentación o si hubo sedimentación pero al elevarse el paleorrelieve los sedimentos fueron desmantelados.

La reconstrucción paleogeográfica (Fig. 4) para el Pleistoceno medio y superior pone de manifiesto que existían dos sistemas fluviales que fluían por valles independientes que, en el mejor de los casos, podrían haber estado conectados por una zona de llanura de inundación que llegase a salvar el umbral topográfico intermedio hacia las últimas etapas del depósito aluvial. Sin embargo, la ausencia de sis-

temas de drenaje desarrollados en la zona del paleorrelieve, la distribución asimétrica de los ejes de drenaje y la adaptación de los ejes de drenaje a la paleotopografía durante todo este episodio, parecen indicar que los paleorrelieves separaban efectivamente los valles fluviales en los que se alojan actualmente los dos sectores de la Bahía.

Así pues, aunque hasta el Pleistoceno inferior la Bahía de Cádiz constituyó un dominio paleogeográfico único, el efecto combinado de la actividad neotectónica y un descenso eustático previo al Último Glacial, provocó su compartimentación en dos valles fluviales independientes en el Pleistoceno medio-superior. La caída eustática del Último Glacial permitió un nuevo encajamiento de la red fluvial dejando una cicatriz que se reconoce muy bien en sísmica de alta resolución y en los sondeos, y que forma la base del actual estuario.

El ascenso eustático que produjo la Transgresión Flandriense inundó el estuario. Ello, unido a la atenuación de la actividad tectónica propició su unificación formando la actual Bahía.

AGRADECIMIENTOS

Financiado por la Dirección General de Costas del MMA e IGME. Los autores agradecen a J. Abarca (Demarcación de Costas en Andalucía-Atlántico) las facilidades prestadas. Este trabajo es una contribución a la línea de investigación sobre Geología Costera (IGME) y se benefició de la infraestructura del Proyecto REN2002-04433-C02-01.

REFERENCIAS

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez, J.A. y Flores, J.A. (2000): Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology*, 162: 381-404.

Gracia, F.J., Rodríguez Vidal, J., Belluomini, G., Cáceres, L.M., Benavente, J. y Alonso, C. (2003): Rapid coastal diapiric uplift in Cádiz Bay (SW Spain). Implications on OIS 3 sea level reconstruction. GI²S *Coast,* Research Publication, 4: 113-116.

Lario, J., Zazo, C., Dabrio, C.J., Somoza, L., Goy, J.L., Bardají, T. y Silva, P.G. (1995): Record of recent Holocene sediment input on spit bars and deltas of south Spain. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 17: 241–245.

Llave, E. (1998): *Estratigrafía sísmica de las unidades sedimentarias cuaternarias en la Bahía de Cádiz. Consideraciones paleoceanográficas.* Tesis de licenciatura, Puerto Real Univ. de Cádiz, 247 p.

Vázquez, J.T., Llave, E., Hernández Molina, F.J. y López Aguayo F. (2000): Principales rasgos tectónicos de la Bahía de Cádiz durante el Cuaternario terminal. *Geotemas,* 1(4): 239-242.

Zazo, C (1989): Los depósitos marinos cuaternarios en el Golfo de Cádiz. En: *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. AEQUA Monografías, 1: 113-122.

Morfología del talud superior del margen ibérico suroccidental: implicaciones tectónicas y sedimentarias

C. Pérez-García[1], M. Sayago-Gil[1], J.T. Vázquez[1], F. J. Hernández-Molina[2], E. Llave[3], V. Díaz del Río[4] y J. Vicente[5]

1 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. Cádiz, Campus Río San Pedro, 11510 Puerto Real (Cádiz). miriamsayago@yahoo.es
2 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. Vigo, 36200 Vigo.
3 Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
4 Instituto Español de Oceanografía, Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola.
5 Instituto Geológico e Mineiro, Dpto. Geologia Marinha, Lisboa (Portugal).

ABSTRACT

A morphologic analysis have been carried out in the upper slope of the southwest of the Iberian Margin (Gulf of Cadiz) between Faro and San Vicente Cape. It has been done by bathymetric data and seismic reflection profiles. The Algarve continental margin is an abrupt margin, with a narrow shelf and a slope crossed by submarine canyons, controlled by a compressive tectonic regime. Three main morphologic types have been identified: erosives (erosive surface; submarine canyons; contourite moat); depositionals (progradational deposits of the upper slope; contourite deposits); and gravitationals (slides). Two main sectors can be considered bounded by the Portimao Canyon, whith different tectonic, morphologic and sedimentary features. Across-slope processes are dominant on the Algarve continental margin, but they are affected by along-slope processes on the middle slope.

Key words: *upper slope, morphology, tectonic, sedimentary processes, Gulf of Cadiz.*

INTRODUCCIÓN

El objetivo del presente trabajo es describir la morfología del Talud Superior del Margen Ibérico Suroccidental del Golfo de Cádiz (Fig. 1), entre 36°40' – 37°20' N y 7°40' – 9°30' O. Es un antiguo margen pasivo afectado por la deformación alpina (Maldonado *et al.*, 1999). La masa de agua mediterránea de salida (Mediterranean Outflow Water, MOW) circula desde el Estrecho de Gibraltar como una corriente de contorno sobre el talud medio, entre 500 y 1200 m de profundidad, e interacciona con el talud superior desde el meridiano de Huelva hasta el Cañón de Portimao (Llave *et al.*, 2001; Hernández-Molina *et al.*, 2003). Por encima de la MOW circulan la masa de *Agua Superficial Atlántica* (ASW) y la masa de *Agua Superficial Noratlántica* (NASW) que constituyen el Influjo de agua Atlántica (AI) en el Mar Mediterráneo (Fig. 2). Bajo la MOW circula la masa de *Agua Profunda Noratlántica* (NADW) (Ochoa y Bray, 1991).

METODOLOGÍA

Para la realización del presente trabajo se han utilizado:

1. *Datos batimétricos* a *escala regional* a partir de distintos mapas y bases batimétricas, así como datos obtenidos con una ecosonda multihaz Simrad EM12S-120 en la campaña TASYO2000.

2. Registros sísmicos de reflexión de alta resolución y media penetración (*Sparker*) de las campañas oceanográficas FADO 97/11 y ANASTASYA9909 y registros sísmicos de alta resolución (*Geopulse*) de la campaña oceanográfica FADO 96/11 (Fig. 2).

CARACTERIZACIÓN FISIOGRÁFICA

En el área de estudio se identifican dos dominios fisiográficos:

1. La *plataforma externa* se localiza a partir de los 100 m de profundidad. Su límite distal es el borde de la plataforma que aparece a una profundidad media de 135 m. Presenta un gradiente de pendiente entre 0° y 0,4°, con una anchura de 7,3 km (desaparece frente a Faro) y está atravesada por cañones submarinos.

2. En el *talud continental* se determina un *talud superior* y un *talud medio*. Se divide en dos sectores: este y oeste, separados por el *Cañón de Portimao*.

a) El *talud superior* posee una morfología convexa. En el sector E se encuentra entre los 143 y 755 m de profundidad, con 8,7 km de anchura y con gradientes de pendiente entre 2,5° y 5,2°. Por el contrario, en el sector O, el talud superior tiene 14,3 km de anchura media, y un gradiente de pendiente entre 1,2° a 3°, a una profundidad de 160 m y limita con el talud medio a 590 m de profundidad.

b) El talud medio, en el sector E, está separado del talud superior por la Fosa de Álvarez Cabral, cuyo eje constituye el límite entre estos dominios, a una profundidad media 755 m. En el sector O, el tránsito entre el talud superior y medio

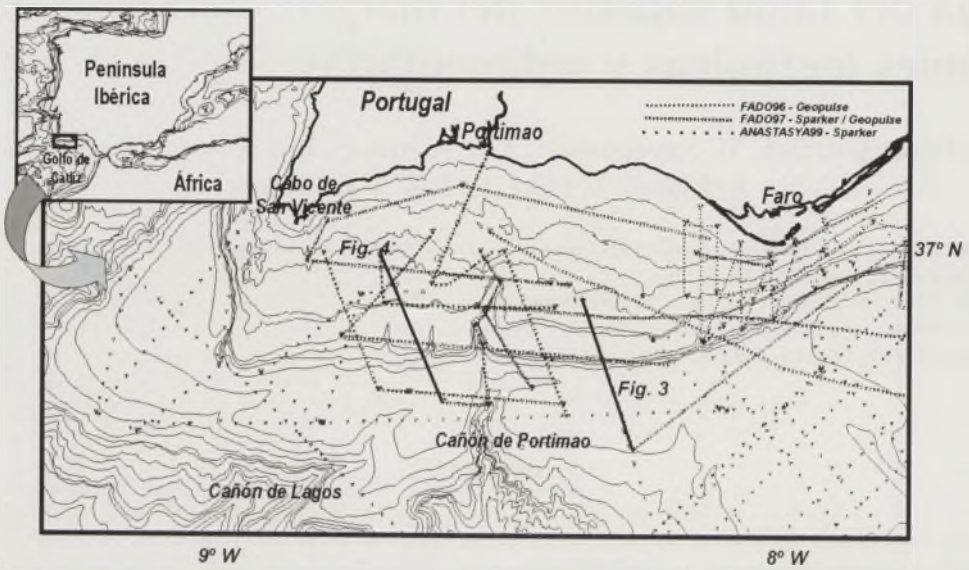


FIGURA 1. *Localización de la zona de estudio y situación de los perfiles sísmicos utilizados, en negro situación de los perfiles presentados en las figuras 3 y 4.*

es progresivo constituyendo una plataforma marginal, con una pendiente de 1°. En su extremo occidental se identifica la Fosa de Lagos.

TIPOS MORFOLÓGICOS

Se reconocen tres tipos de formas: *erosivas, deposicionales y gravitacionales.*

Morfologías erosivas

a) *Superficies erosivas*

En el talud superior del sector E, se ha reconocido una superficie de erosión, desde 430 m hasta 521 m de profundidad donde se localiza la Fosa Contornítica de Álvarez Cabral. Hacia el Cañón de Portimao aumenta su extensión localizándose desde 480 m hasta 637 m de profundidad en la fosa anteriormente mencionada. Esta superficie trunca los reflectores de las unidades sedimentarias progradantes. Por otra parte una segunda superficie de erosión se ha diferenciado sobre el *Drift Faro-Albufeira* a lo largo de unos 10 km, en el talud medio del sector E (Fig. 3).

b) *Cañones submarinos*

En el sector E, se identifican, frente a Faro, dos cañones de pequeña magnitud, con una orientación NNO-SSE, denominados *Menina M*, (al E) y *Menina C* (al O) su cabecera aparece a una profundidad de 203 m. En ambos, el flanco oriental tiene menor pendiente (5,7° a 3,.3°) que el occidental (6,3° a 4,3°). El cañón de *Portimao* es el de mayor entidad, con orientación NNE-SSO en la plataforma externa, que varía a N-S en el *talud superior* y nuevamente a NNE-SSO en el *talud medio.* La profundidad de su eje varía entre 223 m y 1327 m. Presenta un perfil transversal en "V", salvo en el *talud medio,* donde presenta un perfil en "U". El gradiente de pendiente del flanco O varía de 5,7° a 12,6°, y el flanco E, de 14° a 24,6°.

En el sector O, se identifican cuatro cañones, que de E a O son: *Lagos Superior, Lagos*, *Salema*, y *Fado*. El *Cañón de Lagos Superior* se desarrolla desde el borde de plataforma hasta el límite inferior de talud superior, entre profundidades de 285 m y 472 m, tiene una morfología en V, con pendiente de 9,3° en el flanco O y de 11,8° en el E. En el *talud medio* aparece el *Cañón de Lagos,* con dirección NE-SO. Posee un perfil transversal en "U", si bien cambia a "V", a partir de los 1500 m de profundidad; su flanco O tiene una pendiente de 5,7° y, el E de 2,9°. Hacia el O, en el talud superior, se localiza el *Cañón de Salema,* con la cabecera a una profundidad de 435 m y con un perfil transversal en "V", de 3,8° de pendiente en el flanco O, y de 9° en el E.

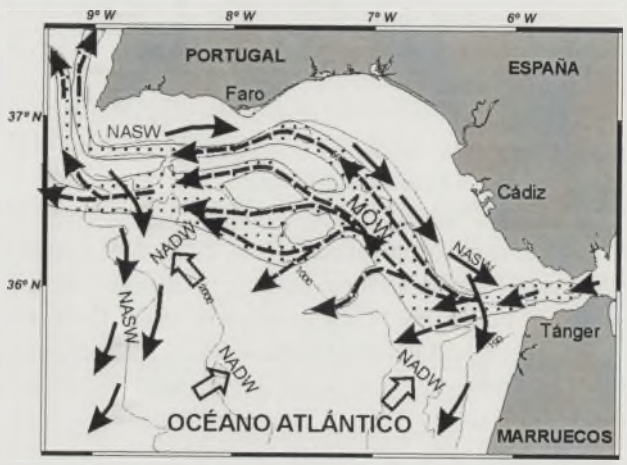


FIGURA 2. *Dinámica oceanográfica del Golfo de Cádiz. NASW: Agua superficial noratlántica; NADW: Masa de agua profunda noratlántica; MOW: Masa de agua mediterránea de salida.*

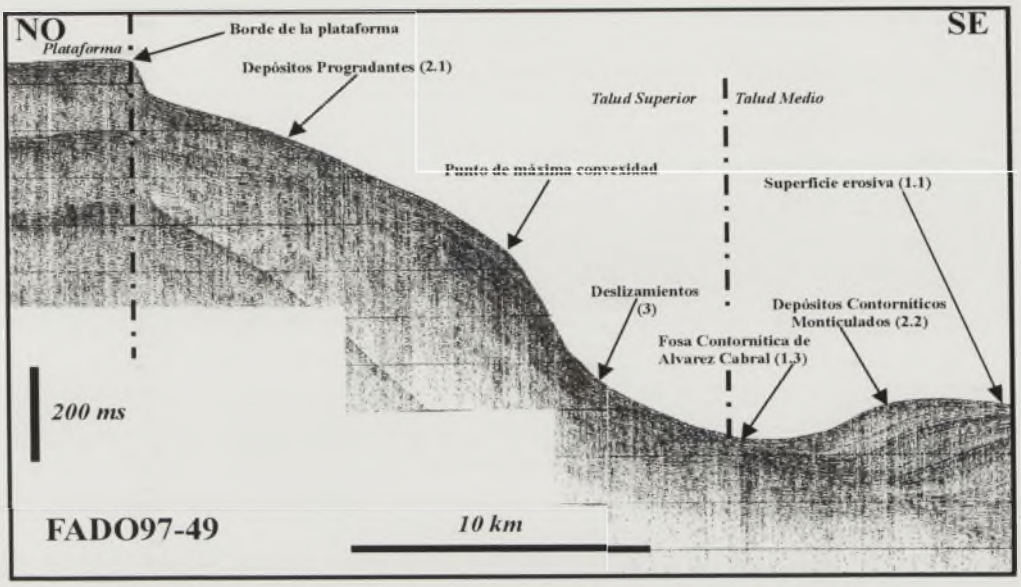


FIGURA 3. *Perfil representativo de la morfología del sector oriental del área de estudio.*

Frente al Cabo San Vicente, se localiza el *Cañón Fado,* con pendientes, en su flanco O, de 6,3° y de 7,5° en el E. Posee una orientación N-S y un perfil transversal en "V" a 765 m de profundidad.

c) *Fosas contorníticas*

La *Fosa contornítica de Álvarez Cabral* se localiza en el sector E, con orientación ENE-OSO y 755 m de profundidad en su eje (Fig. 3). Posee una anchura de 4,5 km y se estrecha hacia el E, mientras que hacia el O conecta con el Cañón de Portimao. Su flanco N es de carácter erosivo, a unos 522 m de profundidad y con 9,1° de pendiente. Su flanco S a unos 672 m de profundidad, es de origen deposicional y con pendiente media de 3,6°. En el sector O, se encuentra la *Fosa contornítica de Lagos* es de menor magnitud que la anterior, tiene orientación E-O, 780 m de profundidad en su eje y anchura de 4,3 km. Su flanco N tiene una pendiente de 3,2° y el S de 1,5°.

Morfologías deposicionales

Se determinan dos tipos morfológicos deposicionales:

a) Depósitos progradantes del talud superior

Los depósitos del Plioceno y Cuaternario, presentan una morfología convexa, interrumpida por el encajamiento de los cañones submarinos. Se establece un punto de inflexión en su morfología con una pendiente en el sector E que va de 0,9° a 8,5°, mientras que en el sector O, la pendiente varía de 0,8° a 4,6° (Figs. 3 y 4).

b) Depósitos contorníticos

En el sector E, se localiza el *drift monticular, elongado y separado de Faro-Albufeira* (Fig. 3). En el sector O aunque predominan los *drifts laminares* (Fig. 4), se identifica el *drift monticular, elongado y separado de* Lagos y el *drift aislado de Sagres*, en el borde de plataforma. Además se ha localizado un depósito con forma de cúspide en el interior de la Fosa de Álvarez-Cabral, entre los cañones Menina C y Menina M.

Morfologías gravitacionales

Se identifican deslizamientos tanto en la Fosa de Álvarez-Cabral (flanco N) como en los cañones (preferentemente en sus flancos O).

IMPLICACIONES TECTÓNICAS Y SEDIMENTARIAS DEL TALUD SUPERIOR

La morfología de este margen está genéticamente relacionada con: 1) el régimen tectónico regional de carácter compresivo, 2) los procesos sedimentarios del Plioceno-Cuaternario. Ambos están relacionados y generan la división del área en dos sectores (Este y Oeste) separados por el *Cañón de Portimao*, con características estructurales, sedimentarias y oceanográficas diferentes.

El contexto tectónico compresivo ha influido en:

a) *El basculamiento regional del margen hacia el SE* que afecta a todos los dominios fisiográficos y, condiciona que la plataforma externa reduzca drásticamente su extensión en el extremo oriental.

b) *Levantamiento generalizado* relativo de la plataforma y el talud en el sector O.

c) La *marcada dirección N-S de los cañones* se ha atribuido a fallas, relacionadas con las fracturas N-S descritas en tierra (Terrinha *et al.*, 2003). Los flancos de los cañones más relevantes parecen tener así mismo un control tectónico directo mediante la actividad de fallas.

Los procesos *sedimentarios* transversales al margen dominan desde el borde de la plataforma hasta el talud medio, canalizando la transferencia sedimentaria por los cañones

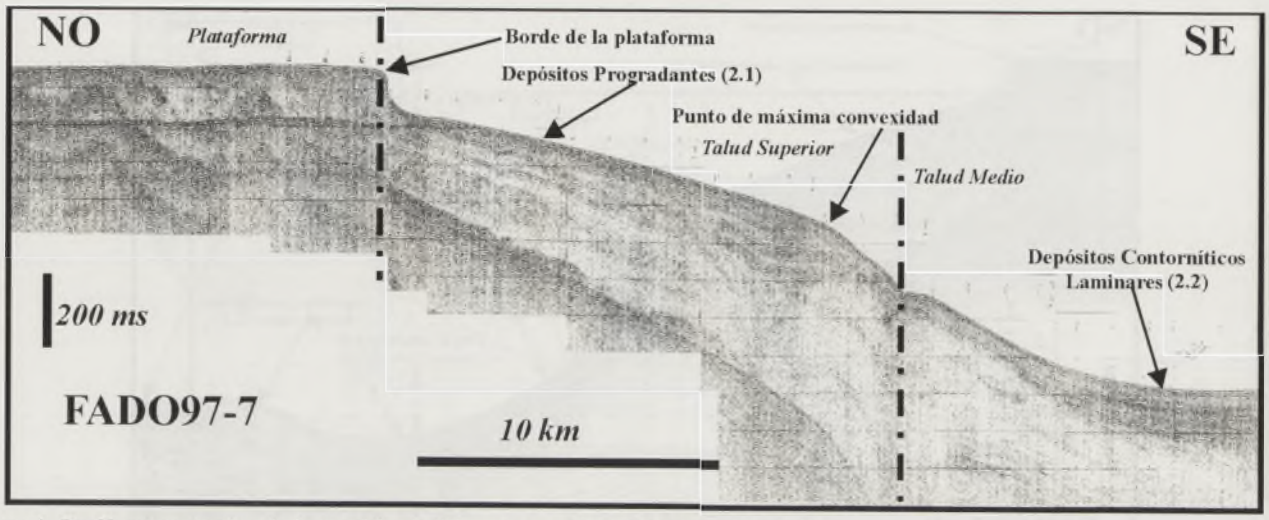


FIGURA 4. *Perfil representativo de la morfología del sector occidental del área de estudio.*

submarinos. Estos procesos han generado la progradación de la plataforma y el talud continental, especialmente en los períodos de descenso relativo y de nivel bajo del mar (Hernández-Molina *et al.*, 2000). Por otra parte, los procesos longitudinales están generados por el efecto de la MOW sobre el talud superior y el talud medio. A partir de la latitud de Huelva, el núcleo superior de la MOW, se desplaza a lo largo del sector E, erosiona el talud superior a su derecha hasta el Cañón de Portimao, genera la *Fosa de Álvarez Cabral* y produce a su izquierda el *Drift de Faro-Albufeira* (Llave *et al.*, 2001). Como consecuencia del paso por el Cañón de Portimao, y a lo largo del sector O, el núcleo superior de la MOW deja de ser turbulento y helicoidal y pasa a ser una masa de agua más tabular, que condiciona la suave y progresiva transición entre el talud superior y medio y, el predominio de *drifts* laminares. En los cañones se observa la interacción de procesos transversales y longitudinales, así la transferencia de los procesos gravitacionales de masas es afectada por los procesos longitudinales de la MOW y genera los depósitos asimétricos de los cañones.

CONCLUSIONES

Desde un punto de vista morfoestructural, el Algarve se caracteriza por poseer un margen abrupto, donde la actividad tectónica reciente, en un contexto compresivo, ha favorecido el desarrollo de una plataforma estrecha, un talud superior muy abrupto donde se desarrollan cañones submarinos, y su división en sectores, donde el occidental está más elevado. Los tipos morfológicos determinados, permiten caracterizar el margen desde un punto de vista sedimentario, como un margen continental en el que predominan los procesos gravitacionales de masa frente a los procesos contorníticos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos de investigación: PB94-1090-C03-03 (FADO); MAR-98-0209 (TASYO) y REN2002-04117-C03-01/02/03 (GADES), y es fruto de un Acuerdo Bilateral de cooperación Científica entre Portugal y España.

REFERENCIAS

Hernández-Molina, F.J., Somoza, L. y Lobo, F.J. (2000): Seismic stratigraphy of the Gulf of Cadiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. En: *Sedimentary Responses to Forced Regressions* (D. Hunt, y R.L.G. Gawthorpe, Eds.). Geological Society Special Publication, 172: 329-361.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the gulf of cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1): 19-22.

Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J.M. (2001): Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22: 487-508.

Maldonado, A., Somoza, L. y Pallares, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz, geological evolution central North Atlantic. *Marine Geology*, 155: 9-43.

Ochoa, J. y Bray, N. A. (1991): Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*, 38 (S1): 5465-5503.

Terrinha, P., Clavijo, E., Vicente, J., Moniz, C., Dias, R., Vázquez, J.T. y Díaz del Río, V. (2003): Falha de Portimao: novos dados, sobre a sua geometria e sinemática no Mesozóico, Neogénico e Quaternário e continuidades das estructuras nas áreas emersa e imersa do Algarve. En: *VI Congresso Nacional de Geologia*, Livro de actas, 6 p.

Morfología y tectónica del talud inferior del Golfo de Cádiz

J.T. Vázquez[1], T. Medialdea[2], F.J. Hernández-Molina[3], L. Somoza[2], V. Díaz del Río[4], R. Vegas[5], R. León[2], P. Bárcenas[1], A. Maestro[2] y M.C. Fernández-Puga[1]

1 Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias del Mar, Univ. de Cádiz, Campus Río San Pedro, 11510 – Puerto Real. juan.vazquez@uca.es
2 Instituto Geológico y Minero de España, Servicio de Geología Marina, C\ Ríos Rosas 23, 28003-Madrid.
3 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. de Vigo, 36200 Vigo.
4 Instituto Español de Oceanografía, C/ Puerto Pesquero s/n, 29640 Fuengirola.
5 Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense, 28040 – Madrid.

ABSTRACT

Analysis of bathymetric and seismic reflection data allow us to characterize the processes and structures that generate seafloor morphological features in the lower continental slope and the transition to the abyssal plain of the Betic-Rif Margin. Several differences can be stablished in the lower slope and the transition to the Horseshoe and Sena Abyssal Plains. The lower slope in the Horseshoe sector shows an upper convex - lower concave profile and the transition to the abyssal plain is marked by a scarp related to the activity of a main NE-SW reverse fault. Whereas in the Sena sector the lower slope appears as a convex profile and the region boundary with the abyssal plain is determined by the position of the external front of the Allochthonous Betic-Rif Units.

Key words: *Morphology, Structure, Neotectonics, Gulf of Cadiz, North Atlantic.*

INTRODUCCIÓN

La actividad tectónica actual y la evolución en el pasado del margen continental del Golfo de Cádiz están fuertemente controlada por la historia geodinámica entre las placas de África y Eurasia. Hoy en día esta región se encuentra situada sobre la parte oriental del límite, en el dominio Atlántico, entre estas dos grandes placas (Maldonado *et al.*, 1999; Vázquez y Vegas, 2000). La evolución neógeno-cuaternaria de este margen está ligada al desarrollo de los sistemas alpinos del Mediterráneo occidental, cabe destacar la presencia en el margen de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz emplazada en relación con el orógeno Bético–Rifeño.

El objetivo de este trabajo es estudiar la relación existente entre morfología y tectónica en el talud inferior de la parte central del margen continental en el Golfo de Cádiz, así como con la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Además se analizará la influencia ejercida por esta unidad alóctona en la transición entre el talud inferior y las llanuras abisales de La Herradura y Sena.

METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este estudio se ha realizado un análisis de las bases batimétricas existentes (Fig. 1), incluida la base de Smith y Sandwell (1997). Además se ha interpretado un conjunto de 1728 km de líneas sísmicas de reflexión multicanal adquiridas a lo largo de la campaña TASYO 2000, realizada a bordo del BIO Hespérides, y complementadas con perfiles sísmicos de alta resolución (sonda paramétrica TOPAS), y datos batimétricos (sonda multihaz SIMRAD EM-12) obtenidos simultáneamente (Fig. 2). La interpretación conjunta de estos datos permite caracterizar los procesos que controlan la morfología de una región.

FISIOGRAFÍA DEL MÁRGEN CONTINENTAL

Se han diferenciado tres áreas en el margen continental del Golfo de Cádiz a partir de la relación entre el margen y los distintos dominios tectónicos (Fig. 1). La parte central, aproximadamente entre 36.5° y 34.5° de latitud N, se ha denominado Margen Bético-Rifeño, dado que sus características están marcadas por el desarrollo del frente del orógeno Bético - Rifeño hacia el océano Atlántico y, el subsecuente emplazamiento de una gran masa alóctona. Al norte y al sur de estos paralelos, se encuentran respectivamente los márgenes continentales del sur de Portugal (Margen del Algarve) y del oeste de Marruecos (Margen de Rabat) que corresponden a la extensión en el margen de las regiones de antepaís de este sistema orogénico (Fig. 1).

El Margen del Algarve tiene una anchura media de 70 km, una orientación general E-O y características de abrupto a intermedio. Se caracteriza por la presencia, en el talud medio, de una extensa plataforma marginal (Hernández-Molina *et al.*, 2003) junto con el desarrollo de canales paralelos y perpendiculares al margen, si bien estos últimos aparecen también en los segmentos superior e inferior del talud. El talud medio da paso a un talud inferior abrupto, especialmente en su segmento superior. Hacia el S este margen pasa al talud inferior del margen Bético–Rifeño por

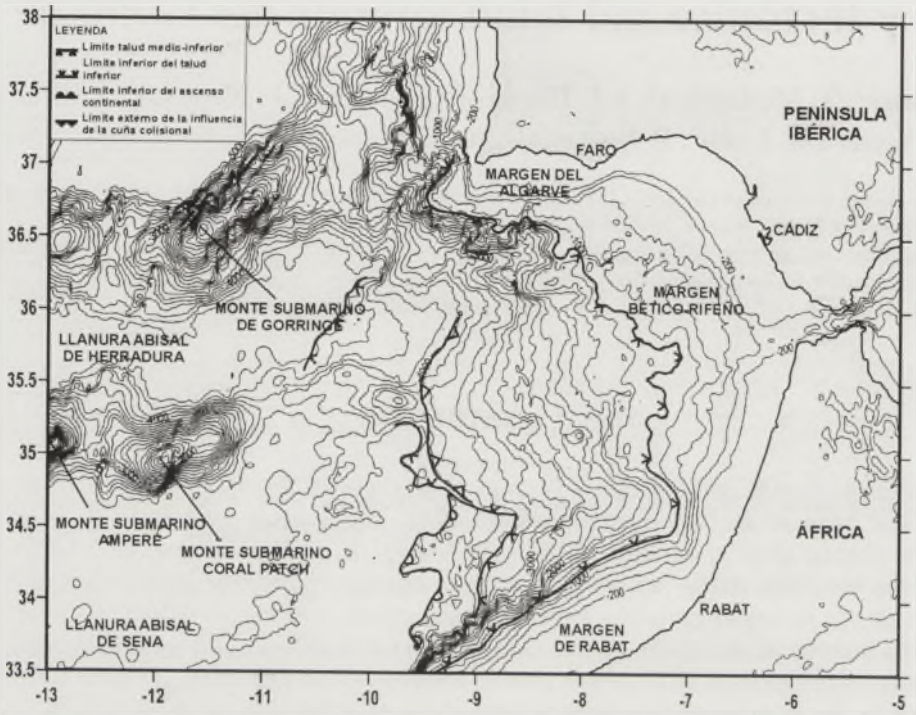


FIGURA 1. *Esquema batimétrico de la región del Atlántico dónde se localizan los márgenes del Golfo de Cádiz y las llanuras abisales adyacentes. Se ha marcado la posición de los principales dominios fisiográficos.*

medio de un amplio valle de origen tectónico, mientras que hacia el O pasa al margen portugués occidental y la Llanura Abisal de Herradura (Fig. 1).

El Margen de Rabat tiene una anchura variable entre 50 y 150 km con una orientación NE-SO, presenta características de abrupto a progresivo. Hacia el SO se aprecia un aumento de la anchura del margen, junto con un incremento de pendiente del talud inferior y un mayor número de cañones submarinos. Además. Hacia el N se continúa con el talud medio e inferior del Margen Bético–Rifeño mediante un valle también de origen tectónico, mientras que hacia el oeste pasa a la Llanura Abisal de Sena (Fig. 1) definiéndose una pequeña zona de ascenso continental en la zona de transición con el talud inferior.

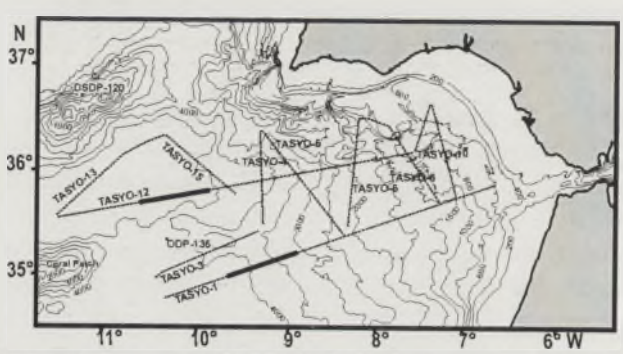


FIGURA 2. *Esquema de situación de los perfiles sísmicos de reflexión multicanal obtenidos a lo largo de la campaña TASYO-2000. En grueso localización de los segmentos de las líneas sísmicas mostradas en las figuras 3 y 4.*

El Margen Bético-Rifeño ocupa una franja de aproximadamente 170 km de anchura entre los otros dos márgenes descritos, según una orientación ENE-OSO. Tiene una anchura comprendida entre 300 km en su parte meridional y 350 km en la septentrional. Presenta características de margen progresivo y una geometría convexa, dónde las líneas batimétricas tienen una tendencia general N-S. La influencia de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz en la morfología se amplia progresivamente y, de una forma concéntrica hacia el O (Fig. 1).

MORFOLOGÍA DEL TALUD INFERIOR DEL MARGEN BÉTICO-RIFEÑO

El Talud inferior se localiza de forma general entre 1200-4200 y 4800 m de profundidad, y tiene una geometría convexa tanto en perfil como en planta, aunque en detalle es ondulada e irregular. Se diferencian dos sectores distintos, que se denominarán Herradura, al norte, y Sena, al sur, en función de su distinta morfología y de su relación con la llanura abisal adyacente.

El Sector de la Herradura se caracteriza por un perfil convexo en el segmento superior y cóncavo en el inferior, que prácticamente llega a hacerse plano (Fig. 3), aparentemente en continuidad con la Llanura Abisal de la Herradura. Sin embargo, esta morfología es interrumpida por un escarpe que eleva la superficie del fondo e incluso, genera la formación de una suave depresión hacia el E. Además, el talud inferior se caracteriza por el desarrollo de importantes deslizamientos.

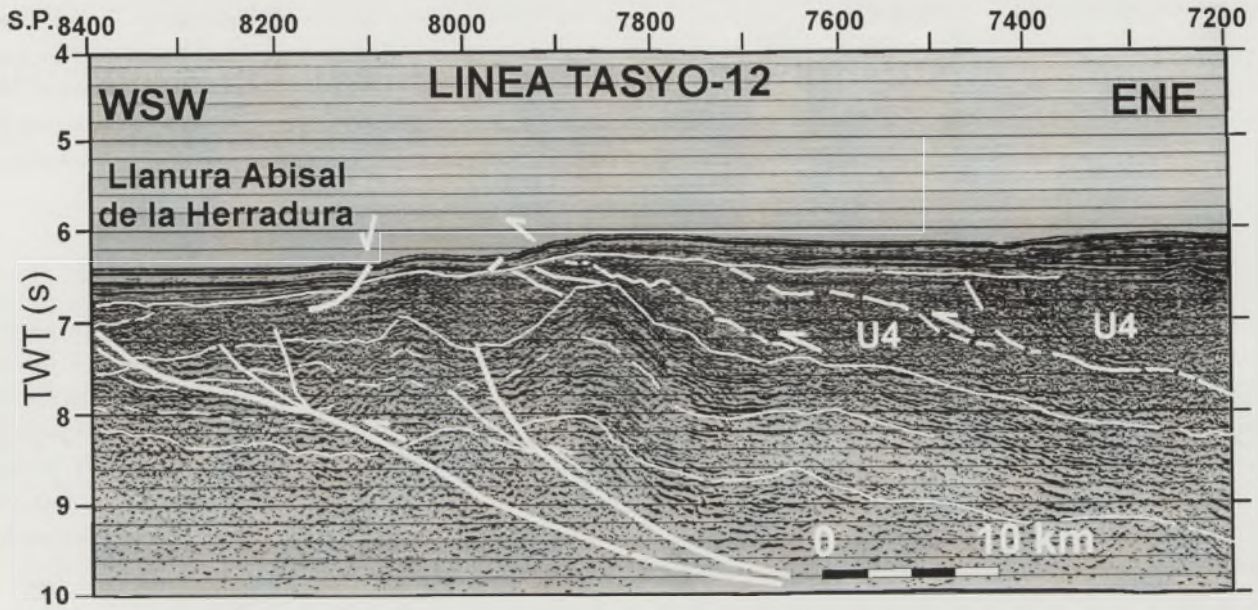


FIGURA 3. *Segmento del perfil sísmico TASYO2000–12, perpendicular a las líneas batimétricas, en el que se observa la morfología del talud inferior así como el límite con la llanura abisal de la Herradura. U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.*

El tránsito del talud inferior a la Llanura Abisal de Herradura se produce a 4800 m de profundidad, y está definido por un escarpe tectónico de orientación general NE-SO. En su extremo septentrional este escarpe tiene aproximadamente 650 m de desnivel, si bien hacia el S se suaviza hasta alcanzar unos 350 m de desnivel, y se articula en dos escalones limitados a su vez, por escarpes de menor entidad , que alcanzan desniveles de 200, 100 y 50 m sucesivamente de este a oeste (Fig. 3).

El talud inferior del Sector de Sena presenta un perfil convexo, caracterizado por la presencia de irregularidades del fondo generadas por procesos de inestabilidad: actividad de fallas, procesos erosivos asociados al desarrollo de canales, procesos gravitacionales caracterizados por deslizamientos y minicuencas, e incluso por migración y escape de fluidos. El talud inferior pasa a la Llanura Abisal de Sena aproximadamente a los 4200 m de profundidad (Fig. 1). Este tránsito se produce de una forma neta, definida por la presencia de un marcado punto de inflexión entre la geometría convexa y ondulada del talud con respecto a la morfología plana de la llanura abisal (Fig. 4).

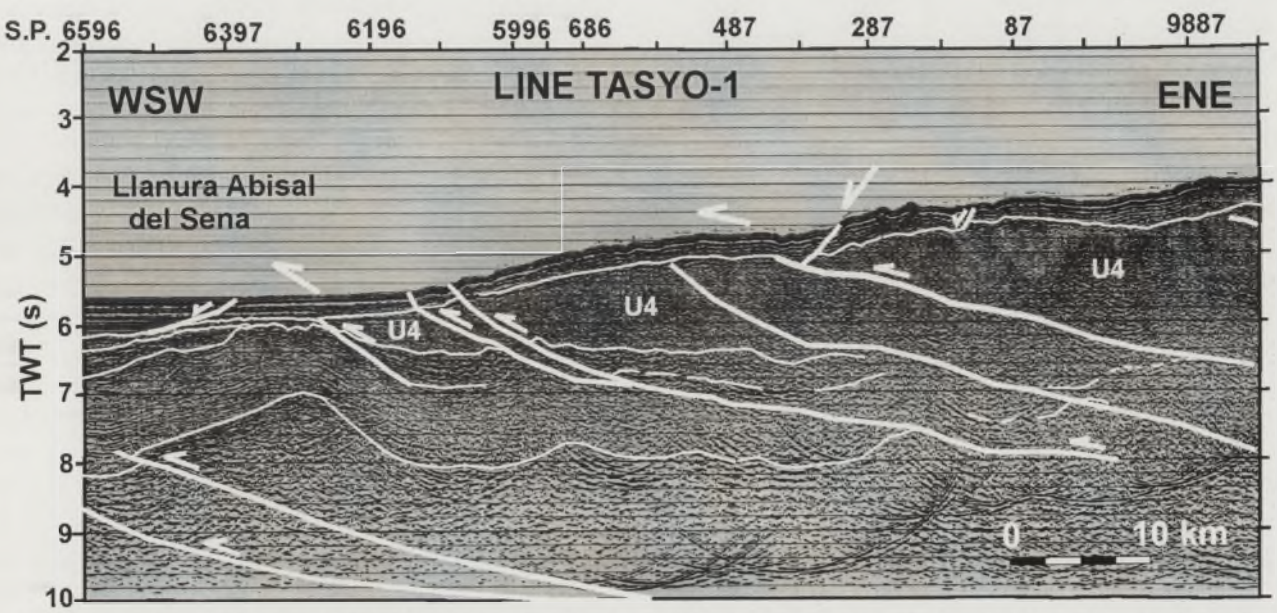


FIGURA 4. *Segmento del perfil sísmico TASYO2000–1, perpendicular a las líneas batimétricas, en el que se observa la morfología del talud inferior así como el límite con la llanura abisal de Sena. U4: Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz.*

DISCUSIÓN: CONTROL TECTÓNICO

La morfología del talud inferior está controlada por el desarrollo de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz. Esta unidad forma una cuña orogénica en la parte E del margen, y hacia el O da lugar al desarrollo de masas olistostrómicas (Maldonado *et al.*, 1999; Vázquez *et al.*, 2001). La geometría convexa del margen está ocasionada por el sucesivo emplazamiento de esta unidad. La influencia morfológica de este cuerpo se extiende hasta 4000 m de profundidad (Figs. 1 y 4) y está marcada por uno de los principales frentes de emplazamiento de la cuña. Por otro lado, la presencia de estructuras antiguas y la actividad tectónica actual ejercen también una importante influencia sobre la morfología de la superficie del fondo, especialmente cuando el espesor del conjunto alóctono es menor.

En el sector Herradura la influencia del cuerpo alóctono sobre la morfología del talud inferior es menor, dado que el límite inferior del talud alcanza una mayor profundidad y extensión. El límite con el margen del Algarve se caracteriza por un valle ocasionado por el desarrollo de fallas gravitacionales en el segmento superior del talud inferior. Por otro lado, la zona de escarpes del límite inferior del talud está causada por la actividad de una falla inversa principal (Fig. 3) que afecta al basamento, atraviesa el relleno sedimentario y deforma la superficie del fondo generando un suave relieve positivo. La importancia de este relieve y del escarpe asociado es mayor hacia el NE mientras que hacia el S, es desmantelado por la actividad de fallas secundarias.

En el sector Sena la influencia morfológica del cuerpo alóctono es mayor. De hecho, el tránsito entre el talud inferior y la llanura abisal corresponde al frente externo de este cuerpo, así mismo las ondulaciones del talud están generadas por cabalgamientos dentro del mismo. Por último, la reactivación y deformación de las estructuras y materiales que forman parte de esta cuña queda reflejada por la existencia de diversos procesos que favorecen su inestabilidad.

Se constata que la morfología del talud inferior esta controlada por la estructura de la Unidad Alóctona del Golfo de Cádiz tanto por su emplazamiento como por su evolución reciente. El talud inferior se sitúa sobre un sustrato inestable, con una actividad tectónica reciente y una delgada cobertera sedimentaría, su tránsito hacia la llanura abisal es brusco, siendo remarcable que el dominio fisiográfico del ascenso continental no aparece desarrollado. Por otra parte, se trata de un dominio de elevada pendiente que favorece una transferencia sedimentaria bastante directa entre el talud medio y la llanura abisal. La ausencia de un ascenso continental, así como las características del talud inferior ponen de manifiesto las peculiaridades geológicas del margen continental del Golfo de Cádiz frente a los márgenes adyacentes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado a través de los proyectos: MAR-98-0209 (TASYO) y REN2002-04117-C03-01/02/03 (GADES) y de las acciones especiales MVSEIS (EUROMARGINS 01-LEC-EM24F) REN2002-11669-E y MOUNDFOURCE (EUROMARGINS 01-LEC-EMA06F) REN2002-11668E. Agradecemos su apoyo a la dotación del BIO Hespérides y a los miembros de la UTM durante la realización de la campaña TASYO-2000.

REFERENCIAS

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río; V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003): Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1): 19-22.

Maldonado, A., Somoza, L. y Pallares, L. (1999): The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz, geological evolution central North Atlantic. *Marine Geology*, 155: 9-43.

Smith, W. H. F. y Sandwell, D. T. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1957-1962.

Vázquez, J.T. y Vegas, R. (2000): Estilos diferentes de deformación en el límite de placas entre África y Eurasia, desde el Arco de la Herradura al Mar de Alborán. En: *2° Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, S03-19: 147-148.

Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea T., Maestro A., Maldonado A. y Vegas R. (2001): "Olistostrome" Tectonic Fronts under the Eurasia-África Convergence in the Gulf of Cadiz. En: Workshop on the *Geodynamics of the Western part of Eurasian-African Plate Boundary (Azores-Tunisia)*. Boletín ROA, n° 3/2001, 2 p.

Estudio de alta resolución de las fallas activas y de procesos sedimentarios asociados al cañón de São Vicente, margen sudoeste de Iberia

A. Vizcaino[1], E. Gràcia[1], R. Pallàs[2], P. Terrinha[3], C. Escutia[4], J. Dañobeitia[1], C. Jacobs[5] y Hits Cruise Party

1 UTM-CSIC, Centre Mediterrani d'Investigacions Marines i Ambientals, Pg. Marítim de la Barceloneta 37-49, 08003 Barcelona. alexis@utm.csic.es, egracia@utm.csic.es, jjdanobeitia@icm.csic.es
2 Dept. de Geodinàmica i Geofísica, Univ. Barcelona, c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona. raimonpallas@ ub.edu
3 Instituto Geológico e Mineiro, Dpto. Geologia Marinha, Estrada da Portela, 02720 Alfragide, Portugal. pedro.terrinha@igm.pt
4 Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-UGR), Campus Fuentenueva, 18002 Granada. cescutia@ugr.es
5 Challenger Div. Seafloor Processes, Southampton Oceanography Centre, Empress Dock, SO14 3ZH Southampton, United Kingdom. clj@soc.soton.ac.uk

ABSTRACT

The Southwest Iberian Margin is caracterized by an intense and diffuse seismic activity due to the convergence between Eurasian and African plates. The aim of the next study is to set the different structures and sedimentological and acoustic facies on São Vicente Canyon from TOBY mosaics, TOPAS profiler, Swath bathymetric, acoustic backscatter and multichannel seismic images. São Vicente Canyon is settled in a syncline where we identified several active faults in the bottom (São Vicente Faults and Horseshoe Faults). The tectonic activity has continued until present, demostrated in one hand because actual shallow origin of actual earthquake hypocentres and in a second hand by presence of step escarpments along the thrust trace. These faults control the canyon direction which is suggested by the angular trace and on BIGSETS seismic profiles. The canyon floor appears highly reflective on TOBI mosaic due to be the rock outcrops. Furthermore, there are a big amount of acoustic facies which correspond with different sedimentological facies.

Key words: *S. Vicente Canyon, active faults, slope unstability, TOBI sidescan sonar, Swath-bathymetry.*

INTRODUCCIÓN

El margen sudoeste de la Península Ibérica comprende la actual frontera de placas entre Euroasia y África, la cual se acomoda a lo largo de una ancha zona de deformación. La convergencia entre placas, de unos 4 mm/yr (Argus *et al.*, 1989), se caracteriza por una intensa actividad sísmica (Buforn *et al.*, 1995) origen de los terremotos y *tsunamis* de mayor magnitud en Europa Occidental, como el terremoto y *tsunami* de Lisboa de 1755 (M_w~8.5) (Zitellini *et al.*, 2001), y el terremoto de 1969 en la llanura abisal de Herradura (M_w=8.0) (Fukao *et al.*, 1973). El cañón de São Vicente se encuentra en el extremo sudoeste de la Península Ibérica (Fig. 1), y posiblemente está relacionado con la falla de dirección Odemira-Ávila (*Alves et al.*, 2003) la cual tiene una longitud de más de 400 km. La génesis de esta fractura se puede relacionar con la fracturación tardihercínica. El cañón se encaja en un sinclinal laxo entre dos anticlinales mayores.

En 1998, y con el objetivo de identificar estructuras sismogénicas activas en el suroeste de Iberia, como responsables del terremoto y tsunami de Lisboa de 1755, el programa de "Medio-Ambiente y Clima" de la CE (Comisión Europea) financió el proyecto BIGSETS (Big Sources of Earthquakes and Tsunami in SW Iberia) (Mendes Victor *et al.*, 1999). En el marco de este proyecto europeo se realizaron dos campañas de geofísica marina abarcando la región limitada por la latitud 36°-38°N y longitud 9°-10°30'O: la campaña BIGSETS a bordo de la NO Urania (Noviembre de 1998) con adquisición de perfiles de sísmica de reflexión multicanal (Zitellini *et al.*, 2001; Gràcia *et al.*, 2003a); y la campaña PARSIFAL a bordo del BIO Hespérides (Mayo del 2000), con adquisición de datos de batimetría multihaz. Posteriormente, realizamos el proyecto HITS (High Resolution Imaging of Tsunamigenic structures in the Southwest Iberian Margin) en el que utilizamos el sonar de alta resolución TOBI (obtenido como EC-Large Scale Facility) a bordo del BIO Hespérides con la finalidad de identificar estructuras no observables con métodos acústicos convencionales y cartografiar depósitos asociados a las fallas activas (Gràcia *et al.*, 2001; Gràcia *et al.*, 2003b).

En este trabajo presentamos el resultado de la interpretación integrada y multidisciplinar de datos acústicos y sísmicos de alta resolución para determinar los procesos activos que ocurren a lo largo del Cañón de São Vicente, y

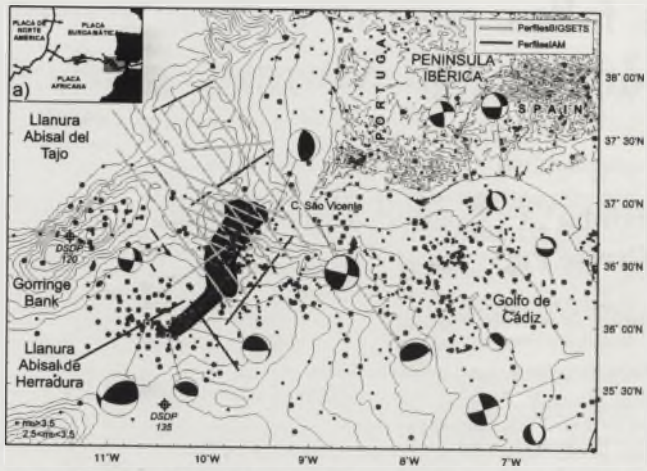


FIGURA 1. *Mapa batimétrico del sudoeste de la Península Ibérica (modificado a partir de Gràcia et al., 2003b). Las líneas en gris corresponden a la sísmica multicanal del proyecto BIGSETS y en negro la sísmica multicanal de IAM. El área en gris corresponde al mosaico TOBI. Los círculos muestran epicentros y las estrellas muestran los epicentros que indican las componentes del movimiento. (Isobatas cada 500 metros).*

su relación con la actividad sísmica que ocurre en el margen del sudoeste de Iberia.

DATOS Y MÉTODOS

Este trabajo se basa en la integración de los datos geofísicos marinos de diferente resolución adquiridos en el marco de proyectos nacionales e internacionales desde 1994 (proyecto Europeo IAM, Iberian Atlantic Margins) hasta la las campañas más recientes (HITS 2001): Batimetría multihaz, Retrodifusión acústica del sonar lateral TOBI, perfilador de sedimentos TOPAS; sísmica multicanal de alta resolución (0-4 s TWTT) y sísmica multicanal profunda (0-12 sTWTT).

Los datos de batimetría multihaz se adquirieron con la sonda multihaz Simrad EM12S durante las campañas PARSIFAL 2000 y HITS 2001 del BIO Hesperides y cubren la totalidad del cañón, desde la cabecera hasta la desembocadura en la llanura abisal de Herradura (Gràcia *et al.*, 2001; 2003a).

Durante la campaña oceanográfica HITS (2001) se obtuvieron los datos del sonar de barrido lateral de alta resolución TOBI (Towed Ocean Bottom Instrument). Original de Southampton Oceanography Centre (Reino Unido), el TOBI es un vehículo que opera a distancias que oscilan entre 200 y 400 metros del fondo oceánico y siempre por encima de 5000 m de profundidad. Este sistema incluye un sonar de barrido lateral de 30 kHz, un perfilador de subsuperficie de 6-7 kHz y un magnetómetro de 3 componentes. Como resultado se obtienen imágenes de sonar y mosaicos (con una resolución de 6 m y un barrido lateral de 6 km), por lo que el sonar de barrido lateral TOBI permite discriminar estructuras en superficie que con otro sistema acústico convencional resultaría imposible de observar.

Utilizando el perfilador TOPAS, que penetra alrededor de 50 metros por debajo del fondo, se adquirieron 5 perfiles en el área del Cañón de São Vicente, sumando más de 200 millas náuticas lineales. La calidad de los perfiles resultantes no es demasiado buena debido a la abrupta topografía submarina. Los perfiles TOPAS, de la campaña HITS, salvan desniveles de 800 metros en distancias muy cortas. Otro aspecto que condiciona la calidad de los perfiles es su trayectoria respecto a las grandes estructuras, siendo siempre subparalela.

Respecto a los datos de sísmica de reflexión, hemos utilizado de la campaña BIGSETS98 los perfiles BS7, BS8, BS9, BS10, BS11, BS12, BS13, BS20, BS21, BS22, BS23 y BS24 ya que todos ellos intersectan el cañón. De la campaña IAM se han usado los perfiles IAMw2 y IAMw4. Estos perfiles de sísmica multicanal de alta resolución permiten observar el aspecto de las estructuras sedimentarias en profundidad complementando a los perfiles de TOPAS.

RESULTADOS

La imagen TOBI muestra una gran asimetría entre los flancos del cañón. Las direcciones del cañón identificadas en la imagen TOBI se pueden dividir en los siguientes 6 segmentos de norte a sur: El segmento 1 tiene una longitud de 22km y azimut 53°N hasta llegar a la inflexión; el segmento 2 tiene una longitud de 9 km y dirección 72°N; el 3r segmento, de 10km, tiene una dirección 16°N; el segmento 4 de 41°N de dirección y 10 km de longitud; el segmento 5 tiene una longitud de 20Km y dirección 350°N y el 6° segmento, que se conoce como falla de Herradura, tiene una longitud de 47 km i un azimut de 43°N. La linealidad de los flancos sugiere que las fallas controlan la morfología y estructura del cañón. El cañón, con una longitud alrededor de los 100km, representa una zona de *bypass* entre el continente y la Llanura Abisal de Herradura por su continuidad (entre 200 metros de profundidad y 4800 metros). Los flancos del cañón presentan pendientes muy abruptas, con alrededor de 2000 metros de desnivel entre las partes más elevadas de los flancos y el fondo del cañón. La anchura del Cañón de São Vicente es superior a 15 km en la mayoría de su recorrido. La mitad superior (Fig. 2b) del mosaico TOBI cubierta por 4 barridos de sónar, corresponde al Cañón de São Vicente propiamente dicho. La mitad inferior que corresponde a la llanura abisal de Herradura y a la falla de Herradura ha podido ser cubierta por 2 barridos de sónar. En la mitad superior se observa como el fondo del cañón corresponde a una zona de muy alta reflectividad producida por el afloramiento del substrato de edad probablemente mesozoica. Ocasionalmente se observan pequeñas áreas de menor reflectividad en el fondo del cañón, que corresponden a zonas cubiertas por sedimento reciente. En el flanco este del cañón se observan alineaciones que pueden deberse a la actividad de la falla. Esta falla afecta al material cenozoico tal y como se observa en los perfiles MCS de BIGSET

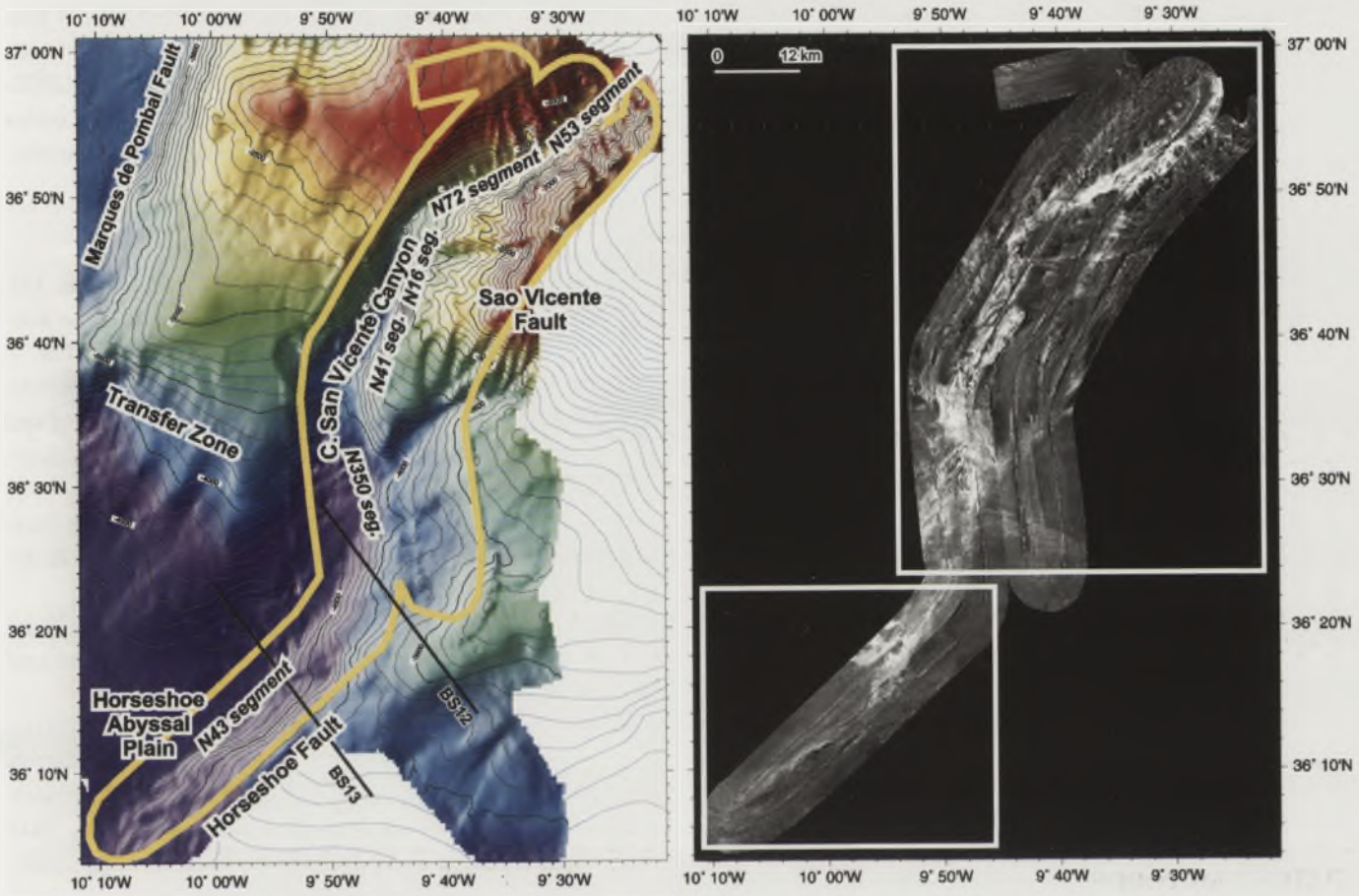


FIGURA 2. *a) Mapa batimétrico donde se indica con detalle el área cubierta por mosaico de TOBI. b) Mosaico TOBI donde se pueden observar las distintas reflectividades de las diferentes facies acústicas. Los rectángulos muestran la zona de la falla de São Vicente y la de la falla de Herradura. (Isobatas cada 100 metros).*

(Zitellini *et al.*, 2001)(Gràcia *et al.*, 2003a). Algunas de las lineaciones en el flanco Este del cañón, situadas sobre material poco reflectivo, están producidas por el afloramiento de las unidades estratificadas. Dicha estratificación es interrumpida de modo repentino hacia el norte por un escarpe abrupto, y hacia el este y el sur por material de mayor homogeneidad y menor reflectividad. Se observan cañones y canales tributarios al este del Cañón de São Vicente. En ellos se atisban morfologías generadas por procesos erosivos y sedimentarios propios del régimen de canal submarino. En esos canales tributarios no llega a aflorar substrato, la reflectividad es relativamente baja pero muy variable espacialmente, propia de los canales *braided*. Entre los diferentes canales tributarios existe sedimento muy homogéneo de baja reflectividad indicando la presencia de sedimento hemipelágico.

En la mitad inferior del mosaico TOBI se observan dos bandas de baja reflectividad que envuelven a una banda central de reflectividad muy alta (Fig. 2b). La baja reflectividad del fondo de la cuenca seguramente es producida por la cobertura de sedimento hemipelágico y por depositos generados por procesos turbidíticos. La zona de mayor reflectividad y con la presencia de alineaciones se debe al afloramiento de la falla de Herradura que limita con la Llanura Abisal de Herradura por el noroeste. Los perfiles sísmicos BS13 muestran como la falla de Herradura afecta al material en superficie. En el perfil BS12 se observa que la falla no llega a aflorar aunque afecta como "cabalgamiento viejo" las unidades cuaternarias (Fig. 3). Las alineaciones al este de la falla de Herradura son posiblemente debidas a la estratificación. Al pie de la falla se observan lóbulos de reflectividad alta debidos probablemente a deslizamientos asociados a la actividad de la falla.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

La morfología y dirección del Cañón de São Vicente están controladas por fallas. La forma asimétrica, levemente curvada y las marcas de fondo de cañón así lo indican. Este sistema de fallas (falla de São Vicente) parece corresponder a la prolongación hacia el NNO de la falla de Herradura. Cabe la posiblidad que exista alguna relación entre los segmentos de falla de São Vicente y la zona de la falla emer-

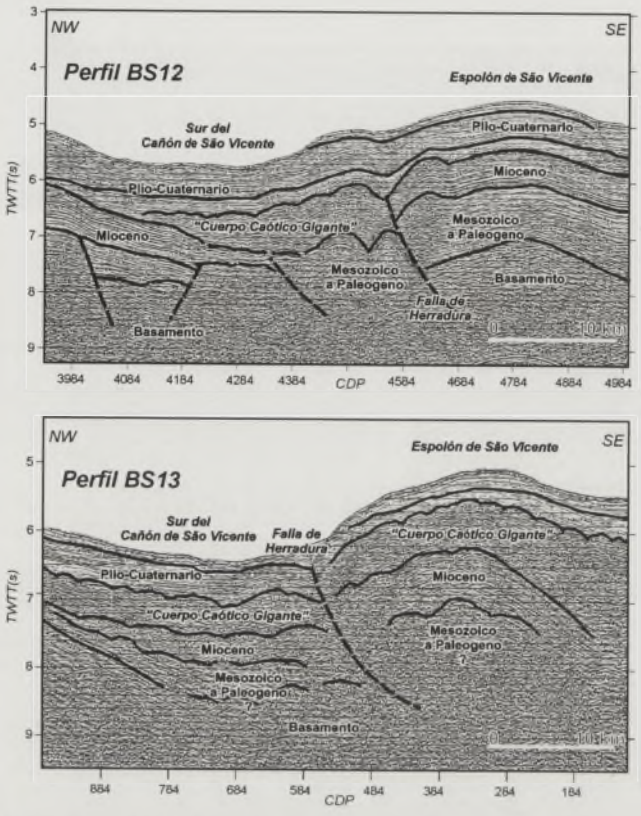


FIGURA 3. *Perfiles de sísmica multicanal interpretadosque fueron adquiridos durante la campaña oceanográfica BIGSETS98. La imagen superior (perfil BS12) se observa como la falla de Herradura no afecta al sedimento de superficie. En la imagen inferior (perfil BS13) la falla afecta a los materiales superficiales. En ambas se observa como el cañón está ubicado en un sinclinal limitado al este por la falla inversa de Herradura y un anticlinal que corresponde al espolón de São Vicente y al oeste con el anticlinal de la Falla de Marquês de Pombal (Gràcia et al., 2003b).*

gida Odemira-Ávila (*Alves et al.*, 2003). El Cañón de São Vicente representa un "bypass" entre la zona emergida continental y la llanura abisal debido a sus dimensiones y a su gran continuidad. La actividad del sistema de fallas del cañón aún perdura tal y como demuestran los siguientes factores: localización de sismos superficiales en la vertical del cañón, evidencias de fallas que afectan los sedimentos más recientes y la superficie, y procesos de desestabilización de los flancos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecemos la financiación del MCYT Acción Especial HITS (REN2000-2150-E), a la Comisión Europea EASSS-III programa (HPRI-CT99-0047), al proyecto del Plan Nacional IMPULS (REN2003-05996MAR), a la Acción Especial EUROMARGINS-SWIM (REN2002-11234-E-MAR). Agradecemos a todos los miembros en las Campañas BIGSETS, HITS y PARSIFAL su participación.

REFERENCES

Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. y Monteiro, J.H. (2003) Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology*, 195 (1-4): 75-108.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S. (1989): Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate Motion Circuit and Tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research*, 94(B5): 5585-5602.

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

Fukao, Y. (1973): Thrust Faulting at a Lithospheric Plate Boundary The Portugal Earthquake of 1969. *Earth and Planetary Science Letters*, 18: 205-216.

Gràcia, E., Dañobeitia, J.J. y HITS cruise party (2001): High-Resolution Imaging of Tsunamigenic Structures in the SW Iberian Margin (Eurasia-Africa Convergence): Implications for Seismic Hazard Assessment. *EOS Transactions AGU*, 82(47), Fall meeting Supplement, San Francisco (USA), S51B-0610.

Gràcia, E., Dañobeitia, J.J., Vergés, J. y Bartolomé, R. (2003a): Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian Margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22 (4): 1033-1057.

Gràcia, E., Dañobeitia, J.J., Vergés, J., y PARSIFAL Team (2003b): Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): Implications for seismic hazard assessment in the SW Iberian Margin. *Geology*, 31(1): 83-86.

Mendes-Victor, L., Ribeiro, A., Cordoba, D., Persoglia, S., Pellis, G., Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Dañobeitia, J.J. y BIGSETS Team (1999): Big Sources of Earthquakes and Tsunami in SW Iberia. *Eos Transactions AGU*, Fall meeting, T12B-01.

Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R. y Torelli, L. (1999): The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali di Geofisica*, 42 (1): 49-55.

Zitellini, N., Mendes Victor, L., Córdoba, D., Dañobeitia, J.J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., y BIGSETS Team (2001): Source of the 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *EOS Transactions AGU*, 82: 285-290-291.

DEFORMACIÓN INTRAPLACA

Reactivación intraplaca de un relieve apalachiano: Las Sierras de Guadalupe y Montánchez

J. Álvarez, A. Muñoz Martín, G. de Vicente y R. Vegas

Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Jose Antonio Novais s/n, 28040 Madrid. jag@geo.ucm.es

ABSTRACT

In this work, we reconcile structural data analysis with geomorphologic observations to better constrain the morphotectonic evolution of the Guadalupe and Montánchez intraplate ranges located in western central Iberia. Fault slip data analysis and geological mapping suggest a global episode of uplift and northwest tilting during Pliocene times. The Hercynian basement was then uplifted by a NW verging thrust developing Plio-Quaternary syntectonic alluvial fans "Raña deposits". The present-day landscape of these ranges should be interpreted as a result of the interaction of (neo) tectonic forcing and longitudinal fluvial erosion.

Key words: *morphotectonic evolution, intraplate ranges, neotectonics, landscape, fluvial erosion.*

INTRODUCCIÓN

La Sierras de Guadalupe y Montánchez, situadas al este de la provincia de Cáceres, constituyen un cinturón montañoso aislado con una orientación NE-SO que limita al norte con el río Tajo y al sur con el Guadiana. La máxima cota de este macizo se denomina "La Villuerca", con 1600 metros de altitud, desde donde parten con dirección NO-SE una serie de sierras cuarcíticas plegadas durante la orogenia hercínica y arrasadas a lo largo del Mesozoico, dando lugar a un relieve de tipo "apalachiano" que fue rejuvenecido durante la orogenia alpina hasta, probablemente, la actualidad.

Desde el punto de vista tectónico, las Sierras de Guadalupe y Montánchez se corresponden con una elevación de basamento a favor de un cabalgamiento intraplioceno con geometría de rampa monoclinal y buzamiento aproximado de 40º hacia el NO, presentando un estilo tectónico de "piel gruesa", sin tegumento asociado (Fig. 1). Dicho cabalgamiento tiene un recorrido de unos 80 km, enlazando en su sector suroccidental con el cabalgamiento E-O que define el borde norte de las Vegas Bajas del Guadiana y, en su sector nororiental con el cabalgamiento sur de los Montes de Toledo. Cabe destacar que en el labio hundido de esta estructura, se disponen un conjunto de abanicos aluviales sintectónicos formados por capas subhorizontales de materiales arcillosos con abundantes cantos de cuarcitas, conocidos con el nombre de "rañas".

El objetivo principal de este trabajo es el de integrar datos estructurales y observaciones morfotectónicas, que nos permitirán entender la evolución de un relieve hercínico previo como consecuencia de la transmisión de la deformación alpina hacia el interior del bloque ibérico.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL FRÁGIL

Para analizar los esfuerzos responsables de la deformación frágil en el borde sur de la Sierra de Guadalupe, se realizó un análisis estructural frágil con técnicas de análisis poblacional de fallas, obteniéndose 82 planos de falla con estrías en cuatro estaciones de medida (Fig. 2). Tres de las estaciones se localizaron en las proximidades del contacto entre los materiales paleozoicos y las rañas pliocenas, mientras que la estación nº 3 (Grauva) se localizó en el interior del bloque levantado de la Sierra (Fig. 1). Para calcular los estados de paleoesfuerzos se aplicó el método de inversión de esfuerzos (Reches *et al.*, 1992), que permite estimar tanto el tensor reducido de esfuerzos, como los parámetros friccionales durante el deslizamiento de las fallas.

A partir de los datos de las cuatro estaciones se calcularon 5 tensores de paleoesfuerzos (Fig. 2 y Tabla I), que se pueden agrupar claramente en dos conjuntos diferenciados: A) Un conjunto de tensores con una dirección de máximo esfuerzo horizontal (SHMAX) N70E a E-O, que activa fallas inverso direccionales N30E y N130E y fallas inversas N-S. B) un conjunto de dos tensores con dirección de SHMAX N150 a N-S que activa fallas inversas de dirección N70E, desgarres sinestrosos de dirección N-S y fallas inverso direccionales N100E. En la estación Grauva se ha calculado un tensor de tipo extensional (3B), con la misma orientación de SHMAX que el de desgarre (3A), pero con σ_1 y σ_2 permutados entre sí, indicando una posible actividad extensional posterior o simultánea a la actividad en régimen de desgarre. En cuanto a las cronologías relativas, no se han podido obtener tensores de los dos grupos en la misma estación, si bien en la estación de Puerto Rey hay dos fallas inversas que indican compresión norteada que cortan a las fallas inverso direccionales asociadas a la compresión E-O.

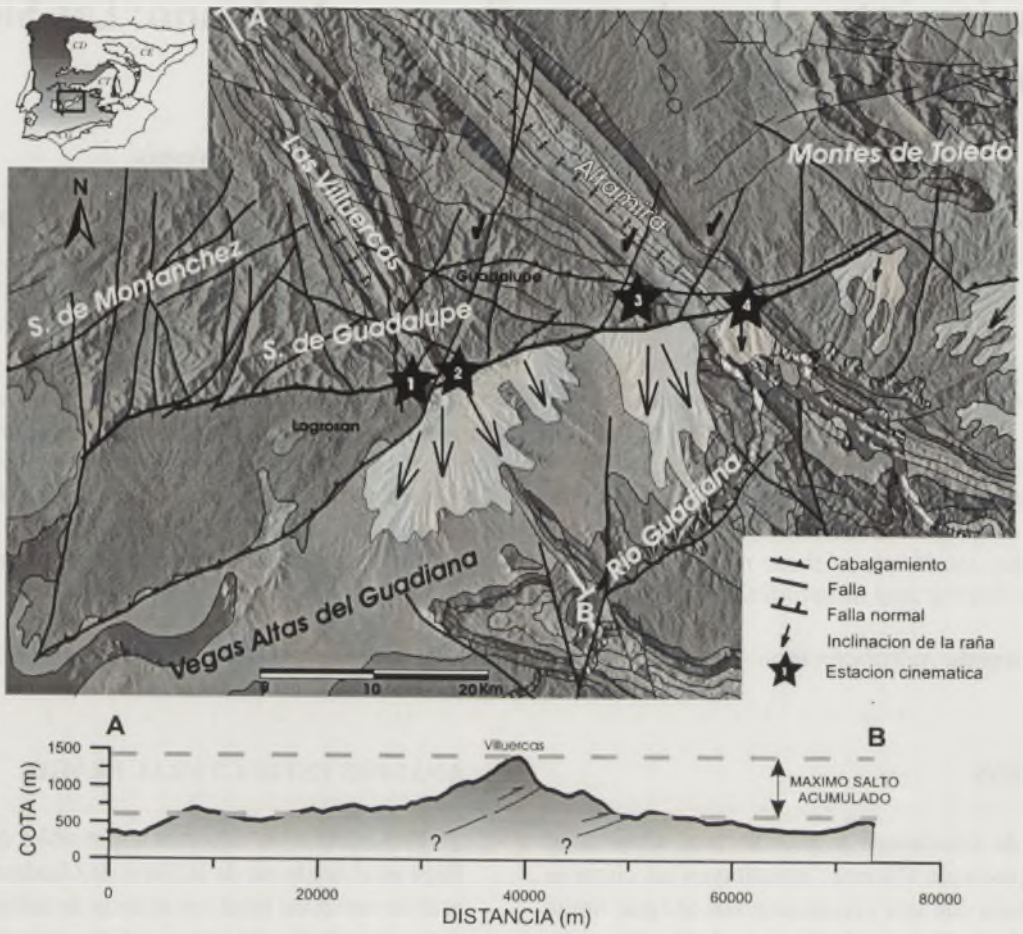


FIGURA 1. *Esquema geológico – estructural sobre un modelo digital de elevaciones y corte simplificado de la Sierra de Guadalupe.*

CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA

En una primera inspección del relieve de la zona de estudio queda patente que este fue modelado sobre una estructura de plegamiento antigua, nivelada por diversas superficies de erosión y rejuvenecida posteriormente (Sos Baynat, 1956).

La alternancia de series cuarcíticas y pizarrosas, junto a la erosión diferencial generaron unas condiciones óptimas para el desarrollo del relieve apalachiano, observándose, en líneas generales, la isoaltitud en todas las culminaciones paralelas, testimonio de las citadas superficies de erosión (Tello, 1986). Sin embargo, se observan individualizaciones parciales a modo de escalones, debidas a fallas inversas NE-SO (cabalgamiento de Guadalupe-Montánchez) y desgarres N30 que degradan esa igualdad, dando un aspecto asimétrico, en crestones, que delimita la divisoria de aguas actual entre las cuencas del Tajo y del Guadiana (Fig. 3).

Estas estructuras controlaron los movimientos neotectónicos que afectan al desarrollo de la red fluvial actual (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994), observándose de manera generalizada un marcado basculamiento hacia el NO del basamento hercínico del bloque de Guadalupe-Montánchez así como de los depósitos neógenos de la Cuenca del Guadiana (Rodríguez Vidal *et al.*, 1988).

La interacción de esta actividad neotectónica junto con la capacidad erosiva de la red de drenaje longitudinal a la cadena definió la morfología actual de estas sierras (Hovius, 2000), y favoreció la génesis de los depósitos de rañas en el borde activo del frente montañoso, tal y como sugiere el estudio del drenaje longitudinal a la cadena (Fig. 4).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El paisaje actual de las sierras de Guadalupe-Montánchez debe entenderse como una interacción entre procesos tectónicos y erosivo-sedimentarios en el marco de la evolución geodinámica intraplaca del interior ibérico.

En estas cadenas, el relieve del basamento se consolida como consecuencia de los plegamientos producidos por la orogenia hercínica y desde entonces sufre un proceso lento de destrucción originado por el encajamiento de la red fluvial a favor de una serie de crestas y valles de dirección NO-SE. De esta manera surge el relieve de tipo "apalachiano" predominante en esta zona.

Durante el Cenozoico, la tectónica intraplaca generó pliegues litosféricos de orientación E-O y NE-SO acompañados de deformación frágil en los niveles superiores de la corteza (Cloetingh *et al.*, 2002). Esta situación favoreció las

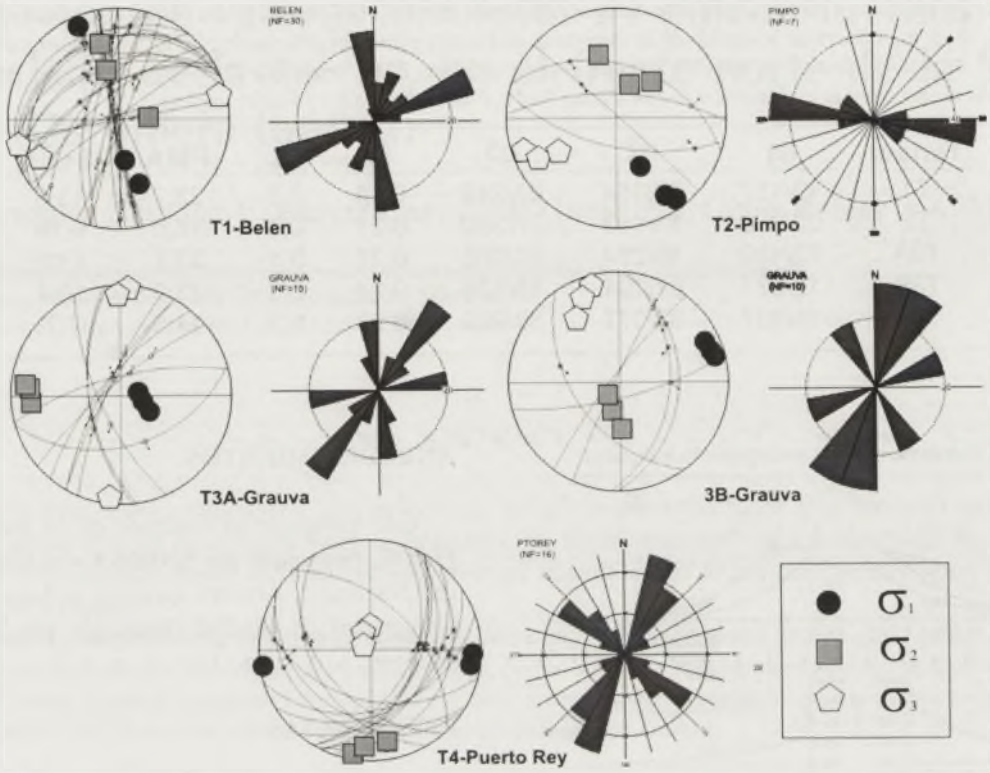


FIGURA 2. *Soluciones tensoriales con las fallas explicadas por el método de inversión de esfuerzos (Reches* et al., *1992) y rosas de direcciones de las fallas para los cinco tensores de paleoesfuerzos calculados (Fig. 1 y Tabla I).*

FIGURA 3. *Red de drenaje, esquema morfotectónico regional y solución tensorial media calculada para la deformación reciente en la zona de estudio.*

TABLA 1. *Soluciones obtenidas con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches* et al., *1992) en las cuatro estaciones cinemáticas analizadas (figs. 1 y 2).* σ_1, σ_2 *y* σ_3, *inmersión y sentido de la inmersión de los tres esfuerzos principales; R, factor de forma del tensor de esfuerzos* $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$; μ, *coeficiente de fricción durante el deslizamiento; PMA, angulo de desviación de los ejes principales (°); SLIP, angulo de desviación media entre la estría real y la calculada; Fe/Ft, Fallas explicadas / Fallas totales.*

Estación	Tensor	σ1	σ2	σ3	R	μ	PMA	SLIP	Fe/Ft
BELEN	T1	13/157	76/354	03/248	0,14	0,2	23,7	13,5	(19/27)
PTOREY	T2	02/092	11/183	77/350	0,21	0,3	16,5	6,18	(15/16)
GRAUVA	T3A	72/100	16/274	01/005	0,27	0,1	23,7	9,09	(10/20)
	T3B	12/071	67/194	18/336	0,24	0,3	23,9	10,4	(6/20)
PIMPO	T4	15/337	32/077	53/225	0,23	0,2	24,5	7,7	(5/6)

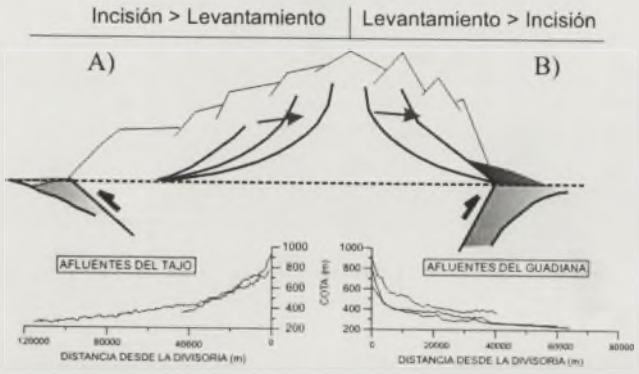


FIGURA 4. *Modelo conceptual de desarrollo de perfiles longitudinales de ríos en una cadena: a) Si la incisión fluvial supera a la tasa de levantamiento el perfil longitudinal se desplaza hacia el interior de la cadena y la topografía define una rampa suave hacia la divisoria de aguas. b) Si la tasa de levantamiento supera a la de incisión fluvial el perfil longitudinal se escalona y migra hacia el frente activo. La inestabilidad periódica de las pendientes genera depósitos brechoides (Raña) al pie del frente montañoso que alternan con depósitos conglomeráticos. En la parte inferior de la figura se presentan los perfiles longitudinales de la red fluvial a ambos lados de la Sierra de Guadalupe-Montánchez. Modificado de Hovius (2000).*

directrices principales para la distribución actual de cadenas y cuencas. Sin embargo, durante el Mioceno los relieves se estabilizan mediante el arrasamiento del basamento hercínico y la sedimentación en las cuencas preexistentes relacionadas con el antepaís pirenaico. Esta estabilidad parece romperse en el Plioceno donde la deformación tectónica rejuveneció intensamente el relieve generando escalones morfológicos o elevaciones de basamento con depósitos de raña asociados, a partir de los cuales se define la distribución actual de la red de drenaje que acentúa los contrastes morfológicos previos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto PRIOR, financiado por ENRESA y el Consejo de Seguridad Nuclear. J. Álvarez agradece su beca predoctoral a la Comunidad de Madrid financiada por el Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002): Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5): 1041.

Hovius, N. (2000): Macroscale process systems of mountain belt erosion. En: *Geomorphology and Global Tectonics* (M.A. Summerfield, Ed). John Wiley & Sons, Chichester, England, 77-105.

Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.

Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la cuenca del Guadiana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (1-2): 157-164.

Rodríguez Vidal, J. y Díaz del Olmo, F. (1994): Macizo Hespérico Meridional. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, Ed.). Editorial Rueda, Madrid, 101-122.

Sos Baynat, V. (1956): Geología y morfología de las sierras de las Villuercas (Cáceres). Segunda parte. *Estudios Geográficos*, 64: 327-371.

Tello, B. (1986): Macizo de las Villuercas (Cáceres). En: *Atlas de Geomorfología* (E. Martínez de Pisón y B. Tello, Eds.). Editorial Alianza, Madrid, 111-125.

Determinación de valores absolutos de paleoesfuerzos, basados en el maclado de la calcita, en el frente norte de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica)

J.M. González-Casado[1], C. García-Cuevas[1], P. Gumiel[2], J. Giner-Robles[3] y A. Moreno[1]

1 Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. g.casado@uam.es
2 Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.
3 Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid.

ABSTRACT

Calcite e-twin density (twins/mm) and percentage of calcite grains with one and two twin sets from sparry grains that fill microveins were used to precise the differential stress related with the inversion of the Cameros Basin, a Mesozoic sedimentary basin located in the northwestern part of Iberian Chain (Spain).
The results obtained using techniques based on the percentage of twined grains yield better results that those techniques based on twin density. The deduced stress magnitudes fit well with the differential stress interval proposed for fold-thrust belt domains. Combination of twin data with rock mechanics data provides adequate estimations of differential stresses.

Key words: *paleostress, calcite, twins, differential stress, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas se han desarrollado varios métodos que permiten determinar la magnitud absoluta del esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3) a partir del análisis del maclado mecánico de la calcita (e.g. Jamison y Spang, 1976; Rowe y Rutter, 1990). Los métodos utilizados en este trabajo (métodos de Jamison y Spang, 1976 y de Rowe y Rutter, 1990) se basan en la determinación de la proporción de cristales de calcita contiguos con 0, 1, 2 ó 3 sistemas de maclas, medidos en una pequeña superficie de una lamina delgada, y en la determinación del número maclas por milímetro (índice de maclado) en estos mismo granos. Sin embargo, los resultados obtenidos con ambos métodos difieren casi siempre en un orden de magnitud. Los trabajos recientes (e.g. Ferrill, 1998; Lacombe, 2001) sugieren que el método de Jamison y Spang (1976) da mejores aproximaciones a los valores reales del esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3). Los valores obtenidos no se ajustan exactamente a los valores reales debido a que este método se basa en que el valor del esfuerzo de cizalla resuelto en el plano de macla (τ_c), necesario para que se produzca ésta, es de 10 MPa, valor que no es del todo correcto, ya que varia, por ejemplo, en función de la temperatura, grado de deformación, etc. (e.g. Lacombe, 2001).

El objetivo de este trabajo es establecer cuál de los dos métodos citados es más preciso, comparando los valores del esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3) deducidos del análisis del maclado con otras determinaciones independientes de σ_1- σ_3. Para ello se ha elegido el cabalgamiento del frente norte de la Sierra de Cameros, un cabalgamiento de geometría relativamente simple que superpone los materiales mesozoicos de la Cordillera Ibérica sobre los depósitos cenozoicos de la Cuenca del Ebro. Finalmente, se comparan los resultados obtenidos con los publicados para otras regiones con entornos geotectónicos parecidos.

Por consiguiente, con este trabajo pretendemos contribuir a mejorar la calibración de los paleopiezómetros basados en el maclado mecánico de la calcita.

RESULTADOS

Para establecer los valores del esfuerzo diferencial utilizando los métodos de Jamison y Spang y Rowe y Rutter, se han analizado más de 90 muestras procedentes del frente norte del cabalgamiento de la Sierra de Cameros (Fig. 1). De entre estas muestras sólo se han considerado para el análisis aquellas procedentes de las venas de carbonatos que cortan los materiales del Jurásico Superior - Cretácico Inferior (Secuencia *Sin-rift*), ya que como ha sido demostrado por González-Casado y García-Cuevas (2002) las maclas de estas venas registran la historia de deformación asociada con la inversión de la cuenca cretácica de Cameros durante el Terciario. En la actualidad la Cuenca de Cameros tiene una estructura en *pop-up* y los sedimentos mesozoicos se superponen, mediante un cabalgamiento vergente al norte, más de 30 kilómetros sobre los materiales de la Cuenca del Ebro (p.ej., Casas-Sainz, 1990). La inversión de la Cuenca de Cameros fue probablemente facilitada por la presencia

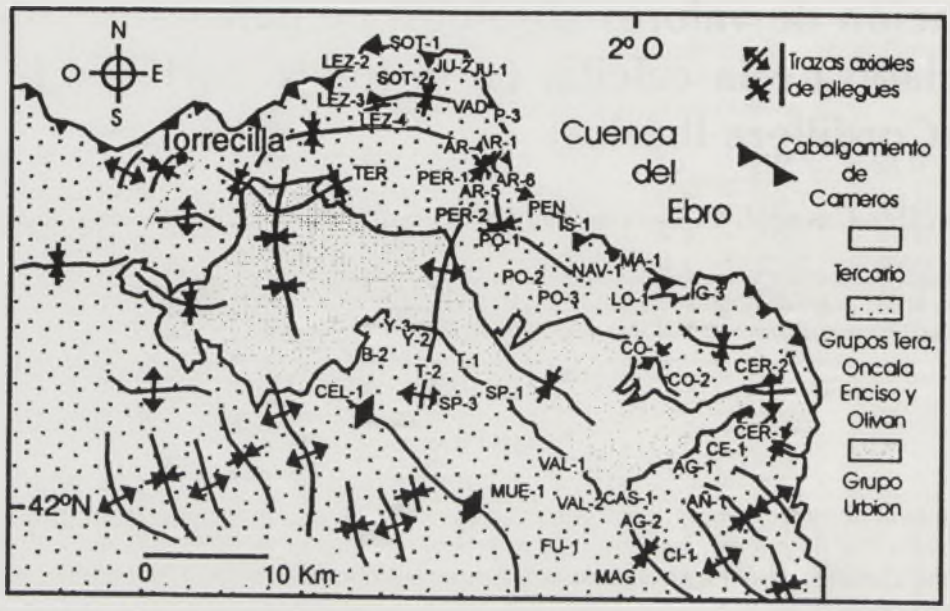


FIGURA 1. *Mapa de situación de las muestras estudiadas en el sector norte de la Sierra de Cameros (esquema geológico modificado de Gil-Imaz, 1999).*

de un nivel de despegue en los niveles evaporíticos de Triásico Superior.

En cada muestra se ha determinado para cada cristal esparítico, su superficie (mm^2), el número de maclas (maclas/mm^2 y maclas/mm), el número de sistemas de maclas y su tipo (Burkhard, 1993), midiéndose aproximadamente 50 granos por muestra. Los resultados indican que el índice de maclado medio es de 23,37 maclas/mm (Fig. 2). En las muestras consideradas la proporción de granos con un sistema de maclas es del 49,8% , con dos conjuntos de maclas hay un 13,3% y, prácticamente, no hay casi cristales con los tres sistemas de maclas posibles. Todas las maclas observadas son de baja temperatura (< 200ºC, Tipo I, Burkhard, 1993).

La aplicación del método de Jamison y Spang, utilizando el porcentaje de granos con un sistema de maclas, proporciona un valor de esfuerzo diferencial de aproximadamente 35 MPa, si se considera el porcentaje de granos con dos sistemas de maclas el valor del esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3) es aproximadamente 57 MPa. El método de Rowe y Rutter sugiere un valor para el esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3) de 188 MPa.

Asumiendo que la mayoría de las maclas se han formado durante la inversión de la Cuenca y para evaluar cuál de estos dos resultados se aproxima más a los valores reales del esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3), se ha considerado en un diagrama de Mohr (Fig. 3) la ley de fricción (inicial y máxima, adaptadas de Byerlee, 1978) que probablemente prevaleció durante la inversión de la Cuenca. En este caso el valor del esfuerzo mínimo (σ_3) se puede estimar considerando un

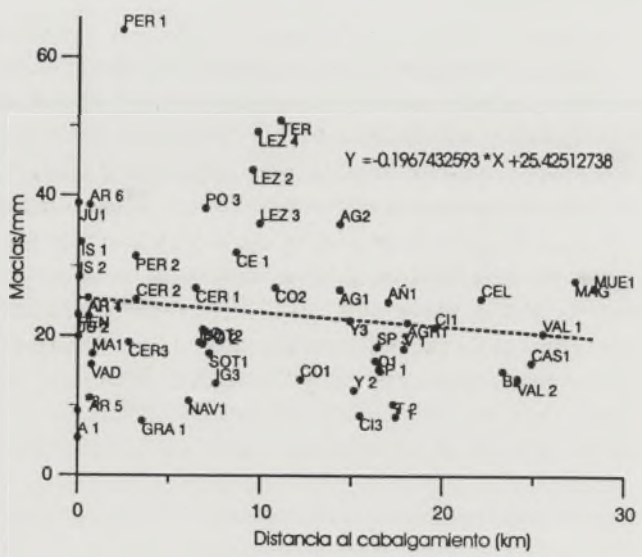


FIGURA 2. *Valores de índice de maclado en función de la distancia al frente del cabalgamiento.*

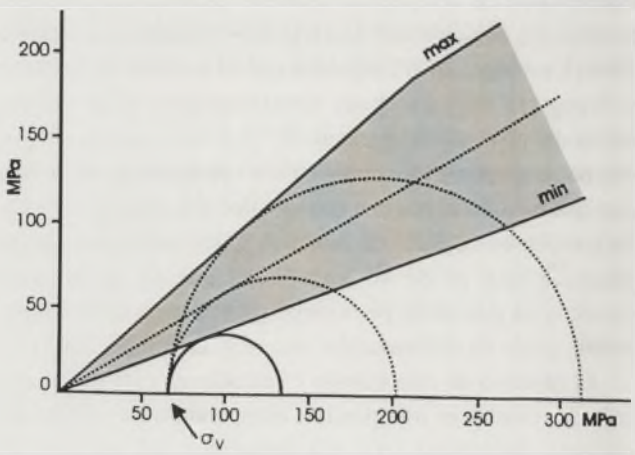


FIGURA 3. *Diagrama de Mohr, con las leyes de fricción (inicial y máxima, basado en Byerlee, 1978).*

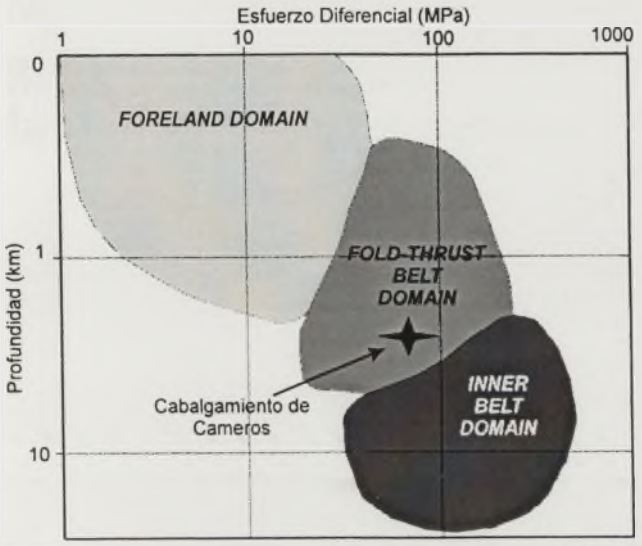


FIGURA 4. *Diagrama logarítmico, donde están representadas los valores del esfuerzo diferencial propuesto en este trabajo frente a los de otros autores (modificado de Lacombe, 2001).*

espesor medio de 2.500 m para la lámina cabalgante y un gradiente litostático de 2,65 MPa/km, de forma que la presión litostática en la base del cabalgamiento y, por tanto, de σ_3 sería de 66,25 MPa. Un proceso de tanteo permite determinar que para que se produzca el deslizamiento en condiciones de fricción mínima el valor del esfuerzo diferencial debe estar en torno a los 68 MPa.

DISCUSIÓN

El valor de 68 MPa se encuentra dentro del rango de valores del esfuerzo diferencial (σ_1- σ_3) para dominios de pliegues y cabalgamientos (Fig. 4) propuesto para varias regiones (p.ej. Lacombe, 2001) por lo que podemos considerarlo válido. En este caso, de las tres estimaciones utilizadas, la que da resultados más ajustados es el paleopiezómetro de Jamison y Spang, utilizando los granos con dos sistemas de maclas. Confirmándose, una vez mas, que el uso del paleopiezómetro de Rowe y Rutter proporciona importantes sobreestimaciones del esfuerzo diferencial (p.ej. Ferrill, 1998), en este caso de 120 MPa.

Como el tamaño de grano es uno de los factores que mas puede condicionar los resultados (p.ej. Newman, 1994). Se han repetido estas determinaciones (medida de la proporción de granos con 0, 1 ó 2 conjuntos de maclas) para un mismo intervalo de tamaños de grano para todas las muestras, en concreto, se han elegido cristales con tamaños comprendidos entre 0,02 y 0,03 mm^2 (tamaño de grano más frecuente). Los resultados son de un esfuerzo diferencial de aprox. 45 MPa (un sistema de maclas) y de 80 MPa (dos sistemas de maclas). En este caso los dos valores obtenidos se aproximan mas al probable valor real del esfuerzo diferencial. Aunque otra vez es mas preciso el resultado basado en el análisis de granos con dos sistemas de maclas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto MCyT - BTE2002-01742.

REFERENCIAS

Burkhard, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal Structural Geology*, 15: 351-368.

Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615-626.

Casas-Saínz, A. (1990): *El frente norte de las Sierras de Cameros. Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 382 p.

Ferrill, D.A. (1998): Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestones. *Tectonophysics*, 285: 77-86.

Gil-Imaz, A. (1999): *La estructura de la Sierra de Cameros: Deformación dúctil y su significado a escala cortical*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 317 p.

González Casado, J.M. y García-Cuevas, C. (2002): Strain análisis from calcite e-twins in the Cameros basin, NW Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 24: 1777-1788.

Jamison, W.R. y Spang, J.H. (1976): Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 868-872.

Lacombe, O. (2001): Palaeostress magnitudes associated with development of mountain belts : Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. *Tectonics*, 20 (6): 834-849.

Newman, J. (1994): The influence of grain size and grain size distribution on methods for estimating paleostresses from twinning in carbonates. *Journal of Structural Geology*, 16: 1589-1601.

Rowe, K.J. y Rutter, E.H. (1990): Paleoestress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, 12: 1-17.

Modelos de inversión positiva en sistemas de fallas normales en graderío: los márgenes de las cuencas extensionales cretácicas en la Cordillera Ibérica centro-oriental

C.L. Liesa y J.L. Simón

Área de Geodinámica Interna, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. carluis@unizar.es, jsimon@unizar.es

ABSTRACT

Boundary faults in extensional settings are ussually formed by several associated fault planes showing a general step fault arranging in cross section. Several examples of Tertiary positive inversion of such Cretaceous normal fault systems in Las Parras and Galve subbasins (central-eastern Iberian Chain) are studied. These examples and other field observations allow us to define three different models of positive inversion. In model 1, the external fault is reactivated as reverse, whereas the inner faults remain inactive in the hangingwall of the thrust and show their original normal offset. In model 2, the reactivated fault is located in the inner part, whereas the external faults remain as normal faults in the footwall of the thrust so formed. In model 3, the normal fault system is only reactivated in the deep segment and a short-cut is created cutting its footwall; The thrust surface outcroping far away from the extensional fault traces. In all cases normal faults can be verticalized, rotated or folded as deformation of the thrust sheet or the footwall occurs.

Key words: *normal fault, boundary fault, extensional basin, tectonic inversion, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Ibérica representa la inversión durante el Terciario de una serie de cuencas sedimentarias mesozoicas desarrolladas en el interior de la Placa Ibérica e integradas en la Cuenca Ibérica. En la evolución de esta cuenca sedimentaria intervienen dos periodos de *rifting* activo (Permico superior-Hettangiense y Kimmeridgiense-Albiense medio) seguidos por dos estadios de *post-rift* (Sinemuriense-Oxfordiense y Albiense superior-Maastrichtiense) (Álvaro, 1987; Salas y Casas, 1993). Estas cuencas están controladas en buena medida por fallas heredadas de la tectónica de desgarre tardihercínica: unas con orientaciones preferentes en torno a NO-SE, que marcan la directriz principal de la Cuenca Ibérica, y otras NE-SO, que la compartimentan (Álvaro *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002). No obstante, fallas neoformadas durante los periodos de extensión activa adquieren a veces un papel relevante.

En el tránsito del Mesozoico al Terciario el régimen tectónico cambia de extensional a compresivo, lo que supone la inversión positiva de la mayor parte de las cuencas individualizadas durante el Mesozoico y en especial de aquellas formadas durante el Cretácico inferior. Se reactivan fallas normales mesozoicas con muy diferente orientación, lo que está parcialmente justificado por la existencia de tres campos principales de compresión (Liesa, 2000): *"Ibérico"* (NE-SO, Eoceno medio-Oligoceno superior), *"Bético s.l."* (NO-SE, con tres estadios sucesivos ESE, SE y SSE que se desarrollan entre el Eoceno inferior-medio y la actualidad) y *"Pirenaico"* (N a NNE, Mioceno-actualidad). La reactivación de las fallas cretácicas determina que las trazas de los cabalgamientos y pliegues dibujen la geometría de las cuencas sedimentarias, como ocurre en el arco de cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós, donde los segmentos NO-SE, E-O y NE-SO están ligados a las principales fallas normales activas durante el *rifting* del Cretácico inferior (Liesa *et al.*, 2000; Soria, 1997).

Los ejemplos de inversión de sistemas de fallas normales presentados en este trabajo se relacionan con los márgenes de las subcuencas cretácicas de Las Parras y Galve (Soria, 1997). Estas subcuencas, situadas en la Cordillera Ibérica centro-oriental (Fig. 1), son áreas de sedimentación marginales de la cuenca del Maestrazgo individualizadas durante el *rifting* cretácico inferior que definen una progresiva ampliación del área de depósito hacia el noroeste (Soria, 1997). En la estructura extensional de estas cuencas intervienen dos familias de fallas orientadas NNO-SSE a NO-SE y NE-SO a ENE-OSO (Liesa *et al.*, 1996, 2000; Soria, 1997). Las improntas de su actividad han quedado marcadas en el registro sedimentario con el desarrollo de basculamientos en las series *pre-*, *sin-* y *post-rift*, levantamientos y erosiones locales, discordancias angulares y variaciones bruscas y muy significativas de la serie *sin-rift* (Facies Weald y Urgon y Fm Escucha).

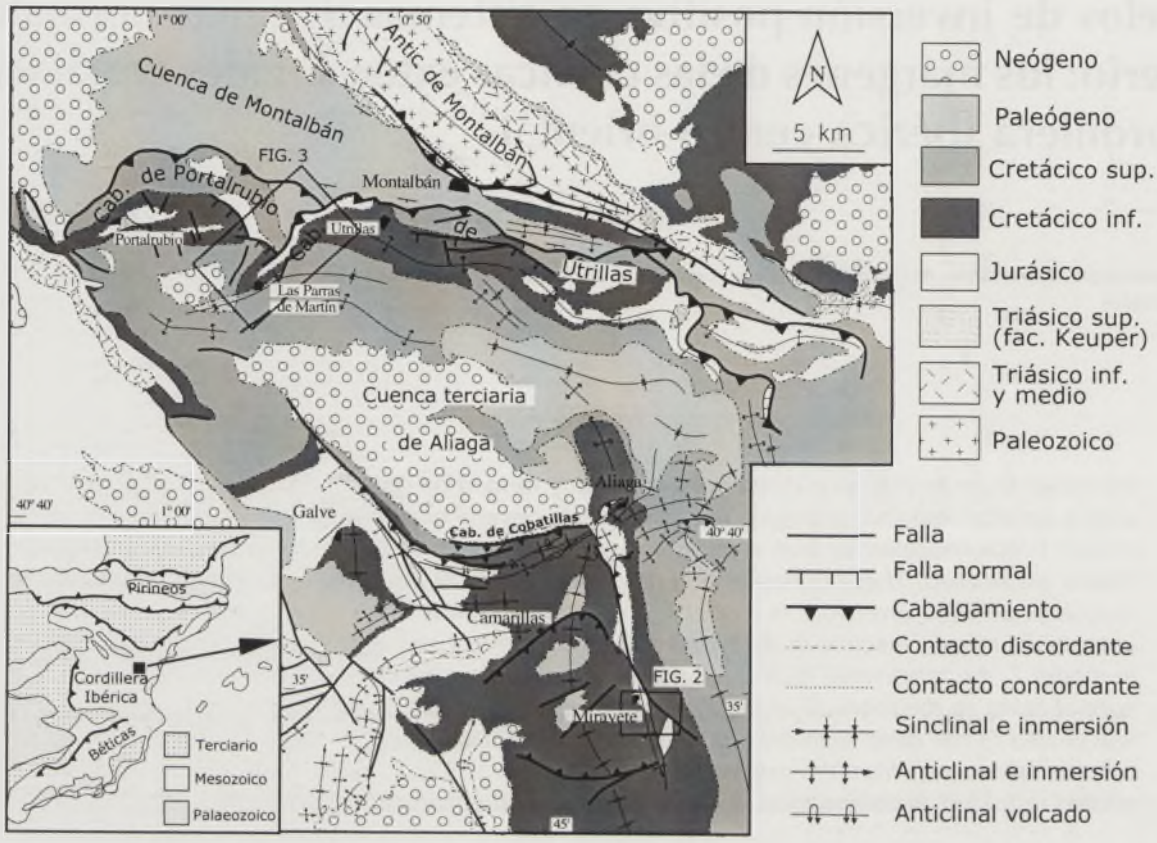


FIGURA 1. *Situación geológica de la zona de estudio con la localización de las figuras 2 y 3.*

MODALIDADES DE INVERSIÓN EN SISTEMAS DE FALLAS NORMALES EN GRADERÍO

El estudio en detalle de las estructuras extensionales activas durante el Cretácico inferior en las subcuencas de Las Parras y Galve ha evidenciado que sus márgenes rara vez están delimitados por una única falla, sino que en la mayoría de los casos aparecen varias fallas sintéticas que definen en general un margen en graderío. En este contexto, denominaremos *falla externa* del margen a aquélla situada hacia el exterior de la cuenca (que representa en ocasiones el límite de sedimentación) y *fallas internas* a aquéllas situadas hacia el interior.

En la región se reconocen diferentes modalidades de reactivación compresiva de estos sistemas de fallas, coexistiendo a veces varias de ellas en un mismo accidente. En las zonas de falla extensionales definidas por varios planos la reactivación no afecta por igual a todos ellos. Unas veces se reactiva como inversa la falla más externa de la cuenca, quedando inactivas las demás dentro del bloque superior del cabalgamiento así formado. Este es el caso de la Falla de Miravete en su extremo sur (Fig. 2).

Otras veces la falla que se reactiva como inversa es una de las fallas internas, de manera que su inversión da lugar a un cabalgamiento que cobija en su bloque inferior la falla externa de la cuenca extensional, la cual permanece con su salto normal original. Un buen ejemplo de este tipo de inversión es la falla o sistema de fallas NE-SO de Las Parras (Fig. 3). En este caso, varios cabalgamientos que han reactivado varias fallas normales, como se deduce de la diferente serie de Cretácico inferior de unas láminas a otras (Liesa *et al.*, 1996), se superponen sobre la falla externa de Las Parras, la cual sólo aflora en su extremo suroeste gracias a la incisión del Río Las Parras (corte 1-1', figura 3). Este modelo de inversión también aparece en el sector de Castel de Cabra-La Zoma, donde varios cabalgamientos ONO-ESE con dirección de transporte hacia el NE, que separan bloques con diferencias importantes en el espesor y en las unidades estratigráficas, cobijan en su bloque inferior una falla normal verticalizada con un salto estratigráfico en torno a 1 km.

Un tercer tipo de inversión se produce cuando sólo se reactiva como inversa la parte profunda del sistema imbricado de fallas, mientras que los segmentos superiores, con buzamiento demasiado alto, permanecen inactivos. En este caso el desplazamiento se canaliza hacia la superficie por un plano de rotura nuevo que corta el bloque inferior ("falla de atajo" o *short-cut*), cuya traza cartográfica se sigue en la actualidad a cierta distancia de aquéllas. Un buen ejemplo de este tipo de inversión ocurre en la falla NO-SE de la Rambla (Liesa *et al.*, 2000). En este caso los segmentos superiores inactivos del sistema de fallas, situados en el bloque superior del nuevo cabalgamiento cuya traza se localiza 2-3 km al norte (cortes 2-2' y 3-3', figura 3), han sido rotados (verticalizados) durante la compresión terciaria sin sufrir propia-

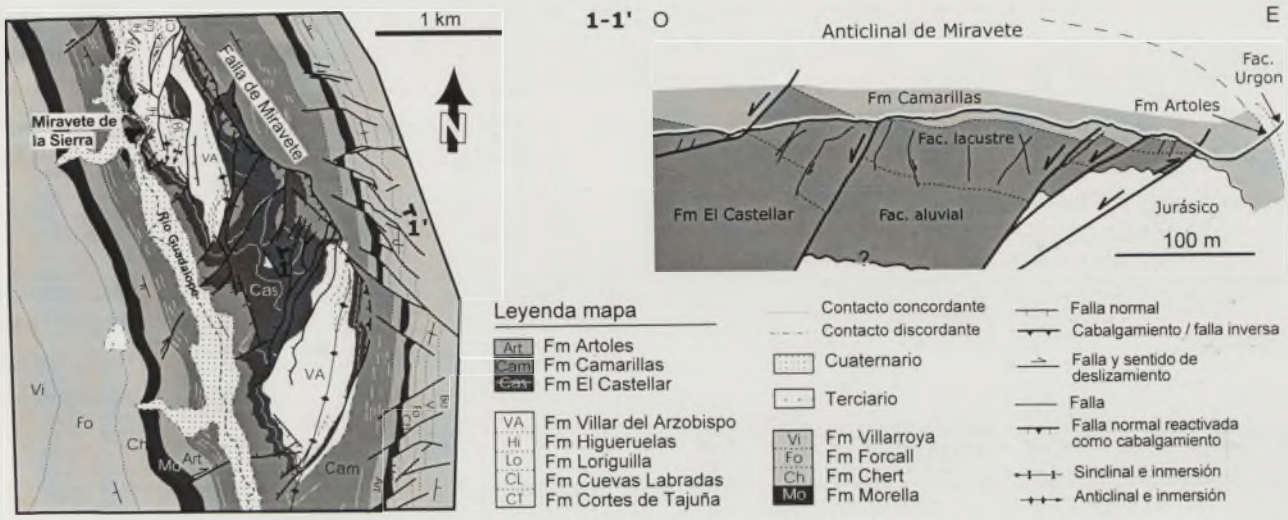


FIGURA 2. *Mapa y corte geológico del extremo sur de la Falla de Miravete. Obsérvese la geometría en graderío de las fallas, los cambios de espesor de la Fm El Castellar relacionados con la actividad de éstas y la inversión de la falla externa del sistema, que representó el margen de cuenca durante el depósito de esta formación.*

mente inversión estructural. Fallas de atajo similares también han sido interpretadas en los cabalgamientos de Utrillas (Casas *et al.*, 2000), Cobatillas y Aliaga-Miravete (Simón *et al.*, 1998), enraizados respectivamente en las fallas de Utrillas, Aliaga-Santa Bárbara y Miravete. No obstante, en estos casos no ha sido descrito el sistema en graderío de fallas normales, y el último de ellos tampoco llega a aflorar la falla de atajo, ésta se infiere del carácter de pliegue de propagación que se atribuye al desarrollo temprano del flanco este del anticlinal de Miravete (Simón *et al.*, 1998).

Estas tres modalidades de inversión de márgenes de cuencas extensionales en graderío han sido recogidas en los

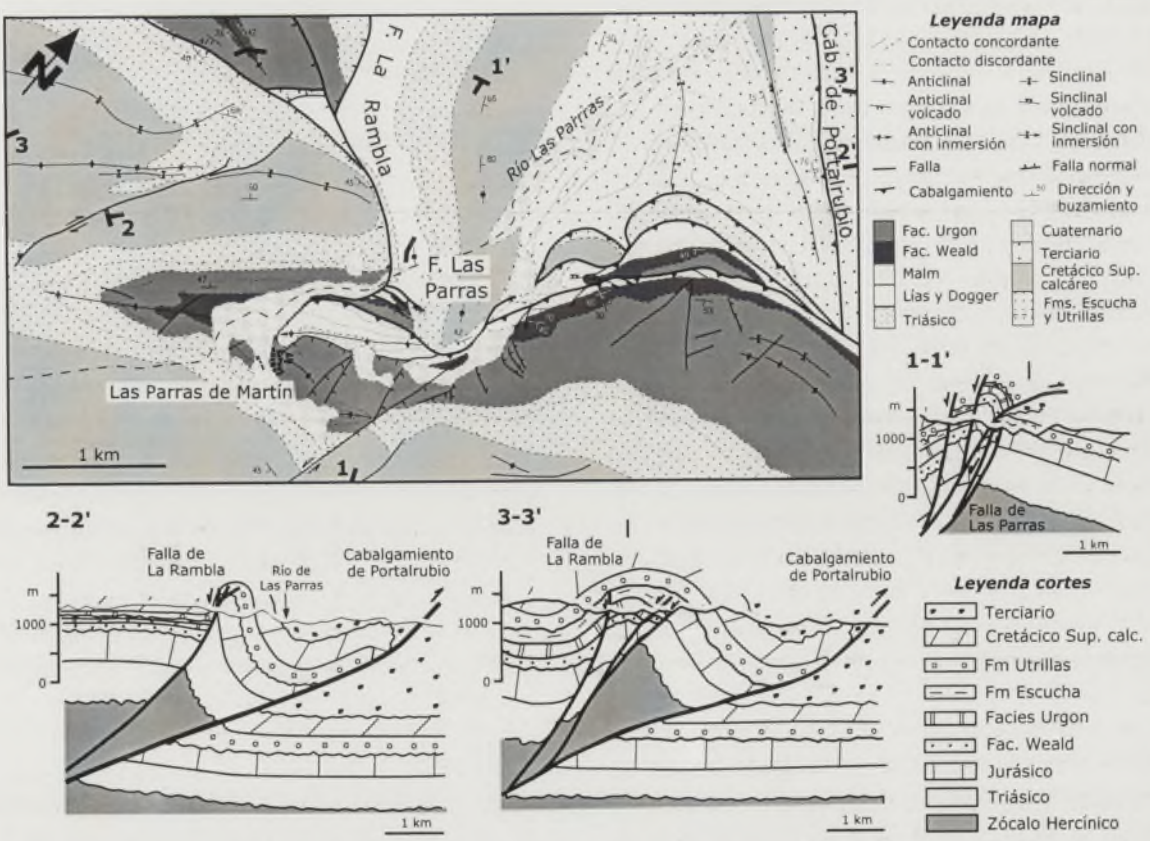


FIGURA 3. *Cartografía y cortes geológicos donde se muestran las modalidades de inversión de las fallas normales cretácicas de Las Parras (corte 1-1') y La Rambla (cortes 2-2' y 3-3').*

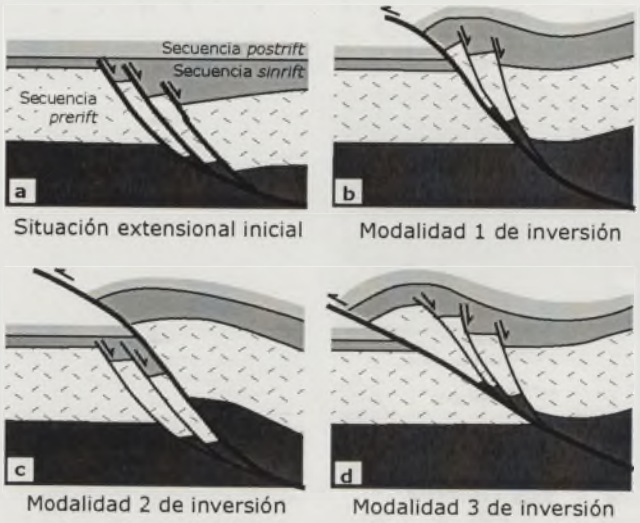


FIGURA 4. *Modalidades de inversión positiva en sistemas de fallas normales en graderío. Se muestra (a) la situación extensional inicial, (b) la inversión de la falla externa del sistema (modalidad 1), (c) la inversión de la falla interna del sistema (modalidad 2) y (d) la neoformación de una falla de atajo (modalidad 3).*

modelos de la figura 4. En los tres tipos de inversión descritos, las fallas o tramos de fallas no reactivados evidencian, dependiendo de dónde se sitúen respecto del plano de cabalgamiento, la propia deformación interna de la lámina cabalgante o la deformación que sufre el bloque inferior en las proximidades del cabalgamiento. El ejemplo más típico puede describirse en aquellas fallas normales transportadas en la lámina en relación con el anticlinal de bloque superior, frecuente en estos sectores al situarse las fallas internas muy próximas a las rampas de cabalgamiento. En estos casos, las fallas pueden ser "horizontalizadas" (cuando se sitúan en el flanco frontal de dicho pliegue) o "verticalizadas" (cuando se sitúan en su flanco trasero).

CONCLUSIONES

Los márgenes de cuencas de rift intracontinental rara vez aparecen definidos por una única falla de borde, siendo frecuentes los márgenes en graderío. Márgenes de este tipo reconocidos en las cuencas cretácicas de Las Parras y Galve han permitido distinguir tres modalidades de inversión.

- Modalidad 1: La falla reactivada como inversa es la falla externa, mientras que las internas son transportadas y deformadas en el bloque superior de la lámina de cabalgamiento.
- Modalidad 2: La falla reactivada como inversa es una o varias de las fallas internas, mientras que la externa aparece cobijada en el bloque inferior bajo el plano de cabalgamiento.
- Modalidad 3: El sistema de fallas sólo es reactivado en profundidad, y el desplazamiento se canaliza en un nuevo plano de rotura (falla de atajo) que corta el bloque inferior del sistema de fallas y que aflora a cierta distancia de aquéllas. Los segmentos superiores de las fallas normales permanecen inactivos y son transportados y rotados (verticalizados u horizontalizados) con la deformación del bloque superior del cabalgamiento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del contexto proporcionado por los proyectos BTE2002-04168-C03-01 y BTE2002-04453-C02-02 de la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica del Gobierno de España.

REFERENCIAS

Álvaro, M. (1987): La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta*, 3: 34-37.

Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispanica*, 14: 172-177.

Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (Gibbons, W. y Moreno, T., Eds.). Geological Society, London, 367-400.

Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, T. (2000): Syn-tectonic sedimentation and thrust-and.fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). *Geodinamica Acta*, 1: 1-17.

Liesa, C.L. (2000): *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 765 p.

Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (1996): Estudio preliminar sobre la tectónica sinsedimentaria del Cretácico inferior en el borde septentrional de la Cubeta de Aliaga (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 20: 1707-1710.

Liesa, C.L., Soria, A.R. y Meléndez, A. (2000): Estructura extensiva cretácica e inversión terciaria del margen noroccidental de la subcuenca de Las Parras (Cordillera Ibérica, España). *Geotemas*, 1: 231-234.

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

Simón, J.L., Arenas, C., Arlegui, L.E., Aurell, M., Gisbert, P., González, A., Liesa, C.L., Marín, C., Meléndez, A., Meléndez, G., Pardo, G., Soria, A.R., Soria, M. y Soriano, A. (1998): *Guía del Parque Geológico de Aliaga*: 155 p. 1 mapa.

Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza. Servicio de Publicaciones Univ. Zaragoza, 363 p.

Campos compresivos primarios vs perturbaciones de esfuerzos en la Cordillera Ibérica: una aproximación probabilística

C.L. Liesa y J.L. Simón

Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. carluis@unizar.es, jsimon@unizar.es

ABSTRACT

A probabilistic approach to discriminate superimposed stress fields from a single stress field with multiple stress perturbations is applied to the central-eastern Iberian Chain. If two compression directions represent independent events, we assume that their probability of coexistence in a site should be the product of probabilities of occurrence of each one separately. Then, the regional record of all possible combinations of compressional directions (percentage of sites where two or more are recorded together) is compared to the theoretical probability. The results suggest that only one external stress field with multiple perturbations is not abble to explain the ensemble of compression directions inferred in the region. So, three different stress fields (Iberian, Betic, Pyrenean), each one including local and regional deviations, are proposed.

Key words: *stress field, stress deviation, probabilistic approach, Alpine compression, Iberian Chain.*

INTRODUCCIÓN

Reconstruir campos de esfuerzos compresivos regionales a partir de paleoesfuerzos puntuales no es tarea sencilla en zonas donde se hallan registradas múltiples direcciones de compresión. A las regiones intraplaca se transmiten desde los márgenes diferentes combinaciones de fuerzas, y varias de ellas pueden sucederse o superponerse para conformar campos de esfuerzos inhomogéneos en el espacio y en el tiempo. A ello hay que añadir las perturbaciones de esfuerzos producidas por fallas u otras estructuras.

La Cordillera Ibérica es un buen ejemplo de zona intraplaca en la que hay registrada una gran variedad de direcciones de compresión, y donde la discrimación entre inhomogeneidades temporales de esfuerzos (fases sucesivas) e inhomogneidades espaciales (perturbaciones) es a menudo difícil. Así, hay modelos tectónicos regionales que consideran etapas de esfuerzos sucesivas (Simón, 1982; De Vicente, 1988; Muñoz, 1997), mientras otros postulan una sola compresión "externa" NNE-SSO y múltiples desviaciones locales (Guimerà, 1988; Casas, 1990).

La exhaustiva síntesis realizada por Liesa (2000) busca superar esta disyuntiva aplicando el concepto de *"campo de esfuerzos regional perturbado"* (originado por una determinada combinación de fuerzas externas, alterado por estructuras locales y susceptible de evolución en el tiempo). En dicho trabajo se recopila y revisa toda la información anterior, se completa con nuevas estaciones y se analizan metódicamente las relaciones cronológicas entre eventos compresivos. Asimismo se reconocen numerosos casos de perturbaciones de esfuerzos a escala media (10^0-10^1 km) a partir de variaciones progresivas en la dirección de σ_1 en relación con fallas cartográficas.

No obstante, las sospechas sobre posibles desviaciones a escala mayor (10^2 km) resultan más difíciles de confirmar mediante el simple análisis gráfico de los resultados. Con el fin de clarificar este aspecto y precisar la correspondencia entre direcciones de compresión preferentes y campos primarios, realizamos aquí un análisis probabilístico sobre el registro completo de paleoesfuerzos compresivos en el sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1) recogido en la base de datos de Liesa (2000).

BASES DEL ANÁLISIS PROBABILÍSTICO

Nuestra aproximación parte de estos supuestos:

(a) La frecuencia real con que cada dirección de compresión queda registrada (F_A = nº de estaciones donde se detecta la compresión A / nº total de estaciones estudiadas) constituye una medida empírica de su probabilidad de aparición (P_A).

(b) Si distintas direcciones de σ_1 representan compresiones externas diferentes y sucesivas, sus respectivos registros en cada estación se consideran *"sucesos independientes"*.

(c) Si un eje σ_1 representa una desviación local de la compresión externa, los registros de ambas direcciones (primaria y desviada) no pueden considerarse sucesos independientes: la ocurrencia de la desviación "inhibe" y disminuye la probabilidad de que se registre la dirección primaria.

Si los registros de dos direcciones de compresión (*A, B*) son sucesos independientes, la probabilidad de que ambos coexistan en un mismo punto será igual al producto de sus probabilidades individuales (Fig. 2):

$$P_{A \cap B} = P_A \, P_B$$

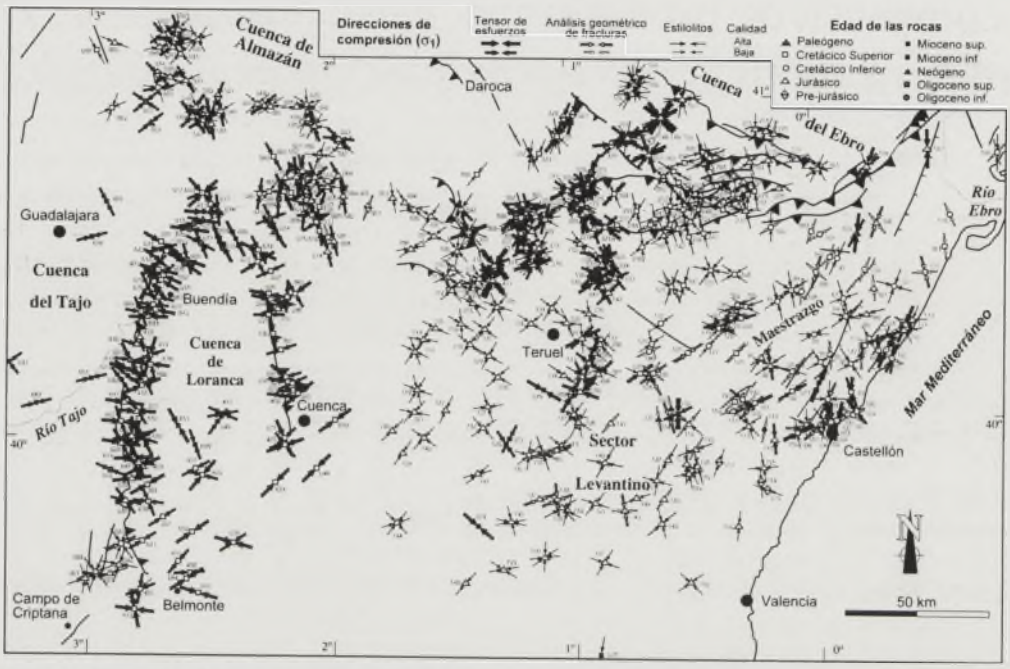


FIGURA 1. *Direcciones de compresión locales registradas en la zona estudiada (recopiladas por Liesa, 2000). Se utilizan diferentes símbolos según el tipo de estructuras utilizadas para la reconstrucción de paleoesfuerzos, la calidad de las muestras y la edad de las rocas afectadas.*

Por tanto, comparando la frecuencia real de coexistencia de A y B ($F_{A\cap B}$) con la probabilidad calculada sabremos si tales direcciones pueden representar diferentes campos compresivos externos registrados aleatoriamente en la región (sucesos independientes: $F_{A\cap B} \approx P_{A\cap B}$) o alguna de ellas puede corresponder a desviaciones de esfuerzos (sucesos no independientes, la ocurrencia de uno inhibe la del otro: $F_{A\cap B} < P_{A\cap B}$).

PROCESO DE ANÁLISIS

Definición de máximos de σ_1

Dentro de la Cordillera Ibérica centro-oriental, la base de datos de Liesa (2000) recoge 784 direcciones locales de σ_1 obtenidas en 479 estaciones (Fig. 1). En el diagrama de frecuencia (Fig. 3) se diferencian varios máximos:

(1) Dirección *Ibérica*: máximo NE-SO, intervalo de direcciones ≈ 030-080.

(2) Dirección *Altomira*: E-O, ≈ 080-100.

(3) Dirección *Guadarrama*: SSE-NNO, ≈160-005.

(4) Dirección *Bética s.s.*: dos máximos ESE-OSO y SE-NO, ≈ 100-160.

(5) Dirección *Pirenaica*: NNE-SSO, ≈ 005-030.

Estos máximos e intervalos no tienen, en principio, un significado genético concreto. Cada uno puede representar una compresión externa que actúa en toda la región, una acumulación casual de direcciones localmente desviadas o una mezcla de ambas. La identificación de situaciones de perturbación de esfuerzos en el entorno de fallas concretas, reforzada con el análisis de relaciones cronológicas entre estados de esfuerzo, aconseja definir intervalos amplios para las direcciones *Ibérica* y *Bética*, a pesar de contener varios máximos secundarios. Por otro lado, facilita la asignación de direcciones individuales a un máximo u otro en casos dudosos próximos al límite entre intervalos. Así, algunos ejes locales de dirección 090-095 han sido asignados al máximo ESE de la dirección *Bética*, en lugar de a *Altomira*, por constituir evidentes desviaciones de aquél. Igualmente, ejes orientados 010-020 han sido atribuidos a desviaciones de los máximos *Ibérico* (caso del sector occidental) o *Guadarrama* (Maestrazgo oriental) en vez de a la dirección *Pirenaica*.

Comparación de frecuencias reales y probabilidades teóricas

Una vez asignada cada dirección local de σ_1 a uno de los cinco máximos, puede calcularse la frecuencia real de cada uno en el conjunto de la región (Tabla 1). Se contabi-

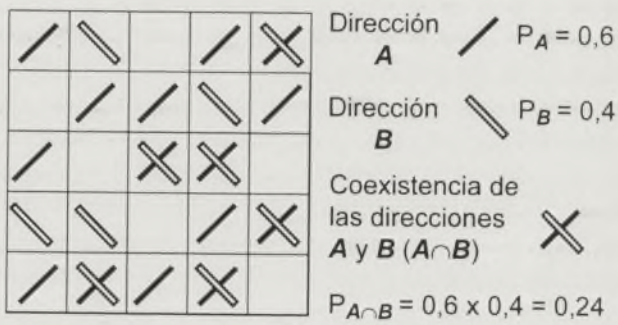


FIGURA 2. *Esquema conceptual del cálculo de probabilidad en sucesos independientes.*

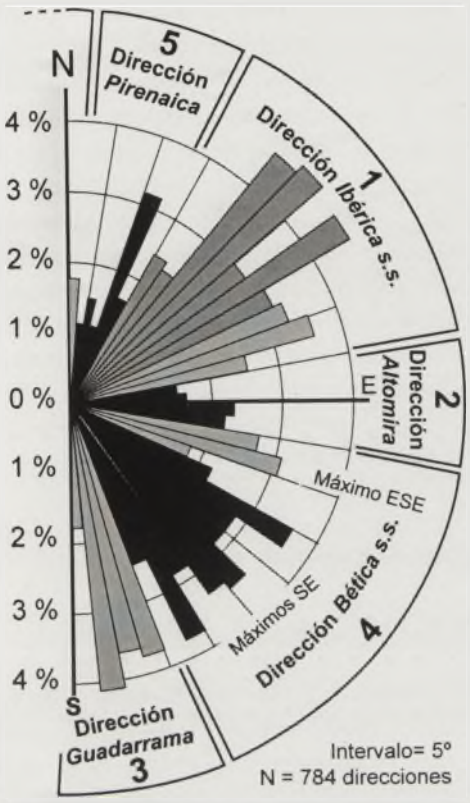


FIGURA 3. *Diagrama de frecuencia de las direcciones de compresión recogidas en el mapa de la figura 1 y definición de máximos.*

lizan asimismo las frecuencias reales de coexistencia de dos o más direcciones ($F_{A\cap B}$) y se comparan con las probabilidades teóricas ($P_{A\cap B}$) (Tabla 2). Las direcciones de compresión que no se comportan como independientes entre sí pueden ser agrupadas tentativamente y calcular para ellas las nuevas frecuencias reales y teóricas. Si conseguimos que ambos valores se hagan similares para todos los intervalos de σ_1 definidos, podemos interpretar que éstos son compatibles con sendas compresiones externas independientes.

RESULTADOS

La tabla 2 muestra que las frecuencias reales y las probabilidades teóricas de ocurrencia simultánea de dos o más direcciones de compresión preferentes son bastante similares. Hay dos excepciones: la coexistencia de la dirección *Altomira* (2) con el resto y la coexistencia de las direcciones *Guadarrama* (3) y *Bética s.s.* (4).

La dirección *Altomira* no coexiste con ninguna otra salvo con *Guadarrama*, a pesar de que la probabilidad teórica es significativa (4% en el caso de coexistencia con la *Ibérica*). Este hecho debe ser consecuencia de la distribución inhomogénea de *Altomira* (restringida al sector más occidental), y sugiere una relación genética con la dirección *Ibérica*. De hecho, las trayectorias regionales de σ_1 reconstruidas por Muñoz (1997) y Liesa (2000) indican una desviación progresiva de la compresión *Ibérica* hacia la dirección *Altomira* al desplazarnos hacia el W. De acuerdo con esta hipótesis, agrupamos los máximos (1) y (2) en una dirección *Ibérica s.l.* (1∪2) y recalculamos la frecuencia real $F_{1\cup2} = F_1 + F_2$ (Tabla 3).

En el caso de la dirección *Guadarrama* (3), el porcentaje de coexistencia real con la *Bética s.s* (4) es algo menor del esperado (14,4 frente a 20,2; ver tabla 2). Esto sugiere que ambas no son completamente independientes y que podrían representar fluctuaciones de un mismo campo de esfuerzos, si bien no puede descartarse que los diferentes máximos en el intervalo 100-180 puedan también corresponder a estadios sucesivos dentro de la rotación horaria de la compresión *Bética* apuntada por Simón (1982) y Liesa (2000). Agrupando tentativamente los máximos (3) y (4) en la dirección *Bética s.l.* (3∪4), recalculamos la frecuancia real $F_{3\cup4} = F_3 + F_4$ (Tabla 3).

Tras estos agrupamientos, el número de direcciones de compresión preferente a escala regional se reduce a tres: *Ibérica s.l.* (1∪2), *Bética s.l.* (3∪4) y *Pirenaica* (5). Las frecuencias reales de coexistencia entre estas tres direcciones

TABLA 1. *Frecuencia real (F) con que se registran las cinco direcciones de compresión preferentes definidas en la figura 3.*

DIRECCIÓN DE COMPRESIÓN	FRECUENCIA REAL (F, %)
Ibérica s.s. (1)	60,3
Altomira (2)	7,3
Guadarrama (3)	51,5
Bética s.s. (4)	39,4
Pirenaica (5)	5,0

TABLA 2. *Frecuencia real (F) y probabilidad teórica (P) de coexistencia para las combinaciones posibles entre las cinco direcciones de compresión preferentes.*

	COEXISTENCIA (%)	
Dirección de compresión	F	P
1∩2	0	4,4
1∩3	25,6	31,0
1∩4	25,2	23,7
1∩5	3,1	3,0
2∩3	2,7	3,7
2∩4	0	2,8
2∩5	0	0,3
3∩4	14,4	20,2
3∩5	1,4	2,5
4∩5	2,5	1,9
1∩2∩3	0	2,2
1∩2∩4	0	1,7
1∩2∩5	0	0,2
1∩3∩4	8,1	12,2
1∩3∩5	1,2	1,5
1∩4∩5	1,8	1,1
2∩3∩4	0	1,4
2∩3∩5	0	0,2
2∩4∩5	0	0,1
3∩4∩5	0,6	1,0
1∩2∩3∩4	0	0,8
1∩2∩3∩5	0	0,11
1∩3∩4∩5	0	0,08
1∩3∩4∩5	0,4	0,6
2∩3∩4∩5	0	0,07
1∩2∩3∩4∩5	0	0,04

TABLA 3. *Frecuencia real (F) de las tres direcciones de compresión definidas finalmente: Ibérica s.l. (1∪2), Bética s.l. (3∪4) y Pirenaica (5).*

DIRECCIÓN DE COMPRESIÓN	FRECUENCIA REAL (F, %)
Ibérica s.s. (1)	60,3
Altomira (2)	7,3
Guadarrama (3)	51,5
Bética s.s. (4)	39,4
Pirenaica (5)	5,0

TABLA 4. *Valores de F y P de coexistencia para las combinaciones posibles entre las direcciones Ibérica s.l. (1∪2), Bética s.l. (3∪4) y Pirenaica (5)*

	COEXISTENCIA (%)	
Dirección de compresión	F	P
(1∪2)∩(3∪4)	45,5	51,7
(1∪2)∩5	3,1	3,3
(3∪4)∩5	3,3	3,8
(1∪2)∩(3∪4)∩5	2,7	2,5

"filtradas" son ya muy similares a las probabilidades teóricas (Tabla 4), lo que indica que se comportan como compresiones independientes.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las cinco direcciones preferentes de compresión inicialmente definidas en la Cordillera Ibérica centro-oriental se agrupan en tres direcciones con significado genético: *Ibérica s.l.*, *Bética s.l.* y *Pirenaica*. Cada una de éstas puede vincularse a un campo de esfuerzos primario independiente, que actúa desde el exterior de la región estudiada y se registra de forma aleatoria en toda ella.

La dirección *Altomira* (E-O) constituye una desviación de largo alcance dentro el campo *Ibérico s.l.*, producida esencialmente en el sector más occidental de la cadena (sierras de Altomira y Bascuñana). El campo *Bético s.l.* incluye la dirección *Bética s.s.* (ESE a SE) y la *Guadarrama* (SSE); esta última es la que domina en estadios tardíos, pero puede representar también desviaciones locales de trayectorias en estadios anteriores.

Estos resultados son difícilmente compatibles con la hipótesis de que las distintas direcciones de compresión son fruto de perturbaciones locales de un único campo compresivo, mientras que dan apoyo al modelo de tres campos de esfuerzos (independientes, aunque parcialmente superpuestos/alternantes en el tiempo) propuesto por Liesa (2000) y Capote *et al.* (2002). El escaso registro de la dirección *Pirenaica* (5%) hace aun más difícil admitirla como supuesta compresión externa única en la cordillera. Es cierto que es la dominante en el sector de Cameros-Almazán y en la Cuenca del Ebro, probablemente por razones cronológicas (muchas de las estaciones se sitúan en materiales miocenos y no han podido registrar, por tanto, campos compresivos anteriores). Dentro de la región estudiada, sin embargo, las compresiones NE y SE son las más frecuentes, ambas parecen estar distribuidas de forma aleatoria y coexisten en muchas estaciones. Casi nunca pueden ambas explicarse como desviaciones de una compresión NNE atendiendo a su ubicación respecto a fallas cartográficas próximas y tomando como referencia los modelos teóricos usuales (p.e. Liu, 1983; Homberg *et al.*, 1997). Por otro lado, no es fácil comprender cómo podrían registrarse con tal frecuencia, en un mismo punto, desviaciones extremas en sentidos contrarios (dextrógiro y levógiro) de las trayectorias de compresión, y que el conjunto de tales desviaciones llegase a obliterar de tal forma la dirección primaria de compresión.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE2002-04168-C03-01 de la CYCIT.

REFERENCIAS

Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.). Geological Society, London, Special Publication, 367-400.

Casas, A.M. (1990): *El Frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos.* Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, Publ. Zubía, Monográfico nº 4, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 1992, 220 p.

De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica.* Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 333 p.

Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana.* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.

Homberg, C., Hu, J.C., Angelier, J., Bergerat, F. y Lacombe, O. (1997): Characterization of stress perturbations near major fault zones: Insights from 2-D distinct-element numerical modelling and field studies (Jura mountains). *Journal of Structural Geology*, 19: 703-718.

Liesa, C.L. (2000): *Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular.* Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 765 p.

Liu, X. (1983): *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques.* Tesis doctoral, U.S.T.L. Montpellier, 152 p.

Muñoz, A. (1997): *Evolución geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad.* Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 331 p.

Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental.* Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, Instituto de Estudios Turolenses, 1984, 269 p.

El cabalgamiento de Valdesotos: consecuencias de la acomodación del acortamiento cenozoico en el zócalo del Sistema Central

A. Olaiz[1], G. de Vicente[1], R. Vegas[1], J.M. González Casado[2], A. Muñoz Martín[1] y J. Álvarez[1]

1 Dpto de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. ajolaizc@geo.ucm.es
2 Dpto. de Geología y Geoquímica, Univ. Autónoma de Madrid, 28049 Madrid.

ABSTRACT

We describe and study structural evidences concerning to Alpine tectonics at NE sector of the Spanish Central System (SCS). In Valdesotos area, the Hercynian basement is uplifted over Mesozoic sediments, throughout a main SW verging thrust. Fault population analysis and geological mapping has been used to look at the relation between structures in the basement and in the cover. As a consequence of accommodation of strains in the basement, kink folds are developed, such as secondary thrust and folds in the tegument. All these meso- and macrostructures seem to answer to a shortening in agreement with the Cenozoic deformation.

Key words: *Spanish Central System, kink folds, Alpine tectonic.*

INTRODUCCIÓN

El Sistema Central Español presenta una estructura general en *pop-up* que configura una cadena intraplaca de *piel gruesa* de doble vergencia, en la que el basamento aparece claramente implicado en la deformación. Muestra dos sectores con distintos estilos tectónicos, cuyo límite coincide con una serie de fallas transversales de direcciones entre N30E y N-S (Fig. 1). El sector occidental corresponde a las sierras de Gredos y de La Paramera, con cabalgamientos mayoritariamente E-O muy segmentados, mientras que el sector occidental, relacionado con los relieves de Guadarrama-Somosierra, muestra cabalgamientos NE-SO que, hacia el límite con el sector occidental tienen una dirección NNE-SSO.

El basamento hercínico es de carácter granítico con escasos isleos metamórficos en el sector occidental de Gredos y en el SO del sector oriental, mientras que el resto de la zona E es de naturaleza metamórfica con algunas intrusiones graníticas. Cuando el basamento es homogéneo, las estructuras de deformación desarrolladas son, fundamentalmente de tipo *pop up* anchos y *pop down* estrechos (De Vicente y González Casado, 1991). Sobre materiales metamórficos aparecen como más habituales los sistemas de cabalgamientos imbricados y acompañando estas estructuras compresivas aparecen numerosos desgarres que, suelen actuar como rampas oblicuas y laterales. Su traza suele coincidir con contactos hercínicos mayores o con zonas de esquistosidad subvertical, como en el sinclinal hercínico de Majaelrayo. Las direcciones principales son N-S a N30E, sinestrosos y N100E a N130E, dextrosos.

La cinemática de las estructuras frágiles, en un amplio rango de escalas, responde a unos esfuerzos compresivos N140-170E (De Vicente *et al.*, 1996). En la zona centro-oriental, con cabalgamientos NO-SE, aparecen sectores cuyo movimiento más importante parece haber finalizado en el Mioceno inferior (Segovia, Stª Mª la Real de Nieva, Honrubia, Sepúlveda, Sierra de la Pela), lo que les asemejaría más a la Cordillera Ibérica y al antepaís pirenaico. Todas las estructuras mencionadas denotan su edad terciaria ya que afectan al tegumento mesozoico. No obstante, la cuantía de la contracción cenozoica parece haber sido suficiente como para deformar también al basamento varisco no granítico mediante pliegues de gran radio y mesoestructuras más penetrativas (*kinks*). Los estudios realizados sobre este tipo de deformaciones en el Sistema Central atribuyeron una edad finihercínica a las mismas (D4, D5, Capote, 1985…). En este trabajo se van a describir las mesoestructuras desarrolladas y los esfuerzos asociados, tanto en el tegumento como en el zócalo del Cabalgamiento de Valdesotos (Fig. 2), para poner de manifiesto la estrecha relación entre las deformaciones cenozoicas en el bloque de techo de esta estructura y otras observadas a nivel regional dentro del basamento varisco.

DESCRIPCCIÓN MACROESTRUCTURAL DEL SECTOR ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL

La zona de Tortuero-Valdesotos, resulta especialmente ilustrativa respecto al estilo de deformación alpino y su acomodación en el basamento. La Falla del borde S no llega a aflorar, deduciéndose un pliegue de propagación de falla, a partir de la cartografía del flanco delantero del tegumento (Mesozoico y tramo inferior del Paleógeno), de orientación N60E en el área de El Pontón de la Oliva-Valdepeñas de la

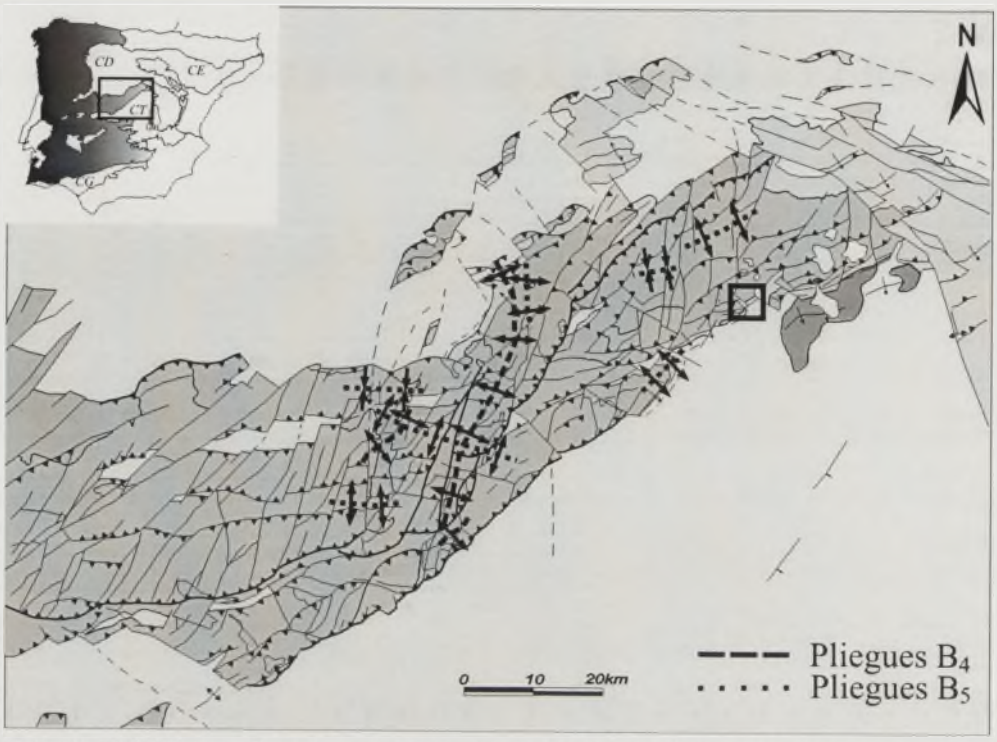


FIGURA 1. *Esquema estructural del Sistema Central, con las fallas principales, los ejes de los pliegues principales de fase 4 y 5 (modificado de Capote 1985) y zona de estudio.*

Sierra (Pérez González *et al.*, 1990). Esta estructura del borde S aparece cortada por dos retrocabalgamientos con polaridad N, al E el de Tortuero con dirección E-O y el del Arroyo de San Vicente al O, con dirección N40E. La traza de este último cambia progresivamente a N-S, constituyendo en realidad la terminación meridional de la Falla del Puerto de Somosierra. Desde esta geometría cabe deducir un transporte tectónico hacia los N150E. Al N de Tortuero, sin embargo, aparecen una serie de cabalgamientos de polaridad N que terminan en la falla del N de Somosierra. La longitud de onda de estas estructuras disminuye de N a S. La Falla del Atazar, que aparece inmediatamente al N del de Tortuero llega a duplicar la terminación periclinal de la antiforma hercínica de El Cardoso (Pérez González *et al.*, 1990), lo que permite estimar su salto inverso en 1750 m (Fernández Casals, 1976). La evidente relación entre la topografía y la geometría de este sistema de retrocabalgamientos, hace posible su cartografía, incluso cuando su traza se sitúa entre dos basamentos homogéneos y poco competentes como los de la Formación Rodada, en el que, por otra parte, es donde mejor se aprecia la acomodación de la deformación alpina en el basamento. En los casos de los cabalgamientos imbricados de Sepúlveda y Tamajón, la esquistosidad subhorizontal actúa de un modo muy similar al tegumento, plegándose a partir de un nivel de despegue inferior. Sin embargo, aquí la esquistosidad hercínica aparece subvertical, lo que facilita el movimiento de cizalla sinestroso asociado a esta zona, pero no el desarrollo de pliegues alpinos a favor de ella. En este caso sólo se aprecian reorientaciones muy marcadas y pliegues métricos de tipo *kink* con la misma polaridad en las proximidades de los cabalgamientos.

FIGURA 2. *Mapa geológico de la zona de Valdesotos. 1) Basamento Paleozoico, 2) Pérmico, 3) Triásico inferior-Cretácico medio (Buntsandstein-Utrillas), 4) Dolomías y margas. Cretácico sup., 5) Calizas dolomíticas. Cretácico sup. y 6) Raña. Plioceno.*

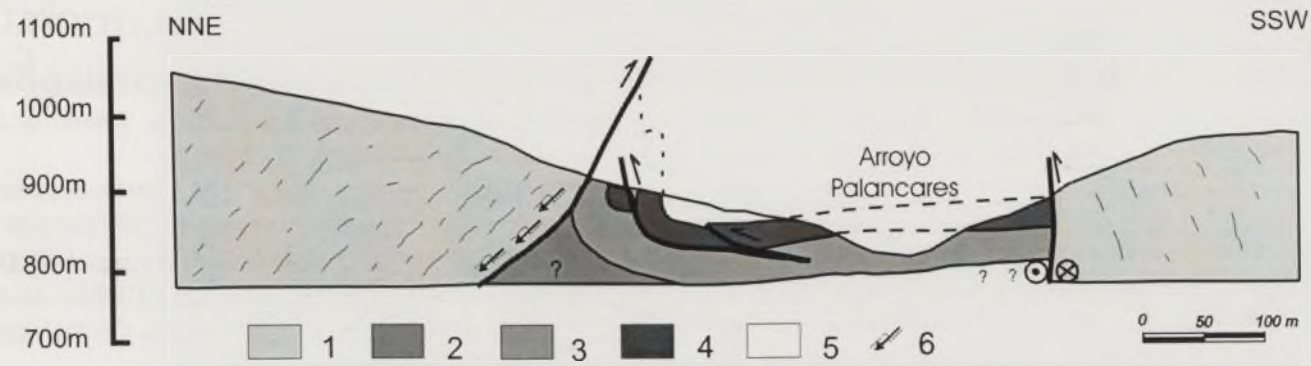


FIGURA 3. *Corte geológico del Cabalgamiento de Valdesotos. 1) Basamento, 2) Pérmico, 3) Triásico inf.-Cretácico medio (Buntsandstein-Utrillas), 4) Cretácico sup.: calizas, 5) Cretácico sup.: margas y 6) ejes de pliegue tipo* kink.

EL CABALGAMIENTO DE VALDESOTOS

La alineación característica del borde S del Sistema Central (NE-SO) queda rota entre las salidas a la cuenca de los rios Jarama y Sorbe, donde se aprecian pliegues en el tegumento que varían entre N-S (Beleña de Sorbe, Tamajón), NO-SE (Valdesotos) y E-O (Tortuero). De entre estos, el más ortogonal (de directriz Ibérica) al borde Sur es el de Valdesotos (Fig. 3). Es aquí también donde las condiciones de afloramiento del bloque de techo (Paleozoico) son mejores. Se ha realizado, por tanto, un estudio de las estructuras de deformación que afectan, tanto al tegumento mesozoico, como al basamento paleozoico.

En el Arroyo de Palancares, aparece un afloramiento de materiales mesozoicos, rodeado por paleozoicos (formación Rodada) que se sitúan en cotas más altas a ambos lados del valle de Valdesotos. Aparece una forma subtabular, que dibuja un suave sinclinal, cortada al NE y SO por dos fallas NO-SE que, en corte (Fig. 3) tienen geometrías muy distintas. Así, al SO presenta un marcado carácter rectilíneo con alto buzamiento y no se aprecia deformación por arrastre en el mesozoico. Al contrario, la NE aparece muy segmentada por fallas N30E, localmente buza 40º al NE y la serie mesozoica llega a invertirse en el bloque de muro de este cabalgamiento. La prolongación noroccidental de este sistema de fallas cobija también una serie continental de edad pérmica (Sopeña, 1979). Hacia el E el cabalgamiento NE termina contra una de las fallas N30E que aparece como dextrosa y que limita también otro cabalgamiento E-O pero de polaridad opuesta (hacia el N) que duplica la serie mesozoica. Estos cabalgamientos E-O aparecen también hacia el O (Cabalgamiento de Tortuero).

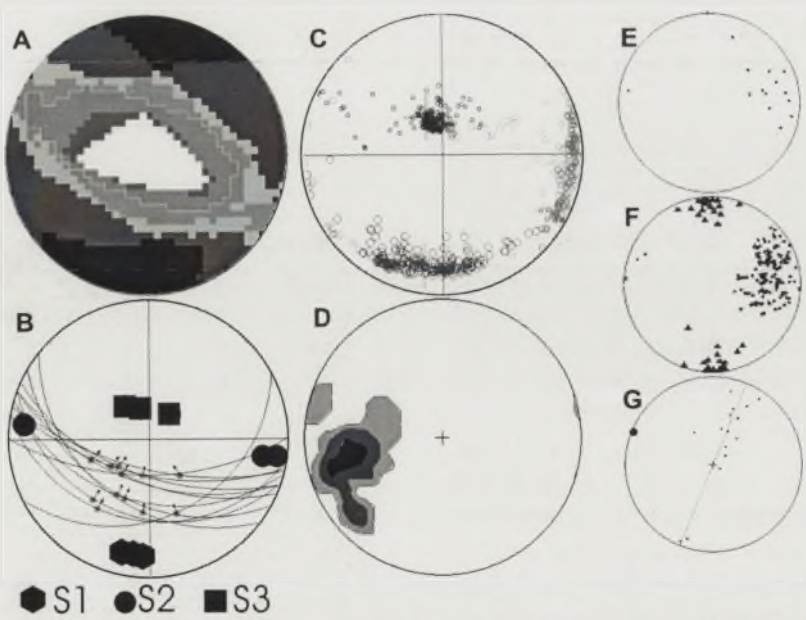


FIGURA 4. *a) Soluciones obtenidas en el Cab. de Valdesotos aplicando el método de los Diedros Rectos. b) Tensor de esfuerzos calculado con el método de Inversión de Esfuerzos (Reches* et al., *1992). c) Muestreo con reemplazamiento de las soluciones mediante Inversión de Esfuerzos. d) Densidad de los ejes de los pliegues* kink *en el basamento. e) Medidas de orientación de pliegues (modificado de Fernández Casals, 1976). f) Puntos: ejes y lineaciones de crenulación; Triángulos: polos de planos axiales (modificado de Gil Toja* et al., *1985). g) Orientaciones de los ejes de los pliegues tipo* kink *en el basamento en el techo de dicho cabalgamiento y orientación del eje del sinclinal.*

Estos sistemas de fallas, NO-SE, E-O y NE-SO se aprecian claramente en el zócalo, donde también aparecen pliegues muy angulares, tipo *kink*, sobre todo en las proximidades de los cabalgamientos.

Para estudiar la dinámica asociada a la formación de este conjunto de estructuras, se han analizado fallas con estrías en el muro del cabalgamiento del borde NE, las orientaciones de los ejes de los *kinks* en la formación Rodada en el techo de dicho cabalgamiento y la orientación precisa del eje del sinclinal (Fig. 4g). La población de fallas muestra una solución de muy buena calidad (analizada mediante diedros rectos (De Vicente *et al.*, 1992) e inversión de esfuerzos (Reches, 1992), que indica una compresión N14E con R=0.53 (compresión triaxial; figuras 4a y 4b). Estas condiciones de deformación suponen una constricción importante que se pone de manifiesto en el muestreo aleatorio de las soluciones (Fig. 4c) donde aparece una cierta continuidad entre s1 y s2. El eje calculado para el sinclinal (89/113; figura 4g) es congruente con la macroestructura. Por último, los ejes de los *kinks* (Fig. 4d) aparecen subparalelos al s2 calculado para las fallas, con lo que el conjunto de las estructuras mencionadas, tanto en el zócalo como en el tegumento, parecen responder a la misma dinámica.

DISCUSIÓN SOBRE LA EDAD DE LAS DEFORMACIONES D4 Y D5

Este tipo de estructuras son muy habituales en este sector del Sistema Central, cuando la continuidad con estructuras cenozoicas no es evidente, puede aún indagarse su relación con la topografía, que como mencionábamos es la clave para cartografiar las macroestructuras alpinas en el Sistema Central. Sin embargo, en estudios regionales sólo cabe contrastar las estructuras atendiendo a su orientación y estilo. A este respecto, tanto las mesoestructuras, fundamentalmente de tipo *kink* (Gil Toja, 1985; Fernández Casals, 1976; González Casado, 1987) (Figs. 4e y 4f), como las macroestructuras (Fig. 1) asociadas con anterioridad al ciclo hercínico, parecen corresponder a un acortamiento N-S a NO-SE que es el que predomina en las contracciones cenozoicas. En concreto, en la zona de cizalla sinestrosa que estructura los cabalgamientos de Tortuero-Valdesotos, el acortamiento asociado es N-S. La solución más sencilla es pues suponer una edad cenozoica para el conjunto de deformaciones descritas, tanto en el zócalo como en el tegumento.

REFERENCIAS

Capote, R. (1985): Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. *Revista de la Academia de Ciencias*, 79 (4): 511-522.

De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1991): Deformación alpina en el Sistema Central español. En: *Las deformaciones alpinas en el Sistema Central español* (G. De Vicente y J.M. González Casado, Eds.). III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Guadalajara.

De Vicente, G., Muñoz, A. y Giner, J. (1992): El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.

De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz Martín, A., González Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, 266 (1-4): 405-424.

Fernández Casals, M.J. (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España).* Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 305 p.

Gil Toja, A., Jimenez Ontiveros, P. y Seara Valero, J.R. (1985): Cuarta fase de deformacion Hercinica en la zona centroiberica del macizo Hesperico. *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 9: 91-103.

González Casado, J.M. (1987): Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (Sistema Central Español). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 5 (5): 125-134.

Pérez González, A., Portero, J.M., Aznar, J.M. y González Lodeiro, F. (1990): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 485 (Valdepeñas de la Sierra).* ITGE, Madrid.

Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.

Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la Provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía*, 5: 329 p.

Deformación y generación de relieve intraplaca en las cadenas Atlásicas de Marruecos

A. Teixell, M.L. Arboleya y M. Julivert

Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra. antonio.teixell@uab.es, marialuisa.arboleya@uab.es, manuel.julivert@uab.es

ABSTRACT

The Atlas mountain chains of NW Africa illustrate some of the principal mechanisms of deformation and uplift operating in intraplate regions. Deformation is characterized by reactivation of pre-existing upper crustal discontinuities (rift inversion; High and Middle Atlas) and by lithosphere-scale folding of more intact parts of the plate interior (Anti-Atlas). Upper-crustal fault reactivation in previous rift zones results in dominant thick-skinned geometries, expressed in basement-involved thrusting and buckling. The high elevation of the Atlas chains contrasts with a modest amount of shortening and crustal thickening. This fact, together with other geological and geophysical indicators, suggests a contribution to uplift by a thermally anomalous mantle. The relief of the Atlas mountains can be seen as a combination of crustal isostatic and dynamic (or mantle isostatic) topography.

Key words: *intraplate deformation, inversion, folding, Atlas, Morocco.*

INTRODUCCIÓN

El sistema Atlásico del N de Africa se compone de varias cadenas montañosas que ilustran diversos mecanismos de deformación y formación de relieve en el interior de los continentes. Las cadenas Atlásicas se sitúan por delante del orógeno de borde de placa, la cordillera del Rif-Tell, y a pesar de que presentan una deformación moderada, a menudo presentan una altitud superior a la del propio orógeno. En Marruecos, las cadenas que componen el sistema Atlásico son el Medio Atlas, el Alto Atlas, y el Anti-Atlas (Fig. 1).

LAS CADENAS ATLÁSICAS: ESTRUCTURA Y TOPOGRAFÍA

Cada una de las tres cadenas mencionadas tiene orientación y características particulares. El *Medio Atlas*, de dirección general NE-SO, está compuesto principalmente por materiales mesozoicos con estructura tabular, surcada por fallas paralelas a la dirección general de la cadena, y alcanza cotas de 3000 m. El *Alto Atlas*, con elevación topográfica aún superior (algunas cumbres superan los 4000 m), tiene una dirección general ENE-OSO. Esta cadena también presenta en superficie rocas esencialmente Mesozoicas (sobre todo del Jurásico), con una estructura interna de cabalgamientos y pliegues con disposición oblicua y escalonada (Fig. 1). Por último, el *Anti-Atlas* es una cadena constituida por materiales paleozoicos suavemente plegados (con núcleos precámbricos) que alcanza 2000 m de altitud. Los materiales paleozoicos están flanqueados por materiales cretácicos y terciarios discordantes. Alrededor de estas tres cadenas se encuentran unas zonas relativamente llanas e indeformadas pero que aún presentan una elevación importante, en gran parte superior a 1000 m: la Meseta marroquí, los denominados Haut Plateaux, y parte del cratón sahariano (Fig. 1).

La historia post-hercínica del sistema Atlásico está caracterizada por etapas mesozoicas de rifting, ligadas a la apertura inicial del Atlántico, seguidas por la compresión alpina cenozoica (Choubert y Faure-Muret, 1962; Mattauer *et al.*, 1977; Piqué *et al.*, 2002, etc.).

Las etapas principales de *rifting* tuvieron lugar primero en el Triásico y posteriormente, en el Lías superior-Dogger, siendo esta última la más importante en cuanto a la configuración paleogeográfica. Bajo un régimen distensivo NO-SE (Mattauer *et al.*, 1977), perpendicular al margen Atlántico, se formaron surcos extensionales estrechos, cuya posición coincide con la de las actuales cadenas del Alto y Medio Atlas. En ellos se acumularon varios miles de metros de sedimentos jurásicos, mientras que el Anti-Atlas y demás zonas adyacentes escaparon de la deformación extensional, por lo que carecen de sedimentos jurásicos, estando el zócalo directamente cubierto por un Cretácico *post-rift*.

Muchos de los cabalgamientos internos del Alto y Medio Atlas se asocian a cambios de espesor y facies del Jurásico, lo que indica que son antiguas fallas normales invertidas. Estas estructuras tienen una orientación NE-SO, similar en las dos cadenas. Esta orientación es perpendicular a la dirección de tensión mesozoica. En vista de la orientación general de cada una de las cadenas, el Medio Atlas puede considerarse como un antiguo *rift* ortogonal y el Alto Atlas como un *rift* oblicuo, con fallas internas que obedecen a la direccion de tensión regional pero con una orientación

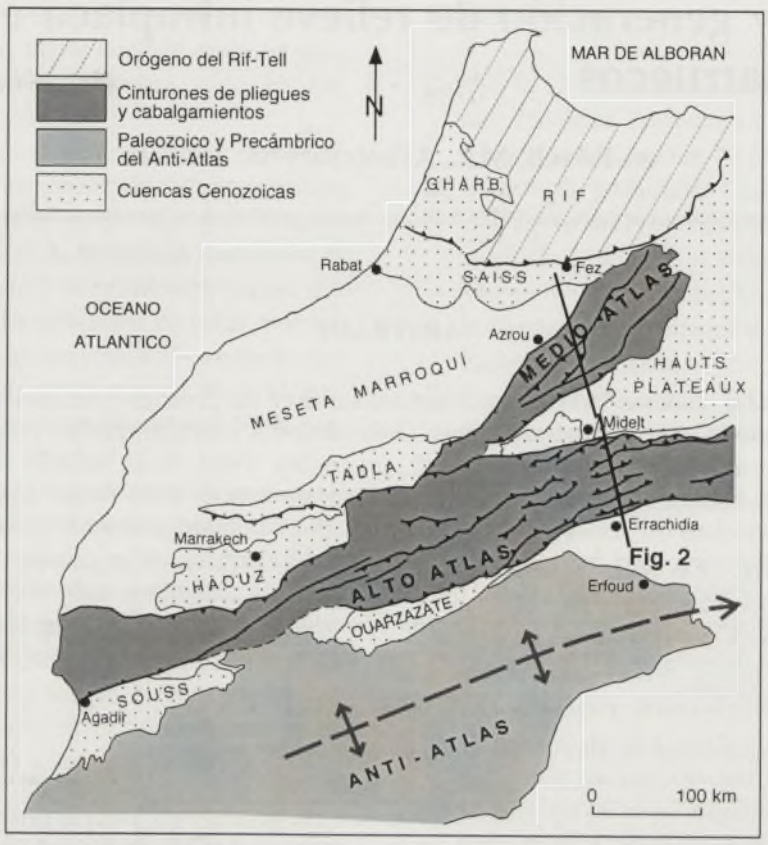


FIGURA 1. *Mapa tectónico de Marruecos con la situación de las cadenas Atlásicas.*

de conjunto oblicua, probablemente inducida por alguna inhomogeneidad de la corteza hercínica o panafricana.

El inicio de la compresión alpina es debatido, pero la mayoría de los autores coinciden en que la principal etapa deformativa y de elevación de las cadenas corresponde al Neógeno y Cuaternario (e.g., Morel *et al.*, 2000). La dirección de compresión dominante es próxima a NNO-SSE, con algunas fluctuaciones (Mattauer *et al.*, 1977).

La mayor parte de la deformación compresiva se localiza en el Alto Atlas (Fig. 2); su acortamiento total ha sido puesto de manifiesto mediante una serie de cortes transversales, que revelan un aumento de O a E desde el 15% al 25% (Teixell *et al.*, 2003). En el Medio Atlas el acortamiento es aún más modesto (<10%, Arboleya *et al.*, 2004). No obstante, la estructura de ambas cadenas presenta rasgos comunes (Fig. 2):

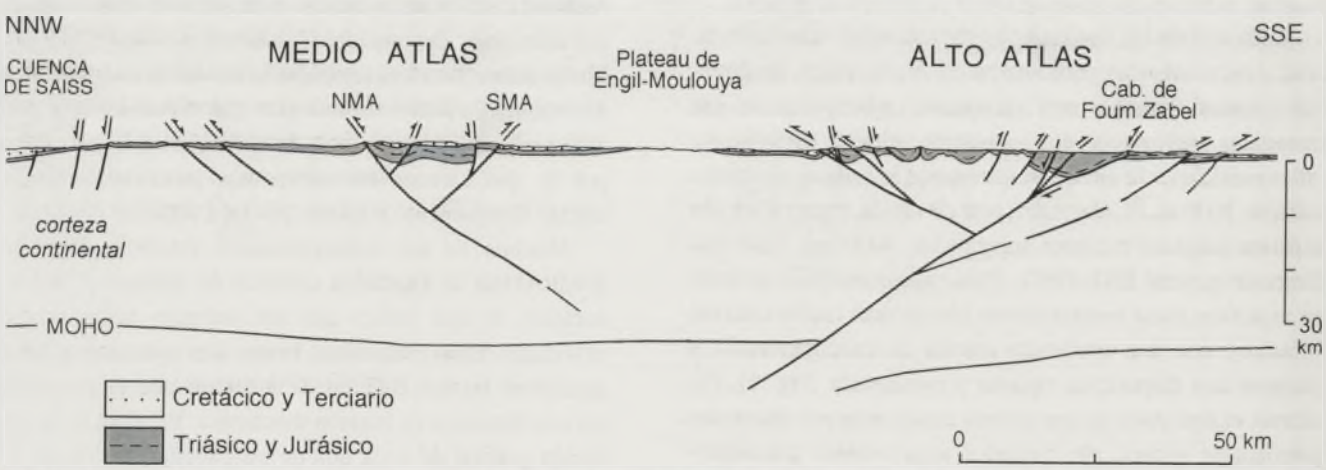


FIGURA 2. *Corte geológico a través del Alto y Medio Atlas de Marruecos (según Arboleya* et al., *2004). El espesor de la corteza se basa en los datos de sísmica de refracción de Wigger* et al. *(1992), que indican un salto en la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic entre el Alto Atlas y el plateau de Moulouya, el cual hemos atribuido a cabalgamientos que cortan toda la corteza.*

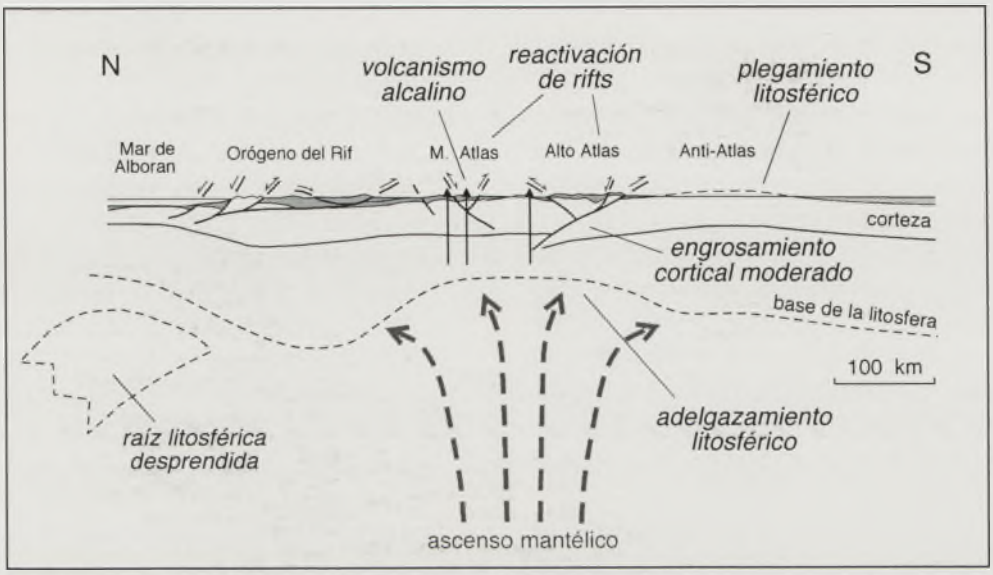


FIGURA 3. *Perfil litosférico esquemático del N de Africa, indicando los procesos geodinámicos principales (en cursiva) que determinan la estructura y topografía de las cadenas Atlásicas (según A. Teixell, M.L. Arboleya, M. Julivert y M. Charroud, 2002, presentado en el 19th Colloquium of African Geology en El Jadida).*

1) La inversión tectónica es un proceso generalizado
2) El zocalo está involucrado en casi todas las estructuras, tanto cabalgamientos como pliegues. Además, no todos los pliegues están relacionados con fallas, sino que son el resultado de un proceso de *buckling*.
3) Hay un escaso desarrollo de cabalgamientos despegados, que se limitan a una estrecha franja en el borde sur del Alto Atlas.
4) Se encuentra una notable dificultad para compensar los cortes geológicos en profundidad, ya que el acortamiento deducido para los niveles sedimentarios superiores es difícilmente trasladable al zócalo.

Estas características son comunes también a otras cadenas intracontinentales, como la Cordillera Ibérica y la Cordillera Oriental de Colombia.

Por otra parte, el Anti-Atlas, comparativamente mucho menos deformado, puede ser considerado en conjunto como el núcleo de un gran pliegue definido por los materiales cretácicos suavemente inclinados que circundan al Paleozoico. La longitud de onda de este antiforme es del orden del centenar de km (Fig. 1), y por tanto tiene escala litosférica. La geomorfología indica que el levantamiento de esta estructura es reciente, aunque las relaciones de discordancia entre Paleozoico y Cretácico sugieren que el pliegue pudo iniciarse como tal ya durante la Orogenia Hercínica.

Las cadenas Atlásicas han experimentado un acortamiento tectónico pequeño para la elevación topográfica que presentan. Además, los datos de sísmica de refracción existentes indican la ausencia de raices corticales prominentes (Wigger *et al.*, 1992): el espesor de la corteza en el Alto Atlas es, de acuerdo con estos autores, de 35 a 38 km, mientras que en las demás zonas se sitúa en torno a los 33-35 km. La región presenta una anomalía isostática positiva (Makris *et al.*, 1985); trabajos de gravimetría en curso, dirigidos por F. Alvarez-Lobato y P. Ayarza, de la Universidad de Salamanca, permitirán arrojar más luz sobre la estructura profunda de la corteza y la naturaleza de la anomalía.

Por otra parte, tal como se ha dicho, la zona elevada excede las cadenas e incluye las llanuras periféricas, y hay poco desarrollo de cuencas de antepaís. Estos hechos sugieren la actuación de algún mecanismo de levantamiento a gran escala, que ha compensado en parte la subsidencia flexural. Otros factores a tener en cuenta son la existencia de un importante magmatismo alcalino de edad terciaria y cuaternaria, sincrónico a la compresión (Harmand y Moukadiri, 1986), y la detección de bajas velocidades de las ondas sísmicas en profundidad, indicando un manto anómalamente caliente y/o una litosfera delgada (Seber *et al.*, 1992). Por todo ello se concluye que el acortamiento y engrosamiento cortical pueden explicar solo una fracción de la altura total (la diferencia de altitud entre el Alto y Medio Atlas y las llanuras periféricas), mientras que la elevación del conjunto debe ser parcialmente atribuida a causas subcorticales (Teixell *et al.*, 2003), no relacionadas con el contexto compresivo actual, sino que probablemente asociadas a un upwelling del manto o a una pluma (Fig. 3).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE2000-0159 y BTE2003-00499 del MCYT.

REFERENCIAS

Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M. y Julivert, M. (2004): A structural transect through the High and Mid-

dle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, Special volumen "Key Aspects of African Geology":1-7.

Choubert, G. y Faure-Muret, A. (1962): Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. En: *Livre a la Mémoire du Professeur Paul Fallot*. Memoire hors série, Société géologique de France, 1: 447-527.

Harmand, C. y Moukadiri, A. (1986): Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin: exemple de la province quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), 4: 595-603.

Makris, J., Demnati, A. y Klussman, J. (1985): Deep seismic soundings in Morocco and a crust and upper mantle model deduced from seismic and gravity data. *Annales Geophysicae*, 3: 369-380.

Mattauer, M., Tapponier P. y Proust, F. (1977): Sur les mécanismes de formation des chaines intracontinentales. L'exemple des chaines atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7) 19: 521-526.

Morel, J., Zouine, E.M., Andrieux, J. y Faure-Muret, A. (2000): Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc): rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African Earth Sciences*, 30: 119-131.

Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M. y Ait Ouali, R. (2002): The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodinamica Acta*, 15: 185-208.

Seber, D., Barazangi, M., Tadili, B.A., Ramdani, M., Ibenbrahim, A. y Ben Sari, D. (1996): Three dimensional upper mantle structure beneath the intraplate Atlas and interplate Rif mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3125-3138.

Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003): Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, 22 (5), 1051, doi: 10.1029/2002TC001460.

Wigger, P., Asch, G., Giese, P., Heinsohn, W.-D., El Alami, S.O. y Ramdani, F. (1992): Crustal structure along a traverse across the Middle and High Atlas mountains derived from seismic refraction studies. *Geologische Rundschau*, 81: 237-248.

Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilariça: Zonas de transferencia de la deformación intraplaca en la Península Ibérica

R. Vegas, G. De Vicente, A. Muñoz-Martín y R. Palomino

Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense, c/ José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid. ruidera@geo.ucm.es

ABSTRACT

A substantial part of the intraplate deformation in the Iberian Foreland is transferred from the Cantabro-Pyrenean border by means of two strike-slip deformation belts, the Regua-Verín and Vilariça fault corridors. The Neogene and recent tectonic activity along these intraplate strike-slip belts is responsible for the onset of a geomorphic barrier between the Duero Basin and the Atlantic Margin.

Key words: *intraplate strike-slip belts, NW Iberian Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

En la última década, el estudio de las estructuras intraplaca de carácter intracontinental ha recibido un impulso notorio, sobre todo en régimen tectónico convergente, debido a la necesidad de explicar la deformación continental reciente alejada de los bordes de placas activos. Como ejemplo paradigmático de este tipo de deformación se encuentra el sureste de Asia, donde es ampliamente conocida la existencia de varios *"corredores o cinturones de fallas en dirección"* que transmiten los efectos de la convergencia India-Eurasia a gran distancia del Himalaya. Estos cinturones de fallas presentan una geometría interna compleja, pero a escala continental se pueden comparar con grandes fallas en dirección que por su gran recorrido, superior los 1.000 km, deben interesar a la totalidad de la litosfera del sureste asiático. En la mayoría de los casos descritos, los corredores de fallas en dirección corresponden a lineamientos topográficos y zonas de cizalla subverticales, de dimensiones diversas, para los cuales se considera que una longitud de más de 300 km y un salto en dirección del orden de 30 km deben ser indicios de que cortan gran parte, o la totalidad, de la litosfera (p.e. Walsh y Watterson, 1988).

Los corredores de deformación intraplaca *en dirección* han sido clasificados por Storti *et al.* (2003) en dos grupos según la naturaleza de las zonas donde se amortiza el movimiento: a) *corredores de fallas de tipo transfer*, aquellos en los que el desplazamiento se amortigua en un borde de placa, involucrando así un cierto tipo de escape tectónico; b) *corredores de fallas de tipo confinado*, aquellos en los que el desplazamiento se amortigua progresivamente en el interior de la placa mediante deformación extensiva, compresiva o rotacional en la terminación del corredor. Esta división simple permite discriminar si los corredores de fallas forman parte de una suerte de borde de placas difuso o bien si pertenecen a un contexto de deformación intraplaca distribuida.

Por otra parte y debido a su carácter transcurrente, los corredores de fallas intracontinentales presentan alineaciones topográficas en forma de sierras y depresiones alargadas correspondientes a las curvaturas y a los relevos de tipo constrictivo y relajante respectivamente. En la mayoría de los casos, las alineaciones de relieves son las que definen la dirección de los corredores de fallas, mientras que sus terminaciones son las que permiten definir el sentido del desplazamiento, ya que no suelen existir trazas continuas de fallas ni marcadores claros del sentido y la magnitud del desplazamiento en dirección. De ahí la importancia de definir los tipos de terminaciones y las características de las elevaciones y depresiones longitudinales.

Teniendo en cuenta estas consideraciones presentamos aquí dos corredores de fallas en dirección conocidos de antiguo en el NO de la Península Ibérica con el objetivo de establecer su relación con el patrón de la deformación alpina Antepaís Ibérico.

LOS CORREDORES DE FALLAS EN DIRECCIÓN DEL NO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

En el contexto de las estructuras generadoras de los relieves del interior de la Península Ibérica destacan por su singularidad dos corredores de fallas, que se sitúan con una dirección N10E entre el extremo occidental de los relieves de las Montañas Cantábricas y las sierras de la Estrela (o de la Estrella) y de Gardunha, que constituyen la parte del Sistema Central, o Divisoria Principal Ibérica, del centro de Portugal. Estos dos corredores corresponden a los lineamientos de Regua-Verín y de Vilariça, descritos por Teixeira y Gonçalves (1980), cuya denominación se debe respectivamente a las localidades, portuguesa y española, por las que

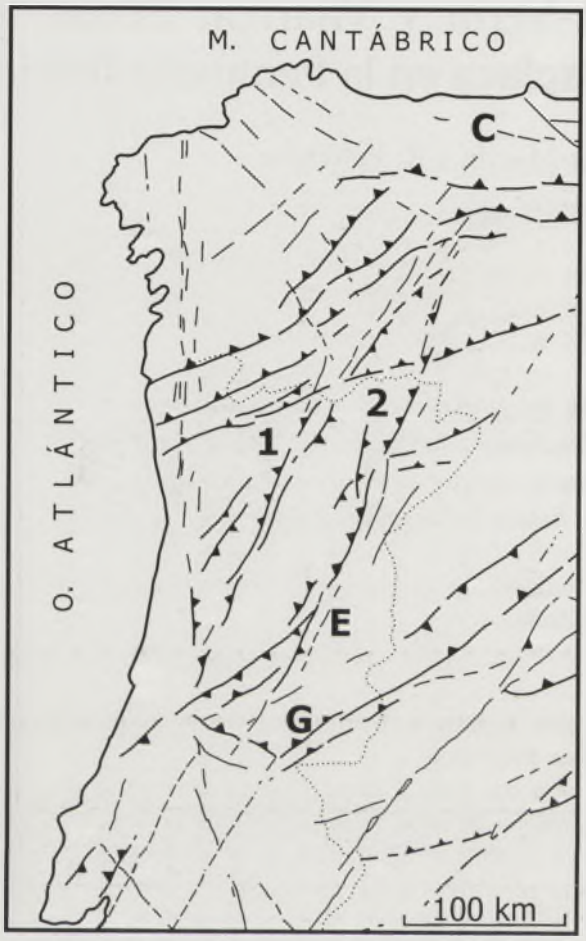


FIGURA 1. *Situación de los corredores de fallas de Regua-Verín (1) y Vilariça (2) entre el borde sur de la Cordillera Cantábrica (C) y las Sierras de la Estrela (E) y Gardunha (G). Modificado de Cabral y Ribeiro (1988).*

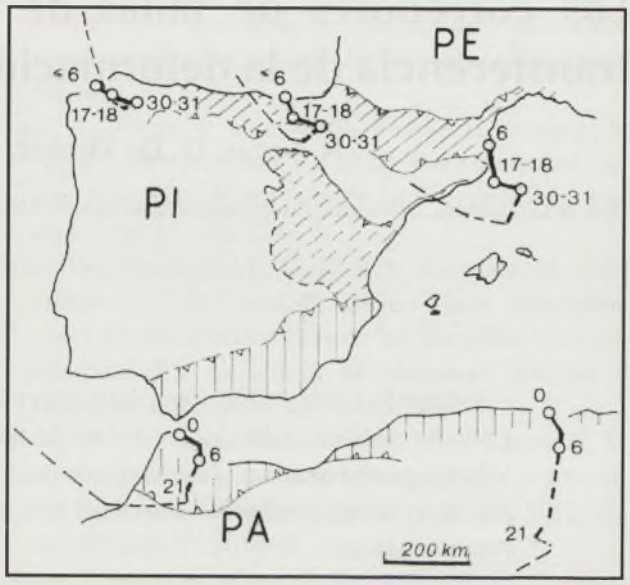


FIGURA 2. *Patrón de la convergencia Iberia-Eurasia y África-Eurasia (Iberia) según las trayectorias del movimiento de tres puntos de Iberia respecto a Eurasia y de dos puntos de África respecto a Eurasia. Los números indican las anomalías magnéticas correspondientes a la construcción de las trayectorias. Basado en Vegas* et al. *(1996) y Dewey* et al. *(1989).*

discurre y al valle del río que ocupa una parte de su recorrido. Se extienden entre la terminación de los cabalgamientos alpinos del borde meridional de la Cordillera Cantábrica, en la región del Bierzo, y el borde septentrional de la Sierra de la Estrella, el Cabalgamiento de Lousã (Fig. 1).

Ambos lineamientos comprenden varios segmentos escalonados que se corresponden con alineaciones de sierras de dirección N10-15E, resultantes de la asimilación en superficie del acortamiento general del Antepaís Ibérico. En relación con estas sierras alargadas se disponen áreas deprimidas, de dirección similar, que contienen sedimentos neógenos y cuaternarios y que pueden asimilarse a "escalones o curvaturas relajantes", que dan lugar a pequeñas cuencas de tipo *pull-apart*. El corredor de Regua-Verín se extiende entre el borde occidental de la Cuenca del Bierzo, Sierra de Los Ancares, y el Cabalgamiento de Lousã. Al sur de esta estructura parece continuarse en el borde del valle inferior del Tajo, aunque sin mostrar el carácter festoneado característico. Por su parte, el corredor de Vilariça se dispone entre el borde oriental de la Cuenca del Bierzo, los Montes de León, y la terminación oriental de las sierras de la Estrella y Gardunha. También parece continuarse más al sur en un lineamiento que apenas absorbe el acortamiento intraplaca general. En este sentido, los lineamientos aquí considerados constituyen la parte reactivada recientemente de dos lineamientos paralelos a escala peninsular.

Las terminaciones de los dos corredores son contractivas e indican un movimiento lateral izquierdo (Fig. 1). No obstante, estas terminaciones no indican una amortización completamente progresiva del movimiento transcurrente. La mayor parte de este movimiento debe amortizarse en las grandes estructuras oblicuas en que terminan los dos corredores: el sistema de cabalgamientos con vergencia sur del borde meridional de la Cordillera Cantábrica y el cabalgamiento septentrional de la Sierra de la Estrella con vergencia norte.

En relación con el Corredor de Vilariça existe una fábrica muy penetrativa y localizada, visible a escala de afloramiento y en imágenes de satélite, que indica la existencia de una zona de cizalla vertical más amplia. Esta fábrica se curva hacia el oeste, acomodándose al borde de la Sierra de la Estrella de acuerdo con el carácter levógiro del corredor. Así mismo, y en relación con esta fábrica, existen diques de lamprofidos, de potencia métrica, para los que se ha descrito una edad permo-liásica, 226-204 Ma (Portugal Ferreira y Macedo, 1979).

SITUACIÓN EN EL CONTEXTO DE LA CONVERGENCIA ÁFRICA-EURÁSIA

Como en otras zonas de deformación intraplaca, los corredores de deformación de Regua-Verín y Vilariça deben

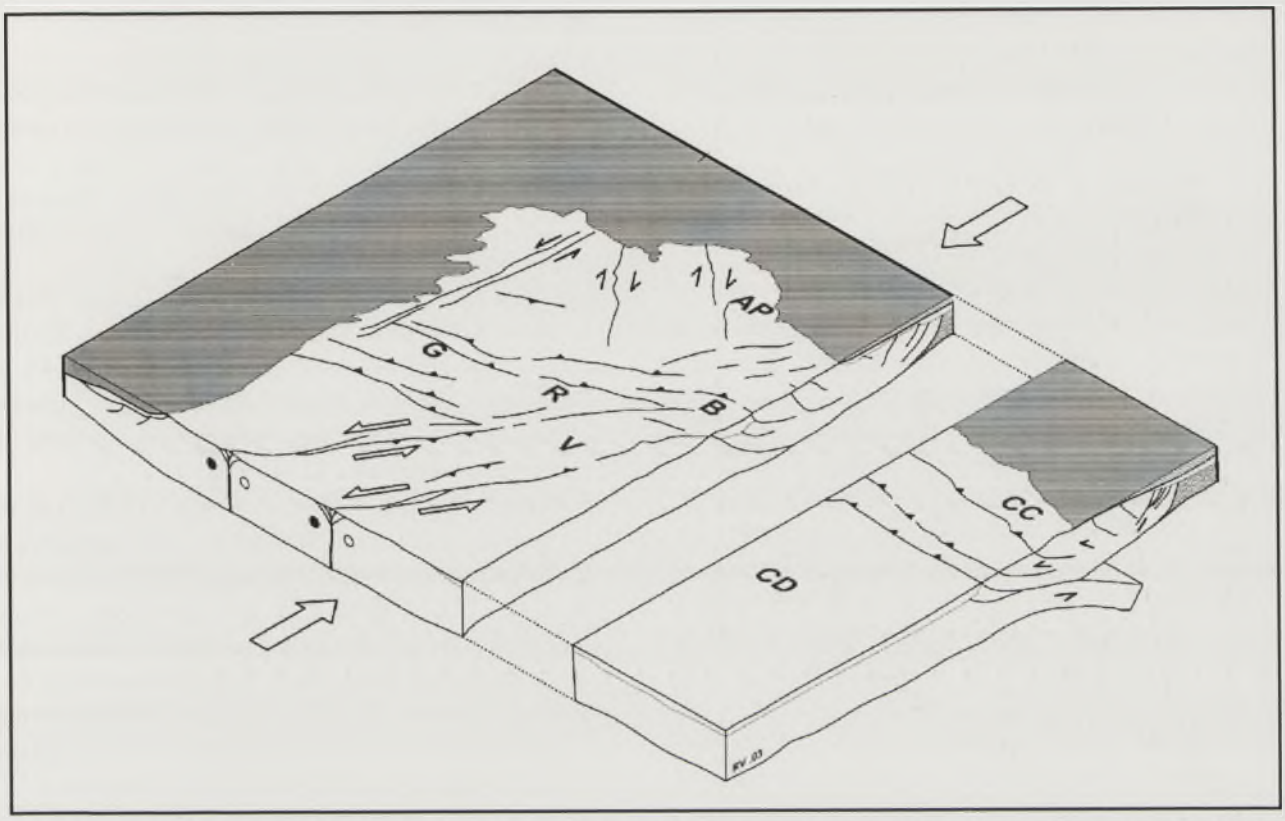


FIGURA 3. *Representación esquemática del mecanismo de transferencia del acortamiento intraplaca desde el Cabalgamiento Cantábrico por medio de los corredores de fallas en dirección del NO de la Península. B: Cuenca del Bierzo; CC: Cordillera Cantábrica; CD: Cuenca del Duero; G: Sierras de Gêres; R: Corredor de Regua-Verín; V: Corredor de Vilariça.*

ser zonas que canalizan la deformación desde el frente montañoso interplaca hacia el interior. En este contexto, y considerando la salvedad de sus dimensiones mucho más modestas, se puede hacer una comparación muy general con corredores de fallas intracontinentales del sureste asiático generados como consecuencia de la transmisión de la deformación tras la colisión continental del Himalaya.

Así en primer lugar es preciso considerar el patrón de la convergencia África-Eurásia en la Península Ibérica, que puede considerarse como una especie de placa de menores dimensiones adosada en ocasiones a una u otra placa mayor y con relativa independencia en otras a lo largo su historia. Esta convergencia se amortigua primero entre la Península Ibérica y Eurásia, en el límite de placas pirenaico-cantábrico durante el periodo de tiempo comprendido el inicio del Paleógeno y el final del Oligoceno, según se desprende de la reconstrucción semicuantitativa de Vegas *et al.* (1996) para la posición de la Península Ibérica respecto a Eurasia entre las anomalías magnéticas 30-31 y 6 C del Atlántico Norte (Fig. 2). En este punto es importante resaltar que para este periodo de tiempo –y en el segmento "ibérico"– la convergencia N-S entre África y Eurasia tiene una dirección NNE-SSO a N-S (Dewey *et al.*, 1989), mientras que en el límite de placas pirenaico-cantábrico adquiere un patrón más complicado debido a la relativa independencia de la Placa Ibérica. Esta convergencia queda bloqueada en este límite de placas al final del Oligoceno (An 6C) como consecuencia de la colisión pirenaica.

Comenzó entonces la transmisión de parte de la deformación interplaca desde el borde montañoso cantabro-pirenaico hacia el interior de la Península *vía* los corredores de Regua-Verín y Vilariça. La actividad de estos corredores debe relacionarse con el extremo occidental de la Cordillera Cantábrica, prolongación de la cadena pirenaica (Gallastegui *et al.*, 2002), es decir con el final de la zona donde la convergencia N-S es asumida en un cabalgamiento intracrustal, el Cabalgamiento Cantábrico (Fig. 3).

En este sentido es posible considerar estos corredores de fallas en dirección, como reactivación de zonas previas de anisotropía, probablemente mesozoicas, en un contexto de convergencia de placas. Su reactivación selectiva se debe relacionar con la necesidad de transferir la convergencia de placas entre el final del Cabalgamiento Cantábrico y las elevaciones de basamento del Sistema Central. Pero además estos corredores de fallas han seguido acomodando parte de la deformación intraplaca al continuar la convergencia África-Eurasia en el límite de placas situado, esta vez, entre la Península Ibérica y África, tal como lo demuestran las evidencias de deformación reciente en el corredor de Vilariça (Cabral, 1996). Esta convergencia se realiza primero en una dirección próxima a N-S, entre el

final del Oligoceno y Tortoniense (An 5), tomando después una dirección NO-SE hasta la actualidad (Fig. 2). Se puede considerar así una reactivación polifásica para estos corredores de fallas.

CONCLUSIONES E IMPLICACIONES MORFOESTRUCTURALES

Los corredores de fallas de Regua-Verín y Vilariça han jugado un papel importante en la acomodación de la convergencia África-Europa en el interior de la Península Ibérica. Se pueden considerar como corredores de fallas en dirección de tipo confinado. Su carácter sinestroso está de acuerdo con la transferencia de parte de la deformación acumulada en el extremo occidental del Cabalgamiento Cantábrico al segmento más occidental del Sistema Central. El origen de estas zonas de cizalla vertical, con intrusiones de rocas básicas, debe relacionarse con zonas de anisotropía producidas durante el *rifting* mesozoico que dio lugar a la individualización de la Placa Ibérica.

Este mecanismo de transferencia de la deformación explica como el acortamiento asumido en el borde sur de la Cordillera Cantábrica se amortiza también al oeste de su terminación. Como consecuencia de esta transferencia se produce una zona de deformación de dirección NNE-SSO, oblicua a los relieves principales de dirección E-O del Antepaís Ibérico. Como consecuencia de esta zona de deformación surgen los relieves que cierran la Cuenca del Duero por el oeste y suponen un serio obstáculo al drenaje atlántico, produciéndose el encajamiento reciente de la red fluvial. Este dispositivo tectónico explica así las diferencias morfológicas mayores entre las submesetas norte y sur, en las que tradicionalmente se subdivide el Macizo Ibérico.

REFERENCIAS

Cabral, J. (1989): An example of intraplate neotectonic activity: Vilariça Basin, Northeast Portugal. *Tectonics*, 8: 285-303.

Cabral, J. y Ribeiro, A. (1988): Carta Neotectónica de Portugal, escala 1:1.000.000. *Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos.*

Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knot, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society Special Publications*, 45: 3-28.

Gallastegui, J., Pulgar, J.A. y Gallart, J. (2002): Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21 (4): 1033

Portugal Ferreira, M y Macedo, C.A.R. (1979): Actividade magmática durante o Mesozóico: –Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro-Ibérica (Portugal). *Memórias e Noticias, Publicaçoes do Museo e Laboratorio Mineralogico e Geológico da Universidade de Coimbra*, 87: 29-49

Storti, F., Holdsworth, R.E. y Salvini, F (2003): Intraplate strike-slip deformation belts. En: *Intraplate strike-slip deformation belts* (F. Storti, R.E. Holdsworth, y F. Salvini, Eds.). Geological Society London, Special Publication, 210: 1-14.

Teixeira, C. y Gonçalves, F. (1980): *Introdução à Geología de Portugal.* Instituto Nacional de Investigação Científica. Lisboa, 475 p.

Vegas, R., Jurado, M.T. y Kälin, O. (1996): Tectonic and geodynamic significance of paleomagetic rotations in the Iberian Chain. *Geogaceta*, 19: 11-14

Walsh, J.J. y Watterson, J. (1988): Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal Structural Geology*, 10: 329-247.

IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS GEOAMBIENTALES Y SU VALORACIÓN EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

Identificación de riesgos geoambientales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige

Grupo Prestige

Instituto Ciencias del Mar-CSIC (G. Ercilla G -Investigador Principal-., B. Alonso, D. Casas, F. Estrada, M. Farran, M. García); Instituto Ciencias de la Tierra-Jaime Almera-CSIC (J. Gallart, J. Díaz, M. Ruiz), Instituto Tecnológico y GeoMinero de España-IGME (L. Somoza, A. Maestro, T. Medialdea, R. León, E. Llave), Unidad de Tecnología Marina-CSIC (E. Gracia, J. Dañobeitia, M.A. García, M.A. Vizcaino, S. Díez), Universidad de Barcelona (J.A. Muñoz, E. Roca, O. Fernández, N. Carrera, B. Benjumea, J. Mencos), Universidad de Cádiz (J.T. Vázquez, M. Sayazo, C. Pérez), Universidad Complutense de Madrid (D. Córdoba, M. Octavio, L. M. Agudo), Universidad de Vigo (F. Vilas, S. García, F.J. Hernández-Molina, D. Rey, B. Rubio, R. Alvarez, R. Durán, C. A. Fernández, A. Ferrin, K. Jacob Mohamed)

ABSTRACT

Potential geological hazard assessment has been carried out in the area where the Prestige vessel was sunk using a broad database that comprises: multibeam, high and ultra-high resolution seismic profiles, gravity cores, onland seismicity stations and Ocean Bottom Seismometers (OBS). The main results of this study indicate that among the geologic factors that can be considered as potential hazards, four main categories can be differentiated based on their origin: morphologic, sedimentary, tectonic, and seismicity. Hazards of morphologic origin include steep gradients; the morphologic features suggest the occurrence of mass-wasting instabilities. Hazards of sedimentary origin also includes the occurrence of slope instability processes in form of single slides and a great variety of erosive and depositional gravity flows (debris and turbidity flows). Hazards of tectonic and seismic origin are important because the sinking area straddles the Galicia Bank which is a structural seamount with a moderate tectonic activity that results in a latent seismicity of low to moderate magnitude. The interaction of these factors leads to consider to the risk as medium, and the degree of exposure of the bow and stern as high.

Several general and specific recommendations are made in order to increase the geological and geophysics knowledgement in the Prestige sinking area and Spanish continental margins and deep sea areas. These recommendations also should be used to elaborate the options for reducing the hazard and loss.

Key words: *hazard, morphology, sedimentology, tectonics, seismicity.*

INTRODUCCIÓN

Tras el hundimiento del buque Prestige, el Ministerio de Ciencia y Tecnología creó una Comisión de Coordinación Científica del Programa de Intervención Científica en relación con el vertido y hundimiento del buque Prestige. Esta comisión dictó una serie de acciones especiales urgentes para llevar a cabo en la zona de hundimiento. Una de ellas llevó por título "*Identificación de riesgos geoambientales potenciales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige*", cuyos resultados se presentan por primera vez en este VI Congreso Geológico de España.

En el simposium que lleva por título "*Identificación de riesgos geoambientales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige*" se presentan en detalle los diferentes estudios geológicos realizados. Estos estudios son repartidos en las charlas que a continuación se detallan:

- Presentación de la Acción Especial "*Identificación de riesgos geoambientales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige*"
- Rasgos geomorfológicos de la zona de hundimiento del Buque Prestige
- Análisis de las facies acústicas superficiales y los procesos sedimentarios recientes en el área de hundimiento del buque Prestige
- Estratigrafía sísmica del Banco de la región del Banco de Galicia: procesos tectono-sedimentarios recientes.
- Estratigrafía sísmica de la zona de hundimiento del buque Prestige
- Modelización en 3-D de las características geológicas de la zona de hundimiento del Buque Prestige
- Tectonismo de la zona de hundimiento del buque Prestige
- Sedimentología de la zona de hundimiento del buque Prestige
- Geoquímica y propiedades magnéticas de la zona de hundimiento del buque Prestige
- Sismicidad en el área del margen de Galicia

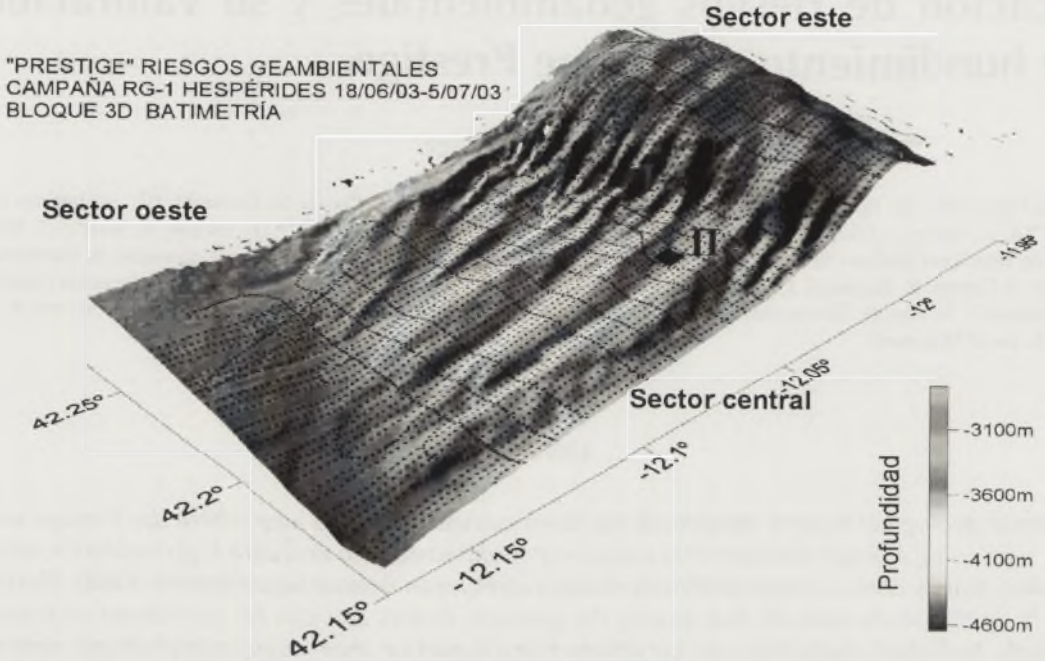


FIGURA 1. *Mapa batimétrico de la zona de hundimiento mostrando la localización de la popa (I) y proa (II) del buque Prestige, y los tres sectores morfológicos definidos (oeste, central y este). Las líneas de puntos se refieren a la localización de las líneas acústicas.*

OBJETIVOS

Los dos pecios en que ha quedado fragmentado el Prestige, la popa y la proa, están situados en el flanco sudoeste del Banco de Galicia, a unas profundidades de 3565 m y 3830 m respectivamente (Fig. 1). La hipótesis de partida es que el Banco de Galicia, se trata de un relieve geoestructural con flancos de pendientes altas y morfología superficial irregular que geológicamente forma parte de un margen continental pasivo que mantiene cierta actividad tectónica y con una arquitectura sedimentaria compleja. Esta complejidad geológica refleja la interacción entre procesos tectónicos, cambios del nivel del mar, una fisiografía compleja debido a las características geoestructurales locales existentes y variaciones oceanográficas. En estos casos de complejidad geológica para la valoración de riesgos geológicos es fundamental un estudio morfológico, sedimentológico, tectónico y geofísico de las características del fondo y subfondo marino.

Los principales objetivos que comprende el estudio planteado en esta Acción Especial son los siguientes:

- Estudio de la morfología del fondo marino al objeto de poder establecer los tipos morfológicos y su génesis, especialmente los geológicamente activos,
- Reconocimiento de la arquitectura sedimentaria reciente,
- Identificación de estructuras geológicas recientes,
- Determinación de los tipos de sedimento del fondo marino y subfondo más inmediato, estratigrafía sedimentaria y distribución espacial y temporal de los mismos,
- Establecer aspectos sedimentarios, mineralógicos, morfológicos, estructurales y oceanográficos que puedan afectar a la estabilidad de la zona de hundimiento (como por ejemplo gradientes, sismicidad, compactación diferencial, fallas actuales, corrientes de fondo ...),
- Definir la huella del fuel, sobre el fondo marino y en la columna de agua mediante datos indirectos,
- Recopilación y evaluación de los datos existentes sobre la sismicidad del margen noroccidental de la Península Ibérica, que permita establecer la situación e importancia de las estructuras más activas en relación con la región del hundimiento,
- Monitorización de la actividad sísmica que presenta actualmente dicha zona, y evaluación de la microsismicidad actual en el entorno de la zona del hundimiento (número y magnitud de eventos por día y sus posibles mecanismos), y
- Caracterizar y evaluar los riesgos geoambientales.

METODOLOGÍA

La metodología de trabajo ha consistido en el estudio de datos batimétricos obtenidos con el sistema de sonda multihaz EM-12, perfiles de sísmica de alta (cañones de aire) y muy alta (TOPAS) resolución, y testigos de sedimento hasta 4 m de longitud obtenidos en tres campañas realizadas a bordo del buque Hespérides. Sobre las muestras de sedimento se han efectuado análisis variados al objeto de conocer su textura, composición así como propiedades físicas y geoquímicas.

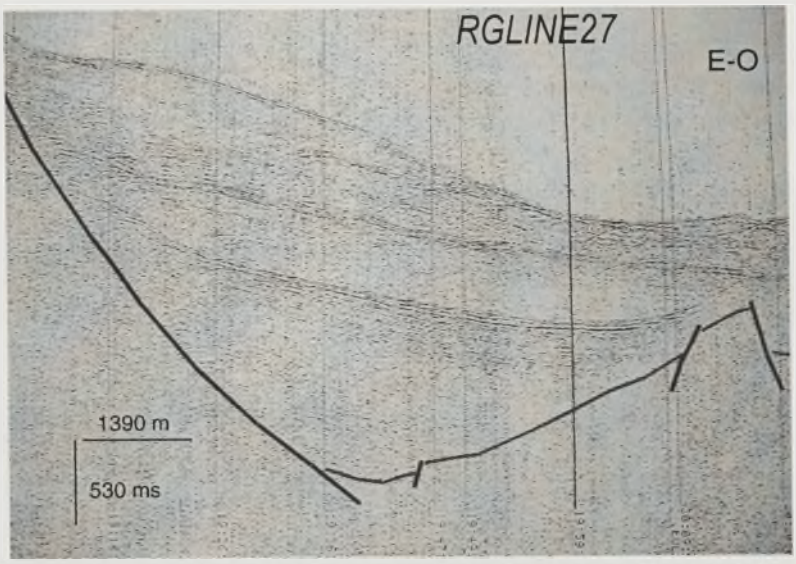


FIGURA 2. *Perfil de sísmica monocanal mostrando la estructura en semifosa que caracteriza a la zona de hundimiento.*

Asimismo, se instalaron redes sísmicas en tierra y mar. En las campañas de tierra se desplegaron durante casi 10 meses una red de intervención sísmica terrestre en el NO Peninsular, que vienen a complementar las estaciones de registro permanente pertenecientes a la red nacional operada por el Instituto Geográfico Nacional. Por otro lado, para controlar la actividad sísmica local entorno al Prestige se instaló una red de sismómetros de fondo oceánico (OBS) alrededor de los pecios, que permaneció fondeada durante casi un mes.

CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LA ZONA DE HUNDIMIENTO

La geología de la zona de hundimiento del buque Prestige está controlada por el contexto estructural que define al Banco de Galicia. En este sentido, la zona de hundimiento se caracteriza a gran escala por estar situada en el contexto de una estructura en semifosa de dirección general N-S, con dos altos estructurales principales: uno oriental que aflora y otro occidental, que está cubierto por depósitos pero cuya

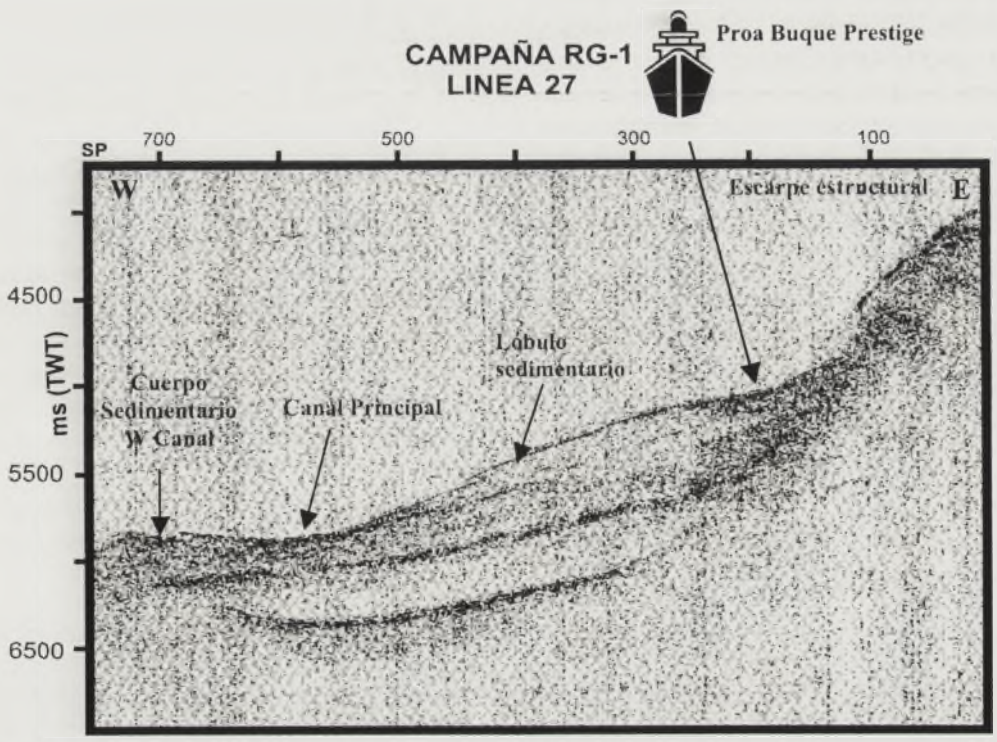


FIGURA 3. *Perfil de sísmica monocanal mostrando la distribución de los principales rasgos morfo-sedimentarios y morfo-tectónicos que caracterizan a la zona de hundimiento.*

paleomorfología se refleja en el fondo marino actual (Fig. 2). Su flanco más abrupto es el oriental que limita uno de los altos estructurales que constituyen el Banco de Galicia. Este flanco está constituido por un importante sistema de fallas normales de dirección NNW-SSE a N-S, mientras que el flanco occidental tiene menor pendiente y corresponde al techo basculado de un bloque de falla situado más al oeste.

Esta configuración estructural ha condicionado la morfología y la distribución espacial de los depósitos en el área de hundimiento. En esta área se diferencian tres sectores geográficos, Este, central y Oeste, en base a su configuración fisiográfica y caracterización morfológica (Figs. 1 y 3). El sector Este está definido por un alto morfo-estructural de dirección N-S, que se extiende entre 2790 y 3200 m de profundidad. Este alto, que se corresponde con el flanco más abrupto de la estructura en semifosa, está caracterizado por la presencia de morfologías erosivas y deposicionales, tales como cicatrices de deslizamiento, deslizamientos y depósitos de flujos en masa. El sector central se caracteriza por la presencia de relieves positivos que representan lóbulos deposicionales y relieves negativos que se corresponden a canales. La orientación preferencial de estos relieves es E-O a NE-SO. El sector Oeste se caracteriza por la presencia de un canal que atraviesa el área de estudio con una dirección NNE-SSO.

La estratigrafía de la zona de hundimiento comprende varias unidades sísmicas (Valanginiese-Actualidad) que descansan sobre un basamento acústico que define la citada geometría en semifosa. La continuidad lateral de las unidades sísmicas está interrumpida por el escarpe del alto estructural donde afloran el basamento acústico y materiales antiguos (Fig. 3). Las facies sísmicas que caracterizan a estas unidades indican que desde el Valanginiense han prevalecido los procesos gravitativos en la zona de hundimiento. Un análisis detallado de la unidad más reciente permite establecer que los procesos erosivos y gravitacionales han predominado sobre el escarpe del alto estructural. Los procesos erosivos han sido dominantes en los canales y los procesos gravitacionales deposicionales en los lóbulos sedimentarios que desarrollan al pie del citado escarpe (Fig. 3). La principal área fuente de los sedimentos sería la erosión del material que aflora en el escarpe y posiblemente también de aquel depositado en la cresta del mismo. Tres son los posibles procesos de erosión que pueden favorecer el desmantelamiento: a) meteorización física de los afloramientos y consiguiente abrasión durante el transporte de sedimento; b) abrasión tectónica (movimiento friccional a lo largo de la superficie de la falla, y fracturas de esfuerzo); y c) meteorización química (halmirólisis).

Las evidencias directas sobre la existencia de procesos gravitativos en la zona de hundimiento se han obtenido a partir del estudio de la estratigrafía mediante testigos de sedimento, recuperados en las zonas próximas a la proa y popa. Se han definido cinco tipos de sedimento: hemipelágicos, hemiturbiditas, turbiditas, pelágicos y depósitos de flujos de derrubios. Dentro de los depósitos turbidíticos se han diferenciado varios tipos en base a su composición y textura. La estratigrafía sedimentaria que caracteriza a la zona al pie del escarpe del alto estructural está formada por el apilamiento de secuencias turbidíticas, localmente intercaladas con secuencias hemipelágicas y depósitos de flujos de derrubios, y que hacia techo pasan a secuencias hemipelágicas y/o hemiturbiditas, salvo en la zona del escarpe donde tan sólo se identifica un apilamiento de secuencias de turbidíticas.

Los estudios de sismicidad reflejan que existe una actividad sísmica regional, difusa y mal localizada. En los últimos 30 años han ocurrido una decena de eventos de $M \geq 4$ en un entorno de 150 km de los pecios (uno de ellos a menos de 50 km). En 10 meses de monitorización dentro de la Acción Especial, se han localizado 124 eventos, de los cuales 4 son de $M \geq 3$ en un entorno de 150 km (uno de $M \sim 4$ a unos 50 km). En un mes se han localizado 3 sismos de $M \geq 2$ en un entorno de 50 km del pecio.

RIESGOS GEOLÓGICOS EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO

Los resultados del estudio geológico apuntan a que los riesgos geológicos potenciales en la zona de hundimiento están asociados a las características morfológicas, sedimentológicas, tectónicas y sísmicas.

Las características *morfológicas* indican que las zonas donde se localizan los pecios presentan pendientes altas (19° la popa y 4°-5° la proa). Los elementos morfológicos identificados, tales como cicatrices de deslizamiento, deslizamientos, lóbulos sedimentarios gravitativos, canales y escarpe estructural sugieren la existencia de procesos gravitacionales.

La *sedimentología*, que se ha realizada mediante estudios sísmicos de alta resolución, indica que predominan los procesos gravitativos, tanto en masa como flujos (deposicionales y erosivos). El pecio de proa está localizado en el eje de un canal erosivo, mientras que el de popa está en el flanco sur también de una canal erosivo (Fig. 2). En ambos casos, los canales han sido formados y mantenidos por la acción de flujos gravitativos.

La sedimentología realizada mediante el estudio de testigos de sedimento indica que el fondo marino sobre el que descansa los pecios está constitutito por un apilamiento de depósitos principalmente turbidíticos, que en el caso de la proa evoluciona a techo a depósitos hemiturbidíticos y hemipelágicos (< 40 cm de espesor). Los estudios de geoquímica indican la presencia de procesos diagenéticos importantes que pueden dar lugar a cambios significativos en la composición mineralógica y textura original del sedimento, con consecuencias importantes para la movilidad de fluidos intersticiales y alteración de propiedades físicas y geotécnicas en el tiempo.

Las *características tectónicas* de la zona indican la existencia de varios sistemas de fallas que están afectando al fondo marino actual. Estas fallas son normales y direccionales, con continuidad en profundidad y afectan al basamento (Fig. 2).

La *sismicidad* pone de manifiesto la existencia de una actividad sísmica latente significativa, de magnitud pequeña a moderada a lo largo del flanco norte del Banco de Galicia.

La interacción de estas características morfológicas, sedimentológicas, tectónicas y sísmicas que definen a la zona de hundimiento del buque Prestige conllevan a valorar la peligrosidad como media, y el grado de exposición de los pecios a los factores geológicos considerados como alta.

MESAS REDONDAS

Mesa redonda: Deformación intraplaca

J.L. Simón[1] y J.M. González Casado[2]

1 Área de Geodinámica Interna, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50.009-Zaragoza. jsimon@unizar.es
2 Dpto. de Q.A., Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. g.casado@uam.es

ABSTRACT

Intraplate deformation has deserved special attention in the last decades, with new or "renewed" emergent concepts such as soft plates, difuse seismicity or tectonic inversion. Compressional structures such as lithospheric folds, upthrust basement blocks and, mostly, inverted extensional basins have been studied worldwide together with their conditioning factors: intraplate stress fields and strength changes within the lithosphere.

Key words: *intraplate deformation, tectonic inversion, compressional stress.*

DEFORMACIÓN INTRAPLACA: UNA CUESTION EMERGENTE

Pasadas un par de décadas en las que el desarrollo de la teoría de la Tectónica de Placas incentivó el estudio de las deformaciones en los bordes de placa, a partir de los años 80 comienza a prestarse mayor atención a las que ocurren en el interior de las mismas. Abandonado el postulado de su rigidez absoluta, emergen conceptos como *deformación intraplaca, deformación distribuida* o tectónica de *placas blandas (soft plates)*, se presta mayor atención a las regiones de *sismicidad difusa* y a los fenómenos de inversión tectónica, y se retoman antiguas cuestiones relativas a la *tectónica vertical*.

Las fronteras difusas son reconocidas y estudiadas inicialmente en las placas continentales y, más tarde, también en el dominio oceánico. Esto lleva con frecuencia a la subdivisión de las placas inicialmente definidas en otras más pequeñas (*microplacas*). Por otro lado, la arquitectura de antiguos orógenos complejos, como el Varisco o el Caledónico, revela un origen vinculado no a un borde de placa "limpio", sino a la acreción de un mosaico de *terranes* desgajados de los primitivos supercontinentes. ¿Hasta dónde puede conducir este proceso de sucesivas "subdivisiones", alentado por el conocimiento cada vez más profundo de la estructura litosférica? ¿Tal vez hasta la desaparición misma del concepto de placa? Como la mayoría de las estructuras tectónicas, la forma del contorno de las placas parece mostrarse invariable al cambio de escala y podría entrar en la larga lista de objetos naturales con geometría fractal; al menos, hasta llegar a un límite objetivo: no podríamos llamar "placas" a porciones de diámetro inferior al propio espesor de la litosfera.

CONDICIONES PARA LA DEFORMACION INTRAPLACA

La deformación intraplaca conforma un variado panorama que incluye estructuras tanto extensionales (*rifts*, domos) como compresivas (grandes sistemas de desgarres, pliegues litosféricos, cuencas extensionales invertidas, bloques de zócalo levantados). Las primeras no plantean problemas especiales a la teoría de placas clásica: su presencia no señala sino el inicio de la fragmentación litosférica y la creación de bordes divergentes. El desarrollo de estructuras intraplaca compresivas es más delicado, y depende de dos factores: la transmisión eficaz de esfuerzos desde los bordes activos y una reología que permita tasas adecuadas de deformación.

Las condiciones más favorables para la transmisión de esfuerzos compresivos al interior de las placas se dan en situaciones de colisión continente-continente y varían, en todo caso, con la velocidad de convergencia y el grado de acoplamiento que exista entre los propios orógenos y sus regiones de antepaís y traspaís. Por su parte, la orientación de las trayectorias de compresión está controlada por el patrón cinemático de las placas en juego y las resistencias friccionales que su movimiento desencadena. Todos ellos son factores que fluctúan en el tiempo y pueden configurar campos de esfuerzos complejos con marcadas heterogeneidades espacio-temporales. Dado que la deformación intraplaca es más sutil que la que se da dentro de los orógenos, las estructuras formadas en episodios tardíos no suelen borrar las anteriores; el registro tectónico total es más completo y esas complejas evoluciones pueden comenzar a ser desentrañadas. Los métodos de reconstrucción de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de estructuras discontinuas y de maclas de calcita, ampliamente desarrollados y utilizados en las últimas décadas, han contribuido a ello de forma decisiva.

La localización de la deformación está controlada por las variaciones espaciales y temporales de resistencia de la litosfera. Estas, a su vez, dependen de su espesor, régimen térmico y discontinuidades previas, así como de la densidad y conductividad térmica de la serie sedimentaria. La distri-

bución de las fuentes de calor en la parte superior de la corteza (particularmente, la concentración de elementos radiactivos) o el incremento de la presión de fluidos pueden ser decisivos en la configuración de las zonas deformables. En el caso de la litosfera oceánica, procesos como el metamorfismo hidrotermal inducido por la circulación convectiva del agua de mar en la corteza también redundarían en un significativo "ablandamiento" de la misma.

INVERSION TECTÓNICA Y OTROS ASPECTOS CLAVE

Aunque todos esos factores podrían combinarse en múltiples formas dando lugar a sistemas de estructuras de desarrollo efímero y localización cambiante, lo cierto es que si algo caracteriza la deformación intraplaca es la pervivencia en el tiempo de las grandes zonas deformadas. El concepto de *inversión tectónica* es quizá uno de los que mejor representan el carácter "histórico" o la "memoria" de los procesos geológicos. La formación de cuencas extensionales fuertemente subsidentes modifica la estructura termo-mecánica de la corteza y (en condiciones de alta tasa de deformación, elevado flujo térmico y baja conductividad del relleno sedimentario) tiende a debilitarla y la hace más sensible a eventuales compresiones posteriores. Por otro lado, las fallas que enmarcan dichas cuencas constituyen discontinuidades permanentes que tendrán una elevada probabilidad de ser reactivadas. El resultado de la compresión intraplaca en tales casos serán, antes que una deformación penetrativa distribuida aleatoriamente, estructuras concentradas en ciertas zonas e inversión positiva de las cuencas.

Este variado inventario de cuestiones que, bajo el epígrafe general de *deformación intraplaca*, se abordan en la mesa redonda puede completarse con referencias a la tectónica vertical y a la sismicidad. Las zonas intraplaca no afectadas por estructuras compresivas o extensionales reconocibles pueden presentar, no obstante, importantes movimientos verticales. Su estudio puede abordarse tanto desde metodologías clásicas del ámbito de la Geomorfología (utilización de superficies de erosión marcadoras, análisis morfométrico de la red fluvial...) como desde técnicas más modernas que permiten reconstruir cuantitativamente los procesos de elevación y denudación (análisis termocronológico a partir de huellas de fisión). Mientras el interior de las placas oceánicas muestra muy escasa actividad sísmica, no ocurre lo mismo con muchas regiones intracontinentales. En ellas se conjuga a veces una sismicidad difusa y de baja intensidad con eventos catastróficos de largo periodo de retorno (sismos históricos, unos; paleosismos inferidos del registro geológico, la mayoría) cuya incorporación a los cálculos de peligrosidad, aunque no exenta de problemas, se hace cada vez más necesaria.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Moderadores y coordinadores:

Dr. José Manuel González Casado
Dpto. Q. A., Geología y Geoquímica,
Universidad Autónoma de Madrid

Dr. José Luis Simón
Dpto. de Geología, Universidad de Zaragoza

Ponentes:

Dr. Gerardo de Vicente
Dpto. Geodinámica,
Universidad Complutense de Madrid

Dr. Antonio Ribeiro
LATTEX, Geofcul y M. H. N Universidad de Lisboa

Dr. Martin Burkhard
Universidad de Neuchâtel. Suiza

Ponencia 1: ¿Si no se puede medir la frontera con Portugal, es porque no hay Tectónica Intraplaca?

G. de Vicente Muñoz

Dpto. de Geodinámica, Fac. de Ciencias Geológicas, Univ. Complutense de Madrid. gdv@geo.ucm.es

L'imagination se lassera plutôt de concevoir que la nature de fournir.
Blaise Pascal

El final del siglo XX ha asistido al inicio de un cambio de punto de vista sobre el comportamiento de los sistemas macroscópicos que aún no ha concluido. Esta afirmación contiene dos ideas que deberían sorprendernos. Por un lado, el que, mientras la Física no ha dejado de interesarse por escalas cada vez menores, se pueda hablar de revolución en el comportamiento a escalas *cotidianas*. En segundo lugar, la escasa repercusión que ha encontrado en casi todas las materias a las que afecta, debido probablemente a la falta de concreción de métodos de análisis matemáticos rigurosos y bien contrastados. Nos referimos al concepto de *fractal* y a los sistemas dinámicos *caóticos*. El hecho de su lenta aplicación en las ramas científicas que, *a priori*, le deberían ser más afines, no deja de señalar la existencia de una falta de transferencia adecuada entre los conceptos matemáticos implicados y las consecuencias prácticas que conllevan. Tal es el caso de la Geología, en general, y de la Tectónica, en particular

Cuando se estudian los procesos de deformación naturales, lo primero que debería llamarnos la atención es el amplio rango de escalas implicadas, y cómo, injustificadamente en objetos en principio euclideos, extrapolamos los resultados entre dichas escalas. La justificación es eminentemente práctica. Lo hacemos porque *existen* una serie de propiedades invariantes al cambio de escala en la mayor parte de estas estructuras de deformación natural.

El martillo de los geólogos tiene dos funciones: probar la dureza de las rocas y como escala en las fotografías de campo. Las imágenes de este tipo de estructuras no permiten determinar su tamaño por sí solas.

Esta propiedad de invarianza incide también en los problemas que aparecen a la hora de cartografiarlas o representarlas, ya que permiten un grado de subjetividad muy grande. Dos especialistas distintos pueden realizar cartografías muy diferentes. Lo importante aquí es el "pueden". La naturaleza de estas estructuras *permite* que esto suceda. Es más, un mismo especialista puede cartografiar, en dos momentos diferentes, mapas que, desde un punto de vista estricto, no serán iguales. En este caso, lo que sí se mantendrá será el "estilo" de la cartografía. Esto podría suceder si la cantidad de información a la que nos enfrentamos fuese, en la práctica, infinita. De nuevo nuestra experiencia cotidiana como geólogos nos indica que esto puede ser así. Cuando regresamos a aflo-

ramientos muy conocidos, siempre podremos encontrar algo nuevo, por muchas veces que volvamos.

Otro problema al que nos enfrentamos es el de la "ventana" de observación. Una afirmación muy conocida entre los geólogos dedicados a las fallas es que cuanto más grande es, menos se ve. Se podría pensar en que, una vez que se localiza una falla de gran recorrido, su posición a escalas menores viene determinada de un modo directo. No es el caso. Grandes estructuras, muy evidentes a grandes escalas, resultan difícilmente localizables a escalas menores. Este hecho está en flagrante contradicción con nuestra experiencia diaria en relación a objetos que sí son euclideos.

Junto a estos problemas que afectan al cambio de escala de buena parte de los objetos geológicos, otra característica intrínseca a los *procesos* geológicos es su componente histórica e irreversible. La evolución geológica es un proceso *histórico*, más allá del intento de comprensión de la profundidad del tiempo geológico. Volviendo de nuevo a las fallas, cuando comienza la deformación en un macizo homogéneo, se nucleará en una cierta posición que, al romper, dominará sobre otras. En tanto en cuanto el sistema se estabilice se convertirá en un objeto histórico, en el sentido de que de esta elección crítica depende la totalidad de su desarrollo posterior, lo que resulta patente por ejemplo, en los numerosos casos documentados de "inversión tectónica".

Otra característica que debería llamarnos la atención es la gran cantidad de fenómenos de realimentación en los procesos tectónicos. En relación a la dinámica global que supone el modelo de la Tectónica de Placas, cuando subduce la corteza oceánica la distribución de isogradas se ve afectada, de modo que a lo largo de la placa que se hunde se localizan temperaturas inferiores a las que son más comunes en el resto del Manto Superior en ese rango de profundidades (hasta 1000 km). Esta situación conlleva que el tránsito olivino-espinela se produzca más cerca de la superficie a lo largo de la subducción, con lo que la mayor densidad de la espinela produce un efecto de succión adicional. La subducción se realimenta. A escalas menores, el peso de los sedimentos en el labio hundido de las fallas puede hacer que éste se hunda más, e incluso que el labio levantado rebote.

Por último, y quizás como hecho más evidente, la diferencia entre el relieve terrestre y el de cualquier otro cuerpo del Sistema Solar, dominado por cráteres de impacto, se debe a la actividad del sistema dinámico global (Tectónica-Isostasia-Atmósfera-Biosfera) que es capaz de borrar los impactos e imponer su estilo propio, no conservando la

memoria de la perturbación. Esta propiedad es característica de sistemas dinámicos disipativos con comportamiento irreversible, que suelen presentar comportamientos caóticos.

No deja de ser frustrante el que los geólogos estructurales tengamos que responder afirmativamente a dos cuestiones aparentemente contradictorias. Por un lado, se nos pregunta: ¿Las estructuras de deformación natural aparecen *ordenadas*? Y por otro: ¿La deformación natural es *compleja*? El hecho de tener que satisfacer simultáneamente orden y complejidad ha derivado en clasificar las estructuras tectónicas mediante *estilos de deformación*. Este concepto, que parece acercarnos más a las humanidades que a la ciencia "dura", es absolutamente necesario para la Geología y exige la formulación de conceptos físicos y matemáticos que lo satisfagan (*física estadística*). La postura contraria no será suficiente, en el fondo, para explicar la realidad de los procesos geodinámicos.

Las fallas constituyen sistemas o redes multiescalares de alta complejidad topológica que muestran la ocurrencia de leyes potenciales en la práctica totalidad de los aspectos geométricos (y temporales) que configura: la longitud de las fallas, su área de ruptura, sus desplazamientos (¿velocidades?), la energía emitida, su espaciado y los tamaños de los bloques (y áreas en superficie) que éste origina.

La dinámica no lineal asociada al proceso de fracturación está fuertemente acoplada en un amplio rango de escalas espacio-temporales, mucho mayor que las dimensiones a las que estamos habituados (desde micras a decenas de miles de km y desde segundos a cientos de millones de años). La investigación se debería centrar en comprender los orígenes e implicaciones de las correlaciones espacio-temporales y de las pautas dinámicas de este fenómeno, fundamentalmente multiescalar. No se conoce convenientemente si este acoplamiento depende de la estructura mecánica terrestre (y hasta qué profundidad) y si se refleja en las características multifractales que aparentemente presenta. ¿Existen diferencias entre las pendientes log/log de la distribución de tamaños de las placas principales y de los fragmentos entre fallas que sólo afectan a la corteza superior? La respuesta con una perspectiva matemática dependerá, en cualquier caso, de la información que se pueda aportar desde la cartografía detallada de los patrones de fracturación, y no de meros esquemas tectónicos. Hasta el momento, sólo los estudios sobre diaclasado y, sobre todo, las caracterizaciones hidrogeológicas de medios de baja permeabilidad, aportan datos realistas.

Pero el papel de los estudios tectónicos puede ser justo el contrario. Encontrar las pautas generales de la deformación e intentar cuantificar el rango de escalas al que afectan. Por ejemplo, la diferencia entre tectónica de "piel fina" y de "piel gruesa" parece no encajar con las cartografías que, en realidad, abarcan un continuo entre ambas. Otro ejemplo: el concepto de "partición de la deformación", que refleja el hecho de que existe una mayoría de fallas con movimientos "puros" (normales, inversas y de cizalla) en un muy amplio rango de escalas, se concreta a nivel global en la existencia de tres tipos de límites de placas (en zonas transpresivas o transtensivas la deformación suele repartirse entre desgarres y fallas normales o inversas). Por último, la presencia de grandes flexiones que afectan a la corteza superior y/o a la litosfera, relacionadas con el campo de esfuerzos regional, ha de hacernos replantear el concepto, tan tradicional en geología estructural, de "orden de plegamiento".

De este modo, y aunque no acaben de establecerse los procedimientos de análisis matemático comunes y bien contrastados, las observaciones geológicas parecen indicar la existencia de un acoplamiento efectivo global del proceso geodinámico desde la escala planetaria hasta los procesos de microfracturación. Desgraciadamente, el reconocimiento de este hecho ha llevado a algunos a adoptar posturas con un excesivo componente "místico", encontrando una teoría "del todo" que no explica nada. Sin embargo, intentando ser algo más prácticos, y superando los problemas mencionados, las consecuencias *geológicas* que se extraen de la multifractalidad de la deformación son realmente trascendentales. Así, no cabe hablar de cuántas son las Islas Canarias, o de cuánto mide la frontera con Portugal, si la pregunta no viene acompañada de una escala de referencia. No es posible medir el espaciado entre fracturas, o determinar el terremoto característico, o en última instancia, determinar cuantas placas hay. Depende de la escala.

Bajo esta perspectiva, convendría conocer qué conceptos tectónicos son invariantes al cambio de escala para hablar y obrar en consecuencia. Quizá el ejemplo más llamativo sea el de los estudios de segmentación de fallas; claramente no son adecuados para caracterizar el objeto que pretenden estudiar. Ya hemos mencionado otro, el de "piel fina o gruesa", pero parecen más trascendentales los de "placa" e "intraplaca".

Aunque en corteza oceánica los límites activos aparecen mucho mejor definidos que en corteza continental, la sismicidad en ambos sigue pautas temporales potenciales similares, no apreciándose tampoco diferencias en función del elipsoide de esfuerzos actuante. Los procesos de sismicidad inducida se producen tanto en las zonas "activas" cono en las "estables", indicando que *toda* la corteza superior se encuentra en estado subcrítico. Así, los conceptos de "límite de placa" e "intraplaca" son buenos candidatos a mostrar también invarianza al cambio de escala (cuanto más detallado es un esquema tectónico más *microplacas* o *bloques*, o *terrenos*, aparecen).

Resulta evidente que no podemos considerar "placas litosféricas" a bloques limitados por fallas con tamaños menores al de la potencia de la propia litosfera. Se nos plantea así una cuestión fundamental. Si el proceso de fracturación refleja un cambio significativo en las leyes potenciales que caracterizan las escalas mayores, respecto a las exclusivamente corticales, el propio concepto de "tectónica de placas" se verá reforzado. En caso contrario, emergería un nuevo concepto, que involucraría la dinámica de todo el planeta (incluidas atmósfera y biosfera), y en el que serían menos relevantes el papel, por ejemplo, de la astenosfera y la propia idea de "placa" (si no va acompañado por una *escala*).

Ponencia 2: Tectónica de Placas Macias e de Impactos

A. Ribeiro

LATTEX, Geofcul e M. H. N, Univ. Lisboa, Portugal.

A Tectónica de Placas macias ("Soft Plate") é uma modificação da versão da Tectónica de Placas em que o postulado da rigidez é abandonado; assim na versão de Placas rígidas só há deformação nas fronteiras de placa porque o interior das placas é considerado indeformável; pelo contrário na versão de Placas macias considera-se que o interior das placas pode também sofrer deformação, que é designada de intraplaca.

Sabe-se desde o início da Tectónica de Placas que há deformação no interior dos continentes por vezes a grande distância, da ordem de milhares de quilómetros da fronteira de placa propriamente dita. A rigidez é pois uma má aproximação à Tectónica de Placas Continentais; e pensa-se que tal sucede porque a litosfera continental contem componentes rochosos que são sensíveis à deformação quer frágil na sua parte superior, quer dúctil em profundidade. Isto conduz a deformação distribuída, sismicidade difusa e movimentos verticais que se exprimem também por anomalias de gravidade, do geóide, do fluxo de calor e outras anomalias geofísicas. Pensava-se que o interior das placas oceânicas era mais rígido, porque o manto infra oceânico de composição peridótitica seria extremamente resistente à deformação dúctil.

No fim dos anos 80 conclui-se que também havia fronteira de placas largas e difusas em domínio oceânico. ("plate boundary zones"). A cinemática de placas obrigou à subdivisão de algumas placas oceânicas; o movimento tornava-se assim coerente mais à escala de placas menos extensas delimitadas por fronteiras por vezes bastantes largas; nestas a deformação denunciava-se por fenómenos em tudo semelhantes ao das fronteiras difusas em litosfera continental.

A possível explicação para estes factos residiria nas implicações do ponto de vista reológico da descoberta do chamado metamorfismo hidrotermal dos fundos oceânicos; a circulação convectiva da água do mar na litosfera oceânica produziria o amolecimento da sua parte superior, crosta oceânica e parte do manto infraoceânico por substituição das paragéneses minerais de alta temperatura por paragéneses de mais baixa temperatura; em particular a olivina do manto era hidratada, passando a serpentina, um mineral notóriamente mais escorregadio. A exploração geológica e geofísica dos fundos oceânicos mostrou que este fenómeno afectaria grandes áreas da litosfera oceânica gerando quer as chaminés hidrotermais ("black Smokers") que focalizam o fluxo, quer formas de alteração mais dispersa e por isso provavelmente mais extensa.

A deformação de materiais geológicos obedece a uma sequência de regimes em função das propriedades reológicas dos materiais. Para compressão com taxas de deformação baixa os materiais sofrem achatamento homogéneo ou se extratificados encurtamento paralelo à estratificação. Para taxas mais elevadas o material começa a flectir, gerando-se dobras, e simultâneamente a fracturar, gerando-se falhas. Se aplicarmos estes princípios, que são, independentes da escala, à litosfera em toda a sua espessura teríamos: primeiro achatamento homogéneo, depois flexão e facturação e finalmente cedência da litosfera em toda a sua espessura, gerando-se uma nova fronteira de placa convergente.

As técnicas de geodesia espacial desenvolvidas nas últimas décadas permitem, graças a previsão e exactidão crescentes, medir os movimentos da placa directamente e compará-los com os modelos cinemáticos, em particular o modelo NUVEL-1A que quantifica as velocidades médias das placas nos últimos 3MA.

Verificam-se no entanto discrepâncias entre os valores observados e os previstos pelos modelos. Assim no interior das grandes placas que suportam os chamados escudos continentais, frios e rígidos, não é detectável qualquer deformação intraplaca. As zonas mais deformadas correspondem às fronteiras de placa em função das velocidades de afastamento nas fronteiras divergentes, de deslizamento nas fronteiras conservativas e de encurtamento nas fronteiras convergentes; aqui há geralmente bom acordo entre os modelos cinemáticos e os resultados de geologia espacial. No interior das placas oceânicas há algumas discrepâncias, maiores nos oceanos com velocidade de alastramento elevado do tipo Pacífico e menos nos oceanos com velocidade de alastramento baixo do tipo Atlântico. Admitimos que os movimentos das placas devem ser quase-estacionários; de facto são necessárias elevadas taxas de acumulação/dissipação de energia para alterar a velocidade das placas, porque estas são muito extensas. Então as modificações nos últimos 3MA devem corresponder a deformação das placas, maioritariamente em compressão, e que se traduzem por desacelerações à escala do globo da ordem de 6%.

Uma vez que o interior das placas oceânicas é quase asísmico a deformação intraplaca, se ocorrer deve corresponder a processos asísmicos; isto estaria de acordo com taxa de evolução muito lenta dos processos de alteração hidrotermal em domínio oceânico.

A Tectónica de Placas macias obriga a rever o conceito de Ciclo de Wilson, em que a abertura e fecho dos oceanos é em última análise responsável pela quase totalidade dos fenómenos tectónicos na face da Terra. A fase de abertura e início do fecho dos oceanos é mais rica e complexa que o

admitido na versão das Placas rígidas. Poderia assim explicar-se de forma mais precisa certos fenómenos como a obducção, compressão intra-oceânica, início da subducção e as variações relativas da intensidade de deformação no domínio oceânico e no domínio continental na fase final de fecho dos oceanos e colisão de continentes.

A Tectónica de Placas macias permite resolver também o enigma do mecanismo motor deste tipo de tectónica, que estaria na convecção mantélica com uma camada limite térmica que é rígida nos escudos continentais mas viscosa no domínio oceânico. A deformação das placas oceânicas seria devido a compressão da crista ("ridge push") nos oceanos do tipo Atlântico e competição entre esta força de compressão e a força de fracção da placa descendente ("slab pull") nos oceanos do tipo Pacífico. A Terra seria o único Planeta convectivo e arrefecido pela água da Hidrosfera, porque o amolecimento devido à acção desta água permitiria a manutenção de convecção. A evolução futura da Terra consistiria na perda progressiva da sua Hidrosfera, retida em parte na acção lubrificante da convecção e consequentemente no "endurecimento" da Litosfera até cerração total dos movimentos superfíciais dentro de alguns milhares de MA.

Para testar a Teoria das Placas macias torna-se necessário, para além da monitorização das deformações intraplaca pelas técnicas de geodesia espacial, tentar encontrar marcadores de deformação no domínio oceânico. Só estes permitem verificar se as deformações acumuladas à escala de dezenas de anos e detectadas pela geodesia espacial podem conduzir às deformações acumuladas à escala dos milhões de anos e inferidas do registo geológico. Neste sentido está sendo investigada a origem da "montanha submarina " de Tore, 200 km a W da Nazaré, na costa portuguesa. Trata-se de um acidente hatimétrico com a forma de uma cratera alongada na direcção NNE-SSW; o fundo está a 5.5 km de profundidade; o anel que envolve a cratera a 2-3 km de profundidade, elevando-se acima das planícies abissais circundantes a 5 km de profundidade. O anel tem dimensões de 120 km para o eixo maior por 85 km para o eixo menor do elipse. O eixo maior da cratera prolonga-se numa direcção oblíqua às anomalias magnéticas, com cerca de 120 Ma da crista de Tore - Madeira, mas é paralela às anomalias mais recentes a Oeste. Isto torna improvável a sua geração por impacto oblíquo; de facto este exigiria uma trajectória do objecto importante muito pouco inclinada, inferior a 10°, num azimute paralelo ao das anomalias mais a Oeste, posteriores.

Se a cratera é inicialmente circular a forma elíptica é devida a deformação que se teria acumulado em 90 MA, porque a ocorrência de ejecta proveniente do impacto a Norte da Nazaré é dessa idade. A deformação observada é compatível com a história Tectónica deste segmento do Atlântico Norte: achatamento homogéneo desde 120 MA, início de flexão e cavalgamento para E na crista de Tore-Madeira há cerca de 5 a 10 MA e início de subducção na margem oeste - ibérica há cerca de 2 MA. Esta seria em particular responsável pelo sismo de Magnitude 8.5 a 9 de 1 de Novembro de 1755 em Lisboa.

A génese de TORE por impacto permitiria também explicar um alinhamento geológico e geofísico responsável pela intrusão dos Maciços de Sintra, Sines, Monchique e golfo de Cádiz com idades de 82 a 65 MA. Este modelo de implantação permite suportar que os Impactos podem ter consequência na evolução tectonomagnática do globo.

Concluiu-se que a Terra é um Sistema Dinâmico em evolução constante e aberto porque exposto as influências do sistema Solar e da Galáxia no seu conjunto.

Mesa Redonda: Geología y Espacios Naturales Protegidos

A. García Quintana

Dpto. de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. alvaro.garcia@geo.ucm.es

ABSTRACT

Geological and geomorphological features, as well as active geological processes occurring in a certain geographical area, count among the most relevant factors to propose a site as a legally protected area, e.g. Natural Park or other. However, typically, little attention is paid to geological values during its subsequent management. The purpose of this seminar is to raise a debate, and produce a document, on the important role geology can play in the management process of natural protected areas.

Key words: *geological values, natural protected areas, geoconservation, site management.*

OBJETIVOS DE LA MESA

La configuración geológica y los procesos geológicos activos de Yellowstone fueron los factores más importantes para su declaración como primer Espacio Natural Protegido del Mundo. De igual modo, los valores geológicos de los Picos de Europa y del Valle de Ordesa fueron también factores muy importantes para su declaración como primeros ENP's de España. A lo largo de casi un siglo de declaraciones proteccionistas en España, la composición geológica y geomorfológica del territorio, y en algunos casos también los procesos geológicos activos, han seguido siendo en la mayor parte de los ENP's, elementos muy importantes para su declaración. Ambas composiciones, además de ser la base para la comprensión de sus paisajes, condicionan en cada caso las limitaciones al uso del territorio, favoreciendo la conservación de sus valores naturales y propiciando su declaración.

Pero en la actual gestión de los ENP's, y sobre todo en la faceta de atención al visitante, que es la que más repercusión cultural y social tiene, y a la larga también económica, la geología ocupa un papel casi irrelevante. Se desperdicia así una fuente importante de conocimientos para potenciar la conservación, el disfrute y la valoración social de los ENP's, y con ello se merman posibilidades al asentamiento social y desarrollo de las políticas proteccionistas.

¿Que ha pasado? ¿Para qué se puede utilizar la Geología? ¿Qué se puede hacer?

El objetivo de esta Mesa Redonda es elaborar un documento conciso, ordenado y concreto, que recoja las causas de esta infrautilización de la Geología en la gestión del los ENP's, las posibilidades reales de la Geología en ella, y las posibles líneas de actuación prioritarias para reconducir esta situación.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Presidente:

D. Jesús Casas Grande
Ingeniero de Montes
Jefe del Área de Planificación y de Programas Técnicos de la Red de Parques Nacionales
Organismo Autónomo de Parques Nacionales
Ministerio de Medio Ambiente

Secretario:

Dr. Álvaro García Quintana
Geólogo
Profesor de la asignatura de Paisajes y Espacios Naturales Protegidos
Universidad Complutense de Madrid

Vocales:

D. Javier Martín Herrero
Ingeniero de Montes
Jefe del Servicio de Espacios Naturales Protegidos
Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha

D. Antonio Solís Camba
Ingeniero de Montes
Jefe del Servicio de Medio Natural de Guadalajara
Junta de Comunidades de Castilla – La Mancha

D. Miguel Aguilar Larrucea
Ingeniero de Montes
Director del Parque Natural del Barranco del Río Dulce (Guadalajara)
Junta de Comunidades de Castilla – La Mancha

D. Luis Carcavilla Urquí
Geólogo
Consultor de la empresa Tragsatec, S.A

Mesa Redonda: Las fuentes de la historia de la Geología de España

L. Sequeiros[1] y J. Truyols[2]

1 INHIGEO, Editor del Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España, Apartado 2002, 18080 Granada. lsequeiros@probesi.org
2 Presidente de la Comisión de Historia de la Geología de España (SGE), Dep. de Geología, Universidad de Oviedo. jtruyols@uniovi.es

ABSTRACT

The publication in 2003 of a basic bibliography about the History of Geology in Spain, invites to a general reflection about the status of our knowledge concernig the research in the History of the Geology in Spain about questions related with the Spanish geology and geologist. Some questions are proposed to participants for an open and constructive debate.

Key words: *History of Geology, Spain, Sources, Bibliography, Interdiscipline, Epistemology.*

INTRODUCCIÓN

Hace ya 20 años, con ocasión del ***"I Congreso Español de Geología"*** (celebrado en Segovia), fui invitado a preparar una ponencia para la sesión de Historia de la geología. El texto de la misma (Sequeiros, 1984) llevaba como título "Un reto interdisciplinar: la Historia y la Epistemología de la Geología española". En ella, tras constatar el resurgir dentro de la comunidad científica internacional el interés por la Historia y la Filosofía de las Ciencias, reconocía que en España nos incorporábamos con excesiva pereza a este resurgir. Y citaba un artículo en la revista *Science* en 1974 del historiador de la ciencia norteamericano Stephen G. Brush con el título provocador siguiente: "Should the History of Science be rated X?" En otras palabras, ¿puede la Historia de la Ciencia herir la sensibilidad del científico o resultar nociva para la moral de los jóvenes?.

¿Por qué ese desprecio de muchos científicos y profesores universitarios por la Historia de las Ciencias? Precisamente, pude asistir, en mis tiempos de profesor de esta Universidad de Zaragoza (entre 1975 y 1983) a caza de brujas contra profesores que se interesaban por indagar la construcción social del conocimiento científico. Y sobradamente sabemos que, los trabajos sobre Historia del pensamiento científico, no tienen ningún valor para la consecución de los ansiados "tramos de investigación".

Los historiadores de las ciencias (y en nuestro caso de las ciencias de la Tierra, y de la Geología en particular) son escasos, dedican a ello su tiempo libre, y no parecen tener consideración social en el escalafón administrativo. Son considerados con frecuencia como fracasados para la investigación "dura" que así justifican su tiempo, o nostálgicos de un pasado que no volverá a repetirse.

Sin embargo, la Historia de las Ciencias –decía en la ponencia hace 20 años- "es un poderoso antídoto contra la miopía y la estrechez científica, ya que su visión más amplia resitúa las mutilaciones y deformaciones del conocimiento que la instrucción acelerada de los científicos produce". Y concluía: "Suelen ser molestos los científicos que piensan en más cosas que en problemas cotidianos de sus laboratorios".

LA HISTORIA DE LA GEOLOGÍA DE ESPAÑA ESTÁ AÚN POR HACER

Puede resultar sorprendente que la Historia de las Ciencias de la Tierra ha tardado casi cien años en participar en Congresos Internacionales de Geología. Hasta el Congreso Geológico Internacional celebrado en la India en 1964 (hace 40 años) no hay una propuesta para constituir una Comisión de Historia de la Geología, la cual no se formalizará hasta 1967. Pero prácticamente no comenzó a actuar hasta el Congreso Internacional de París de 1980, donde se acuñó el nombre de INHIGEO (Comisión internacional para la Historia de la Geología).

Si en el ámbito internacional la investigación en Historia de la Geología es aún incipiente, la situación española es aún más precaria. La gran síntesis de Historia de la Geología de W. A. Sanjeant (1980), que contiene la bibliografía sobre geólogos desde el siglo XVII hasta 1878, no tiene prácticamente nada de geología española.

El profesor Sanjeant falleció en 2002 a los 67 años (Anónimo, 2003) pero antes nos dejó dos suplementos de su monumental *Bibliography*: uno (*Supplement 1: 1979-1984)* en 1987, y otro (*Supplement 2: 1985-1993 and Additions*) en 1996. Pero las referencias españolas son muy escasas.

En 1989 se publicó, gracias al empuje del Dr. Josep Maria Fontboté (un geólogo al que le interesaba la dimensión histórica del trabajo científico), la primera edición española de la *"Historia de la Geología"*, volumen I, del profesor François Ellenberger (1988). Quien esto escribe quedó extrañado de la escasa referencia a los trabajos españoles antiguos. Comuniqué en 1990 mi extrañeza al propio

Ellenberger que me respondió (y siento haber perdido la carta) reconociendo con sinceridad que no tenía información sobre la tarea de autores como Isidoro de Sevilla, los musulmanes de Al-Andalus, Alfonso X, Alonso Barba, José de Acosta, José Torrubia y otros más. Ellenberger falleció en 2000 (Sequeiros, 2000) pero la historia sigue su curso: su respuesta fue uno de los incentivos para recuperar la memoria histórica de la geología y de los geólogos en España.

En estos años de Comisión de Historia hemos ido encontrando nos hemos convertido en auténticos "ratones de biblioteca" empeñados en recuperar lo que fue y todavía es la comunidad geológica española. Como han señalado López de Azcona y Hernández Sampelayo (1974) y Vernet (1976), la altura científica de los geólogos españoles (al menos desde la época de Isabel II) fue mayor que la de otros científicos del mismo período. Pero hacia 1984, hace 20 años, eran escasos los trabajos monográficos publicados.

No nos mueve ningún deseo morboso, más propio de los buitres, de desenterrar cadáveres. Todo lo contrario. En el fondo de nuestro intento se encuentra la sintonía con esta frase de Isaac Newton: en una carta a Robert Hooke en 1676, dice: "Si he logrado otear más lejos, ha sido porque me he montado sobre los hombros de gigantes", aludiendo a los científicos que vivieron antes que él.

LA RECUPERACIÓN HISTÓRICA: LA BIBLIOGRAFÍA BÁSICA DE HISTORIA DE LA GEOLOGÍA DE ESPAÑA

Este deseo de recuperación de la memoria histórica es lo que nos ha llevado a un grupo de "aficionados" a la historia de la Geología a componer una bibliografía básica (Sequeiros *et al.*, 2003) que sirviera de base a unos investigadores que se atreviesen a escribir una Historia de la Geología española.

En esta bibliografía básica (necesariamente incompleta y sesgada) han colaborado (por orden alfabético) Francisco J. Ayala-Carcedo[1], José Luis Barrera[2], Cándido M. García Cruz[3], Julio Gómez Alba[4], Rodolfo Gozalo[5], Carlos Martín Escorza[6], Ángel Montero[7], Jorge Ordaz[8], Emilio Pedrinaci[9], Francisco Pelayo[10], Antonio Perejón[11], Octavio Puche Riart[12], Leandro Sequeiros y Jaime Truyols[13].

[1] Instituto Geológico y Minero de España. Madrid

[2] Depart. de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. Madrid.

[3] Profesor de Secundaria. La Laguna, Tenerife.

[4] Museo de Geología. Parque de la Ciudadela. Barcelona

[5] Depart. de Geología. Universidad de Valencia.

[6] Museo Nacional de Ciencias Naturales. Madrid

[7] Jardín Botánico de Córdoba, Museo de Paleobotánica.

[8] Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

[9] Profesor de Secundaria. Gines (Sevilla)

[10] Instituto de Historia de la Ciencia y Documentación López Piñero. Valencia.

[11] CSIC, Unidad de Paleontología. Madrid.

[12] ETS de Ingenieros de Minas, Madrid.

[13] Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

Tras muchos meses de idas y venidas de correos electrónicos, la dimos por terminada en 2002 y se editó como Boletín 22, Monográfico, en diciembre de 2003. Puede consultarse (y bajarse) de la página web de la *Comisión de Historia de la Geología de España* (http://aepect.ciudadano.net/SGE-historia_geologia/)

Este elenco bibliográfico, obra colectiva de un grupo de miembros de la Comisión, incluye casi 500 entradas y está estructurado en nueve capítulos. Nos pareció mejor hacerlo así de modo que pueda accederse mejor a visiones de conjunto.

El primer capítulo (muy amplio) recoge aquellos trabajos de índole general sobre la historia de la geología y la minería española o que no era fácil de incluir en los demás apartados que tienen una orientación cronológica. El capítulo 2, contiene la bibliografía relativa a los orígenes de la geología española, hasta 1750, antes de las publicaciones de Torrubia y de Bowles.

El capítulo 3, se centra en el período que discurre entre 1750 (con Torrubia y Bowles y la fundación en 1771 del Real Gabinete de Historia Natural) hasta la invasión napoleónica. El capítulo 4, abarca el período 1809-1848, desde la Guerra de la Independencia, los primeros estudios de minería y recursos geológicos y culmina antes de la creación de la Comisión para la Carta Geológica de Madrid y General del Reino.

El capítulo 5, se centra en la bibliografía de los años 1849 a 1872, con la refundación de la Comisión del Mapa Geológico de España. El capítulo 6 (1873-1909) incluye la bibliografía correspondiente a uno de los períodos más fecundos y de los que hay más trabajos publicados. Es la época que se inicia con Manuel Fernández de Castro y se continúa con Lucas Mallada y toda la pléyade de geólogos y mineros de finales del siglo XIX.

La bibliografía del siglo XX se ha dividido en tres períodos muy claros: antes de la guerra civil española y después de la guerra, primero entre 1936 y 1965 y desde 1965 hasta hoy. Del período 1910-1936 no es mucha la producción histórica que se tiene. Puede ser que sea una de las lagunas historiográficas que habrá que recuperar.

La fecha 1965, se ha puesto de forma convencional coincidiendo con la creación de los Departamentos y Licenciaturas en Ciencias Geológicas tras dividirse Ciencias Naturales en las secciones de Biología y Geología.

Para una organización más cabal de las fuentes, y para que el debate en la mesa redonda sea más ordenado, convendrá ir paso a paso. Y en cada etapa (que coincide con un capítulo de la bibliografía) preguntarse: ¿Qué sabemos de cada período histórico de la geología española y en su caso de América hispana? ¿Qué lagunas quedan por cubrir? ¿Qué problemas geológicos se planteaban? ¿Cómo los resolvían? ¿Qué relaciones científicas existía entre los cultivadores de la geología y de la minería? ¿Qué relación tenían con los colegas extranjeros? ¿Cuál fue la aportación de los geólogos e ingenieros extranjeros al conocimiento de la geología

española? ¿Cómo entraron en España las ideas de modernidad en Geología y en Minería? ¿Qué papel jugaron las Universidades? ¿Qué papel jugó la geología y la minería en el desarrollo económico y social de España? ¿Qué políticas estatales fueron más adecuadas? ¿Qué decir de las Comisiones del Mapa Geológico?

REFERENCIAS

Anónimo (2003): In memoriam: Professor William Anthony Swithin Sanjeant (1935-2002). *INHIGEO-Newsletter 2002*, 35: 31-32.

Ellenberger, F. (1988): *Histoire de la Géologie. Tome I : des Anciens à la première moitié du XVIIe siècle* [traducción española de Montserrat Rubió : (1989) : *Historia de la Geología. Volumen I : de la Antigüedad al siglo XVII*. MEC-Editorial Labor, Barcelona, 282 p.].

López de Azcona y Hernández Sampelayo (1974): *La Geología y Minería españolas: notas históricas*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 100 p.

Sanjeant, W. (1980): *Geologists and the History of Geology*. 5 vol. McMillan Press, USA.

Sequeiros, L. (1984): Un reto interdisciplinar: la Historia y la Epistemología de la Geología española. *Actas I Congreso Español de Geología*, Segovia, tomo V: 523-533.

Sequeiros, L. (1984): Un reto: la historia y la epistemología de la Geología. Ponencia sesión 20, *Actas del I Congreso Español de Geología, Segovia:* 523-533.

Sequeiros, L. (2000). Necrológica: François Ellenberger (1915-2000). *Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España* (SGE), 15: 24.

Sequeiros, L. (coordinador) (2003): Bibliografía básica de Historia de la Geología de España. *Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España* (SGE), 22, 24 p.

Vernet, J. (1976): *Historia de la Ciencia Española*. Instituto de España, Madrid, 312 p.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Presidente:

Jaime Truyols Santonja
Presidente de la Comisión de Historia de la Geología de España (SGE),
Catedrático de Paleontología
Universidad de Oviedo

Secretario:

Leandro Sequeiros -Moderador
Editor del Boletín de la Comisión de Historia de la Geología de España
Universidad de Granada

Vocales:

Antonio Perejón Rincón
Investigador del CSIC
Departamento de Paleontología
Instituto de Geología Económica
CSIC-Universidad Complutense de Madrid

José Luis Barrera
Videpresidente 1º
Colegio Oficial de Geólogos
Madrid

Rodolfo Gozalo
Editor Jefe de la Revista Española de Paleontología
Profesor Titular
Universidad de Valencia

Mesa Redonda: La ley de Patrimonio Geológico Español

Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España

Secretaría de la comisión: Dpto. de Química Agrícola, Geología y Edafología, Fac. de Químicas, Univ. de Murcia, Campus de Espinardo, 30100 Murcia. mondejar@um.es

ABSTRACT

The SGE's Geological Heritage Commision (Comisión de Patrimonio) shows the necessity of a Spanish Geologigal Heritage Law and propose to take step in order to elaborate and passing of the law. The elaborated geological heritage concept acepted by the broards of directors of the Comisión de Patrimonio are included in the proposition for their assumption by the SGE. In view of the law deffinition and contents comprehension, the employed basic terms must be carefully especified. In this paper mostly basic terms and some of their used acceptions are showed. Endly, for the paragraphs of the law, is proposed the formation of work teams with everyone of the specific contents.

Key words: *Geological heritage definition, Geological heritage law.*

INTRODUCCIÓN

Existen en España elementos geológicos de enorme interés considerados bajo distintos puntos de vista. Esos elementos son por su contenido, representativos muy valiosos de procesos antiguos o recientes relacionados con las rocas, con la evolución de la tierra o de la vida sobre ella. En la Comisión de Patrimonio Geológico de la SGE se tiene conocimiento desde su fundación del deterioro que los afecta debido a falta de atención y de protección.

La carencia de disposiciones legales de protección adecuadas en España para el patrimonio geológico es un hecho constatado, y, como se ha escrito en algunos artículos y es de conocimiento general, el estado de las autonomías no solo no ha servido para resolver estos problemas, sino que en ocasiones los ha agravado con sus decisiones.

No hay distinción en muchas comunidades entre Patrimonio Histórico y Patrimonio Geológico ya que como mucho, los bienes geológicos se consideran elementos culturales o arqueológicos. La casi totalidad de expertos sobre patrimonio con los que cuentan los gobiernos regionales en sus Comisiones de Patrimonio u órganos asesores son arqueólogos, arquitectos, historiadores, ingenieros, biólogos o geógrafos. En casi todos los casos, pretenden tener capacidad suficiente para juzgar la importancia (siempre de segundo orden) de los elementos geológicos de interés. La falta de legislación de rango adecuado sobre patrimonio geológico y de titulados específicos en los puestos precisos de los gobiernos de las comunidades autónomas, conduce a la situación que nos ocupa.

La Comisión de Patrimonio Geológico de la SGE considera que el interés del Patrimonio Geológico debe superar cualquier barrera administrativa. No es opinión de la comisión obligar a declaraciones únicas en las que los bienes geológicos de interés sean estatales. Tendrán el apoyo, o asesoramiento aquellas comunidades, entes u organismos que decidan proteger cualquier tipo de elemento geológico de interés comunitario, local o del rango geográfico o colectivo deseado. Ahora bien, dado que la Comisión forma parte de la SGE, sus objetivos generales han de centrarse en la formulación de la declaración legislativa de protección y conservación de cualquier bien geológico de interés al máximo nivel para la que tiene su dedicación, es decir del territorio español.

OBJETIVOS DE LA MESA REDONDA

La Mesa se propone con dos objetivos fundamentales.

a) Definición de Patrimonio Geológico

Se mostrará la definición de Patrimonio Geológico, hecha entre los miembros de la junta directiva de la Comisión de Patrimonio Geológico, para llegar a su consenso o elaborar la síntesis de las propuestas aceptadas. Esta definición se propondrá a la SGE para que sirva de referencia y será la que se empleará en la propuesta de ley que desde la Comisión se está impulsando.

Se ha tomado como punto de partida la definición de Gallego y García-Cortés (1996), a la que en el tiempo transcurrido desde su enunciado se han hecho algunas puntualizaciones

El patrimonio geológico es el conjunto de recursos naturales no renovables de valor científico, cultural o educativo, ya sean formaciones geológicas, formas del terreno o yacimientos paleontológicos y mineralógicos que permitan reconocer, estudiar e interpretar la evolución de la historia geológica de la Tierra y los procesos que la han modelado.

b) Idoneidad, contenidos y planteamiento a seguir para la elaboración y declaración de la Ley de Patrimonio Geológico Español.

Se planteará en la mesa la necesidad de crear una ley específica sobre Patrimonio Geológico a partir de las referencias sobre leyes similares de otros países y de las disposiciones relacionadas con la conservación de la naturaleza y con la cultura

TÉRMINOS

En la definición y para la elaboración de la Ley es necesario especificar y, en todo caso definir, los conceptos básicos sobre los que se sustenta. En el desarrollo de la ley hay que especificar bien que existen elementos geológicos variados según su contenido y según su interés. Muchos de ellos son comunes y no se pueden considerar con rango de patrimoniales. Hay por lo tanto elementos geológicos de varios tipos y de valor también diferente.

El primer término a examinar es el de Patrimonio. Los autores anteriores citan la declaración internacional de Digne para considerar que *El patrimonio geológico es bien común de la Humanidad y de la Tierra. Cada persona, cada gobierno no es mas que el depositario de este patrimonio.* En principio, la Comisión ha trabajado con esta acepción de la palabra.

En segundo lugar están las definiciones de recurso y de bien. Según las definiciones consultadas, recurso es aquello susceptible de ser aprovechado: elementos geológicos disponibles que sirven para resolver una necesidad o llevar a cabo una empresa. Bien se define como aquello que se está aprovechando: elementos geológicos que son de utilidad.

En algunas definiciones se considera que hay dos tipos de elementos geológicos, unos representados por los elementos naturales en sí mismos, y otros por lo que representan o por la relevancia de su contenido científico. También hay algunas matizaciones al considerar las colecciones de fósiles, minerales y rocas, o los muestrarios de algunas universidades, organismos públicos y empresas. Para las colecciones y muestrarios se han empleado en artículos escritos los términos de patrimonio mueble y fondos geológicos.

Se propone partir de los elementos geológicos, como elementos base, los cuales pueden ser de utilidad (representativos de procesos, recursos y fondos) o no. Los bienes geológicos incluirían los recursos y fondos geológicos de interés.

En la definición se recoge la expresión *de valor científico, cultural o educativo*. En principio se ha planteado la discusión si los bienes geológicos son solamente los de valor científico, cultural o educativo, o si este espectro ha de ampliarse. Existen otros valores de interés para la humanidad como son los de aprovechamiento para su consumo directo (hidrogeológicos, canterables y mineros), históricos, ... que quizá no debieran quedar fuera. Otra posibilidad es la de examinar el patrimonio geológico teniendo en cuenta sus valores intrínsecos sin considerar su aplicación. Es decir, que el patrimonio está constituido por los bienes de interés geológico; o, escrito con otras palabras, se elimina de la definición los adjetivos puestos al valor, y se sustituye "valor científico, cultural o educativo" por "valor excepcional".

Dentro del contexto y según la forma de definición adoptada, entrarán en ella los apartados referentes a elementos hidrogeológicos, mineros y, o paleontológicos, que sin duda tienen relación o pertenecen al Patrimonio Geológico.

Estas puntualizaciones deberían quedar resueltas o consensuadas en esta mesa o, quedar planteadas para su consideración y toma de decisión en una próxima reunión de la Comisión, si se sigue adelante con la propuesta de ley de Patrimonio.

ELABORACIÓN DE LA LEY

En el caso de que la propuesta siga hacia adelante, la Comisión deberá constituir grupos de trabajo para que elaboren los pilares básicos de la ley que serían:

- De la especificación y definición de los elementos, recursos, fondos y bienes
- De la forma de elaboración de sistemas de determinación del valor de los bienes geológicos. Establecimiento del valor excepcional.
- De la declaración de Patrimonio Geológico Español (¿Bienes de interés geológico?)
- De la protección del patrimonio geológico: figuras, métodos y procedimientos.
- De la conservación y gestión.

Por último se enumerarán los planteamientos, pasos y apoyos que la Comisión está siguiendo para proponer la ley con la premura y posibilidades máximas para que siga adelante y sea aprobada.

REFERENCIAS

Gallego, E. y García Cortés, A. (1996): *El patrimonio geológico. Bases para su valoración, protección, conservación y utilización*. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente Madrid, 11-16.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Presidente:

Félix Pérez Lorente
Titular de Cristalografía
Facultad de Ciencias. Universidad de La Rioja

Secretario:

Francisco Guillén Mondéjar
Titular de Geología
Facultad de Químicas. Universidad de Murcia

Mesa Redonda: Identificación de riesgos geoambientales potenciales y su valoración en la zona de hundimiento del buque *Prestige*

Grupo Prestige

Instituto Ciencias del Mar-CSIC (G. Ercilla -Investigador Principal-., B. Alonso, D. Casas, F. Estrada, M. Farran, M. García); Instituto Ciencias de la Tierra-Jaime Almera-CSIC (J. Gallart, J. Díaz, M. Ruiz), Instituto Tecnológico y GeoMinero de España-IGME (L. Somoza, A. Maestro, T. Medialdea, R. León, E. Llave), Unidad de Tecnología Marina-CSIC (E. Gracia, J. Dañobeitia, M.A. García, M.A. Vizcaino, S. Díez), Universidad de Barcelona (J.A. Muñoz, E. Roca, O. Fernández, N. Carrera, B. Benjumea, J. Mencos), Universidad de Cádiz (J.T. Vázquez, M. Sayazo, C. Pérez), Universidad Complutense de Madrid (D. Córdoba, M. Octavio, L. M. Agudo), Universidad de Vigo (F. Vilas, S. García, F.J. Hernández-Molina, D. Rey, B. Rubio, R. Alvarez, R. Durán, C. A. Fernández, A. Ferrin, K. Jacob Mohamed)

ABSTRACT

On Wednesday 13th November 2002, in stormy weather conditions, a serious accident occurred with the oil tanker "PRESTIGE", which was sailing off the West Coast of Galicia. It was reported that the ship, with 77.000 tonnes of heavy fuel on board, was in danger of sinking because of a large crack in the starboard side of the hull. The Spanish Ministry of Science and Technology decided to coordinate all the scientific proceedings related to spilling into the sea. The Ministry thus created The Intervention Program in connection with the spilling and sinking of the Prestige vessel. The "Identification and assessment of the geo-environmental hazards in the Prestige sinking area" is one of the studies included in this Program. This study has demonstrated the limited geologic knowledge of the Spanish continental margins and deep sea areas, especially those of the Atlantic Ocean. Likewise, it has demonstrated several deficits related to the lack of mechanisms and communication channels between the Public Administration and marine scientists. In this round table several scientific recommendations and subjects to discuss are proposed by the scientists participating in that study, which can be of great interest for the management of the environment and the definition of geo-environmental hazards in deep sea areas.

Key words: *Prestige, Atlantic Ocean, geo-environmental hazards, environment management.*

INTRODUCCIÓN

El hundimiento del buque Prestige se produce el 19 de noviembre de 2002 sobre el Banco de Galicia. El hundimiento ha puesto de manifiesto que a pesar de la privilegiada situación que ocupa España en grandes rutas comerciales marítimas, y la gran tradición que en este campo tiene, contrasta con el escaso interés por el conocimiento geológico y la explotación de sus mares. En España 600 petroleros atraviesan cada día el estrecho de Gibraltar y navegan por aguas españolas, bordeando la costa de la Muerte (Galicia), lo que supone el 10 por ciento del tráfico marítimo internacional. En los últimos 30 años, el litoral de la comunidad ha sufrido siete de las once mayores catástrofes marítimas en Europa. España no ha tomado nota de este dato y la realidad se ha empeñado en demostrar, nuevamente, que no dispone ni de los medios técnicos ni de la formación para afrontar un trágico episodio que se repite, aproximadamente, cada cuatro años (http://tiera.rediris.esmarinet/temas_prestige_ecosistema_marino.html, Foro sobre el hundimiento del Prestige, Marinet).

La geología de los márgenes continentales españoles, especialmente los Atlánticos y zonas marinas profundas están poco estudiados, y ante hechos como el acontecido, así como futuras explotaciones de los recursos naturales u obras de ingeniería civil, se considera de vital importancia disponer de estudios previos que permitan conocer los riesgos geoambientales potenciales y en consecuencia anticipar el tipo y grado de impacto ambiental. Por ello, el conocimiento del medio físico, es decir, de los tipos de procesos, eventos catastróficos o todas aquellas situaciones que tienen lugar en el medio geológico es imprescindible.

PROGRAMA DE INTERVENCIÓN CIENTÍFICA EN RELACIÓN CON EL VERTIDO Y EL HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

El "*Ministerio de Ciencia y Tecnología*" (MCyT) decidió coordinar todas las actuaciones científicas relativas al vertido del buque *Prestige* por medio de un "Marco de Actuación Científica" gestionado por una Comisión de Coordinación Científica. Para ello se crea el "*Programa de intervención Científica en relación con el vertido y el hundimiento del buque Prestige*". Se elabora un documento que servirá como marco de referencia de las actuaciones del MCyT en cooperación con la Xunta de Galicia.

El *"Programa de Intervención Científica"* del Ministerio de Ciencia y Tecnología se ha elaborado desde la óptica de un proyecto de naturaleza científica orientado a poner a disposición de los responsables operativos los conocimientos necesarios para abordar la problemática planteada por el vertido del buque *Prestige*, tanto en el momento actual como en un futuro, a medio y largo plazo. Asimismo, pretende sentar las bases para la respuesta ante posibles accidentes futuros.

La Comisión de Coordinación Científica acordó aprobar una serie de *Acciones Especiales Urgentes* de las que compete la responsabilidad de su ejecución a diversas instituciones. Uno de los estudios incluido en estas Acciones Especiales lleva por título: *Identificación de riesgos geoambientales potenciales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige.*

ACCIÓN ESPECIAL: IDENTIFICACIÓN DE RIESGOS GEOAMBIENTALES POTENCIALES Y SU VALORACIÓN EN LA ZONA DE HUNDIMIENTO DEL BUQUE PRESTIGE

Los pecios del buque Prestige se localizan en el flanco sudoeste del Banco de Galicia, la popa a 3.565 m y la proa a 3.830 m de profundidad. El Banco de Galicia es un relieve que emerge desde los 5.000 m de profundidad y que alcanza la cota batimétrica de 598 m, y posee una morfología ligeramente aplacerada. Las coordenadas de los dos fragmentos en los que ha quedado dividido el Prestige indican que existe un desplazamiento de cerca de cuatro kilómetros entre ambos.

Dada la complejidad geológica de la zona de hundimiento, la Acción Especial se abordó desde una perspectiva pluridisciplinar, en la que se involucraron varias instituciones.

Los principales objetivos que comprendió el estudio planteado en esta Acción Especial son los siguientes:

1) Estudio de la morfología del fondo marino al objeto de poder establecer los tipos morfológicos y su génesis, especialmente los geológicamente activos,
2) Reconocimiento de la arquitectura sedimentaria reciente,
3) Identificación de estructuras geológicas recientes,
4) Determinación de los tipos de sedimento del fondo marino y subfondo más inmediato, estratigrafía sedimentaria y distribución espacial y temporal de los mismos,
5) Establecer aspectos sedimentarios, mineralógicos, morfológicos, estructurales y oceanográficos que puedan afectar a la estabilidad de la zona de hundimiento,
6) Definir la huella del fuel, sobre el fondo marino,
7) Recopilación y evaluación de los datos existentes sobre la sismicidad del margen noroccidental de la Península Ibérica, que permita establecer la situación e importancia de las estructuras más activas en relación con la región del hundimiento,
8) Monitorización de la actividad sísmica, y evaluación de la microsismicidad actual en el entorno de la zona del hundimiento, y
9) Caracterizar y evaluar los riesgos geoambientales.

Para la consecución de estos objetivos se llevaron a cabo varias campañas de geología en mar a bordo del B.I.O Hespérides y en tierra desde marzo a septiembre de 2003. Del análisis e interpretación de los datos, se han obtenido los siguientes productos:

- Mapa batimétrico de alta resolución
- Mapa de reflectividad
- Mapa de pendientes
- Mapa morfogenético
- Mapa de facies acústicas
- Mapa de tipos de fondo
- Mapa de procesos sedimentarios
- Mapa tectónico
- Mapa de sismicidad
- Definición de la arquitectura sedimentaria reciente: Límites de unidades sísmicas, cronoestratigrafía, definición de facies sísmicas, mapas de isobatas e isopacas, identificación de deslizamientos, modelización en 3-D
- Definición de tipos de sedimento: propiedades texturales, físicas, composicionales y geoquímicas
- Mapas de peligrosidad

Los resultados obtenidos han permitido efectuar una primera aproximación a la determinación de los riesgos geológicos. Además estos resultados se han transferido a REPSOL para su utilización de cara a la definición de actividades y actuaciones que se vayan a efectuar sobre los pecios.

PROBLEMAS QUE SE HAN PUESTO EN EVIDENCIA

El hundimiento del buque Prestige y el desarrollo de esta Acción Especial han puesto de manifiesto una serie de déficits y lagunas que nos gustaría mencionar:

- Falta de canales de comunicación entre Administraciones Públicas e Investigadores Marinos, que se vió plasmado en una serie de cartas de protestas (manifiesto de protesta de la Universidad de Vigo y de Science)
- Falta de consultas a organismos implicados. Creación de un comité coordinador para emergencias de este tipo con representantes de los distintos organismos.
- Mecanismos que faciliten una actuación rápida.
- Complicaciones en el acceso a la información para abordar la Acción Especial. Descoordinación en el acceso a la información científica
- Necesidad de crear una base de datos oceanográficos ¿Acceso restringido o público?
- Necesidad de una infraestructura cartográfica básica

RECOMENDACIONES

La geología como la mayoría de disciplinas científicas, ha evolucionado desde la agrupación y clasificación de conocimientos hasta la altísima especialización actual, por lo que se está en disposición de aportar conocimientos muy valiosos tanto en la gestión del medio como en la valoración de riesgos como el que nos ocupa aquí. A continuación se exponen las recomendaciones de conocimiento científico necesario que los investigadores involucrados en La Acción Especial consideran se deberían tener en cuenta, de cara a aumentar los conocimientos geológicos en la zona de hundimiento (recomendaciones específicas), y de cara a la toma de decisiones y elaboración de planes de actuación en casos de emergencia para la (recomendaciones generales).

Las recomendaciones específicas comprenden:

- Monitorización de la actividad sísmica en la zona de hundimiento y entorno regional durante un periodo mínimo de 6 meses a 1 año.
- Monitorización de las tasas de sedimentación en la zona de hundimiento mediante trampas de sedimento.
- Estudios de la estructura cortical en la zona de hundimiento y entorno regional.

Las recomendaciones generales comprenden:

- Implementación de instrumentación marina para estudios geológicos-geofísicos en aguas profundas.
- Creación de un sistema de información multidisciplinar para la elaboración de un protocolo de actuaciones.
- Impulsar el Programa Nacional FOMAR de cartografía geológica marina de la ZEEE de utilidad para la comunidad científica, gobierno y compañías privadas.
- Creación de un Programa Nacional de cartografía de indicadores de vulnerabilidad y de riesgos geológicos submarinos.

ASPECTOS A DEBATIR

Teniendo en cuenta los diferentes puntos anteriormente expuestos se proponen los siguientes temas de debate:

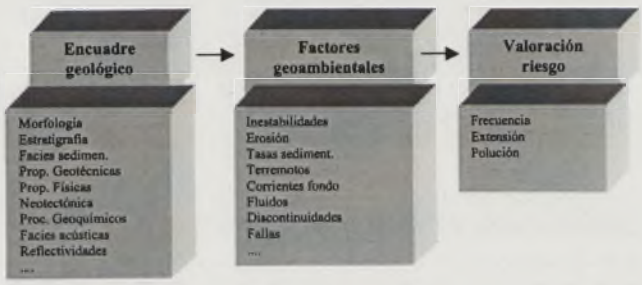
1) Cuales son los riesgos geoambientales marinos más relevantes en los márgenes continentales y zonas marinas profundas en España?

El término geoambiental tiene la ventaja de incluir una amplia variedad de tipos de riesgos que abarcan desde eventos naturales (geofísicos), tecnológicos (influencia humana) y sociales (comportamiento humano). Desde el punto de vista geológico los riesgos potenciales en el medio marino español están generados principalmente por: procesos de inestabilidad sedimentaria, terremotos, dinámica de fluidos, volcanismo y procesos metooceánicos. La naturaleza de los riesgos tecnológicos comprenden: transporte marítimo, estructuras como plataformas petrolíferas, emisarios submarinos, tendido de cables.

2) Cuales son los estudios geológicos básicos necesarios para la evaluación de riesgos geoambientales en el medio marino? Aproximación al estudio

El estudio de los riesgos geológicos se realiza en un marco de estudio que abarca la identificación, valoración de tales riesgos y comprende la siguiente aproximación (Tabla 1):

TABLA 1. *Aproximación al estudio de riesgos geoambientales.*



El "*encuadre geológico*" consiste básicamente en realizar un estudio morfológico, sedimentológico y tectónico enfocado a establecer los elementos morfosedimentarios y morfoestructuales del fondo marino así como su génesis, establecer la estratigrafía sedimentaria y facies sedimentarias, determinar las estructuras tectónicas, tipo, dirección y actividad de las mismas, y conocer las propiedades físicas geotécnicas y geoquímicas de los tipos de sedimento. Este encuadre geológico permite una identificación de los riesgos geológicos potenciales. Por otra parte, la determinación de los *factores geoambientales*, como son la ocurrencia de terremotos, inestabilidades sedimentarias, tasas de erosión y sedimentación, corrientes metoceánicas, dinámica de fluidos (presencia de gas, hidratos de gas,...), etc., ayuda a realizar un análisis de riesgo. La integración de los resultados obtenidos en el campo del encuadre geológico y factores geoambientales permite *valorar el riesgo,* en términos de frecuencia, extensión afectada por el riesgo y posible polución como consecuencia del desencadenamiento del riesgo geológico.

3) ¿Qué recursos serían necesarios para abordar la determinación y valoración de los riesgos geológicos marinos?

El equipo investigador de la Acción Especial ha planteado una serie de recomendaciones como respuesta a los pro-

blemas surgidos en el desarrollo de la misma, y que se mencionan en el apartado anterior. No obstante, sería de interés intercambiar experiencias y conocimientos que permitan alcanzar mejoras y soluciones a los posibles déficits existentes en el campo de las geociencias marinas.

4) Qué se debe de hacer para la prevención de riesgos geológicos?

Algunos de los aspectos que se deberían tener en cuenta para la prevención de riesgos podrían ser los siguientes:

- Gestión de la prevención
- Evaluación del riesgo
- Planificación de actividades
- Información sobre riesgos
- Formación de personal
- Equipos de trabajo
- Equipos de protección
- Vigilancia
- Organización preventiva
- Consultas y participación

UN POCO DE REFLEXIÓN: CIENCIA Y SOCIEDAD

Citando a Jorge Wagensberg... la realidad existe, es inteligible y objetiva. La ciencia es una representación, objetiva e inteligible de la realidad. O sea: en el bosque los árboles se caen aunque no haya testigos, independientemente del observador presente o ausente. A pesar de todo, la objetividad y la inteligibilidad siempre tienen un límite, más allá del cual la ciencia deja paso a la ideología. Por este motivo la física puede ser más objetiva e inteligible que la biología, la biología que la psicología y la psicología que la sociología. En este sentido, la sociología contiene más ideología que la física. Pero un físico y un sociólogo pueden ser igualmente científicos si ambos apuran sus grados de objetividad e inteligibilidad al máximo.

La ciencia es y debe ser una construcción universal, y debería ser la base racional sobre la que se sustente cualquier sociedad moderna. No conocemos un modo mejor de acotar (que no eliminar) la incertidumbre del complejo mundo en el que vivimos y es por este motivo, que cualquier sociedad debería dotarse de los mecanismos necesarios para que la ciencia sea una realidad que impregne cualquier decisión de interés general.

Dejar atrás la credulidad para adoptar un método, el científico, que aunque no nos librará de los errores si nos asegura su corrección, es lo mejor que puede hacer la humanidad por y para ella misma. El conocimiento científico, no debe ser solo una fuente de recursos económicos, o un producto mercantil con fecha de caducidad. El conocimiento científico debería estar presente en la vida cotidiana, como una de las herramientas básicas, como una guía fiable en la toma de decisiones y vertebración de las sociedades. La adopción de esta actitud nos ayudaría a discriminar entre lo que es conocimiento sólido, lo que es discutible y lo que tan solo es provisional. Porque la ciencia no se construye alrededor de certidumbres amontonadas, sino ayudándose de hipótesis que son puestas en duda por la investigación y a menudo superadas por una explicación más global o simplemente mejor.

Es un largo camino, que va en contra de infinidad de intereses económicos y políticos a corto plazo, pero ¿podemos renunciar a el? ¿Debemos prever, acotar la incertidumbre natural a la que estamos condenados? O simplemente debemos resignarnos a reaccionar atónitos y asustados ante un problema como el que hoy nos ocupa en esta mesa redonda.

Parece que nuestra sociedad no acaba de asumir la ciencia como un elemento básico, estructural y generador de futuro. Y eso se refleja de manera inequívoca en la actitud de nuestros representantes políticos. Quizás es inercia, quizás es interés. Pero como alguien dijo una vez....la ciencia es cara, pero mucho más lo es la estupidez y si no miren la historia.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Dra. Gemma Ercilla
Investigadora Principal de la Acción Especial: *Identificación de riesgos geoambientales potenciales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige*
Científica titular del Dpto. de Geologia marina i Oceanografia Física
Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Barcelona.

Dr. Federico Vilas
Catedrático de Universidad
Secretario Comisión Coordinación Científica sobre Vertidos Marinos Accidentales
Facultad de Ciencias. Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio. Universidad de Vigo.

Dra. Teresa Mediddea
Investigador Científico
Departamento de Geología y Geofísica
Instituto Geológico y Minero de España. Madrid

Dr. Josep Gdlart
Profesor de Investigación
Institut de Ciències de la Terra, Jaume Almera (CSIC).
Barcelona.

Mesa Redonda: La subsidencia kárstica en yesos: riesgos y soluciones

J.L. Simón Gómez

Área de Geodinámica Interna, Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50.009-Zaragoza. jsimon@unizar.es

ABSTRACT

Subsidence related to active sinkholes constitutes a significant geologic hazard in a number of Spanish evaporitic basins. This problem is discussed by geologists and engineers from several points of view: natural and man-induced factors, probability of occurrence, criteria for hazard assessment and land management, technical solutions, social conscience.

Key words: *sinkhole, karst subsidence, hazard assessment, geologic risk.*

LA SUBSIDENCIA KÁRSTICA: LA PERCEPCIÓN SOCIAL DE UN PROBLEMA GEOLÓGICO

Los fenómenos de subsidencia por dolinas aluviales son frecuentes en las áreas centrales de cuencas terciarias ricas en evaporitas, y han sido causa de problemas geotécnicos en el entorno de algunas ciudades españolas (Madrid, Oviedo, Zaragoza). La disolución de las evaporitas bajo la cubierta cuaternaria crea conductos hacia los que son arrastrados los propios depósitos aluviales (produciéndose así un rebaje lento de la superficie) o cavidades cuya bóveda acaba sufriendo un desplome brusco que da lugar a dolinas de colapso. La evolución en uno u otro sentido depende, fundamentalmente, del espesor y características geomecánicas de la cobertera.

En el área de Zaragoza estos fenómenos representan un riesgo natural importante desde que se inició una fuerte expansión urbana e industrial de la ciudad en la década de 1970. Muchas depresions kársticas fueron entonces rellenadas y convertidas en suelo urbanizable, para continuar hundiéndose en las siguientes décadas con tasas de varios centímetros al año. Sin embargo, hasta los años 90 no fueron objeto de estudios sistemáticos de carácter aplicado. Estos se materializaron, con motivo de la revisión del Plan General de Ordenación Urbana, en mapas detallados de peligrosidad que fueron tenidos en cuenta en la delimitación de los nuevos suelos urbanizables. Con posterioridad a 1998 comenzó a construirse en el entorno de Zaragoza un conjunto de nuevas infraestructuras, entre las que destaca la línea ferroviaria de alta velocidad (AVE) y la consiguiente apertura de la denominada Ronda Sur. En torno al peligro de subsidencia en el trazado de esta línea se suscitó un vivo debate técnico y social durante el pasado año 2003, a raíz del pequeño colapso ocurrido el 1 de marzo en la línea ferroviaria convencional de mercancías que discurre contigua a la del AVE por la Ronda Sur, del que se hicieron amplio eco los medios de comunicación.

Esta relevancia social y mediática ha suscitado preocupación por parte de los poderes públicos, en la medida en que pudiera traducirse en cierta "alarma social". La sociedad ha reclamado su derecho a estar informada sobre los riesgos reales asociados a este tipo de fenómenos, pero en algún momento ha podido verse sorprendida por la diversidad de diagnósticos que distintos grupos de expertos han hecho de la situación: para unos, el riesgo es serio; para otros, "todo está bajo control".

CUESTIONES PARA EL DEBATE

Una serie de cuestiones, que quizá antes sólo se suscitaban en círculos académicos y profesionales, han comenzado a ser debatidas por los ciudadanos en la calle. Sobre algunas de éstas gira la mesa redonda:

- En qué medida la subsidencia kárstica es un proceso natural o un riesgo inducido.
- Qué probabilidad de ocurrencia tienen estos fenómenos en las áreas más activas; cómo se sitúa esa probabilidad respecto al umbral socialmente aceptable.
- Qué tipo de decisiones pueden tomarse, y con qué criterio, para planificar los usos del territorio en áreas con peligrosidad de subsidencia alta.
- Qué soluciones técnicas pueden ser las más adecuadas para minimizar la vulnerabilidad de las construcciones sobre dolinas aluviales.
- Qué consideración y consecuencias prácticas tienen las opiniones y dictámenes de los geólogos sobre esta cuestión en el plano técnico y jurídico.
- Cómo pueden complementarse los distintos enfoques y sensibilidades de geólogos e ingenieros para aproximarse a soluciones satisfactorias que sirvan y tranquilicen a la sociedad.
- Cuál es el grado de percepción que la sociedad tiene sobre este riesgo natural; en qué medida reconocerlo y afrontarlo es rentable económicamente.

La subsidencia kárstica es un fenómeno cuyo conocimiento profundo requiere una aproximación científica rigurosa. A la vez, acarrea problemas técnicos para los que la sociedad demanda soluciones prácticas y rápidas. Desde esta doble perspectiva será abordado el tema en la mesa redonda, por parte de un variado grupo de geólogos e ingenieros que han tenido estrecho contacto con él en su actividad científica y profesional.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Moderador y coordinador:

José Luis Simón
Dpto. de Geología, Universidad de Zaragoza.

Componentes:

Francisco Ayala
Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Manuel Gutiérrez Claverol
Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo.

Francisco Gutiérrez Santolalla
Dpto. de Geología, Universidad de Zaragoza

José Angel Navamuel
Gerencia de Urbanismo
Ayuntamiento de Zaragoza.

Octavio Plumed
ENTECSA, Zaragoza

Mesa Redonda: La Geología Profesional

J. Lahoz Gimeno

Dpto. de Medio Ambiente, Diputación General de Aragón, Edificio Pignatelli, Paseo María Agustín 36, 50071 Zaragoza

ABSTRACT

Professional geology has definitively taken a place in Society. Geological hazards, geotechnical engineering, hydrogeology, environment, exploration and exploitation of mineral resources, waste disposal, etc are geological disciplines that have brought geology into the forefront of social preoccupation. The recent natural disasters all over the world enhance the need of geological knowledge in everyday life. This new view of geology as a social service requires to know the real situation of geologists in society. This VI Congreso Geológico de España is a magnificent opportunity to draw the attention of society in general and those responsible for the geological management in particular, to the geological problems of the world. The venue also aims to the formulation of initiatives leading to create a Round Table: La Geología Profesional.

Key words: *Geology Professional, social assessment, statutes, professional functions.*

OBJETIVOS DE LA MESA

La geología profesional ha ocupado definitivamente un lugar en la Sociedad. Los riesgos geológicos, la ingeniería geológica, la hidrogeología, el medio ambiente y la explotación de los recursos minerales, la eliminación de residuos, etc., son disciplinas geológicas que han colocado a la Geología entre los asuntos que preocupan a la Sociedad. Los recientes desastres naturales que se han sucedido en todo el mundo ponen de relieve la necesidad del conocimiento geológico en la vida cotidiana. Esta nueva visión de la Geología como servicio social implica la necesidad de conocer la situación real de los geólogos en la Sociedad.

Este **VI Congreso Geológico de España** que es el foro de encuentro y discusión que celebra la Sociedad Geológica de España, supone una magnífica oportunidad para llamar la atención de la sociedad en general, y de los responsables de la gestión geológica en particular, acerca de los problemas geológicos del mundo. Así mismo pretender ser un foro de debate de todos los aspectos de las actividades profesionales de los geólogos y un lugar adecuado para intercambiar experiencias e ideas entre los participantes. Como objetivo marco, la reunión pretende la cristalización de las iniciativas tendentes a instituir una Geología Profesional cuya finalidad sería instrumentar los conocimientos geológicos para la mejora de la sociedad y con ello hemos organizado dentro del Congreso la MESA REDONDA: **La Geología Profesional**.

En los últimos años, el interés por la Geología ha aumentado sobremanera en todos los estamentos sociales. Ello ha coincidido con un periodo de gran desarrollo en las Ciencias de la Tierra, motivado especialmente por la aplicación de los conocimientos geológicos en otras disciplinas de las ciencias y la tecnología.

La modernización en España está situando su desarrollo en una línea paralela a la descrita, en la que la Geología tiene cada vez una participación más decisiva. En este sentido se debe mantener una continuada atención por los temas geológicos en España, en cuanto son fundamentales para el sostenimiento de la calidad de vida, y el desarrollo de una activa y dinámica realidad cultural y socioeconómica. El fruto de este interés por los temas de la geología profesional es lo que nos ha llevado a desarrollar esta Mesa

El Ilustre Colegio Oficial de Geólogos de España, viene realizando desde hace tiempo una serie de actuaciones que se han desarrollado en un campo caracterizado por una readaptación a las nuevas realidades que nos determina la promulgación del Real Decreto 78/2001, de 7 de diciembre de 2001, por el que se aprueban los nuevos Estatutos del Colegio Oficial de Geólogos de España, donde se definen las funciones que puede desempeñar el geólogo en su actividad profesional y que supone un gran salto en el reconocimiento social y profesional del geólogo colegiado, en la nueva organización colegial nacional y autonómica. Estos nuevos parámetros han influido de una forma decisiva en las actuaciones que desde el Colegio han realizado y en una seria reflexión sobre la esencia y el sentido de nuestra profesión.

Hemos actuado en la idea de cultivar y extender el espíritu colegial entre nuestros profesionales en orden a ejercer nuestra profesión de una manera digna y conforme a los cambios en la normativa que nos afecta y en los procesos de inserción en el nuevo escenario sociolaboral.

Este nuevo escenario está determinando oportunidades laborales que suponen para el Colegio un reto en ofrecer novedosas actividades de formación.

La imagen que la sociedad tiene del geólogo profesional es una imagen virtual y difiere sustancialmente de aquella

que nuestro colectivo tiene de sí mismo. Esto influye notablemente en el ejercicio de nuestra profesión y en las oportunidades laborales. Por esta razón tendremos que invertir tiempo y esfuerzo en dar a conocer al mercado de trabajo, a nuestros colegiados y a la sociedad en general, cual es el grado de especificidad de nuestras competencias profesionales y acudir a todos sus mecanismos de defensa y legitimación.

Hemos dedicado un esfuerzo, que tendremos que incrementarlo en promover la inserción profesional entre los que acaban de obtener su título académico y que se incorporan al mundo laboral, siendo conscientes de que estamos en un momento todavía no óptimo de imagen social y de valoración laboral y profesional y que estamos aún influenciados y condicionados por factores y circunstancias históricas de competencias, de reconocimiento, de especialización y por planteamientos derivados de las nuevas necesidades del mercado geológico.

El Colegio ha desarrollado diferentes acciones con objeto de paliar los defectos que entendemos que nos caracterizan, como el bajo interés de los colegiados por participar en las actividades colegiales, la infravaloración de nuestras actuaciones profesionales, la defensa de las funciones de nuestra profesión y los déficits formativos de los recién titulados.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Coordinador:

Joaquín Lahoz Gimeno
Presidente del Ilustre Colegio Oficial de Geólogos en Aragón.

Componentes:

Dr. José Pedro Calvo Sorando
Presidente de la Sociedad Geológica de España
Catedrático de Petrología
Universidad Complutense de Madrid.

Dr. Andrés Pérez Estaún
Profesor de Investigación
Institut de Ciències de la Terra, Jaume Almera (CSIC), Barcelona.

Dr. Salvador Ordóñez Delgado
Secretario de Estado de Universidades y Ciencia.
Rector en funciones y Catedrático de la Universidad de Alicante

Dr. Luis Suarez Ordóñez
Presidente del Ilustre Colegio Oficial de Geólogos.

Mesa Redonda: Curva de deriva polar aparente de la Placa Ibérica para los últimos 300 millones de años

M.L. Osete

Dpto. Geofísica y Meteorología, F. de CC. Físicas, U. Complutense de Madrid, Avda.Complutense s/n, 28040 Madrid. mlosete@fis.ucm.es

Comisión de Paleomagnetismo de la Sociedad Geológica de España (Grupo MAGIBER)

ABSTRACT

The Apparent Polar Wander path (APWp) of Iberia is still poorly defined. This is mainly because of the presence of important overprints, the scarcity of paleomagnetic studies carried out on undeformed areas, and accurate age determination of some rock units. These problems are discussed by represents of the Iberian paleomagnetic community. Creation of an Iberian Paleomagnetic database will be proposed and new coordinated actions will be discussed. In addition, comparisons between kinematics models for Iberia based on palaeomagnetic and ocean floor magnetic anomalies will be debated.

Key words: *Palaeomagnetism, APWp of Iberia, Iberian Plate kinematics.*

INTRODUCCIÓN

El paleomagnetismo es una de las técnicas más concluyentes para determinar la evolución cinemática de las placas. En los últimos 40 años se han llevado a cabo numerosos estudios paleomagnéticos en la Placa Ibérica (por ejemplo Van der Voo, 1969; Van der Voo y Zijderveld, 1971; Schott y Peres, 1987; Galdeano *et al.*, 1989; Moreau *et al.*, 1992; Parés y Dinarès, 1994; Juárez *et al.*, 1996; Osete *et al*, 1997). Pero, a pesar del esfuerzo realizado, la Curva de Deriva Polar Aparente (Aparent Polar Wander Path, APWp) de Iberia aún se encuentra pobremente definida.

Los primeros estudios paleomagnéticos realizados en la Placa Ibérica se realizaron en las décadas de los 50 y 60 pero estos estudios no aportaron información destacable sobre la evolución de la Placa Ibérica porque las unidades investigadas estaban reimanadas. El primer estudio paleomagnético sistemático llevado a cabo en Iberia fue el realizado por Van der Voo en 1969. Este estudio cubrió un amplio espacio de tiempo (desde el Ordovícico hasta el Eoceno) y aportó la primera evidencia paleomagnética de la rotación antihoraria (de alrededor de 35°) que experimentó la Placa Ibérica con respecto a la Euroasiática. A Partir de este estudio han sido numerosas las investigaciones realizadas en la placa Ibérica para definir con mayor precisión la evolución de Iberia respecto a las placas euroasiática, africana y americana, pero diferentes problemas han contribuido a dificultar estos estudios. Las principales causas por las que la Curva de Deriva de los Polos de Iberia no se encuentra bien definida son las siguientes:

1) Definición de "Iberia estable". Las deformaciones tectónicas locales pueden producir rotaciones paleomagnéticas locales.
2) Presencia de importantes reimanaciones. Este fenómeno es mucho más frecuente que lo que se había considerado hace algunos años. Si las magnetizaciones secundarias no son interpretadas correctamente se producen inconsistencias en la trayectoria de la Curva de Deriva Polar Aparente de Iberia.
3) Imprecisión en las dataciones. Este problema introduce también incoherencias en la trayectoria de la curva, pues datos correspondientes a una edad son atribuidos a otra.
4) Escasez de estudios paleomagnéticos realizados en zonas no deformadas de Iberia.

En cuanto a los problemas que presentan los materiales que afloran en Iberia queremos destacar que: a) Las rocas paleozoicas pre-Carboníferas están pobremente caracterizadas. b) Las facies rojas del Pérmico y del Triásico están habitualmente discordantes por encima de las unidades paleozoicas de zócalo. c) El Triásico superior, aflora dominantemente en facies germánicas (Keuper) en la Península Ibérica y funciona como nivel de despegue

en la mayoría de las zonas deformadas, lo que marca un límite neto en el número y calidad de los datos posteriores. Este último factor origina importantes problemas para describir, desde un punto de vista puramente paleomagnético, la evolución geodinámica reciente de la placa durante el episodio de convergencia entre Europa y África.

Por último, estudios recientes (Palencia, 2004) han puesto de manifiesto algunas inconsistencias entre los datos paleomagnéticos y los polos de rotación de Euler derivados a partir del estudio de las anomalías magnéticas oceánicas. Por lo que los datos fundamentales en los que se apoyan ambos tipos de metodologías deben ser reevaluados.

OBJETIVOS DE LA MESA REDONDA

1) Revisión del conjunto de datos publicados con especial referencia a los criterios de calidad definidos por Van der Voo (1993).
2) Evaluación crítica de los datos existentes con especial referencia a:
   a) Posibles remagnetizaciones.
   b) Posibles rotaciones de bloques/cabalgamientos
3) Establecimiento de una base de datos paleomagnéticos de Iberia.
4) Definición de las líneas de investigación prioritarias, coordinación y aproximación metodológica de los estudios paleomagnéticos futuros. Evaluación de posibles actuaciones coordinadas en el seno de la Comisión de Paleomagnetismo y del grupo MAGIBER
5) Discusión: evolución de Iberia a partir de datos paleomagnéticos/polos de Euler obtenidos a partir del estudio de las anomalías magnéticas oceánicas.

Estos importantes problemas serán discutidos en la mesa redonda que contará con una representación de todos los grupos españoles que trabajan en paleomagnetismo.

COMPOSICIÓN DE LA MESA

Moderadora y Coordinadora:

Maria Luisa Osete
Departamento de Física de la Tierra.
Universidad Complutense de Madrid.

Componentes:

Daniel Rey
Facultad de Ciencias del Mar
Universidad de Vigo

Juan José Villalaín
Departamento de Física Aplicada
Universidad de Burgos

Miguel Garcés
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Universidat de Barcelona

Emilio Pueyo
Lab. Mécanismes de Transfert en Geologie
Université Paul-Sabatier (Toulouse)
Geodinámica Interna – Geología Estructural
Universidad de Zaragoza

Alicia Palencia
Departamento de Física de la Tierra
Universidad Complutense de Madrid

REFERENCIAS

Galdeano, A., Moreau, M.G., Pozzi, J.P., Berthou P.Y. y Malod, J.A. (1989): New Palaeomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 92: 95-106.

Juárez, M.T., Osete, M.L., Vegas, R., Languereis, C.G. y Meléndez, G. (1996): Palaeomagnetic study of Jurassic limestones from the Iberian Range (Spain). En: *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region* (A. Morris y D.H. Tarling, Eds.). Geological Society Special Publication, 105: 83-90.

Moreau, M.G., Canerot, J. y Malod, J.A. (1992): Paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Iberian Chain (Spain). Suggestions for Barremian remagnetization and implications for the rotation of Iberia. *Bulletin de la Societé géologique de France*, 163(4): 393-402.

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. *Geologie in Mijnbow*, 76: 105-119.

Palencia, A. (2004): *Estudio Paleomagnético de rocas de edad Jurásica de la Península Ibérica y el Sur de Marruecos.* Tesis doctoral, Univ. Complutense, 275 p.

Parés, J.M. y Dinarès, J. (1994): Iberian Triassic paleomagnetism revised: Intraplate block rotations versus polar wandering. *Geophyscal Research Letters*, 21: 2155-2158.

Schott, J.J. y Peres, A. (1987): Paleomagnetism of Lower Cretaceous red beds from northern Spain:evidence for multistage acquisition of magnetization. *Tectonophysics*, 139: 239-253.

Van der Voo, R. (1969): Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7(1): 5-56.

Van der Voo, R. (1993): *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, Cambridge: 411 p.

Van der Voo, R. y Zijderveld, J.D.A. (1971): Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7: 5-56.

A Palaeomagnetist´s view on the Global Quaternary Loess Record

F. Heller[1], S. Spassov[1] y A. Schellenberger[2]

1 Institut für Geophysik, ETH Zürich, CH-8093 Zürich, Switzerland
2 Geographisches Institut, Universität Bern, CH-3012 Bern, Switzerland

Conferencia enmarcada dentro de la Reunión de la Comisión de Paleomagnetismo (MAGIBER III)

The global loess record has come into the focus of paleomagnetists when they recognized that magnetic properties of this dust material provide extremely useful information about age and environmental conditions under which loess deposits have been formed. Earlier magnetostratigraphic studies on the Chinese loess plateau gave evidence about the loess deposition history during the last 2.5 Ma. Chinese colleagues could demonstrate recently that aeolian sedimentation (red clay) started even earlier, some 7 Ma ago. The onset of Asian desertification and aeolian sedimentation may date back even into the early Miocene about 22 Ma ago. Meanwhile magnetostratigraphers have started investigating loess sections all over the globe. Most recently, continuous intramontane loess deposits in Argentina were shown to date back about 1.1 Ma, thus providing one of the longest Quaternary terrestrial paleoclimatic records reported from the southern hemisphere.

The magnetic recording mechanisms seem to be quite complicated. At least in the Chinese loess, geomagnetic field changes may not be recorded synchronously with sedimentation. Hence polarity reversal boundaries are delayed within the loess record and short polarity events may not be recorded at all. The displaced boundaries can be modelled using two-component detrital and pedogenic magnetic mineralogies.

Environmental change during loess deposition has influenced the magnetic sediment signature leading to enhancement or depletion connected to pedogenesis. Rock magnetic techniques have been developed to identify and quantify coexisting magnetic phases of pedogenic and detrital origin. Four different magnetic remanence carrying mineral populations (one pedogenic and three detrital) have been identified in Chinese loess. A linear source mixing model is able to quantify the remanence contributing carriers and allows interpretation in terms of aeolian loess deposition, weathering and paleosol formation. Their relative contributions are not necessarily connected to the apparent lithological loess/palaeosol changes.

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN Geo-Temas

1. Los artículos publicados en **Geo-Temas**, redactados en el idioma o idiomas aceptados oficialmente en la reunión científica de que se trate, tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de *Geo-Temas* viene a contener unos 4.500 caracteres (letras y espacios entre palabras).

2. Los autores suministrarán los manuscritos mecanografiados a doble espacio y con el tipo de letra Times de 10 puntos. Las figuras (incluyendo en ellas posibles fotografías) irán numeradas correlativamente y serán diseñadas de acuerdo con el tamaño de caja máximo de las páginas de *Geo-Temas* (240 x 175 mm), que a su vez se subdivide en dos columnas. Los autores deben tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de trazo de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc, ... Las tablas se ordenarán también de forma correlativa y, al igual que en las figuras, los autores deberán cerciorarse de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.

3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:

a. Título (en el idioma correspondiente al texto del trabajo).
b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
c. Resumen en inglés (abstract), sea cual sea el idioma en que se presenta el artículo. Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
d. Key words: máximo de 5 palabras clave en inglés.
e. Texto principal que incluye, como referencia general, un apartado de introducción-antecedentes, presentación resumida de datos y resultados, discusión y conclusiones. La extensión de este texto principal debe conformarse al espacio máximo permitido para la totalidad del artículo.
f. Agradecimientos, con extensión máxima de 3 líneas mecanografiadas.
g. Referencias. No deberán incluirse más de 10 referencias en cada artículo. Las referencias deberán ser listadas de acuerdo con el orden alfabético de los autores y contendrán toda la información editorial necesaria para su localización, incluyendo el título completo de cada trabajo referenciado. La normativa empleada para redactar las referencias será igual a la utilizada en la Revista de la Sociedad Geológica de España.

Los trabajos aceptados serán entregados por los autores tanto en forma de manuscrito (junto con las figuras originales) como, preferiblemente, en CD-ROM. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o WordPerfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del CD, la versión y programa empleado. En caso de utilizar un procesador de textos diferente, se recomienda guardar los ficheros en formato RTF o ASCII. Los ficheros de figuras se facilitarán en los siguientes posibles tipos de formato: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF, PDF o EPS. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.