CONTENIDOS

CONFERENCIAS

P.W. Skelton. Arquitectura de las plataformas carbonatadas y litofacies de rudistas del Cretácico 11
J.A. Vera. Temas de interés en el estudio sedimentológico del Cretácico 17
L. Vilas. El episodio extensional del Cretácico Inferior en el Prebético del altiplano de Jumilla-Yecla (Murcia) 25

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

J. Alcántara-Carrió, L. Cabrera, I. Alonso, I. Alejo, S. Rey y L. Gago. Parámetros granulométricos: comparación entre el método gráfico y el método de los momentos 41
I. Alonso, I. Montesdeoca, A. Vivares y J. Alcántara-Carrió. Variabilidad granulométrica y de la línea de costa en las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria) 49
A.M. Alonso-Zarza, Y. Sánchez-Moya, M.A. Bustillo, A. Sopeña y A. Delgado. Silicificación y concentración de nódulos en ambiente sedimentarios continentales. Un caso particular de diagenesis mercenca en el Triásico de la Cordillera Ibérica 55
A.M. Alonso-Zarza y P.G. Silva. Caracterización y significado ambiental de los nidos de abejas de las calcretas cuaternarias de Lanzarote y Fuerteventura 69
P. Álvarez-Iglesias, B. Rubio y F. Vilas. Especiación de Pb, Zn y Fe en sedimentos intermareales de la ensenada de San Simón (parte interna de la Ría de Vigo, NO de España) 81
R. Álvarez-Vázquez, A.M. Bernabeu, M.A. Nombela y F. Vilas. Variaciones morfológicas y granulométricas asociadas a época de temporal: playa de Patrón (Galicia) 89
V. Aranda, G.M. Liébanas, G. Delgado, J.M. Martín-García, R. Delgado, J. Calero y R. Peña. Análisis factorial de los epipedones de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén) 65
V. Aranda, M. Sánchez-Marañón, G. Delgado, R. Delgado, J. Calero, G.M. Liébanas y J.M. Martín-García. Influencia del factor formador roca madre en la calidad de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén) 67
A. Arche, J. López-Gómez y J.F. García-Hidalgo. Depósitos regresivos del Carniense (Triásico Superior) en el SE de la Península Ibérica. Controles climáticos, tectónicos y eustáticos 31
J. Bastida, A.M. López-Buendía, J. Rosell y R. Linares. Mineralogía de lutitas del "Garumniense" de la Cuenca de Tremp 75
E. Beamud, L. Cabrera, M. Garcés y J.A. Muñoz. Magnetoestratigrafía y evolución sedimentológica de la cuenca de la Pobla de Segur (Formación Collegats, Zona Central Surpirenaica) 79
M.I. Benito y R. Mas. Diagénesis temprana meteórica de la Formación Terrestre en Carnenca (Kimmeridgiense inferior, Prerift) y de los carbonatos de la base del Grupo Tera (Titónico, Synrift) en el sector de Soria, Cuenca de Cameros, N España 83
A.P. Bardonaba y M. Aurell. El Pliensbachiense de la Plana Aragonesa de la Cordillera Ibérica: análisis secuencial 89
M.A. Bustillo. La meseñita, una nueva perspectiva en el estudio de las rocas de la sílice 93
M.A. Caja, R. Martí, R. Salas y C. Rossi. Composición y procedencia de los sedimentos detríticos del Cretácico inferior de las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo 97
A. Calonge, E. Ceus, J.M. Bernaus y M. Aguilar. Las especies del género Praealveolina: una herramienta para datar las plataformas carbonatadas del Cenomaniense ..... (99)
F. Calvet, J. López-Gómez, C. Galindo, M.E. Tucker y A. Arche. Colomitas de gran escala en las plataformas epericas triásicas del este de la Península Ibérica 105
F. Calvet, A. Travé, K. Bitzer, E. Roca, J. Tritlla y J. Baker. Dolomitization of detrital deposits related to Neogene extensional faults, Catalan Coastal Ranges (Spain) 109
F. Calvet, A. Travé, J.A. Muñoz y M. Acero. Fluid flow to thrusts and folds affecting Middle and Upper Eocene syn-tectonic sediments at the Pyrenean Ebro 113
J.E. Caracuel, J.E. Tent-Manclús y A. Estévez. Paleoslides intraclasticos durante el tránsito Jurásico/Cretácico en la Sierra de Crevillente (Alicante) 117
E. Caus, A. Calonge, J. Garcia, A. Gómez-Garrido, C. Liompart y J. Rosell. Biozonas de macroforaminíferos (SBZ) del Cretácico Superior: un reto de futuro 121
J.J. Ceprià, M. Aurell y B. Bádenas. Evolución sedimentaria y paleogeografía del Jurásico Superior en la Rama de Arcos (Cordillera Ibérica septentrional) 125
J.R. Colmenero, J.M. Rodríguez, J.J. Gómez-Fernández y P. Carrasco. Estratigrafía del subsuelo y evolución sedimentaria del sector sur de la Cuenca Terciaria del Duero 129
L. del Río, F.J. Gracia y L. Barbero. Distribución transversal y procesos de selección de minerales pesados en la playa de Cádiz (Bahía) 133
R. Díez, A.G. Judd, S. García-Gil y F. Vilas. Evidencias de gas en los sedimentos marinos de la zona interna de la Ría de Arosa (Galicia) 137
J.L. Dinis y J. Rey. Lower Cretaceous unconformities related with tectonic events in the western Iberian margin 147
R. Durán, F. Manso, A.M. Bernabeu, S. García-Gil y F. Vilas. Estudio de la dinámica sedimentaria de la plataforma interna gallega: La Lanzada (NO España) 145
G. Erzilla, R.B. Wynn, B. Alonso y J. Baraza. Ondas de sedimento de origen turbidítico en los márgenes y cuencas profundas del Atlántico 139
A. Ferrín, S. García-Gil y F. Vilas. Estudio sísmico-acústico del gas somero en la zona externa de la Ría de Arousa (NW de España) 133
F. García, J. Fernández, J.M. Soria y C. Viseras. Sedimentación deltaica tras una regresión forzada por la tectónica (Mioceno Superior, borde suroccidental de la Cuenca de Guadix) 161
A. García-García, S. García-Gil y F. Vilas. Aplicación de la sísmica de alta resolución (3,5 kHz) al estudio del registro sedimentario reciente de la Ría de Vigo 165
G.A. de Gea, R. Aguado y P.A. Ruiz-Ortiz. Precisiones bioestratigráficas y cartográficas sobre el Cretácico de la Unidad del Cárnales-Cerrajón (Cordilleras Béticas, Sur de Bedmar, Jaén) 169
G.A. de Gea, F.J. González-Vila, O. Polvillo, J.M. Castro, J.M. Molina, R. Aguado y P.A. Ruiz-Ortiz. Uso de biomarcadores en el estudio de materiales del Aptiense inferior de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas 275
E. Gili y M. LaBarbera. Movimiento del fluido alrededor de las conchas de los hiputítidos: efectos de la orientación de las conchas en el suministro y concentración de partículas en las corrientes de alimentación 181
C. de Guerra, M. Bolívar, N. Di Gianni y H. Sánchez. Evidencias bioestratigráficas de los procesos erosivos ocurridos durante el Mioceno medio: Estados Anzoátegui y Monagas, Cuenca Oriental de Venezuela 185
R. Jiménez-Espinosa y J. Jiménez-Millán. Desarrollo de cárcavas en sistemas semiáridos coluviales de la provincia de Jaén 187
G. Lastras, M. Canals, R. Urgeles y J.E. Hughes-Clarke. Morfología y dinámica del debris flow submarino BIG'95 191
G. Lopez, J. Philip, F. Cecca y R. Martinez. Stratigraphical distribution of ammonites and inoceramids in the Cenomanian/Turonian transition at Cassis (Bouches-du-Rhône, SE France) and Gimniza (Navarra, N Spain) 195
M. López-Blanco. Respuesta sedimentaria a la formación de pliegues y cabalgamientos en el margen SE de la cuenca del Ebro 199
J. Magariños-Álvarez, S. García-Gil y F. Vilas. Análisis sísmico acústico de alta resolución del gas somero en la Ría de Muros-Noia (NO España) 203
O.A. Merino-Tomé, J.R. Colmenero y J.R. Bahamonde. Sedimentología de la Formación Puentellés entre Arenas de Cabrales y Panes (Estefanianas de Picos de Europa, E de Asturias) 207
K. Mohamed, D. Rey, S. Méndez y M.E. Evans. Datación arqueomagnética del Castro de As Laias (NO España): Su contribución al desarrollo de la Curva de Variación Secular para Iberia 211
K. Mohamed, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas. Origen de las variaciones magnéticas en sedimentos de la Ría de Pontevedra (NO de España) 215
J.M. Molina y J.A. Vera. Interrelación entre sedimentación y vulcanismo submarino durante el Jurásico Medio (NW de Benalúa de las Villas, Provincia de Granada, Subbético Medio) 219
J.M. Molina y J.A. Vera. Cuerpos blandos en tempestitas con estructuras sedimentarias de deformación (Mioceno, Cuenca del Guadalquivir, Porcuna, provincia de Jaén) 223
A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, M.F. Sánchez-Goñi, M.A. Prins, J.O. Grimalt y F.J. Sierro. Registro marino de cambios climáticos milenarios en el Mar de Alborán en el último ciclo glacial 227
C. Moreno, F. González y S. Sierra. Errores cronoestratigráficos en la Faja Pirítica Ibérica. El caso de la Secuencia Carbonatada de Almaciles (norte provincia de Huelva) 231
L.M. Nieto, A. Estévez, J.M. Molina y P.A. Ruiz-Ortiz. Deformación sindeposicional en umbrales pelágicos: el ejemplo de El Rollo (Jurásico de la Sierra de Algayat, provincia de Alicante) 235
L. O'Dogherty. Análisis paleooceanográfico de las extinciones de radiolarios cretácicos 241
L. O'Dogherty, A. Martín-Algarra, J. Sandoval y H.J. Guraky. Depósitos de escarpes submarinos asociados a radiolaritas en el Jurásico Medio de Sierra Elvira (Subbético Medio) 243
L. O'Dogherty, L.M. Nieto y J. Sandoval. Depósitos de brechas intraformacionales y slumps en el Jurásico Medio del Subbético medio-oriental (Sierra de Ricote, provincia de Murcia) 249
L. O'Dogherty y P.A. Ruiz-Ortiz. Las margas radiolaríticas de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal, Cordilleras Béticas. Edad y consideraciones geológicas-paleogeográficas 255

ÍNDICE DE AUTORES 259

Volumen 3 (1)

XIV Congreso Nacional de Sedimentología

IV Coloquio del Cretácico de España

Jaén, 10-16 de septiembre, 2001

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Dpto. de Ciencias de la Tierra

UNIVERSIDAD DE JAÉN
Departamento de Geología

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 E. Ortiz Menéndez (Secretario)
Javier Elorza Zaldueta (Tesorero)
Angel García Cortés (Vicepresidente)
César Suárez de Centi (Secretario 2º)
Javier González Yélamos (Vicesecretario)
Jorge Civis Llovera (Vocal)
Juan J. Durán Valsero (Vocal)
Jorge Fernández-Gianotti Branca (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)
Ferrán Colombo Piñol (Editor adjunto)

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

GEOTEMAS

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

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

Depósito legal: J - 318 - 2001
ISSN: 1567-5172
Fotocomposición e impresión: Gráficas La Paz de Torredonjimeno S. L. (Jaén).

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

Editor:
José Miguel Molina Cámara

Editores adjuntos:
José Manuel Castro Jiménez
Ginés Alfonso de Gea Guillén
Luis Miguel Nieto Albert
Pedro Alejandro Ruiz Ortiz

Universidad de Zaragoza
Dpto. de Ciencias de la Tierra

Universidad de Jaén
Departamento de Geología

Instituto Geológico y Minero de España

b 37522036
i 50413430

Foto de portada: *Slump* en la Fm. Carretero (Cretácico Inferior). Autovía de Jaén a Granada. Autor: P. A. Ruiz-Ortiz.

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA
IV COLOQUIO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

COMITÉ DE HONOR

Excmo. Sr. D. Manuel Chaves González
Presidente de la Junta de Andalucía

Ilmo. Sr. D. Miguel Sánchez de Alcázar Ocaña
Alcalde-Presidente del Excmo. Ayuntamiento de Jaén

Excma. Sra. Dª Cándida Martínez López
Consejera de Educación y Ciencia de
la Junta de Andalucía

Excma. Sra. Dª Fuensanta Coves Botella
Consejera de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía

Excmo. Sr. D. Felipe López García
Presidente de la Excma. Diputación Provincial

Excmo. Sr. D. Luis Parras Guijosa
Rector Magnífico de la Universidad de Jaén

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

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

Ilmo. Sr. D. José Pedro Calvo Sorando
Presidente de la Sociedad Geológica de España

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente: Pedro Alejandro Ruiz Ortiz (Universidad de Jaén)

Secretario y Tesorero: Luis Miguel Nieto Albert (Universidad de Jaén)

Presidente del Comité Científico del XIV Congreso Nacional de Sedimentología:
José Miguel Molina Cámara (Universidad de Jaén)

Presidente del Comité Científico del IV Coloquio del Cretácico de España:
Alfonso Meléndez Hevia (Universidad de Zaragoza)

Vocales:
Roque Aguado Merlo (Universidad de Jaén)
José Manuel Castro Jiménez (Universidad de Jaén)
Jorge Fernández-Gianotti Branca (IGME)
Ángel García Cortés (IGME)
Ginés Alfonso de Gea Guillén (Universidad de Jaén)
Javier Rey Arrans (Universidad de Jaén)
Ana Rosa Soria (Universidad de Zaragoza)

COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Roque Aguado Merlo	Universidad de Jaén
Dr. José Antonio Arz Sola	Universidad de Zaragoza
Dr. Ignacio Arenillas Sierra	Universidad de Zaragoza
Dr. Marcos Aurell Cardona	Universidad de Zaragoza
Dra. Beatriz Bádenas Lago	Universidad de Zaragoza
Dr. José Manuel Castro Jiménez	Universidad de Jaén
Dr. Miguel Company Sempere	Universidad de Granada
Dra. Gloria Cuenca Bescós	Universidad de Zaragoza
Dr. Juan Fernández Martínez	Universidad de Granada
Dr. Ángel González Rodríguez	Universidad de Zaragoza
Dr. Carlos Liesa Carrera	Universidad de Zaragoza
Dr. Agustín Martín Algarra	Universidad de Granada
Dr. Alfonso Meléndez Hevia	Universidad de Zaragoza
Dr. Guillermo Meléndez Hevia	Universidad de Zaragoza
Dr. José Miguel Molina Cámara	Universidad de Jaén
Dr. Arsenio Muñoz Jiménez	Universidad de Zaragoza
Dr. Luis Miguel Nieto Albert	Universidad de Jaén
Dr. Javier Rey Arrans	Universidad de Jaén
Dr. Pedro Alejandro Ruiz Ortiz	Universidad de Jaén
Dra. Ana Rosa Soria de Miguel	Universidad de Zaragoza
Dr. Juan Antonio Vera Torres	Universidad de Granada
Dr. Joaquín Villena Morales	Universidad de Zaragoza
Dr. César Viseras Alarcón	Universidad de Granada

ORGANISMOS COLABORADORES

Ministerio de Educación, Cultura y Deporte
Ministerio de Ciencia y Tecnología
Consejería de Educación y Ciencia de la Junta de Andalucía
Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía
Ayuntamiento de Jaén
Diputación Provincial de Jaén
Cajasur

Índice

CONFERENCIAS

P.W. Skelton
Arquitectura de las plataformas carbonatadas y litosomas de rudistas del Cretácico. 13

J.A. Vera
Temas de interés en el estudio sedimentológico del Cretácico. 17

L. Vilas
El episodio extensional del Cretácico Inferior en el Prebético del altiplano de Jumilla–Yecla (Murcia). 25

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

J. Alcántara-Carrió, L. Cabrera, I. Alonso, I. Alejo, S. Rey y L. Gago
Parámetros granulométricos: comparación entre el método gràfico y el método de los momentos. 33

I. Alonso, I. Montesdeoca, A. Vivares y J. Alcántara-Carrió
Variabilidad granulométricas y de la línea de costa en las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria). 39

A.M. Alonso-Zarza, Y. Sánchez-Moya, M.A. Bustillo, A. Sopeña y A. Delgado
Silicificación y dolomitización de nódulos de anhidrita en sedimentos lutíticos continentales. Un caso particular de diagénesis meteórica en el Triásico de la Cordillera Ibérica. 43

A.M. Alonso-Zarza y P.G. Silva
Caracterización y significado ambiental de los nidos de abejas de las calcretas cuaternarias de Lanzarote y Fuerteventura. 49

P. Álvarez-Iglesias, B. Rubio y F. Vilas
Especiación de Pb, Zn y Fe en sedimentos intermareales de la ensenada de San Simón (parte interna de la Ría de Vigo, NO de España). 53

R. Álvarez-Vázquez, A.M. Bernabeu, M.A. Nombela y F. Vilas
Variaciones morfológicas y granulométricas asociadas a época de temporal: playa de Panxón (Galicia). 59

V. Aranda, G.M. Liébanas, G. Delgado, J.M. Martín-García, R. Delgado, J. Calero y R. Peña
Análisis factorial de los epipedones de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén). 63

V. Aranda, M. Sánchez-Marañón, G. Delgado, R. Delgado, J. Calero, G.M. Liébanas y J.M. Martín-García
Influencia del factor formador roca madre en la calidad de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén). 67

A. Arche, J. López-Gómez y J.F. García-Hidalgo
Depósitos regresivos del Carniense (Triásico Superior) en el SE de la Península Ibérica. Controles climáticos, tectónicos y eustáticos. 71

J. Bastida, A.M. López-Buendía, J. Rosell y R. Linares
Mineralogía de lutitas del "Garumniense" de la Cuenca de Tremp. 75

E. Beamud, L. Cabrera, M. Garcés y J.A. Muñoz
Magnetoestratigrafía y evolución tectonosedimentaria de la cuenca de la Pobla de Segur (Formación Collegats, Zona Central Surpirenaica). 79

M.I. Benito y R. Mas
Diagénesis temprana meteórica de la Formación Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior; *Prerift*) y de los carbonatos de la base del Grupo Tera (Tithónico; *Sinrift*) en el sector de Soria. Cuenca de Cameros. N. España. 83

A.P. Bordonaba y M. Aurell
El Pliensbachiense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: análisis secuencial. 89

M.A. Bustillo
La moganita, una nueva perspectiva en el estudio de las rocas de la sílice. 93

M.A. Caja, R. Marfil, R. Salas y C. Rossi
Composición y procedencia de los sedimentos detríticos del Cretácico Inferior de las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo. 97

A. Calonge, E. Caus, J.M. Bernaus y M. Aguilar
Las especies del género *Praealveolina*: una herramienta para datar las plataformas carbonatadas del Cenomaniense. . . 101

F. Calvet, J. López-Gómez, C. Galindo, M.E. Tucker y A. Arche
Dolomías de gran escala en las plataformas epeíricas triásicas del este de la Península Ibérica. 105

F. Calvet, A. Travé, K. Bitzer, E. Roca, J. Tritlla y J. Baker
Dolomitization of detrital deposits related to Neogene extensional faults, Catalan Coastal Ranges (Spain). 109

F. Calvet, A. Travé, J.A. Muñoz y M. Acero
Fluid flow to thrusts and folds affecting Middle and Upper Eocene syn-tectonic sediments at the Pyrenean Belt. 113

J.E. Caracuel, J.E. Tent-Manclús y A. Estévez
Paleofallas lístricas durante el tránsito Jurásico/Cretácico en la Sierra de Crevillente (Alicante). 117

E. Caus, A. Calonge, J. García, A. Gómez-Garrido, C. Llompart y J. Rosell
Biozonas de macroforaminíferos (SBZ) del Cretácico Superior: un reto de futuro. 121

J.J. Cepriá, M. Aurell y B. Bádenas
Evolución sedimentaria y paleogeografía del Jurásico Superior en la llanura de Arcos (Cordillera Ibérica septentrional). 125

J.R. Colmenero, J.M. Rodríguez, J.J. Gómez-Fernández y P. Carrasco
Estratigrafía del subsuelo y evolución sedimentaria del sector sur de la Cuenca Terciaria del Duero. 129

L. Del Río, F.J. Gracia y L. Barbero
Distribución transversal y procesos de selección de minerales pesados en la playa de Catania (Italia). 133

R. Díez, A.G. Judd, S. García-Gil y F. Vilas
Evidencias de gas en los sedimentos marinos de la zona interna de la Ría de Arosa (Galicia). 137

J.L. Dinis y J. Rey
Lower Cretaceous unconformities related with tectonic events in the western Iberian margin. 141

R. Durán, F. Manso, A.M. Bernabeu, S. García-Gil y F. Vilas
Estudio de la dinámica sedimentaria de la plataforma interna gallega: La Lanzada (NO España). 145

G. Ercilla, R.B. Wynn, B. Alonso y J. Baraza
Ondas de sedimento de origen turbidítico en los márgenes y cuencas profundas del Atlántico. 149

A. Ferrín, S. García-Gil y F. Vilas
Estudio sísmico-acústico del gas somero en la zona externa de la Ría de Arousa (NW de España). 155

F. García, J. Fernández, J.M. Soria y C. Viseras
Sedimentación deltaica tras una regresión forzada por la tectónica (Mioceno Superior, borde suroccidental de la Cuenca de Guadix). 161

A. García-García, S. García-Gil y F. Vilas
Aplicación de la sísmica de alta resolución (3,5 kHz) al estudio del registro sedimentario reciente de la Ría de Vigo. . 165

G.A. de Gea, R. Aguado y P.A. Ruiz-Ortiz
Precisiones bioestratigráficas y cartográficas sobre el Cretácico de la Unidad del Cárceles-Carluco. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén). 169

G.A. de Gea, F.J. González-Vila, O. Polvillo, J.M. Castro, J.M. Molina, R. Aguado y P.A. Ruiz-Ortiz
Uso de biomarcadores en el estudio de materiales del Aptiense inferior de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. 175

E. Gili y M. LaBarbera
Movimiento del fluido alrededor de las conchas de los hipurítidos: efectos de la orientación de las conchas en el suministro y concentración de partículas en las corrientes de alimentación. 181

C. de Guerra, M. Bolívar, N. Di Gianni y H. Sánchez
Evidencias bioestratigráficas de los procesos erosivos ocurridos durante el Mioceno medio. Estados Anzoategui y Monagas. Cuenca Oriental de Venezuela. 185

R. Jiménez-Espinosa y J. Jiménez-Millán
Desarrollo de calcretas en sistemas semiáridos coluviales de la provincia de Jaén. 187

G. Lastras, M. Canals, R. Urgeles y J.E. Hughes-Clarke
Morfología y dinámica del *debris flow* submarino BIG'95. 191

G. López, J. Philip, F. Cecca y R. Martínez
Stratigraphical distribution of ammonites and inoceramids in the Cenomanian/Turonian transition at Cassis (Boches-du-Rhône, SE France) and Ganuza (Navarra, N Spain). 195

M. López-Blanco
Respuesta sedimentaria a la formación de pliegues y cabalgamientos en el margen SE de la cuenca del Ebro. 199

J. Magariños-Álvarez, S. García-Gil y F. Vilas
Análisis sísmico acústico de alta resolución del gas somero en la Ría de Muros-Noia (NO España). 203

O.A. Merino-Tomé, J.R. Colmenero y J.R. Bahamonde
Sedimentología de la Formación Puentellés entre Arenas de Cabrales y Panes (Estefaniense de Picos de Europa, E de Asturias). 207

K. Mohamed, D. Rey, G. Méndez y M.E. Evans
Datación arqueomagnética del Castro de As Laias (NO España). Su contribución al desarrollo de la Curva de Variación Secular para Iberia. 211

K. Mohamed, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas
Origen de las variaciones magnéticas en sedimentos de la Ría de Pontevedra (NO de España). 215

J.M. Molina y J.A. Vera
Interrelación entre sedimentación y vulcanismo submarino durante el Jurásico Medio (NW de Benalúa de las Villas, Provincia de Granada, Subbético Medio). 219

J.M. Molina y J.A. Vera
Cantos blandos en tempestitas con estructuras sedimentarias de deformación (Mioceno, Cuenca del Guadalquivir; Porcuna, provincia de Jaén). 223

A. Moreno, I. Cacho, M. Canals, M.F. Sánchez-Goñi, M.A. Prins, J.O. Grimalt y F.J. Sierro
Registro marino de cambios climáticos milenarios en el Mar de Alborán en el último ciclo glaciar. 227

C. Moreno, F. González y S. Sierra
Errores cronoestratigráficos en la Faja Pirítica Ibérica. El caso de la Secuencia Carbonatada de Aznalcóllar (nota previa). 231

L.M. Nieto, A. Estévez, J.M. Molina y P.A. Ruiz-Ortiz
Deformación sinsedimentaria en umbrales pelágicos: el ejemplo de El Rollo (Jurásico de la Sierra de Algayat, provincia de Alicante). 235

L. O'Dogherty
Análisis paleoceanográfico de las extinciones de radiolarios cretácicos. 241

L. O'Dogherty, A. Martín-Algarra, J. Sandoval y H.J. Gursky
Depósitos de escarpes submarinos asociados a radiolaritas en el Jurásico Medio de Sierra Elvira (Subbético Medio). . 245

L. O'Dogherty, L.M. Nieto y J. Sandoval
Depósitos de brechas intraformacionales y *slumps* en el Jurásico Medio del Subbético Medio oriental (Sierra de Ricote, provincia de Murcia). 249

L. O'Dogherty y P.A. Ruiz-Ortiz
Las margas radiolaríticas de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal. Cordilleras Béticas. Edad y consideraciones genéticas-paleogeográficas. 255

ÍNDICE DE AUTORES 259

CONFERENCIAS

Arquitectura de las plataformas carbonatadas y litosomas de rudistas del Cretácico

P.W. Skelton

Department of Earth Sciences. Open University. Milton Keynes MK7 6AA. Inglaterra. P.W.Skelton@open.ac.uk.

ABSTRACT

Cretaceous carbonate platforms are typically made up of tabular cyclic beds. There is usually a gradation from low energy inner platform deposits – often with metre-scale peritidal cycles – to thicker outer platform cycles (generally < 10m), incorporating higher energy deposits. Low-angle slope deposits may follow distally, though tectonic steepening sometimes occurred. Laterally extensive rudist lithosomes within outer platform cycles are tabular to lenticular and frequently overlain by bioclastic blankets. They did not form reefal rims – pace frequent misrepresentations in the literature – though some karstic rims have been recorded. Coral carpets developed downslope. In the inner platform, thin pauci-, to monospecific rudist biostromes developed. Two historical contingencies of the Cretaceous are evident. First, predominant relative sea-level rise left little scope for antecedent karst topography (in contrast to the effect of Pleistocene glacioeustacy in modern reefs). Secondly, the typically small ('greenhouse'-style) increments of accommodation promoted rapid shoaling and lateral redistribution of bioclastic sediment. Consequently, platforms tended to a flat-topped profile, with broad outer zones across which bioclastic debris was swept both inward and outward. Rudists periodically formed vast 'meadows' of clustered shells both supported by, and contributing to, the ambient sediment. Platform development was episodically interrupted, with mass extinctions preferentially affecting outer platform taxa.

Key words: *Cretaceous, carbonate platforms, rudist lithosomes.*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de plataforma carbonatada del Cretácico muestran típicamente una arquitectura tabular, predominando los ciclos sedimentarios menores (Fig. 1, e.g., Hunt y Tucker, 1993; Gili *et al.*, 1995a; Van Buchem *et al.*, 1996; Ruberti, 1997; Sanders y Pons, 1999; y otros muchos). Comúnmente hay una gradación lateral desde depósitos de plataforma interna de baja energía – ocasionalmente con ciclos perimareales de escala métrica – hasta ciclos de plataforma externa de mayor potencia (generalmente < 10m), que incluyen depósitos de mayor energía (e.g., Stössel y Bernoulli, 2000). Distalmente las unidades de plataforma externa pueden pasar gradualmente a depósitos de pendiente de bajo ángulo, aunque a veces se observa un cambio más brusco debido a un aumento de la pendiente marginal por procesos tectónicos.

NATURALEZA Y DISTRIBUCIÓN DE LOS LITOSOMAS DE RUDISTAS

Los ciclos de plataforma externa típicamente muestran un patrón somerizante, aunque a menudo no existe evidencia de exposición subaérea en el techo de los ciclos, lo que sugiere que la acumulación vertical (*aggradation*) frecuentemente acabó en condiciones sublitorales someras. Si hay corales, éstos son más abundantes (y diversos) en los tramos inferiores de los ciclos y hacia las zonas más externas de la plataforma, acompañados por una abundante biota marina (Scott 1988; Skelton et al. 1997). Este tipo de asociaciones florecieron en aguas marinas abiertas, relativamente profundas (e.g., Fm. Sant Corneli del Santoniense de los Pirineos centro-meridionales), por lo que a veces no están presentes o son raras en secuencias de plataforma formadas en cuencas cerradas (e.g., Fm. Shu'aiba del Aptiense de la cuenca de Abu Dhabi).

Por otro lado, las calizas mayoritariamente formadas por rudistas autóctonos y parautóctonos y sus bioclastos – litosomas de rudistas – están más desarrolladas en los tramos superiores de los ciclos, y representan la culminación de la sedimentación somerizante en el techo de los bancos carbonáticos. Este tipo de litosomas fueron generados durante la mayor parte del Cretácico por agregados densos pero generalmente de diversidad baja (incluso monoespecíficos) de rudistas elevadores, principalmente hipurítidos y/o radiolítidos en las plataformas post-cenomanienses (Gili *et al.* 1995b). Están frecuentemente cubiertos por *floatstone* formados por restos procedentes de la destrucción de los agregados superiores y/o sedimentos bioclásticos *packestone/grainstone* procedentes de zonas adyacentes (generalmente más externas). La parte

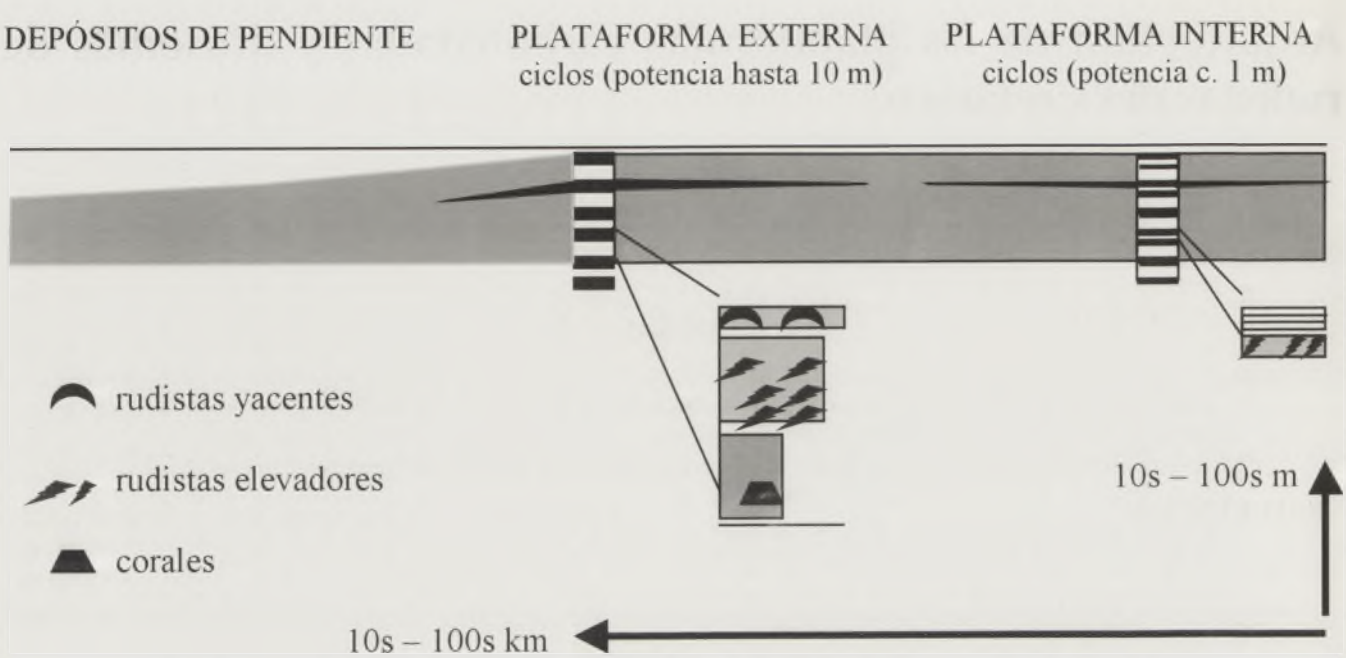


FIGURA 1

superior de los litosomas puede estar truncada erosivamente y cubierta por las facies basales de los ciclos subsiguientes. Los litosomas frecuentemente se extienden lateralmente varios centenares de metros, incluso kilómetros, pero raramente alcanzan potencias superiores a algunos metros (e.g. Skelton *et al.*, 1995), formando así claramente biostromas tabulares. Algunas veces se desarrollaron localmente litosomas lenticulares (e.g., Perkins, 1974; Masse y Philip, 1981), especialmente en las zonas más externas, que contienen rudistas, algunas veces acompañados por corales, sostenidos por sedimento bioclástico o micrita. Los rudistas nunca formaron estructuras rígidas (verdaderos 'arrecifes'), contrariamente a lo que se encuentra a veces en la literatura (Gili *et al.*, 1995b). No obstante, se han registrado algunas barreras de origen secundario, incluyendo algunas de origen cárstico (e.g. Winterer *et al.*, 1995).

Diversos tipos de rudistas yacentes (*recumbent*) evolucionaron y pasaron a ocupar ambientes más expuestos a corrientes de tracción donde predominaba el sedimento móvil. Aunque las conchas y restos de estos rudistas fueron generalmente transportados a áreas adyacentes, pueden encontrarse conchas articuladas autóctonas coronando ciclos de plataforma externa (Fig. 1), lo que puede indicar que vivieron allí dispersos en la superficie superior de los bancos bioclásticos. Los taxones yacentes se diversificaron rápidamente durante el Barremiense medio al Aptiense inferior, el Albiense (especialmente en el Nuevo Mundo) y el Campaniense al Maastrichtiense inferior. El declive general en el desarrollo de plataformas carbonatadas en el Aptiense medio y el Cenomaniense terminal, no obstante, estuvo asociado con extinciones massivas que erradicaron todos los rudistas yacentes, así como muchos otros taxones (rudistas y no-rudistas) bentónicos. Así pués, sucesivos linajes de rudistas yacentes evolucionaron iterativamente a partir de supevivientes no-yacentes.

Los ciclos de plataforma interna pueden contener biostromas poco potentes (generalmente < 1m) pero lateralmente extensos en sus tramos inferiores (sub-mareales), formados por agregados pauciespecíficos a monoespecíficos de rudistas elevadores alargados en el Cretácico superior, o asociaciones mixtas de rudistas incrustantes y pequeños elevadores en el Cretácico inferior.

CONTROLES DE DEPOSICIONALES

Esta geometría deposicional característica de las plataformas carbonatadas del Cretácico refleja dos contingencias históricas. Primero, los periodos prolongados de elevación del nivel relativo del mar, con esporádicas bajadas, dejaron pocas posibilidades para la génesis de antecedentes cársticos, a diferencia del importante papel que estos tienen en el desarrollo de arrecifes tropicales modernos, debido al glacioeustatismo pleistoceno (Purdy, 1974). Segundo, los pequeños incrementos de acomodación típicos de las condiciones de invernadero del Cretácico (Tucker, 1993), combinados con una alta producción de carbonato, especialmente por los rudistas del Cretácico superior (Steuber, 2000), promovió la rápida somerización, con sobreproducción y extensiva redristribución lateral de sedimentos bioclásticos (Carannante *et al.*, 1999). Consecuentemente, las plataformas adoptaron generalmente un perfil superior más o menos plano (como en la Fig. 1), con amplias zonas externas a través de las cuales los restos bioclásticos eran transportados hacia el interior a través de la superficie superior de la plataforma y pendiente abajo. Los rudistas, esencialmente adaptados a vivir en el sedimento, frecuentemente poblaron la parte superior de la plataforma formando vastas 'praderas' de

conchas agregadas. Los rudistas elevadores dominaron en áreas de acumulación de sedimento, mientras que las zonas con corrientes de tracción favorecieron el desarrollo de rudistas yacentes, frecuentemente en la parte superior de los ciclos somerizantes (Gili *et al.*, 1995b). Durante su período vital, los rudistas fueron sostenidos por el sedimento móvil, y a su muerte, contribuyeron a su formación.

AGRADECIMIENTOS.

A Eulalia Gili (Universidad Autónoma de Barcelona), por las muchas discusiones sobre este tema y la traducción de este artículo.

REFERENCIAS

Carannante, G., Graziano, R., Pappone, G., Ruberti, D. y Simone, L. (1999): Depositional system and response to sea level oscillations of the Senonian rudist-bearing carbonate shelves. Examples from Central Mediterranean areas. *Facies*, 40: 1-24.

Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., Skelton, P.W. y Lopez, G. (1995a): Sequence stratigraphy of the upper Sant Corneli Platform (Santonian), southern Central Pyrenees. *Géologie Méditerranéenne*, 21: 73-76 (for 1994).

Gili, E., Masse, J.-P. y Skelton, P. W. (1995b): Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118: 245-267.

Hunt, D. y Tucker, M. E. (1993): The Middle Cretaceous Urgonian platform of southeastern France. En: *Cretaceous carbonate platforms* (J.A.T. Simo, R.W. Scott, y J.P. Masse, Eds.). American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 56: 409-453.

Masse, J.P. y Philip, J. (1981): Cretaceous coral-rudist buildups of France. En: *European fossil reef models* (Toomey, D.F., Ed.). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 30, Tulsa, Oklahoma, 399-426.

Perkins, B.F. (1974): Paleoecology of a rudist reef complex in the Comanche Cretaceous Glen Rose limestone of central Texas. *Geoscience and Man*, 8: 131-173.

Purdy, E. G. (1974): Karst-determined facies patterns in British Honduras: Holocene carbonate sedimentation model. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 58: 825-855.

Ruberti, D. (1997): Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles. *Sedimentary Geology*, 113: 81-110.

Sanders, D. y Pons, J. M. (1999): Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology, and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148: 249-284.

Scott, R.W. (1988): Evolution of Late Jurassic and Early Cretaceous reef biota. *Palaios*, 3, 184-193.

Skelton, P.W., Gili, E., Vicens, E. y Obrador, A. (1995): The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 107-126.

Skelton, P.W., Gili, E., Rosen, B.R. y Valldeperas, F.X. (1997): Corals and rudists in the late Cretaceous: a critique of the hypotheses of competitive displacement. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 92: 225-239.

Steuber, T. (2000): Skeletal growth rates of Upper Cretaceous rudist bivalves: implications for carbonate production and organism-environment feedbacks. En: *Carbonate Platform Systems: components and interactions* (E. Insalaco, P.W. Skelton y T.J. Palmer, Eds.). Geological Society, London, Special Publication, 178: 21-32.

Stössel, I. y Bernoulli, D. (2000): Rudist lithosome development on the Maiella carbonate platform margin. En: *Carbonate Platform Systems: components and interactions* (E. Insalaco, P.W. Skelton y T.J. Palmer, Eds.). Geological Society, London, Special Publication, 178: 177-190.

Tucker, M. E. (1993): Carbonate diagenesis and sequence startigraphy. En: *Sedimentology Review* (V.P. Wright, Ed.). Blackwell Scientific, London, 1: 51-72.

Van Buchem, F.S.P., Razin, P., Homewood, P.W., Philip, J., Eberli, G.P., Platel, J.P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G.M.J., Boisseau, T., Leduc, J.P., Labourdette, R. y Cantaloube, S. (1996): High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rock and reservoir facies. *GeoArabia*, 1: 65-91

Winterer, E. L., Van Waasbergen, R. J., Mammerickx, J. y Stuart, S. (1995): Karst morphology and diagenesis of top of Albian limestone platforms, Mid-Pacific Mountains. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (E.L. Winterer, W.W. Sager, J.V. Firth, y J.M. Sinton, Eds.). Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 143: 433-470.

Temas de interés en el estudio sedimentológico del Cretácico

J.A. Vera

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, 18071. Granada. jvera@goliat.ugr.es.

ABSTRACT

From a review of the Science Citation Index four main subjects point up in the Cretaceous studies: Cyclostratigraphy, Paleoclimatology, Anoxic events and the Catastrophic event of the K-T boundary. The fundamentals of each of the items are presented along with the present day interpretations. A wide relation of references is enclosed.

Key words: *Cretaceous, Cyclostratigraphy, Paleoclimatology, Anoxic Events, K-T boundary.*

INTRODUCCIÓN

Aceptada con agrado la invitación de los organizadores del *XIV Congreso Nacional de Sedimentología* y del *IV Coloquio del Cretácico de España*, que se celebran conjuntamente en Jaén (septiembre, 2001), para impartir una conferencia, el autor se planteó como reto personal buscar un título que enlace la temática de ambas reuniones científicas.

Elegido el título, se pretende en esta conferencia dar una visión actualizada sobre los temas que más han llamado la atención a los investigadores que trabajan conjuntamente sobre Sedimentología y Cretácico. Para su selección se ha recurrido al uso de las bases de datos informáticas que permiten el acceso a los trabajos publicados en los últimos años en las revistas científicas (entre ellas las geológicas) del mayor prestigio internacional. La fuente de información fundamental utilizada ha sido la base de datos del *Institute for Scientific Information (ISI)*, conocido como *Journal Citation Reports (JCR)* o *Science Citation Index (SCI)* correspondiente a los últimos tres años completos (1998-1999-2000) disponibles en CD Rom y a los que se pueden acceder informáticamente mediante palabras clave, autores, citas bibliográficas, trabajos relacionados y centros de trabajo.

El número de trabajos en los que aparece la palabra *Cretaceous*, entre las palabras claves, el título o el resumen, en los tres últimos años conjuntamente es de 2.199. Combinando la palabra *Cretaceous* con otras se pueden valorar los temas tratados preferentemente entre ellos (*Cretaceous and sediments*: 397 citas; *Cretaceous and events*: 285; *Cretaceous and tectonics*: 235; *Cretaceous and temperature*: 221; *Cretaceous and geochemistry*: 201; *Cretaceous and volcanic*: 196; *Cretaceous and metamorphism*: 130; *Cretaceous and climate*: 116; *Cretaceous and isotopes*: 108). Combinado tres palabras claves destaca netamente el trío *Cretaceous and Tertiary boundary* con 230 citas entre 1998, 1999 y 2000.

Los trabajos de estos tres años que abordan estudios de fósiles, especialmente estudios bioestratigráficos, en el Cretácico se distribuyen de la siguiente manera: Foraminíferos (113 citas), Dinosaurios (75), Polen (59), Plantas (48), Ammonites (45), Nanofósiles (35), Dinoflagelados (21), Rudistas (18), Bacterias (18), Algas (17), Radiolarios (10) y Corales (10). La distribución de trabajos sobre el Cretácico por grandes áreas geográficas es: océanos (259 citas), Atlántico (198), Pacífico (171) y Tethys (95), mientras que por paises es muy singular, ya que los doce primeros paises son: Australia (152 citas en los tres años), México (126), Canadá (125), China (121), España (104), Nueva Zelanda (100), India (92), Francia (89), Reino Unido (70), Brasil (70), Italia (65) y USA (62).

La distribución de los trabajos por pisos, cuyo nombre figure en el título, resumen o palabras clave, es muy irregular: Berriasense (49 citas entre los tres años), Valanginiense (47), Hauteriviense (37), Barremiense (81), Aptiense (185), Albiense (211), Cenomaniense (190), Turoniense (144), Coniaciense (52), Santoniense (82), Campaniense (186) y Maastrichtiense (225). Destacan claramente los que tratan del Maastrichtiense, Albiense, Cenomaniense, Campaniense y Aptiense, todos con más de 185 citas entre 1998, 1999 y 2000.

SELECCIÓN DE TEMAS

El objetivo primero de esta conferencia consiste en la selección de los temas sedimentológicos que han sido tratados preferentemente en el estudio del Cretácico en los tres últimos años. Esta selección conlleva necesariamente una carga de subjetividad, aunque se haga esencialmente a partir de datos numéricos, ya que éstos deben ser corregidos. Seleccionados los temas se plantearán, como objetivos siguientes, una revisión de la situación actual de cada uno de ellos, de los avances más recientes y de los problemas pendientes. Para cubrir estos objetivos, se ha partido del análisis detallado de los resúmenes que se obtienen en la propia base informática y, especialmente, de la

lectura crítica de los trabajos completos seleccionados entre ellos (los disponibles en las bibliotecas de los centros).

Los cuatro temas sedimentológicos que más han sido objeto de estudio en los sedimentos del Cretácico en estos tres últimos años son todos ellos temas interdisciplinarios en los que los aspectos sedimentológicos se entrelazan con otros estratigráficos, paleontológicos, geoquímicos, etc. Estos cuatro temas son, de menor a mayor interés de estudio, expresado por el número de citas bibliográficas en los tres años de referencia: 1) Cicloestratigrafía. 2) Paleoclimatología. 3) Eventos anóxicos. 4) Evento catastrófico del límite Cretácico-Terciario. Cotejando las citas comunes en las publicaciones de cada uno de estos ámbitos se puede llegar a valorar cuales son los trabajos doctrinales anteriores a 1998, así como cuáles son los trabajos recientes que presentan una revisión crítica más actualizada.

En este resumen se avanzan algunas ideas básicas sobre cada uno de los cuatro temas seleccionados y sobre la problemática que plantean, haciendo alusión a los trabajos esenciales (fundamentalmente recientes, además de algunos doctrinales anteriores) en lo que se basará la exposición, suministrando las citas bibliográficas de los mismos, lo que permitirá al lector interesado acceder a una mayor información.

Cicloestratigrafía

Este nombre ha sido introducido en la nomenclatura geológica (sedimentológica y estratigráfica) muy recientemente (Schwarzacher, 1993; Gale, 1998; Buonocunto *et al.*, 1999; D'Argenio *et al.*, 1999) para definir al estudio de los ciclos de quinto orden, también llamados de la banda de frecuencia de Milankovitch (20.000-100.000 años). El reconocimiento de estos ciclos inducidos por factores orbitales (ciclos de Milankovitch) en los materiales del Cretácico ha sido un tema al que se ha prestado gran atención en los últimos años. Se han reconocido en carbonatos de plataformas marinas de aguas someras (Jiménez de Cisneros y Vera, 1993; Buonocunto *et al.*, 1999; D'Argenio *et al.*, 1999) y en sedimentos marinos pelágicos, especialmente en ritmitas calizas/margas, en diferentes regiones y edades (Ten Kate y Springer, 1993; Mayer y Appel, 1999; Mutterlose y Ruffell, 1999; Vera y Molina, 1999; Stage, 1999; Prokoph y Turrow, 2000). Se analizan los parámetros clásicos, tales como espesor de los ciclos, composición, texturas, etc. y algunos otros parámetros de reciente propuesta como la densitometría óptica y susceptibilidad magnética (ver: Hinnov, 2000) que consideran los diferentes autores como el criterio de reconocimiento de la ritmicitad o ciclicidad, en especial aquellos que permiten una cuantificación y el consiguiente tratamiento matemático de los datos, con el fin de valorar la periodicidad.

En general, se considera necesario demostrar mediante un análisis espectral (o algún otro programa informático semejante) la ciclicidad superpuesta con los valores correspondientes a los ciclos de Milankovitch. Muy recientemente Pardo *et al.* (2000) han publicado una revisión de los programas informáticos que pueden ser aplicados para dicho cálculo.

El estudio de la ciclicidad de este rango se entrelaza con el estudio paleoclimático ya que una de las cuestiones esenciales que se plantea es si durante todo el Cretácico los casquetes glaciales ocupaban grandes extensiones (episodios de tipo *icehouse*), con lo que las fluctuaciones del nivel del mar debidas a cambios climáticos inducidos por factores orbitales tendrían dimensiones grandes (decenas a centenas de metros) o por el contrario se trata de un episodio de extensión reducida de los casquetes glaciales (episodio de tipo *greenhouse*), en el que dichas fluctuaciones serían de escasa magnitud (pocos metros). Todos los datos concluyen en que se trata del segundo tipo, por lo que las secuencias de somerización, en materiales del Cretácico, depositados en llanuras de mareas o plataformas marinas someras serían de escala métrica.

Paleoclimatología

La reconstrucción del clima (y en su caso de las temperaturas) dominante durante el Cretácico ha sido uno de los temas que más han sido tratados y discutidos en los últimos años (Francis y Frakes, 1993, y referencias citadas). Es bien conocido, que durante el Cretácico se alcanzó la mayor extensión de los oceános y el nivel de subida eustática alcanzó los valores máximos (hacia el Cenomaniense-Turoniense) hasta el punto que se toma como valor de referencia en las curvas eustáticas (curva Exxon).

La herramienta esencial utilizada para la reconstrucción del clima del Cretácico, y en su caso para la medida de las paleotemperaturas, es el análisis de los isótopos estables del oxígeno ($\delta^{18}O$) en sedimentos pelágicos. En unos casos se aplica sobre muestra total (Stoll y Schrag, 2000; Schootbrugge *et al.*, 2000, Voigt y Wiese, 2000) mientras que en otros se hace sobre muestras seleccionadas, concretamente sobre muestras monoespecíficas de foraminíferos (Abreu *et al.*, 1998; Li y Keller, 1999), en las que con frecuencia se analizan separadamente las muestras monoespecíficas de foraminíferos bentónicos, que suministran la temperatura del fondo del océano (Li y Keller, 1998, 1999) y las muestras monoespecíficas de foraminíferos planctónicos que aportan datos sobre la temperatura superficial del océano (Norris y Wilson, 1998; Li y Keller, 1998, 1999). Otros autores aplican la misma herramienta ($\delta^{18}O$) sobre muestras de belemnites (Price *et al.*, 2000; Schootbrugge *et al.*, 2000) o sobre muestras de conchas de moluscos de agua dulce (Dettman y Lohmann, 2000).

Otras herramientas utilizadas para hacer estimaciones paleoclimáticas en sedimentos del Cretácico han sido: variaciones en la diversidad de organismos como el nanoplancton (Mutterlose y Kessels, 2000) o los moluscos (Zakharov *et al.*, 1999), variaciones mineralógicas de la roca total y de la fracción arcilla (Li *et al.*, 2000), varia-

ciones detectadas en la geoquímica sedimentaria (Dingle y Lavelle, 1998) y variaciones en los isósopos estables de carbono ($\delta^{13}C$) (Weissert *et al.*, 1998; Stoll y Schrag, 2000).

Se analizan las diferentes curvas paleoclimáticas propuestas por muy diversos autores, se discuten las dificultades que presentan su elaboración y las dificultades, aún mayores, de medidas de paleotemperaturas significativas. En la exposición se tratará sobre los rasgos comunes detectables en las diferentes curvas paleoclimáticas, así como de los episodios generalmente considerados como más cálidos (p. ej . Haupt y Seidov, 2001) durante el Cretácico, como son el Maastrichtiense terminal, el límite Santoniense – Campaniense, etc.

Eventos anóxicos

La existencia de fenómenos anóxicos durante el Cretácico, en especial hacia el límite Cenomaniense-Turoniense, es conocida desde hace bastantes años (ver: Jenkyns, 1980 y Arthur *et al.* 1990, y referencias en ambos) en muy diversas localidades. Los autores anteriores establecieron que durante el Cretácico ocurrieron tres episodios anóxicos en relación con cambios globales del nivel del mar: el más antiguo comprende el Barremiense superior-Aptiense-Albiense; el segundo, el más ampliamente representado, se localiza hacia el tránsito Cenomaniense-Turoniense, y el tercero comprende el Coniaciense-Santoniense. Sin embargo, su estudio en detalle, tanto de su localización temporal como areal, así como su génesis y posible relación con cambios eustáticos, ha seguido siendo un tema de gran interés en los últimos años.

Los eventos oceánicos anóxicos se reconocen en el campo por la presencia de niveles de facies oscuras (*black shales*) ricas en materia orgánica (1-6%), expresión de la falta de oxígeno libre en el fondo marino durante el depósito lo que evita la oxidación de dicha materia orgánica. El mejor argumento de reconocimiento es, sin duda, la presencia de un incremento de los valores del $\delta^{13}C$ en algunos fragmentos de las secciones estratigráficas. Este incremento del $\delta^{13}C$ ha sido atribuido a un enriquecimiento de las aguas oceánicas en los isótopos más pesados del carbono debido al ascenso, en etapas transgresivas, de masas de aguas de las partes más profundas del océano. Eventos anóxicos han sido reconocidos en diferentes edades dentro del Cretácico y en múltiples localidades. Varios de ellos se expresan por niveles litoestratigráficos que han sido bautizados con nombres propios, como el "Nivel Faraoni", del Hauteriviense superior (Baudin *et al.*, 1999) o el "Nivel Selli" (Baudin *et al.*, 1998; Cobianchi *et al.*, 1999; Graziano, 2000) del Aptiense inferior, equivalente al *Ocean Anoxic Event 1a* (AOE 1a) de la clasificación de Arthur *et al.* (1990). Se han descrito, también, eventos anóxicos de edades muy diferentes en el Barremiense superior, Aptiense y Albiense al SE de Francia (Erbacher *et al.*, 1998), en el límite Albiense-Cenomaniense en el Atlántico norte (Nederbragt *et al.*, 2001), en todo el Cenomaniense-Turoniense en el Atlántico sur (Sinninghe-Damste y Koster, 1988) y en el límite Cenomaniene-Turoniense en el Atlántico norte (Huber *et al.*, 1999).

Durante todo el Cenomaniense, con un máximo en el límite Cenomaniense-Turoniense, se han reconocido eventos anóxicos en el País Vasco (Rodríguez-Lázaro *et al.*, 1998). Asimismo, durante todo el Cenomaniense y Turoniense en Europa central y occidental, con un máximo absoluto en el límite entre ambos pisos (Voigt, 2000), coincidiendo con un nivel litoestratigráfico que ha sido reconocido en los Apeninos que se ha denominado "Nivel u horizonte Bonarelli", y que está justamente localizado en el límite Cenomaniense-Turoniense (Jenkyns *et al.*, 1994; Salvini y Passerini, 1998) por lo que se interpreta como la expresión estratigráfica del *Cenomanian/ Turonian boundary event* (CTBE) de autores anteriores (Jenkyns, 1980; Arthur *et al.*, 1990).

La cuestión más discutida es el carácter autocícilico o alocíclico de los eventos anóxicos del Cretácico o de algunos de ellos. Concretamente hay un acuerdo casi general que el evento anóxico que se localiza hacia el límite del Cenomaniense-Turoniense es expresión de un fenómeno alocíclico global semejante al ocurrido en el Toarciense inferior. Sin embargo, en el resto de fenómenos anóxicos queda aún la duda y será necesario tener una base de datos más amplia para resolverla. En cualquier caso, lo que si queda demostrado es la relación causal entre transgresiones y fenómenos anóxicos, por lo que la discusión anterior pasa a tener un mayor interés ya que lo que se discute realmente es el carácter alocíclico o autocíclico de la mayor parte de las transgresiones reconocidas en el registro estratigráfico del Cretácico.

Evento catastrófico del límite Cretácico-Terciario

Constituye, sin duda, el tema estrella de los trabajos dedicados al estudio de los sedimentos del Cretácico, durante los últimos años. Se trata de un tema claramente interdisciplinario en el que a los estudios sedimentológicos y estratigráficos, hay que superponer los bioestratigráficos (con muy diferentes taxones), los geoquímicos (isótopos estables y elementos traza), cosmológicos, paleomagnéticos y, por supuesto, contar con la valiosa información de los sondeos oceánicos (DSDP y ODP).

El punto de partida hay que situarlo hace más de veinte años, cuando se publicó el trabajo de Alvarez *et al.* (1980), que rápidamente pasó a ser uno de los trabajos más citados de todos los campos de la geología, en los años posteriores. En el trabajo original a partir del reconocimiento de anomalías de Ir en Italia, Dinamarca y Nueva Zelanda se planteaba la hipótesis de que durante el límite Cretácico-Terciario hubiese ocurrido una gran catásfrofe, concretamente la colisión de un gran meteorito sobre la Tierra, que hubiese producido una extinción en masa. Revisiones recientes del tema se pueden encontrar en Smit (1990, 1999) y Alvarez (1997), en las que se analizan los trabajos en los que se planteaban argumentos en contra, así como las propuestas alternativas, y como la

hipótesis original, con ciertas modificaciones, ha sido generalmente aceptada. Una de las modificaciones, consiste en que el argumento de las anomalías de Ir ha pasado a ser secundario, mientras que el principal argumento de reconocimiento ha pasado a ser la presencia de «esférulas» interpretadas como gotas de material fundido de la corteza terrestre que fueron expulsadas a la atmósfera. Este argumento se utilizó en los años ochenta en algunas de las secciones de referencia del sur de España, como Caravaca y Agost (Smit, 1990, y referencias allí citadas). Diferentes autores que hacia los años ochenta eran contrarios a la hipótesis catastrofista, y más concretamente a la del impacto del meteorito, van cambiando progresivamente de opinión a la vista de los nuevos resultados.

A partir de esta hipótesis y aceptando que el tamaño de las esférulas, en los niveles del límite Cretácico-Terciario, crecerá con la cercanía al lugar del impacto, se planteó como objetivo básico localizar el cráter del impacto. En los últimos años de la década de los 80 y principios de los 90, la investigación se centró en la región del Caribe y en 1991 se publicó que Chicxulub, en la plataforma continental del Yucatán (México) es el lugar del emplazamiento del cráter (Hildebrand *et al.*, 1991). Desde esta fecha los trabajos sobre dicho cráter se han multiplicado (p. ej., Alvarez *et al.*, 1995; Claeys *et al.*, 1998; Grajales *et al.*, 2000; Grieve y Therriault, 2000; Pilkington y Hildebrand, 2000). Baste con decir que entre 1998-1999-2000 se han publicado un total de 48 trabajos en los que la palabra *Chicxulub* aparece en el título, en las palabras clave o en el resumen. Igualmente se han incrementado los trabajos sobre las regiones del mismo ámbito geográfico en las que se reconocen grandes acumulaciones de esférulas (Fourcade *et al.*, 1998; Bralower *et al.*, 1998; Norris *et al.*, 1999; Stinnesbeck *et al.*, 1999; Martínez-Ruiz *et al.*, 2001a,b,c) como aquellos en los que se reconocen depósitos catastróficos ligados a flujos gravitacionales en masa ocasionados por los tsumanis originados por la colisión (Klaus *et al.*, 2000; Norris *et al.*, 2000; Soria *et al.*, 2001). El acontecimento catastrófico ha sido nuevamente constatado en diferentes regiones, entre ellas en sedimentos continentales de USA (Arens y Jahren, 2000; Sheehan *et al.*, 2000) y en medios pelágicos de Túnez (Arenillas *et al.*, 2000), Guatemala (Keller y Stinnesbeck, 2000) y Dinamarca (Bauluz *et al.*, 2000). Algunos trabajos inciden en poner de manifiesto que no hay relación causal entre los eventos volcánicos del Deccan (India) y el límite Cretácico-Terciario (Courtillot *et al.*, 2000; Hofmann *et al.*, 2000) con lo que se descarta definitivamente una de las hipótesis catastróficas alternativas a la del impacto del meteorito que mayor aceptación llegó a tener.

En los últimos años algunas secciones estratigráficas del límite Cretácico-Terciario, localizadas en España, unas en el País Vasco (Apellaniz *et al.*, 1997) y otras en el sur y sureste de España, tales como Agost, Caravaca y Alamedilla (Molina *et al.*, 1998, 2001; Arinobu *et al.*, 1999; Kaiho y Lamolda, 1999; Martínez-Ruiz *et al.*, 1999) han sido objeto de estudios detallados publicados en revistas de máximo nivel y máxima difusión.

CONSIDERACIONES FINALES

Del análisis de la información anterior se constata un hecho evidente: en el estudio de los sedimentos del Cretácico, como en los del cualquier otro intervalo de tiempo, hay unos cuantos temas que son los que "están de moda".

En estos temas son en los que más facilmente pueden ser aceptados y publicados trabajos originales enviados a revistas internacionales del mayor prestigio, evitanto la dolorosa frase con la que frecuentemente se rechazan trabajos sedimentológicos y estratigráficos de muy alto nivel científico, relativos a una región concreta, en la que se dice *"se rechaza el trabajo porque el tema es de carácter local"*. Sin embargo, el hecho de tratarse de temas con polémicas abiertas, hace necesario tomar grandes precauciones, entre ellas una elemental, que consiste en que para abordarlos hay que partir de un conocimiento exhaustivo del tema en cuestión y de la bibliografia especializada tanto la más reciente como la más doctrinal. Es necesario plantear el trabajo con carácter interdisciplinar, con el manejo de las técnicas de laboratorio y con el análisis de los resultados más usuales en cada uno de los temas. Finalmente, una vez elaborado un trabajo y enviado a una revista de alta difusión internacional, es obligado someterse a revisiones que en muchos casos son excesivamente severas y que con cierta frecuencia presentan un grado de parcialidad notable, según la tendencia o manera de pensar de los revisores con respecto al tema en cuestión. Es posible incluso encontrarse con dos revisiones contradictorias, correspondientes a dos revisores con diferente manera de pensar sobre el tema, lo que obliga a solicitar la actuación mediadora adecuada del editor de la propia revista, lo cual no siempre es factible. En definitiva, para la publicación en revistas internacionales se deben tener contactos internacionales con especialistas del tema que hagan de revisores previos de los manuscritos, facilitando así la labor editorial.

REFERENCIAS

Abreu, V.S., Hardenbol, J., Haddad, G.A., Baum, G.R., Droxler, A.W. y Vail, P.R. (1998): Oxygen isotope synthesis: A Cretaceous Ice-House?. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy on European Basins* (P.C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail, Eds.), SEPM, Special Publication, 60: 75-80.

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F. y Michael, H.V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.

Alvarez, W., Claeys, P. y Kieffer, S.W. (1995): Emplacement of Cretaceous-Tertiary boundary shocked quartz from Chicxulub crater. *Science*, 269: 893-835.

Alvarez, W. (1997): *Tyrannosaurus rex and the crater of doom*. Princeton University Press, Princeton, New York, 185 pp (Traducción al castellano Ed. Crítica, Barcelona, 201 pp, 1998).

Apellaniz, E., Baceta, J.J., Bernaola-Bilbao, G., Núñez-Botelu, K., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Robin, E. y Rocchia, R. (1997): Analysis of uppermost Cretaceous-lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (western Pyrenees): evidence for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168: 783-793.

Arenillas, I., Arz, J.A., Molina, E. y Dupuis, C. (2000): An independent test of planktic foraminiferal turnover across the Cretaceous/Paleogene (K/P) boundary at El Kef, Tunisia: Catastrophic mass extinction and possible survivorship. *Micropaleontology*, 46: 31-49.

Arens, N.C. y Jahren, A.H. (2000): Carbon isotope excursion in atmospheric CO_2 at the Cretaceous-Tertiary boundary: evidence from terrestrial sediments. *Palaios*, 15: 314-322.

Arinobu, T., Ishiwatari, R., Kaiho, K. y Lamolda, M. (1999): Spike of pyrosynthetic polycyclic aromatic hydrocarbons associated with an abrupt decrease in $\delta^{13}C$ of a terrestrial biomarket at the Cretaceous-Tertiary boundary at Caravaca, Spain. *Geology*, 27: 723-726.

Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J. y Schlanger, S.O. (1990): Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. En: *Cretaceous resources, events and rhythms* (R.N. Ginsburg y B. Beaudoin, Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 75-119.

Baudin, F., Bulot, L.G., Cecca, F., Coccioni, R., Gardin, S. y Renard, M. (1999): Un équivalent du "Niveau Faraoni" dans le Bassin du Sud-Est de la France, indice possible d'un événemant anoxique fini-hauterivian étendu à la Tethys méditerranéenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170: 487-498.

Baudin, F., Fliet, N., Coccioni, R. y Galeoti, S. (1998): Organic matter characterisation of the Selli Level (Umbria-Marche, Italy). *Cretaceous Research*, 19: 701-714.

Bauluz, B., Peacor, D.R. y Elliot, W.C. (2000): Coexisting altered glass and Fe-Ni oxides at the Cretaceous-Tertiary boundary, Stevns Klint (Denmark): direct evidence of meteorite impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 127-136.

Bralower, T.J., Paull, C.K. y Leckie, R.M. (1998): The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology*, 26: 331-334.

Buonocunto, F.P., D'Argenio, B., Ferrari, V. y Sandulli, R. (1999): Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmo, southern Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, 20: 81-95.

Claeys, P., Smit, J., Montanari, A. y Alvarez, W. (1998): L'impact de Chicxulub et la limite Crétacé-Tertiaire dans la region du golfe de Mexique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 3-9.

Cobianchi, M., Luciani, V. y Menegatti, A. (1999): The Selli Level of the Gargano Promontory, Apulia, southern Italy: foraminiferal and calcareous nannofossils data. *Cretaceous Research*, 20: 255-269.

Courtilot, V., Gallet, Y., Rocchia, R., Féraud, G., Robin, E., Hofmann, C., Bhandari, N. y Ghevariya, Z.G. (2000): Cosmic markers, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and paleomagnetism of the KT sections in the Anjar Area of the Deccan large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters*, 182: 137-156.

D'Argenio, B., Ferrari, V., Raspini, A., Amodio, S. y Buonocunto, F.P. (1999): Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation. *Tectonophysics*, 315: 357-384.

Dettman, D.L. y Lohmann, K.C. (2000): Oxygen-isotope evidence for high-altitude snow in the Laramide Rocky Mountains of North America during the Late Cretaceous and Paleogene. *Geology*, 28: 243-246.

Dingle, R.V. y Lavelle, M. (1998): Late Cretaceous-Cenozoic climate variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141: 215-232.

Erbacher, J., Gerth, W., Schmiedt, G. y Hemleben, Ch. (1998): Benthic foraminiferal assemblages of late Aptian-early Albian blak shale intervals in the Vocontian Basin, SE France. *Cretaceous Research*, 19: 805-826.

Fourcade, E., Rocchia, R., Gardin, S., Bellier, J.P., Debrabant, P., Masure, E., Robin, E. y Pop, W.T. (1998): Age of the Guatemala breccias around the Cretaceous-Tertiary boundary: relationships with the asteroid impact on the Yucatan. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, París, 327: 47-53.

Francis, J.E. y Frakes, L.A. (1993): *Cretaceous climates*. En: Sedimentology Review/1 (V.P. Vright, Ed.), Blackwell, Oxford, 17-30.

Gale, A.S. (1998): Cyclostratigraphy. En: *Unlocking stratigraphical record. Advances in Modern Stratigraphy* (P. Doyle y M.R. Bennett, Eds.), John Wiley & Sons, 195-220.

Grajales, J.M., Cedillo, E., Rosales, C., Morán, D.J., Alvarez, W., Claeys, P., Ruiz, J., García-Hernández, J., Padilla, P. y Sánchez-Ríos, A. (2000): Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, 28: 307-310.

Graziano, R. (2000): The Aptian-Albian of the Apulia Carbonate Platform (Gargano Promontory, southern Italy): Evidence of palaeoceanographic and tectonic controls on the stratigraphic architecture of the platform margin. *Cretaceous Research*, 21: 107-126.

Grieve, R. y Therriault, A. (2000): Vredefort, Sudbury, Chicxulub: Three of a kind?. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 28: 305-338.

Haupt, B.J. y Seidov, D. (2001): Warm deep-water ocean conveyor during Cretaceous time. *Geology*, 29: 295-298.

Hildebrand, A.R., Penfield, G.T., Kring, D.A., Pilkington, M., Camargo, A., Sacobsen, S.B. y Boynton, W.V. (1991): Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology*, 19: 867-871.

Hinnov, L.A. (2000): New perspectives on orbitally forced stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 28: 419-475.

Hofmann, C., Féraud, G. y Courtilot, V. (2000): $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of mineral separates and whole rocks from the Western Ghats lava pile: further constraints on duration and age of the Deccan traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 180: 13-27.

Huber, B.T., Leckie, R.M., Norris, R.D., Bralower,T.J. y Cobade, E. (1999): Foraminiferal assemblage and stable isotopes change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical north Atlantic. *Journal Foraminiferous Research*, 29: 392-417.

Jenkyns, H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continent to ocean. *Journal of the Geological Society (London)*, 137: 171-188.

Jenkyns, H.C., Gale, A.S. y Corfield, R.M. (1994): Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131: 1-34.

Jiménez de Cisneros, C. y Vera, J.A. (1993): Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). *Sedimentology*, 40: 341-537.

Kaiho, K. y Lamolda, M. (1999): Catastrophic extinction of planktonic foraminifera at the Cretaceous-Tertiary boundary evidenced by stable isotopes and foraminiferal abundance at Caravaca, Spain. *Geology*, 27: 355-358.

Keller, G. y Stinnesbeck, W. (2000): Iridium and the K/T boundary at El Caribe, Guatemala. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 840-843.

Klaus, A., Norris, R.D., Kroon, D. y Smit, J. (2000): Impact-induced mass wasting at the K-T boundary: Blake Nose, western North Atlantic. *Geology*, 28: 319-322.

Li, L. y Keller, G. (1998): Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. *Geology*, 26: 995-998.

Li, L. y Keller, G. (1999): Variability in Late Cretaceous climate and deep waters: evidence from stable isotopes. *Marine Geology*, 161: 171-190.

Li, L., Keller, G., Adatte, T. y Stinnesbeck, W. (2000): Late Cretaceous sea-level changes in Tunisia: a multidisciplinary approach. *Journal of the Geological Society (London)*, 157: 447-458.

Martínez-Ruiz, F., Ortega, M., Kroon, D., Smit, J., Palomo, I. y Rocchia, R. (2001a): Geochemistry of the Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose (ODP Leg 171B). En: *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography* (D. Kroon, R. Norris, A. Klaus, Eds.), Geological Society (London), Special Publication, 183: 131-148.

Martínez-Ruiz, F., Ortega, M. y Palomo, I. (1999): Positive Eu anomaly development during diagenesis of the K/T boundary ejecta layer in the Agost section (SE Spain): implications for trace elements remobilization. *Terra Nova*, 11: 290-296.

Martínez-Ruiz, F., Ortega, M. y Palomo, I. (2001b): Climate, tectonics and meteoritic impact expressed by clay mineral sedimentation across the Cretaceous-Tertiary boundary at Blake Nose, Northwestern Atlantic. *Clay Minerals*, 36: 49-60.

Martínez-Ruiz, F., Ortega, M., Palomo, I. y Smit, J. (2001c): K-T boundary spherules from Blake Nose (ODP Leg 171B) as record of the Chicxulub ejecta deposits. En: *Western North Atlantic Palaeogene and Cretaceous Palaeoceanography* (D. Kroon, R. Norris, y A. Klaus, Eds.), Geological Society (London), Special Publication, 183: 149-161.

Mayer, H. y Appel, E. (1999): Milankovitch cyclicity and rock-magnetic signatures of palaeoclimatic change in the Early Cretaceous Biancone Formation of the Southern Alps, Italy. *Cretaceous Research*, 20: 189-214.

Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gonzalo, C., Martínez-Ruiz, F., Ortega, M., Palomo, I. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2001): Field-trip guide to the Agost and Caravaca sections (Betic Cordillera, Spain). En: *ESF-Impact 6th Workshop Granada (Spain), Impact Markers in the Stratigraphic record*, 68 p.

Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1998): Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 351-363.

Mutterlose, J. y Kessels, K. (2000): Early Cretaceous calcareous nannofossils from high latitudes implications for palaeobiogeography and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160: 347-372.

Mutterlose, J. y Ruffell, A. (1999): Milankovitch-scale palaeoclimate changes in pale-dark bedding rhythms the Early Cretaceous (Hauterivian and Barremian) of eastern England and northern Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 133-160.

Nederbragt, A.J., Fiorentino, A. y Klosowska. B. (2001): Quantitative analysis of calcareous microfossils across the Albian-Cenomanian boundary oceanic anoxic event at DSDP Site 547 (North Atlantic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166: 401-421.

Norris, R.D., Firth, J., Blusztajn, J.S. y Ravizza, G. (2000): Mass failure of the North Atlantic margin triggered by the Cretaceous-Tertiary bolide impact. *Geology*, 28: 1119-1122.

Norris, R.D., Huber, B.T. y Self-Trail, J. (1999): Synchroneity of the K-T oceanic mass extinction and meteoritic impact: Blake Nose, western North Atlantic. *Geology*, 27: 419-422.

Norris, R.D. y Wilson, P.A. J. (1998): Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. *Geology*, 26: 823-826.

Pardo, E., Schwarzacher, W. y Rodríguez-Tovar, F. (2000): A library of computer programs for assisting teaching and research in cyclostratigraphic analysis. *Computers & Geosciences*, 26: 723-740.

Pilkington, M. y Hildebrand, A.R. (2000): Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater. *Journal of Geophysical Research*, 105: 23479-23491.

Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M. y Mutterlose, J. (2000): Isotopic evidence for temperature-variation during the Early Cretaceous (Late Ryazanian-Mid-Hauterivian). *Journal of the Geologial Society (London)*, 157: 335-343.

Prokoph, A. y Thurrow, J. (2000): Diachronous pattern of Milankovitch cyclicity in Late Albian pelagic marlstones of the north German basin. *Sedimentary Geology*, 134: 287-303.

Rodríguez-Lázaro, J., Pascual, A. y Elorza, J. (1998): Cenomanian events in the deep western Basque Basin: Leoia section. *Cretaceous Research*, 19: 673-700.

Salvini, G. y Marcucci-Passerini, M. (1998): The radiolarian assemblages of the Bonarelli Horizon in the Umbria-Marche Apennines and Southern Alps. *Cretaceous Research*, 19: 777-804.

Schootbrugge, B. van de, Föllmi, K.B., Bulot, L.G. y Burns, S.J. (2000): Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 181: 15-31.

Schwarzacher, W. (1993): *Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory*. Elsevier, Amsterdam, Development in Sedimentology, 22: 1-225.

Sheehan, P.M., Fastovsky, D.E., Berreto, C. y Hoffmann, R.G. (2000): Dinosaur abundance was not declining in a «3 m gap» at the top of the Hell Creek Formation, Montana and North Dakota. *Geology*, 28: 523-526.

Sinningle-Damste, J.S. y Köster, J. (1998): A euxinic southern North Atlantic Ocean during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 158: 165-173.

Smit, J. (1990): Meteorite impact, extinctions and Cretaceous-Tertiary boundary. *Geologie en Mijnbow*, 69: 187-204.

Smit, J. (1999): The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 27: 75-113.

Soria, A.R., Liesa, C.L., Mata, M.P, Arz, J.A., Alegret, L., Arenillas, I. y Meléndez, A. (2001): Slumping and a sandbarb deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in the El Tecolote section (northeastern Mexico): an impact-induced sediment gravity flow. *Geology*, 29: 231-234.

Stage, M. (1999): Signal analysis of cyclicity in Maastrichtian pelagic chalks from the Danish North Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 75-90.

Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., Stüben, T., Kramar, U., Berner, Z., Desremeaux, C. y Molière, E. (1999): Beloc, Haiti, revisited: multiple events across the K/T boundary in the Caribbean. *Terra Nova*, 11: 303-310.

Stoll, H.M. y Schrag, D.P. (2000): High-resolution stable-isotope records the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet. *Geologial Society of America Bulletin*, 112: 308-319.

Ten Kate, W.D. y Springer, A. (1993): Orbital cyclicities above and below the Cretaceous-Tertiary boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Relleu (SE Spain): *Sedimentary Geology*, 87: 69-101.

Vera, J..A. y Molina, J.M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.

Voigt, S. (2000): Cenomanian-Turonian composite $d^{13}C$ curve for western and central Europe: the role of organic and inorganic carbon fluxes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160: 91-104.

Voigt, S. y Wiese, F. (2000): Evidence for Late Cretaceous (Late Turonian) climate cooling from oxygen-isotope variations and paleogeographic changes in Western and central Europe. *Journal of the Geological Society (London)*, 157: 737-743.

Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. y Kuhn, O. (1998): Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: 189-203.

Zakharov, Y.D., Boriskina, N.G., Ignatyev, A.V., Tanabe, K., Shigeta, Y., Popov, A.M., Afanasyeva, T.B. y Maeda, H. (1999): Palaeotemperature curve for the Late Cretaceous of the northwestern circum-Pacific. *Cretaceous Research*, 20: 685-697.

El episodio extensional del Cretácico Inferior en el Prebético del altiplano de Jumilla – Yecla (Murcia)

L. Vilas

Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. vilasl@eucmax.sim.ucm.es.

ABSTRACT

The main stratigraphic and tectosedimentary features of the Lower Cretaceous in the Jumilla-Yecla area, Murcia and Albacete regions, are presented and analyzed. The outcrops belong to the Prebetic Zone of the External Betic chains. Two sedimentary domains, the Albacete and the Prebetic (s.s.) domains, are differentiated taking into account the stratigraphic architecture of the Cretaceous rocks, mainly the occurring hiatuses and the relation with the underlying Jurassic rocks. The characteristics of the five depositional sequence sets distinguished in the Lower Cretaceous and the tectonics of the area, in which sierras and valleys alternate, are presented. Finally, the tectosedimentary evolution of the region, with different stages of extensional tectonics and fault-block rotation affecting the Prebetic and, later, the Albacete domains, is resumed.

Key words: *Betic chains, Prebetic, Lower Cretaceous, extensional tectonics, depositional sequence set.*

INTRODUCCIÓN

En la conferencia se tratará de resaltar los principales rasgos estratigráficos y tectonosedimentarios de los materiales depositados durante el Cretácico Inferior en el altiplano de Jumilla-Yecla, dentro de la región de Murcia y en la parte Suroriental de Albacete. A partir de ellos, se realizarán algunas reflexiones sobre el modelo sedimentario y sus características, así como su influencia en los rasgos morfoestructurales actuales del área y su posible extensión al resto de los dominios en los que se generaron estos depósitos en similares condiciones espacio temporales y tectonoestratigráficas.

La región está comprendida actualmente dentro de las Zonas Externas de la Cordillera Bética y más concretamente en la Zona Prebética, conteniendo el límite entre las Zonas Prebética Interna y Prebética Externa (*sensu* Azema *et al.*, 1979). Este último límite se sitúa en diferentes posiciones según el autor consultado.

Bajo el punto de vista paleogeográfico, estos materiales se generaron en el margen sudibérico de la Placa Ibérica, que presenta una accidentada historia a lo largo del tiempo desde el inicio de su génesis, en el Jurásico Inferior, hasta su desaparición por el episodio compresivo que se desarrolló en el Terciario.

Durante el Mesozoico, en esta región se reconocen tres episodios extensionales que marcan claramente su evolución: El primero, probablemente de edad Pérmico-Triásico Inferior, corresponde a la ruptura de la Pangea, (Pérez López, 1991) generando abundantes espacios de acomodación cuyo estudio actualmente es muy difícil, ya que por un lado la movilidad de las sales de edad triásica y las posteriores extensiones sufridas, así como la compresión final y la reciente distensión, han retocado fuertemente los afloramientos.

Después de una etapa de cierta tranquilidad tectónica, comienza el segundo episodio extensional en el Domeriense, con la rotura de la plataforma carbonatada generada en el Lías basal y que dió lugar a la génesis de espacios de acomodación mediante la creación de bloques rotados con notables respuestas sedimentarias e incluso actividad volcánica (Vera, 1988). El espacio en el que se sedimentaron los materiales con estas características se denomina Dominio Subbético, continuando la región septentrional en condiciones tectonosedimentarias similares a las del resto de la Placa Ibérica que estaba iniciando su individualización.

El tercer episodio extensional tiene su máxima representación desde el Berriasiense superior hasta el Albiense superior *pro parte*, aunque ya a partir del Oxfordiense comienza a sentirse cierta movilidad de la cuenca representada principalmente por el aumento de la subsidencia frente a las zonas más centradas de la Placa Ibérica (Vilas y Querol, 1999). Esta extensión generó, inmediatamente al norte del área afectada por la extensión anterior, un nuevo espacio de acomodación con bloques rotados que dieron lugar a la génesis de semigrábenes con diferente amplitud y subsidencia. La zona en la que se produjeron estos hechos dio lugar al Dominio Sedimentario Prebético, al que más tarde nos referiremos.

Posteriormente se produjo un episodio de subsidencia generalizada y moderada, bastante homogénea, típica de

margen pasivo, a la que se le superpone a partir del Cenomaniense superior los efectos de una actividad tectónica premonitoria de la compresión final (Martín-Chivelet, 1993, 1996)

Así, queda claramente delimitado que los materiales que vamos a tratar en esta conferencia se generaron durante un período de tectónica extensional que, al igual que el producido en el caso del Jurásico Inferior y Medio, presentan un límite septentrional neto que los separa de una zona que no padeció la extensión y en la que no se produjo registro sedimentario durante este tiempo.

LOS MATERIALES

El análisis de la sucesión estratigráfica de los materiales del Cretácico Inferior en la Zona Prebética, permite delimitar dos áreas con arquitectura estratigráfica diferente, tomando como criterios de diferenciación las interrupciones sedimentarias y las relaciones con los materiales infrayacentes de edad Jurásica.

En el área septentrional, el registro sedimentario de los materiales jurásicos termina en el Kimmeridgiense superior, pudiendo llegar hasta el comienzo del Titónico (Arias, 1978; Bádenas, 1999). La sedimentación se reanuda localmente en el Barremiense superior y comienza la expansión de la cuenca en el Aptiense inferior. Esta región se ha denominado Dominio Sedimentario de Albacete (Golfo de Albacete, modificado de Vilas *et al.*, 1982).

En el área meridional, el registro sedimentario entre los materiales de edad jurásica y los de edad cretácica es prácticamente continuo, aunque existan pequeñas discontinuidades internas en las que los hiatos asociados se hacen más amplios hacia el límite septentrional. Esta región se ha denominado Dominio Sedimentario Prebético (Vilas y Querol, 1999).

En la figura 1, se representan los 11 conjuntos o *sets* de secuencias deposicionales en los que se han dividido los materiales del Cretácico en la región de Jumilla-Yecla. Estos *sets*, estan limitados por importantes discontinuidades regionales. La extensión lateral representa el área en la que está representado cada *set*, diferenciandose claramente aquellos que abarcan los dos dominios sedimentarios definidos para el Cretácico de los que solamente están representados en el Dominio Sedimentario Prebético.

Los criterios en los que se basa esta división son continuidad sedimentaria, cambios importantes en la paleogeografía de la cuenca de ámbito regional y fácil reconocimiento de las características específicas. Dentro de cada una de estas unidades se puede reconocer la existencia de secuencias deposicionales, por lo cual se ha utilizado el término de *set* de secuencias para su definición. El conjunto de los materiales del Cretácico Inferior corresponde a los 5 primeros episodios tectonosedimentarios a partir del momento de la ruptura de la plataforma Jurásica por el comienzo de la tectónica extensional.

El primer conjunto (K1) comienza en el Berriasiense superior y representa la ruptura de la plataforma carbonatada jurásica y la llegada de terrígenos rellenando los espacios de acomodación generados por la rotación de los bloques. Aunque en la zona de Jumilla-Yecla no está muy bien representado (margas y arcillas con ostreidos y microcalcarenitas con abundante bioturbación y algunos gasterópodos) por estar en el borde septentrional de la extensión de la cuenca, presenta buenos afloramientos tanto en la zona de Cazorla (Sierra del Pozo, García-Hernández, 1978) como en la región del rio Serpis al sur de Valencia. Su techo marca el límite entre el Valanginiense inferior y superior.

El segundo conjunto (K2), comienza con un brusco cambio tanto sedimentario como paleogeográfico, ya que la interrupción entre ambos representa un *drowning* de la plataforma que inunda bruscamente las zonas de sedimentación somera representada por el episodio anterior. Las facies clásicas de la parte basal de este episodio son margas con ammonites y alternancia de calizas, margas y arenas de plataforma externa en la parte media, terminando las secuencias siempre con calizas arrecifales. La evolución de este episodio es claramente de tendencia retrogradante ampliando hacia la parte superior el área abarcada por la sedimentación, por lo que su base es temporalmente heterócrona, más moderna cuanto más hacia el noroeste. El techo, en esta región, se encuentra dentro del Hauteriviense superior, en el que la llegada de un importante derrame de terrígenos aborta el desarrollo de los arrecifes superiores.

El tercer conjunto (K3), comienza en el Hauteriviense superior y puede llegar a alcanzar la parte basal del Barremiense superior. Presenta facies muy cambiantes que hace difícil una correlación exclusivamente litológica e incluso secuencial. Hacia el Sureste, está representado por una plataforma carbonatada somera con abundantes dasicladáceas, mientras que hacia el Noroeste son las facies de carofitas con intercalaciones marinas las que dominan. Ese es el primer episodio sedimentario de esta época extensional que se reconoce en el Dominio Sedimentario de Albacete. Aparece siempre con facies lacustres rellenando semigrábenes. En este caso parece que su edad es más moderna, Barremiense terminal, y localmente puede alcanzar parte del Aptiense inferior.

El cuarto conjunto (K4) es el que está mejor representado en toda la región, ya que es con el que comienza una primera etapa de expansión de la sedimentación, reconociéndose facies similares en todos los afloramientos; por otro lado, es la primera vez que se desarrollan importantes plataformas carbonatadas. En este episodio son características las facies urgonianas con abundantes orbitolinas, rudistas y corales. Durante este episodio es la primera vez que existe una clara conexión en la sedimentación marina entre los Dominios Sedimentarios de Albacete y Prebético descritos al inicio, aunque en el primero de ellos, en esta región, parece que esta conexión es más suave hacia el surco Ibérico que hacia el margen sudibérico, al menos en la base de la secuencia deposicional inferior. La edad de este episodio varía desde el Barremiense terminal, donde la base es más antigua, hasta el Clansaye-

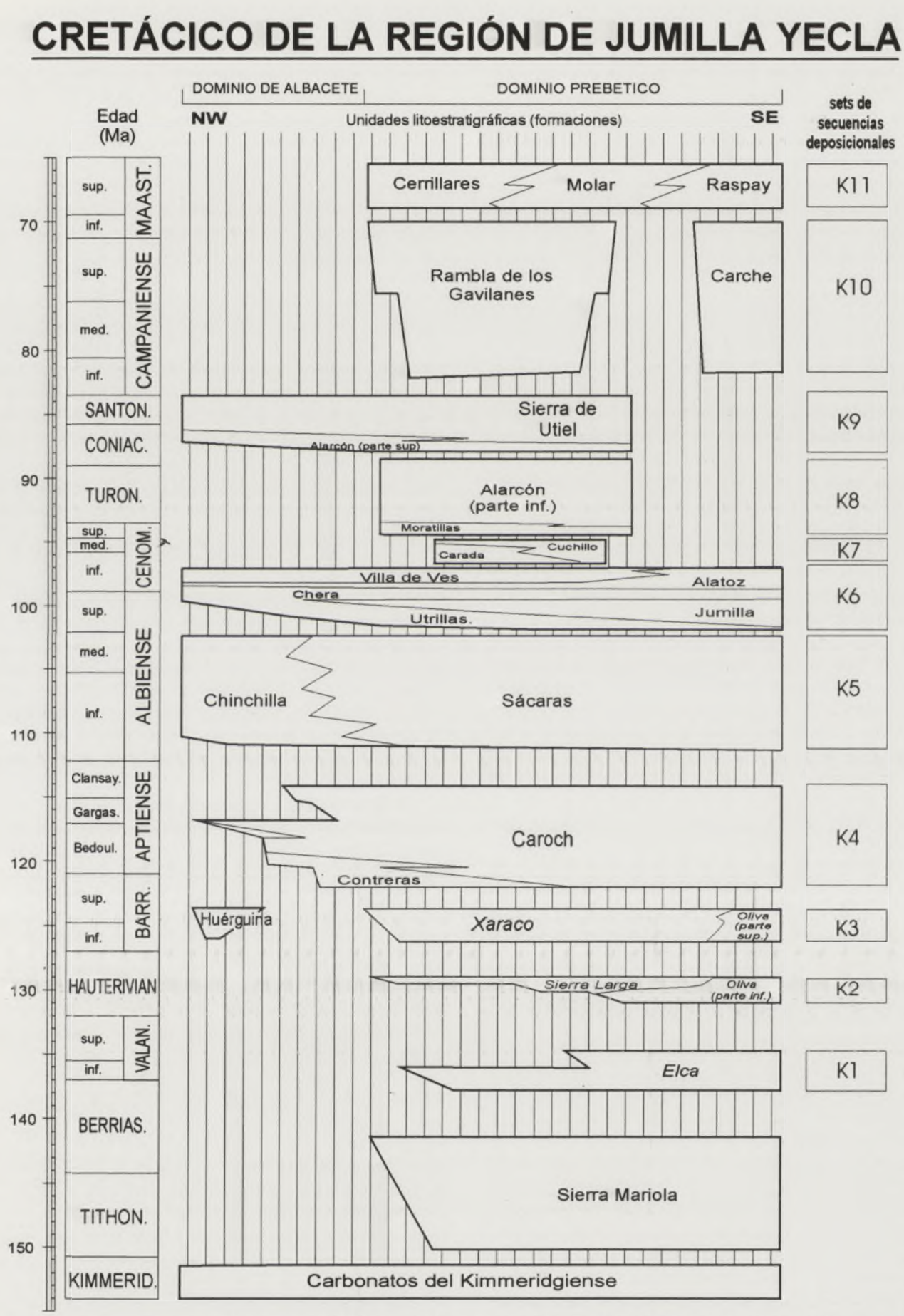


FIGURA 1: *Sets de secuencias reconocidos en la zona del Altiplano de Jumilla - Yecla. Modificado de Martín-Chivelet, 1993 y de Vilas et al., 1998.*

siense *pro parte*. En zonas más orientales, Alicante, puede alcanzar la base del Albiense (Castro, 1998).

El quinto conjunto (K5), presenta variaciones de facies muy importantes, desde sedimentación fluvial y lacustre en las zonas más noroccidentales hasta sedimentación de plataforma carbonatada interna con abundantes niveles de rudistas y pequeños edificios construidos de corales en las zonas más surorientales. Llegan a reconocerse facies hemipelágicas de plataforma externa en la zona de Alicante. Su edad abarca desde el Albiense inferior hasta la parte baja del Albiense superior en el que es cubierto por las Arenas de Utrillas con las que comienza la sedimentación postextensional.

ESTRUCTURA ACTUAL DE LA REGIÓN DE JUMILLA-YECLA

La Zona Prebética correspondiente al Altiplano de Jumilla-Yecla está situada en el Norte de la Región de Murcia y queda delimitada por: al Sur, el frente subbético cubre la estructura de forma irregular; al Oeste, la zona de fracturas de transferencia del entorno de Socovos - Elche de la Sierra la separa del Prebético de Cazorla; al Este, el valle del Vinalopó (Villena) con sus afloramientos triásicos la separa del Prebético de Alicante; y al Norte pasa de forma brusca a la región de Albacete-Almansa de clara tendencia tabular. Este último límite es el que separa los Dominios Sedimentarios de Albacete y Prebético definidos para el Cretácico Inferior. En la figura 2 se pueden reconocer, en un modelo digital de terreno, las localidades citadas.

Morfoestructuralmete, la región se caracteriza por la existencia de amplios valles de fondo bastante plano rellenos de materiales cuaternarios y limitados por estrechas y, a veces, elevadas sierras. Estos valles tienen una dirección predominante Noreste-Suroeste, aunque hay otro conjunto de valles, menos abundantes que presentan una dirección perpendicular a la anterior y en la que siempre existen diapiros de materiales triásicos, como los de Jumilla, Yecla, Pinoso y valle del Vinalopó.

Las sierras están formadas por sedimentos de edad Cretácica entre los que predominan los del Cretácico Inferior alto y Superior. En general, forman flancos de anticlinales cortados en su vertiente septentrional por una falla inversa y solamente en el núcleo de alguno de ellos afloran los materiales del Cretácico Inferior más bajo.

Estas sierras, en general con buena continuidad lateral, quedan cortadas por los valles citados anteriormente sin que exista una correlación exacta entre las sierras enfrentadas a ambos lados de los mismos. La geometría actual de estos valles y el relleno que presentan unido a los datos anteriores, permite apuntar la posibilidad de un funcionamiento como zona de falla de transferencia durante la extensión del Cretácico Inferior. Por otro lado, cuando se reconoce la terminación periclinal de la estructura, se sitúa siempre en el extremo opuesto al límite con los valles antes citados.

En las sierras en las que afloran y pueden estudiarse ambos flancos de la estructura, se aprecia claramente la disimetría existente entre ambos, tanto en espesores como en facies para materiales pertenecientes al mismo episodio sedimentario. El caso más claro es el de Sierra Larga para los materiales en facies urgonianas del Episodio K4 (Arias *et al.*, 1996).

Dentro de cada una de estas estructuras, los patrones de facies para cada episodio sedimentario del Cretácico Inferior, así como la posición de los depocentros y variaciones de los espesores se adaptan al modelo de relleno de un semigraben generado durante el período en el que la tectónica extensional controló el desarrollo de esta región del margen sudibérico.

Por otro lado, de la interpretación de la sísmica realizada para la exploración de hidrocarburos, se pueden extraer datos claramente destacables. Así, el mapa de isobatas del reflector más profundo, interpretado como el techo del basamento, muestra un plano casi vertical en el extremo noroccidental de cada transversal que hacia el Sureste cambia rápidamente a un plano con suave inclinación en dicho sentido. Este plano no parece estar afectado por fracturación alguna dentro de cada una de las zonas donde se ha podido reconocer y en las que presenta las mismas características.

Igualmente, los mapas de isobatas para el techo de las unidades carbonatadas del Cretácico Superior en un área de Jumilla-Cieza, muestra que cada sierra tiene una falla inversa en su flanco septentrional y que dichas fallas teminan lateralmente a escasa distancia de la terminación periclinal de la misma. También cabe destacar la existencia de un retrocabalgamiento en las inmediaciones meridionales de la zona verticalizada del techo del basamento antes citado. La elaboración de los datos geofísicos fue realizada por el Dr. Ramón Querol dentro de un informe regional en 1994.

A todo esto cabe añadir la importancia que tienen los afloramientos de materiales triásicos tanto en algunos valles de dirección Noroeste-Sureste como, principalmente, en los de dirección Suroeste-Nordeste. Todo ello indica la influencia que ha tenido la existencia de las sales de esta edad en el desarrollo de la historia geológica sinsedimentaria, y principalmente en la génesis de muchas de las estructuras que se observan actualmente en toda la región (Martínez del Olmo, 1999).

EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA EN EL CRETÁCICO INFERIOR

Con los datos expuestos, cabe elaborar un modelo tectonosedimentario en cuya evolución quedan marcadas las principales etapas de la historia del período extensional del Cretácico Inferior del margen sudibérico de la Placa Ibérica en esta área.

1.- Hasta el Oxfordiense, los materiales reconocidos en los sondeos, se caracterizan por su similitud de facies y espesores con los del resto de zonas más septentrionales y del Surco Ibérico, por lo que cabe interpretar que la región estaba íntimamente conectada con el resto de la Placa Ibérica y, de forma simultanea, bien diferenciada

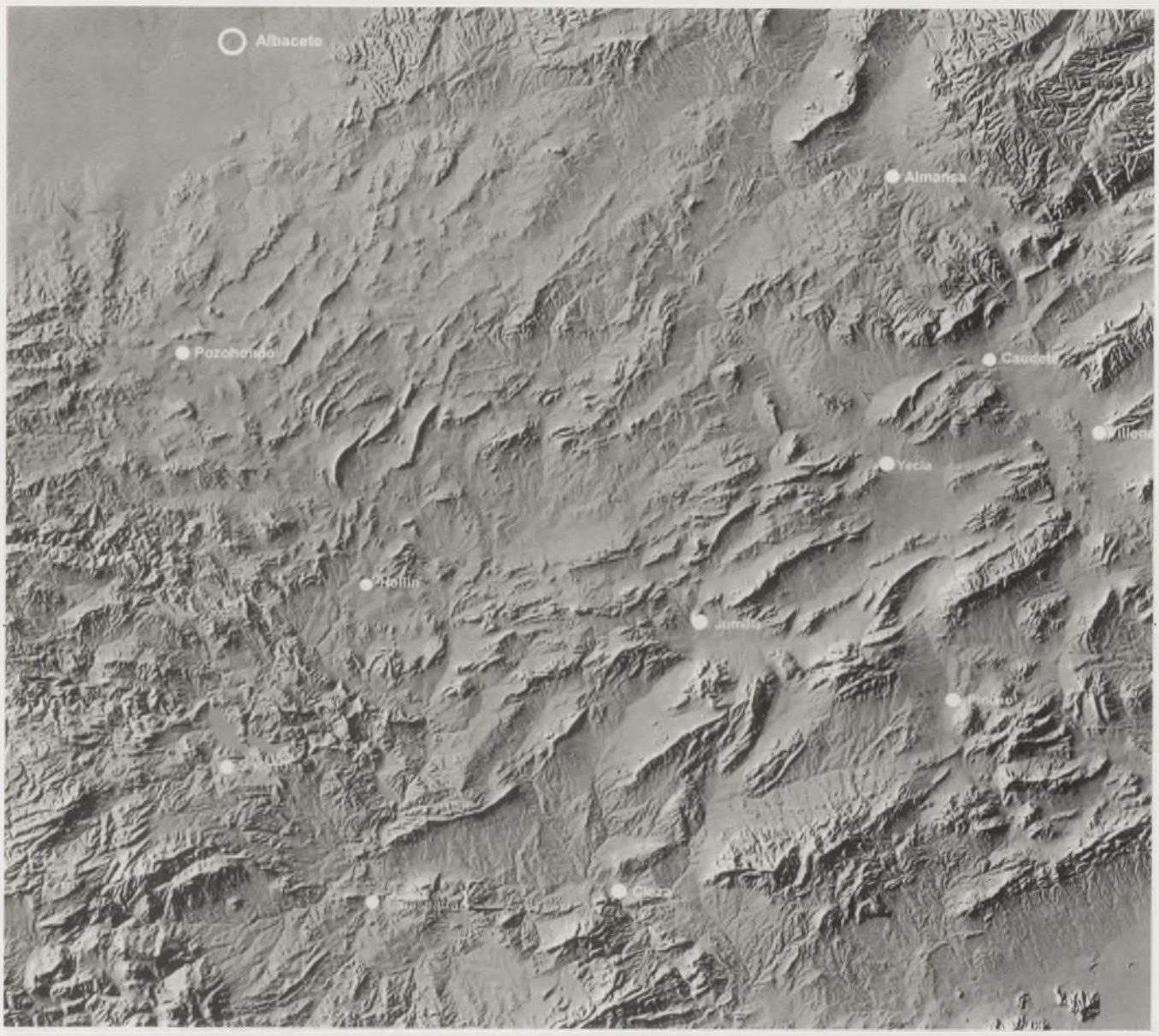


FIGURA 2: *Situación de las principales localidades sobre un modelo digital del terreno.*

del Dominio Subético en el que funcionaba una tectónica de rotación de bloques con plataformas abiertas fuertemente estructuradas.

2.- Desde el Oxfordiense hasta el Kimmeridgiense superior o el Tithónico basal (Arias, 1978, Bádenas, 1999), se divide la región en dos zonas: en la meridional (Dominio Sedimentario Prebético) se produce una brusca aceleración de la subsidencia mientras que en la septentrional (Dominio Sedimentario de Albacete) no se producen cambios notables, aunque se reconoce una tendencia a la colmatación. No obstante, en ambos dominios, limitados por una importante fractura, o flexión para este tiempo, se pueden reconocer las mismas unidades litoestratigráficas.

3.- Desde el Tithónico basal hasta el Berriasiense superior, aumenta la diferencia entre ambos dominios sedimentarios. Mientras que en el de Albacete no hay registro sedimentario, en el del Prebético la tasa de subsidencia aumenta, generándose grandes espesores durante el Tithónico y el Berriasiense inferior.

4.- En el Berriasiense superior, se produce la fragmentación de la plataforma carbonatada jurásica en el Dominio Sedimentario Prebético, creando numerosos semigrábenes con rotaciones de bloques y con unas características sedimentarias muy concretas. En este período que abarca hasta el Barremiense superior, se generan los episodios sedimentarios K1, K2 y K3, cuyas peculiaridades ya han sido descritas anteriormente. Durante este tiempo no hay registro sedimentario en el Dominio Sedimentario de Albacete.

5.- En el Barremiense superior, comienza a producirse la fracturación del Dominio de Albacete con la creación de extensos semigrábenes (Chinchilla de Montearagón), rellenos de calizas lacustres correspondientes a la parte final del episodio K3.

6.- Al final del Barremiense, la sedimentación comienza a extenderse por toda la región sobrepasando la fractura que separaba los dos dominios. Corresponde este período al episodio K4 caracterizado por las facies urgonia-

nas. Esta etapa termina en el Aptiense final o en el Albiense basal.

7.- Durante el Albiense inferior, medio y la parte baja del superior (episodio K5), se desarrolla una potente acumulación de materiales en el Dominio Sedimentario Prebético que presenta rápidas variaciones de facies y de ambientes sedimentarios en cortas distancias: desde arcillas y arenas continentales a calizas con abundantes rudistas en posición de vida. Aunque la arquitectura estratigráfica de este episodio no está bien conocida, parece que todavía continúa la actividad tectónica muy activa. En el Dominio sedimentario de Albacete, este episodio está representado muy pobremente, a excepción de la zona de Chinchilla de Montearagón donde alcanza espesores de 100 m, siempre en facies continentales. Hacia el Este (Mompichel) son característicos y abundantes grandes fragmentos de lignitos, formando capas no muy continuas entre los sedimentos terrígenos de marismas con gran influencia fluvial.

8.- La discontinuidad existente entre el episodio sedimentario anterior y la Fm. Arenas de Utrillas, que forman la base del episodio K6 marcan el final del período de tectonica extensional, produciéndose un cambio de modelo tectonosedimentario a un margen pasivo de clara expansión sedimentaria, con facies similares cubriendo grandes extensiones y en el que solamente el cambio de espesores, a causa de una subsidencia diferencial, marca la existencia de la gran fractura que ha estado limitando durante todo el Cretácico Inferior los dos dominios sedimentarios de Albacete y Prebético (Martín-Chivelet, 1993).

Finalmente, quiero destacar que las unidades estratigráficas descritas anteriormente, así como los principales rasgos de la evolución tectonosedimentaria del Margen sudibérico para el Cretácico Inferior en el Altiplano de Jumilla-Yecla, son claramente reconocibles en el resto de la Zona Prebética actual, por lo que presentan un indudable valor de correlación dentro de las Zonas Externas de la cadena Bética. Además también se reconocen las principales interrupciones, que limitan los *sets* de secuencias, en el margen magrebí de la cuenca aunque la respuesta sedimentaria a los procesos descritos sea, lógicamente, diferente.

No quiero terminar este texto sin agradecer a todas las personas que de una forma u otra han compartido los trabajos que han permitido elaborar e interpretar las ideas expuestas y que en primer lugar personalizo en los colaboradores asiduos, destacando en primer lugar a Consuelo Arias quién junto a Javier Martín-Chivelet, Rocío Gimenez y a Jean Pierre Masse han formado el «nucleo de esta investigación». No puedo olvidar las conversaciones, los intercambios de ideas en el campo y la aportación de Manuel García Hernández, Juan Antonio Vera, Pedro Ruiz Ortiz, José Manuel Castro, Ginés de Gea, Wenceslao Martínez del Olmo, José Ramón Peláez, Pedro Herranz, Cristino Dabrio y a tantos otros que con sus publicaciones han aportado datos objetivos e interpretaciones siempre útiles para el análisis de la cuenca.

REFERENCIAS

Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., López-Garrido, A.C. y Vera, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Univ. de Granada, 83 p.

Arias, C. (1978): *Estratigrafía y Paleogeografa del Jurásico superior y Cretácico inferior del noreste de la provincia de Albacete*. Tesis doctoral, Univ.Complutense. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 3, Madrid, 299 p.

Arias, C., Masse, J.P. y Vilas, L. (1996): Relacones tectónica-sedimentación en el Aptiense de Siera Larga, Jumilla (Murcia). *Geogaceta*, 20-1: 43-46.

Bádenas, B. (1999): *La sedimentación en las rampas carbonatadas del Kimmeridgiense en las cuencas del Este de la Placa Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 256 p.

Castro, J.M. (1998): *Las plataformas del Valanginiense superior-Albiense superior en el Prebético de Alicante*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 452 p.

García-Hernández, M. (1978): *El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 344 p.

Martín-Chivelet, J. (1993): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Béica (Altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, .899 p.

Martín-Chivelet, J. (1996): Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental margin (Jumilla-Yecla Region, SE Spain). *Tectonophysics*, 265 191-211

Martínez del Olmo, W. (1999): Diapirismo de sales triásicas: Consecuencias estructurales y sedimentarias en el Prebético oriental (Cordillera Bética, SE España). *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP*, 175-187.

Pérez López, A.D. (1991): *El Triásico de facies Germánica del Sector central de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 400 p.

Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4): 373-391.

Vilas, L. y Querol, R.(1999): El límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia. *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo. AGGEP*, 219-226.

Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R.(1982): Ibérica suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid, 457-514.

Vilas, L., Martín-Chivelet, J., Arias, C., Ginénez, R., Ruiz-Ortiz, P.A., Castro, J.M., Masse, J.P. y Estévez, A. (1998): Cretaceous carbonate platforms of the Spanish Levante. Sedimentary evolution and sequence stratigraphy. En: *15 th IAS International Sedmentological Congress*. Alicante. Field trip Guide Book, 293-315.

XIV CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGÍA

Parámetros granulométricos: comparación entre el método gráfico y el método de los momentos

J. Alcántara-Carrió[1], L. Cabrera[2] , I. Alonso[2], I. Alejo[1], S. Rey[1] y L. Gago[1]

1 Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio. Universidad de Vigo. carrio@uvigo.es, ialejo@uvigo.es, duport@uvigo.es.
2 Departamento de Física. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. ignacio.alonso@fisica.ulpgc.es.

ABSTRACT

The two classical methods, moment and graphic, used to determine grain size parameters are revised and compared, using 282 beach, inner shelf and aeolian samples. Mean size and sorting values are similar, but skewness and kurtosis show great differences after applying the method. Furthermore, classification ranges for kurtosis and skewness obtained by moment's method have not been described. Normalisation improves kurtosis but not skewness when moment analysis is used. Separate treatment of unimodal, bimodal and polymodal distributions does not help to get better results. Consequently the graphic method should be preferably used until a sedimentary interpretation of third moment is obtained.

Key words: *grain size parameters, graphic method, moment's method*

INTRODUCCIÓN

Los parámetros granulométricos se obtienen a partir de la distribución granulométrica de la muestra mediante la aplicación de métodos de cálculo. Los dos métodos más empleados son el Método Gráfico (Folk y Ward, 1957) y el Método de los Momentos (Krumbein y Pettijohn, 1938; Friedman, 1961).

La elección del mejor método para la determinación de los parámetros granulométricos es una cuestión recurrente en la literatura científica. La principal critica al método gráfico es la utilización de tan sólo unos pocos percentiles, mientras que el método de los momentos se basa en toda la distribución (Blatt *et al.*, 1980), pero posteriormente se propuso la igual validez de ambos métodos (McManus, 1988) y en la actualidad el debate continúa (Sutherland y Lee, 1994).

ZONA DE ESTUDIO

Los parámetros granulométricos han sido frecuentemente empleados para caracterizar ambientes sedimentarios. Por ello, para comparar entre ambos métodos se han elegido muestras de diferentes ambientes, y consecuentemente sometidos a distintos agentes de transporte. En concreto, se dispone de 130 muestras de sedimentos eólicos no consolidados, 113 muestras de sedimentos de playa y 39 muestras de sedimentos de ambientes sumergidos.

Las muestras de sedimentos eólicos han sido tomadas en el Istmo de Jandía (Fuerteventura) a lo largo de una superficie de 54 km^2. La diversidad de ambientes eólicos presentes, tales como serir, mantos de arena, zonas dunares e interdunares explica el interés de la zona para estudiar una amplia diversidad de distribuciones granulométricas.

Las muestras de playas corresponden al límite inferior de la franja intermareal, y fueron tomadas en distintas épocas a lo largo de un tramo de playas de 15 km de longitud, situado a sotavento del Istmo de Jandía. Este tramo de costa se caracteriza por el buen tiempo generalizado a lo largo del año, ya que por su orientación está muy resguardado de los temporales del N y NO. Unicamente está expuesto a ocasionales oleajes del S, y a corrientes longitudinales que pueden ser bastante fuertes. En consecuencia, la granulometría de las muestras es mucho más homogénea que en la zona anterior, si bien hay ciertas diferencias inducidas por variaciones locales y estacionales en el oleaje incidente.

Por último, las muestras sumergidas fueron tomadas mediante una draga "Shipek" de la superficie del fondo de la Ría de Pontevedra. Su orientación E-O, su batimetría entre 10 y 50 m y la presencia de las islas de Ons y Onza en la zona de entrada a la ría ejercen un efecto de apantallamiento de la energía del oleaje. En consecuencia, los sedimentos son de tipo fangoso en la parte más interna y el eje central de la ría, y de tamaño arena en las zonas externas y márgenes de la zona central.

METODOLOGÍA

La distribución granulométrica de cada muestra se obtuvo por tamizado en seco con tamices a intervalos de 0,5 ϕ, a excepción tan sólo de la fracción menor de 4,5 ϕ de las muestras de la Ría de Pontevedra que se obtuvo mediante técnicas sedigráficas (nefelómetro).

Las expresiones para el cálculo de los parámetros granulómetricos según cada método, el significado físico de cada parámetro y los criterios existentes para clasificar la mayoría de estos parámetros son revisados en este trabajo. A continuación, se comparan los valores de cada parámetro según ambos métodos, para las muestras de cada uno de los tres ambientes. Por último, se propone la normalización de los parámetros (asimetría y angulosidad concretamente), así como el análisis de las curvas de distribución granulométrica.

REVISIÓN DE LOS MÉTODOS DE CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS.

Los parámetros granulométricos y su significado

Existen cuatro parámetros fundamentales que sirven para caracterizar una curva de distribución granulométrica. El tamaño medio de grano de una muestra la clasifica dentro de una escala de tamaños, pero además está relacionado con la energía cinética media a la que está sometido el ambiente sedimentario. El grado de selección *(sorting)* indica si el rango de tamaños existentes en la muestra es amplio o no, pero además refleja las oscilaciones de la energía cinética en el ambiente sedimentario. La asimetría *(skewness)* analiza la posición de la media respecto a la mediana. Cuando la asimetría es negativa, el valor de la media corresponde a un tamaño de grano más grueso que la mediana, y por tanto las variaciones de la energía cinética media se desplazaron hacia valores más altos de lo normal. Por el contrario, si la media está desplazada hacia tamaños más finos que la mediana, se obtiene un valor de asimetría positivo, lo cual indica que la energía cinética media ha oscilado hacia valores más bajos de lo normal. La angulosidad (kurtosis) analiza la forma achatada o puntiaguda de la curva respecto a una curva normal (gaussiana). Las muestras con curvas angulosas indican que las oscilaciones de la energía cinética media se restringen al 50% central durante un tiempo superior al normal, mientras que curvas achatadas indican que las oscilaciones de la energía cinética media se salen del 50% central durante un tiempo superior al normal (Corrales *et al.*, 1977).

El método gráfico

El primer paso consiste en representar en un papel semi-probabilístico los pesos acumulados de las diferentes fracciones granulométricas y agrupar los datos mediante una o varias rectas que se tratan de ajustar lo mejor posible. Cada recta así obtenida asocia un rango de tamaños a un modo de transporte (Corrales et al., 1977). A partir de las rectas se obtienen los percentiles en unidades f de cada muestra (ϕ5, ϕ16, ϕ25, ϕ50, ϕ75, ϕ84, ϕ95) y con dichos percentiles se calculan sus parámetros granulométricos mediante las expresiones de Folk y Ward (1957).

Tamaño medio $$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad \text{(Ec. I)}$$

Grado de selección $$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6{,}6} \quad \text{(Ec. II)}$$

Asimetría gráfica $$Sk_I = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\,\phi_{50}}{2\,(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_{95} + \phi_5 - 2\,\phi_{50}}{2\,(\phi_{95} - \phi_5)} \quad \text{(Ec. III)}$$

Angulosidad $$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2{,}44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad \text{(Ec. IV)}$$

Los valores del tamaño medio del sedimento se clasifican de acuerdo con la escala propuesta en 1922 por Wentworth y modificada luego por Friedman y Sanders (1978). El resto de parámetros gráficos son clasificados según los criterios propuestos por Folk y Ward (1957) tras el análisis de un gran número de muestras.

El método de los momentos

Los parámetros granulométricos se obtienen directamente de los porcentajes en peso mediante el cálculo matemático de los momentos de orden 1, 2, 3, y 4 (Krumbein y Pettijohn, 1938; Friedman, 1961).

Tamaño medio $$\bar{x}_\phi = (1/100) \sum f\, m_\phi \quad \text{(Ec. V)}$$

Grado de selección $$\sigma_\phi = \sqrt{\frac{\sum f\,(m_\phi - \bar{x}_\phi)^2}{100}} \quad \text{(Ec. VI)}$$

Asimetría $$\alpha_{3\,\phi} = \frac{\sum f\,(m_\phi - \bar{x}_\phi)^3}{100\,\sigma_\phi{}^3} \quad \text{(Ec. VII)}$$

Angulosidad $$\alpha_{4\,\phi} = \frac{\sum f\,(m_\phi - \bar{x}_\phi)^4}{100\,\sigma^4} \quad \text{(Ec. VIII)}$$

Donde *f* es el porcentaje en peso de cada fracción de tamaño, y m_ϕ, el valor medio del rango de tamaños que cubre cada tamiz. El tamaño medio de grano se clasifica igualmente según la tabla 1, mientras que para el grado de selección se aplican los rangos de clasificación propuestos por Friedman y Sanders (1978). No existen en cambio ningún criterio para clasificar la asimetría y angulosidad obtenida por momentos.

RESULTADOS

Comparación entre ambos métodos

Una vez obtenidos los parámetros granulométricos para cada muestra, tanto por el método gráfico como por momentos, se ha calculado el ajuste lineal y el coeficiente de correlación entre los valores obtenidos para cada parámetro en cada uno de los tres ambientes (Tabla 1). El amplio número de muestras empleadas y la similitud de

los coeficientes de correlación permite deducir que el tamaño medio de grano y el grado de selección calculado por ambos métodos son muy similares, y por tanto, ambos métodos son igualmente válidos para su determinación. Por el contrario, los dos parámetros restantes toman valores diferentes en función del método de cálculo.

R^2	Ambiente eólico	Ambiente intermareal	Ambiente sumergido
Tamaño medio	0.99	1.00	1.00
Grado de selección	0.99	0.99	0.99
Asimetría	0.27	0.52	0.64
Angulosidad	0.62	0.82	0.81

TABLA 1: *Coeficientes de correlación para cada parámetro según el método gráfico y el método de los momentos, para cada uno de los ambientes.*

El tamaño medio de grano (o variables directamente dependientes como la velocidad de caída w_s) es el parámetro granulométrico habitualmente empleado en los modelos de transporte de sedimentos. Igualmente, es el parámetro utilizado para el cálculo de la velocidad umbral de movimiento, en el cálculo de perfiles de equilibrio, e incluso en la caracterización morfodinámica de las playas. Por otra parte, la comparación gráfica entre el tamaño medio de grano y el grado de selección es sumamente útil para determinar el carácter móvil o estable de los sedimentos eólicos. En consecuencia, puesto que estos dos parámetros resultan ser los más utilizados para múltiples aplicaciones y que los resultados obtenidos son prácticamente análogos entre cualquiera de los dos métodos, se podría proponer la igual validez de ambos métodos. Sin embargo, Friedman (1961) ya indicaba que la asimetría es útil para caracterizar y diferenciar ambientes sedimentarios, con valores por ejemplo positivos para depósitos eólicos y negativos para depósitos de playa. Hay además diversos modelos que consideran también la asimetría para determinar la tendencia en el transporte de los sedimentos. Por otra parte, Tanner (1991) afirma que la representación cruzada (*bivariate plot*) entre asimetría y angulosidad permite diferenciar entre ambientes de playa, duna y río. Por tanto, es necesario analizar con más detalle las diferencias entre ambos métodos en el cálculo de la asimetría y angulosidad.

Normalización de los parámetros

Los rangos de valores de la asimetría y angulosidad obtenidos por el método de los momentos son claramente superiores a los obtenidos por el método gráfico. Esto implica que su significado físico no está completamente definido y por tanto, dificulta el empleo del método de los momentos para caracterizar los ambientes sedimentarios. Para eliminar estas diferencias se ha realizado una normalización de dichos parámetros. La expresión para normalizar la angulosidad gráfica ya fue propuesta por Folk y Ward (1957):

$$K_G' = \frac{K_G}{K_G + 1} \qquad \text{(Ec. IX)}$$

El nuevo parámetro oscila entre 0 y 1, y al aplicar esta ecuación sobre los anteriores criterios de la angulosidad gráfica, se obtienen los de la angulosidad normalizada (Folk y Ward, 1957). Una expresión semejante ha sido empleada ahora para normalizar la angulosidad obtenida por el método de los momentos:

$$\alpha_{4\phi}' = \alpha_{4\phi} / (\alpha_{4\phi}+1) \qquad \text{(Ec. X)}$$

La representación de la angulosidad gráfica normalizada frente a la angulosidad por momentos normalizada muestra un muy buen ajuste para los tres ambientes estudiados (Tabla 2). En los tres ambientes la angulosidad por momentos normalizada es superior a la angulosidad gráfica normalizada, y promediando entre los tres coeficientes se obtiene la ecuación:

$$\alpha_{4\phi}' = 1{,}51 \cdot K_G' \qquad \text{(Ec. XI)}$$

Con esta nueva ecuación y deshaciendo la normalización es posible definir los rangos de clasificación para la angulosidad normalizada calculada por el método de los momentos ($\alpha_{4\phi}'$) (Tabla 3). Sustituyendo las expresiones de normalización (Ec. IX y X) en la ecuación XI, se obtiene la ecuación XII, la cual permite relacionar las medidas de angulosidad obtenidas por ambos métodos, sin necesidad de proceder a las normalizaciones previamente descritas.

$$K_G = a_{4\phi} / (1{,}51 + 0{,}51 \cdot \alpha_{4\phi}) \qquad \text{(Ec. XII)}$$

Por otra parte, la relación sugerida por Folk y Ward (1957) para la asimetría según ambos métodos (Ec. XIII) no se cumple para las muestras consideradas (Tabla 4).

$$Sk_I \sim 0{,}23 \cdot \alpha_{3\phi} \qquad \text{(Ec. XIII)}$$

Al realizar una normalización similar a la anterior, pero considerando el signo positivo o negativo de la asimetría (Ecs. XIV y XV), tampoco se obtienen ajustes satisfactorios. Por tanto, no se ha podido obtener los criterios de clasificación de la asimetría por momentos, por lo cual continúa siendo incierta la interpretación sedimentaria de este parámetro.

$$Sk_I' = Sk_I/(ABS(Sk_I)+1) \qquad \text{(Ec. XIV)}$$

$$\alpha_{3\phi}' = \alpha_{3\phi}/(ABS(\alpha_{3\phi})+1) \qquad \text{(Ec. XV)}$$

Curvas de distribución granulométrica

El estudio detallado de las curvas de distribución granulométrica permite afirmar que el carácter unimodal, bimodal o polimodal de las muestras de cada ambiente no

modifica los resultados ya obtenidos, con coeficientes de correlación de nuevo óptimos tan sólo para los dos primeros parámetros (Tabla 5).

	Ecuación	R^2
Ambiente eólico	$\alpha_{4\phi}' = 1{,}51 \cdot K_G'$	0.98
Ambiente intermareal	$\alpha_{4\phi}' = 1{,}61 \cdot K_G'$	0.99
Ambiente sumergido	$\alpha_{4\phi}' = 1{,}42 \cdot K_G'$	0.99

TABLA 2: *Relación entre los parámetros de angulosidad normalizados.*

Angulosidad normalizada ($\alpha_{4\phi}'$)		Angulosidad ($\alpha_{4\phi}$)
$\alpha_{4\phi}' \leq 0{,}60$	Muy achatada	$\alpha_{4\phi} \leq 1{,}50$
$0{,}60 < \alpha_{4\phi}' \leq 0{,}71$	Achatada	$1{,}50 < \alpha_{4\phi} \leq 2{,}45$
$0{,}71 < \alpha_{4\phi}' \leq 0{,}80$	Normal	$2{,}45 < \alpha_{4\phi} \leq 4{,}00$
$0{,}80 < \alpha_{4\phi}' \leq 0{,}91$	Angulosa	$4{,}00 < \alpha_{4\phi} \leq 10{,}11$
$0{,}91 < \alpha_{4\phi}'$	Muy angulosa	$10{,}11 < \alpha_{4\phi}$

TABLA 3: *Rangos propuestos para la angulosidad por momentos normalizada y sin normalizar.*

	Ecuación	R^2
Ambiente eólico	$\alpha_{3\phi} = 2.{,}62 \cdot Sk_I$	0.27
Ambiente intermareal	$\alpha_{3\phi} = 3.99 \cdot Sk_I$	0.52
Ambiente sumergido	$\alpha_{3\phi} = 2.41 \cdot Sk_I$	0.64

TABLA 4: *Relación entre los parámetros de asimetría en los tres ambientes estudiados.*

CONCLUSIONES

El método de los momentos y el método gráfico son igualmente válidos para el cálculo del tamaño medio de grano y el grado de selección, pero generan resultados distintos para la asimetría y angulosidad.

Los valores de la angulosidad obtenidos por ambos métodos y normalizados si tienen una buena correlación y por tanto, a partir de los criterios de clasificación de Folk y Ward (1957) y la nueva relación (Ec. XI) se han obtenido nuevos criterios de clasificación para la angulosidad calculada por el método de los momentos (Tabla 3).

El proceso de normalización no es útil para el momento de orden 3 y continúan sin estar definidos los rangos de clasificación de la asimetría obtenida por el método de los momentos. Por tanto, y puesto que la asimetría es fundamental en la caracterización de los medios sedimentarios a partir de datos granulométricos, se hace necesario trabajar con el método gráfico para la obtención de los parámetros granulométricos si se quieren realizar interpretaciones del ambiente sedimentario a partir de los mismos.

Finalmente, el análisis de las curvas de distribución granulométrica sugiere que el carácter unimodal, bimodal o polimodal no modifica estos resultados.

AGRADECIMIENTOS

Este es el trabajo nº 206 del grupo EX1 de la Universidad de Vigo, contribución a los proyectos 1/95 de la Consejería de Educación y Cultura del Gobierno de Canarias, BTE2000-0877 y REN2000-1102 MAR de la CICYT, PGIDT00MAR30103PR GIDT00MAR30103PR de la Xunta de Galicia y 437 del IGCP.

	Ambientes eólicos			Playa intermareal		Plataforma interna	
	Unimodal	Bimodal	Polimodal	Unimodal	Bimodal	Unimodal	Bimodal
Tamaño medio	$\bar{x}_\phi = 0.96 \cdot M_z$ $R^2=1.00$	$\bar{x}_\phi = 0.92 \cdot M_z$ $R^2=0.99$	$\bar{x}_\phi = 0.88 \cdot M_z$ $R^2=0.99$	$\bar{x}_\phi = 0.99 \cdot M_z$ $R^2=1.00$	$\bar{x}_\phi = 0.99 \cdot M_z$ $R^2=1.00$	$\bar{x}_\phi = 0.95 \cdot M_z$ $R^2=1.00$	$\bar{x}_\phi = 0.97 \cdot M_z$ $R^2=0.99$
Grado de selección	$\sigma_\phi = 1.15 \cdot \sigma_I$ $R^2=0.96$	$\sigma_\phi = 1.09 \cdot \sigma_I$ $R^2=0.99$	$\sigma_\phi = 1.06 \cdot \sigma_I$ $R^2=0.99$	$\sigma_\phi = 1.06 \cdot \sigma_I$ $R^2=0.99$	$\sigma_\phi = 1.06 \cdot \sigma_I$ $R^2=1.00$	$\sigma_\phi = 1.06 \cdot \sigma_I$ $R^2=0.99$	$\sigma_\phi = 0.93 \cdot \sigma_I$ $R^2=0.99$
Asimetría	$\alpha_{3\phi} = 1.89 \cdot Sk_I$ $R^2=0.05$	$\alpha_{3\phi} = 3.03 \cdot Sk_I$ $R^2=0.36$	$\alpha_{3\phi} = 2.36 \cdot Sk_I$ $R^2=0.52$	$\alpha_{3\phi} = 4.15 \cdot Sk_I$ $R^2=0.51$	$\alpha_{3\phi} = 3.37 \cdot Sk_I$ $R^2=0.57$	$\alpha_{3\phi} = 3.51 \cdot Sk_I$ $R^2=0.65$	$\alpha_{3\phi} = 1.91 \cdot Sk_I$ $R^2=0.81$
Angulosidad	$K_G = 7.12 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.71$	$K_G = 3.99 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.64$	$K_G = 2.94 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.91$	$K_G = 4.79 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.81$	$K_G = 3.91 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.92$	$K_G = 4.22 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.87$	$K_G = 2.32 \cdot \alpha_{4\phi}$ $R^2=0.94$

TABLA 5: *Comparación entre los valores de cada parámetro gráfico y su análogo por momentos para cada tipo de curva y en cada ambiente.*

REFERENCIAS

Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. (1980): *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 634 p.

Corrales, I., Rosell, J., Sánchez, L., Vera, J.A. y Vilas, L. (1977): *Estratigrafía*. Rueda. Madrid, 718 p.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos river bar. A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

Friedman, G.M. (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 514-520.

Friedman, G.M. y Sanders, J.E. (1978): *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons. New York. 792 p.

Krumbein, W.C. y Pettijohn, F.J. (1938): *Manual of sedimentary petrography*. D. Appleton-Century, New York, 549 p.

McMannus, J. (1988): Grain size determination and interpretation. En: *Techniques in sedimentology*. (M. Tucker, Ed.), Blackwell, Oxford, 63-85.

Sutherland, R.A. y Lee, C.T. (1994): Discrimination between coastal subenvironments using textural characteristics. *Sedimentology*, 41: 1133-1145.

Tanner, W.F. (1991) Suite statistics: The hydrodynamic evolution of the sediment pool. En: *Principles, methods and application of particle size analysis* (J. P.M. Syvitski, Ed.), 225-236 p.

Wentworth, C.K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30: 377-392.

FAC. CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

Variabilidad granulométrica y de la línea de costa en las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria)

I. Alonso[1], I. Montesdeoca[2], A. Vivares[2] y J. Alcántara-Carrió[3]

1 Departamento de Física, Univ. Las Palmas de Gran Canaria, Apto. 550, 35080 Las Palmas. ignacio.alonso@fisica.ulpgc.es.
2 Facultad de Ciencias del Mar, Univ. Las Palmas de Gran Canaria, Apto. 550, 35080 Las Palmas. ignacio.montesdeoca@fisica.ulpgc.es.
3 Departamento Geociencias Marinas y O.T., Univ. Vigo, Apto. 874, 36200 Vigo (Pontevedra). carrio@uvigo.es.

ABSTRACT

The beach system of El Inglés and Maspalomas (South Gran Canaria) has been studied considering two aspects: i) *grain-size characteristics, based on the analysis of beach samples collected seasonally during one year at different locations, and* ii) *the shoreline evolution during the last four decades, based on aerial photographs. Samples analysis has allowed to characterize the main grain-size properties of sediments, most of them well sorted fine sands, as well as to identify sediment transport patterns at Punta de la Bajeta and surrounding areas. This has proved to be the most dynamic sector along the beach system, in which the coastline has changed back and forward around 300 m. Both sides of this sector, either at El Inglés and Maspalomas beaches, are not so dynamic, and shoreline changes are some 50 m. No erosional nor accretional trend has been detected.*

Key words: *grain size parameters, beach, shoreline changes, Gran Canaria.*

INTRODUCCIÓN

Las playas de El Inglés y Maspalomas se localizan en el extremo meridional de la isla de Gran Canaria, las cuales forman, junto al campo dunar presente en la zona, un gran sistema sedimentario litoral que confiere a toda esta zona un alto valor natural y un considerable grado de singularidad y belleza. Estas y otras cualidades han motivado la protección de este entorno bajo la figura de Reserva Natural Especial, con la franja de playa catalogada como Área de Sensibilidad Ecológica. Al mismo tiempo, este enclave sirve de soporte al mayor núcleo turístico de toda Canarias, lo que evidencia su enorme importancia socioeconómica.

Debido a la singularidad de este enclave, la mayor parte de los trabajos realizados se han centrado en el estudio del campo dunar (Martín Galán *et al.*, 1978; Martínez *et al.*, 1986; Suárez y Hernández, 1998), mientras que son muy pocos los que se han dedicado al estudio de las playas. Entre ellos cabe mencionar los trabajos realizados por Martínez *et al.* (1989) y Martínez (1990), a los que se hará referencia en este trabajo.

Los agentes que determinan la dinámica sedimentaria en esta zona de la isla (oleaje, corrientes y viento) están enormemente condicionados por el efecto sombra que origina la propia existencia de la isla. Mientras en cualquier otra zona de la isla se registran olas, vientos y corrientes preferentemente de componente NNE debido a la Corriente de Canarias y los vientos alisios que en esta zona tienen intensidades mucho menores y direcciones variables.

El objetivo del trabajo aquí realizado ha sido el de caracterizar la pauta dinámica que siguen los sedimentos en los distintos sectores de playa, utilizando para ello el análisis granulométrico de una serie de muestras recogidas a lo largo de toda la zona de estudio durante un año, así como mediante el estudio fotogramétrico de la posición de la orilla a lo largo de las últimas décadas.

METODOLOGÍA

El estudio de los sedimentos presentes en el área de trabajo se llevó a cabo mediante el establecimiento de un total de ocho estaciones de muestreo distribuidas a lo largo de la franja intermareal en las playas de San Agustín, Las Burras, El Inglés y Maspalomas (Fig. 1). La consideración de las dos primeras playas, situadas aguas arriba de las que en concreto centran nuestro interés, obedeció a que según Martínez (1990), todas ellas forman parte de un mismo sistema morfodinámico en el que los flujos de transporte están íntimamente relacionados. En dichas estaciones se desarrollaron un total de cinco campañas de toma de muestras, las cuales se llevaron a cabo en los meses de junio y octubre de 1999 y enero, abril y agosto de 2000. Las muestras recogidas fueron analizadas mediante la técnica de tamizaje en seco a razón de 15 minutos por muestra, empleándose una secuencia de tamices que abarcó el rango de $-1{,}5\phi$ a $+4{,}5\phi$ a intervalos de $0{,}5\phi$. Los parámetros granulométricos (tamaño medio, *sorting*, *skewness* y *kurtosis*) se obtuvieron mediante el método estadístico de los momentos (Friedman y Sanders, 1978).

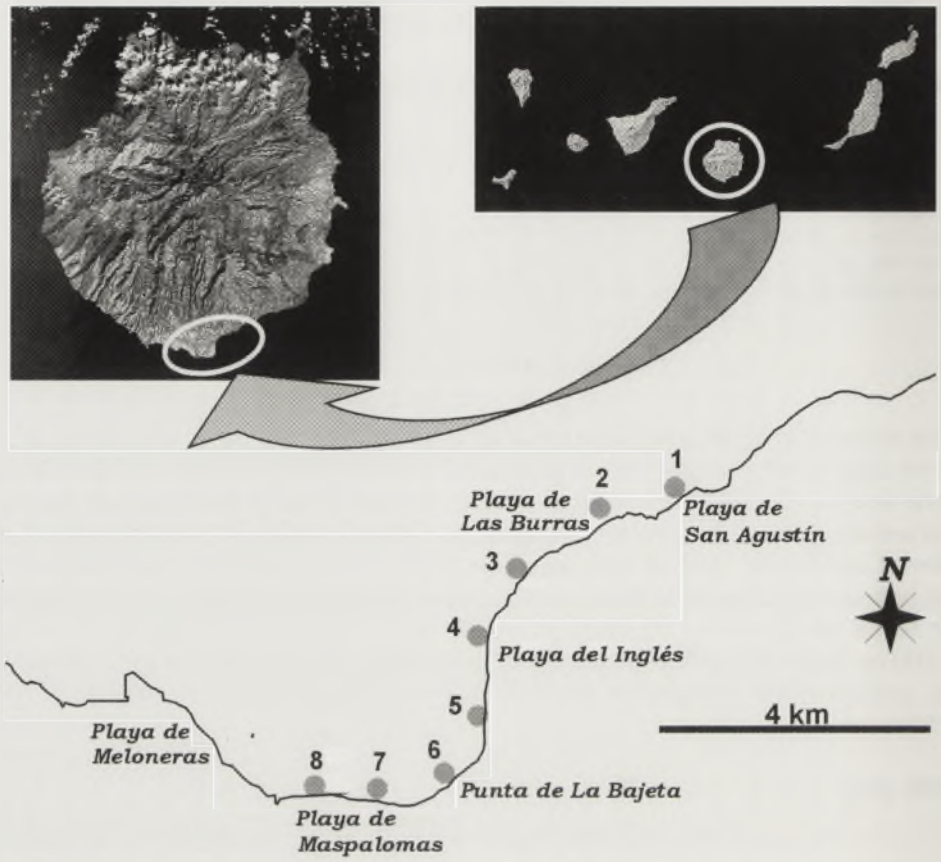


FIGURA 1: *Localización de la zona de estudio con indicación de las distintas estaciones de muestreo.*

La determinación de las variaciones experimentadas por la posición de la orilla se realizó a partir de una comparativa fotogramétrica entre los vuelos en los que se obtuvieron instantáneas de la zona de estudio, correspondientes a los años 1962, 1977, 1987, 1994, 1995 y 1998. Los distintos fotogramas se georeferenciaron entre sí mediante un software de diseño asistido, pasándose luego a digitalizar las diferentes líneas de costa. El nivel de la marea en cada fotograma se consideró a partir de las marcas dejadas por el oleaje, por la importancia que puede tener en unas playas de pendiente tan suave como las de la zona de estudio.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Características granulométricas

Conforme a los resultados del análisis granulométrico, de las 39 muestras analizadas sólo una presenta valor de *skewness* positiva y tres son simétricas (valor entre -0,1 y +0,1). Las 35 muestras restantes tienen asimetrías negativas, coincidiendo con lo descrito para playas arenosas que suelen presentar valores de *skewness* < -0,1 (Komar, 1976; Davis, 1985).

La figura 2 muestra la variabilidad temporal del tamaño medio y el *sorting* para cada una de las estaciones de muestreo. En todos los casos el eje de ordenadas tiene la misma escala para facilitar la comparación. Hay varios hechos que destacan de esta figura:

1.- El 77% de las muestras se corresponde con arenas finas, el 15% son arenas muy finas y tan sólo el 8% están en el rango de arenas medias.

2.- Según la escala de Friedman (1962), el análisis del parámetro de sorting reveló que el 49% de las muestras posee un grado de clasificación bueno, el 33% moderadamente bueno, el 15% moderado y tan solo una muestra presenta una clasificación pobre. Este valor anómalo se corresponde con la muestra tomada en la estación 1 tras el temporal acaecido en enero de 2000, que originó una fuerte escorrentía de materiales que llegaron a la playa de San Agustín.

3.- En general y salvo contadas excepciones (por ejemplo en el cuarto muestreo en la estación 6), cabe destacar la enorme simetría que presenta la evolución de los dos parámetros granulométricos representados en la figura 2 para cada estación. Este comportamiento simétrico indica que las muestras de tamaño medio más grueso (menores valores de ϕ) son las más heterométricas, presentando por tanto los mayores valores en el sorting. Este hecho se debe a que cuando el tamaño medio aumenta es porque hay una mayor proporción de partículas gruesas, pero sin que hayan desaparecido las partículas menores.

4.- La estación 2, localizada en Playa de Las Burras, es la que tiene sedimentos de menor tamaño durante todo el año. Esto se debe sin duda a las particulares condiciones de esta playa de reducidas dimensiones, limitada lateralmente por un promontorio rocoso y un espigón artificial en el extremo occidental. Estas condiciones deter-

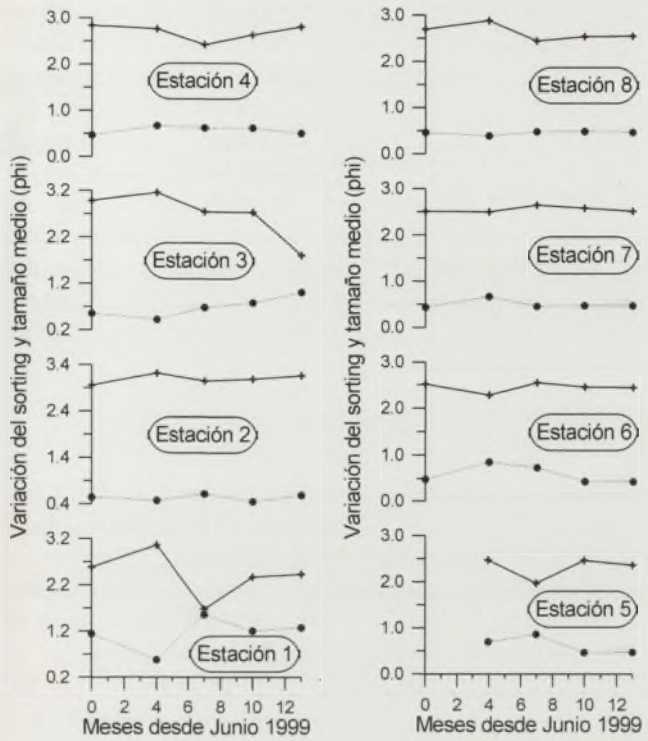


FIGURA 2: *Evolución del sorting (•) y del tamaño medio (+) en unidades ϕ para las distintas estaciones de muestreo. Nótese que las muestras más finas (mayores valores de ϕ en el tamaño medio) son las más homogéneas (menores valores del sorting).*

minan que la playa esté perfectamente resguardada de ocasionales temporales del SW, y por el contrario completamente abierta a los materiales aportados por la deriva litoral de dirección NE a SW. Es por ello que en esta playa se aprecia una evidente acumulación de material fino, que ha favorecido la formación de incipientes formaciones dunares en la zona supramareal (Martínez *et al.*, 1986).

5.- Las estaciones 1 y 3, situadas respectivamente en la playa de San Agustín y al inicio de la playa del Inglés (Fig. 1), son las que presentan las muestras más gruesas, y una mayor variación tanto en el tamaño medio como en el parámetro del *sorting*. En la estación 1 la causa fue el fuerte temporal de lluvia ya mencionado que azotó la zona en enero, y que provocó un incremento del tamaño medio del orden de 1,4ϕ. La alta granulometría de la estación 3 en el último muestreo parece estar relacionada con la mayor proporción de material fino observado en las estaciones adyacentes y en particular en la estación 4, lo que pone de manifiesto la existencia de un transporte de material entre ambas estaciones situadas a lo largo de playa del Inglés.

6.- Las estaciones 6 y 7 muestran la misma pauta en cuanto a los valores del tamaño medio del material que contienen, y esta es la pauta opuesta a la observada en las zonas adyacentes (estaciones 5 y 8). Aún cuando no se dispone de datos de perfiles de playa o de algún otro tipo de medidas directas sobre la dinámica sedimentaria en la zona, que pudiesen confirmar la existencia de un transporte de material a lo largo de la costa, los datos granulométricos confirman que cuando la zona de punta de la Bajeta (estaciones 6-7) tiene materiales más finos, los de las zonas limítrofes, tanto hacia la playa del Inglés (estación 5) como hacia Maspalomas (estación 8) se vuelven ligeramente más gruesos. Este acoplamiento, vigente durante todo el año, evidencia un transporte de sedimentos a lo largo de este sector. Según este razonamiento, en enero de 2000, que es cuando se obtuvieron los materiales más finos en las estaciones 6-7 y los más gruesos en 5 y 8, debería haberse producido una acumulación sedimentaria en la zona de la punta de la Bajeta a costa de las zonas adyacentes.

Evolución de la línea de costa

Por lo que respecta a la evolución de la línea de costa, la tabla 1 indica las características más importantes de los distintos vuelos utilizados, y la figura 3 la digitalización de las sucesivas líneas de costa. Destaca el hecho de que las mayores variaciones, del orden de 300 m, se registran en la zona de la punta de la Bajeta, mientras que en las playas del Inglés y Maspalomas son apenas de 85 y 120 m respectivamente. No obstante, es importante tener en cuenta que la línea de costa reconstituida a partir del fotograma de 1962 no es comparable con las restantes debido fundamentalmente a que es la única que se realizó durante la bajamar, y ello evidentemente induce a pensar que había mayor amplitud de playa que en los restantes fotogramas. Además, es también el único vuelo efectuado en pleno verano, cuando los restantes se realizaron a final del otoño e invierno.

Sobre la dinámica estacional de estas playas en cuanto al volumen de material acumulado, únicamente se cuenta con las observaciones realizadas por Martínez (1990) quien postula sobre el carácter inestable de la Playa de Maspalomas, afirmando que sufre una pérdida cíclica de

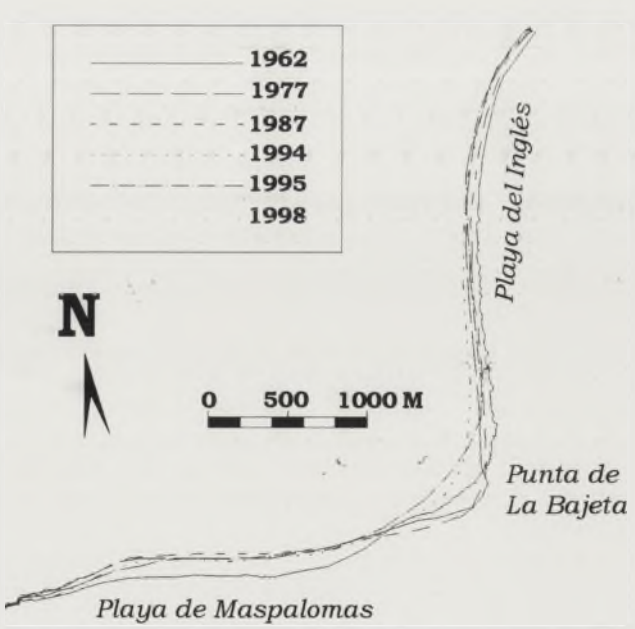


FIGURA 3: *Posición de la línea de costa en los distintos fotogramas utilizados.*

arena a finales del invierno y principios de primavera, encontrándose dicha pérdida amortiguada por los aportes procedentes del campo dunar. Según dicho autor, el material erosionado es transportado hacia la punta de la Bajeta, que junto con los aportes que llegan desde playa del Inglés, se pierden por un cañón submarino existente en sus proximidades y que actúa a modo de sumidero de arena. En dicha punta, durante la primavera se desarrollaría paralela a la orilla y en dirección a la playa de El Inglés una flecha arenosa que origina la formación de un lagoon. Por otro lado, en la época de verano y otoño tanto Playa del Inglés como el borde exterior del lagoon se erosionan, colmatándose este último. La sucesión y combinación de estos procesos a lo largo del tiempo habría supuesto una erosión de la playa de Maspalomas y un avance de la orilla en la punta de la Bajeta, hecho que Martínez *et al.* (1989) confirmó mediante las fotografías aéreas de los vuelos de 1962, 1977 y 1987.

Si se excluye el fotograma de 1962 por los argumentos mencionados, las variaciones de la línea de costa se reducen a unos 50 m, tanto en la playa del Inglés como en Maspalomas, mientras que en la zona central sigue siendo de unos 300 m. Es importante destacar que con los 5 fotogramas restantes (1977-1998) no se aprecia ninguna tendencia definida en ninguno de los tres sectores, lo que permite afirmar que la línea de costa se mantiene relativamente estable a pesar del transporte de sedimentos ya comentado a partir de los análisis granulométricos.

Año	Dia/Mes	Entidad	Escala	Estado de la marea
1962	20/8	Cabildo Insular	1:16.000	Bajamar
1977	Marzo	Cabildo Insular	1:18.000	Casi pleamar
1987	Marzo	GRAFCAN	1:18.000	Intermedia
1994	Febrero	GRAFCAN	1:18.000	Pleamar
1995	3/12	GRAFCAN	1:18.000	Intermedia
1998	20/11	GRAFCAN	1:18.000	Pleamar

TABLA 1: *Relación de los vuelos existentes a partir de los cuales se ha realizado la evolución de la línea de costa.*

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este trabajo son las siguientes: 1) Se establecen las características granulométricas de los sedimentos de diversas playas del sur de Gran Canaria, que mayoritariamente corresponden a arenas finas bien seleccionadas. 2) Las variaciones del tamaño de grano a lo largo del año en cada estación de muestreo es muy pequeña. 3) Se ha puesto de manifiesto la existencia de un cierto transporte de materiales entre estaciones contiguas a lo largo del sistema constituido por las playas del Inglés y Maspalomas. 4) La zona de mayor variabilidad es la punta de la Bajeta, donde la línea de costa ha experimentado avances y retrocesos de unos 300 m en las últimas décadas. Por el contrario, las playas del Inglés y Maspalomas son bastante más estables, con apenas 50 m de variación de la línea de costa, y no presentan ninguna pauta definida.

REFERENCIAS

Davis, R.A. (1985): Beach and nearshore zone. En: *Coastal sedimentary environments*, (R.A. Davis, Ed.) Springer-Verlag, New York, 379-444.

Friedman, G.M. (1962) On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *Journal of Geology*, 70: 737-753.

Friedman, G.M. y Sanders, J.E. (1978): *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, New York. 792 p.

Komar, P.D. (1976). *Beach processes and sedimentation*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 429 p.

Martín Galán, F., Nadal Perdomo, I. y Guitián Ayneto, C. (1978): El sistema de dunas de Maspalomas. Valor científico y reflexión ecologista. *Aguayro* nº 97, Caja Insular de Ahorros de G.C., 8-13.

Martínez, J., Carpio, P., Gómez, M., Hernández, T. y González, A.J. (1986): *Las dunas de Maspalomas: Geología e impacto del entorno*. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria. 151 p.

Martínez, J., Rosario, M. y Cárdenes, M. (1989): La evolución morfodinámica de la Punta de la Bajeta, en la Playa de Maspalomas (Isla de Gran Canaria, España). *IX Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Actas Sevilla. 235-243.

Martínez, J. (1990): La provincia morfodinámica de Morro Besudo-Faro de Maspalomas (Isla de Gran Canaria, España): conocimiento y comprensión de sus procesos geomorfológicos y sedimentarios para la planificación y gestión de este litoral. *I Reunión Nacional de Geomorfología*. Teruel. 351-363.

Suárez, C. y Hernández, L. (1998): Impactos ambientales provocados por los equipamientos turísticos en los ecosistemas dunares. *Medio Ambiente de Canarias*, 7: 16-18.

Silicificación y dolomitización de nódulos de anhidrita en sedimentos lutíticos continentales. Un caso particular de diagénesis meteórica en el Triásico de la Cordillera Ibérica

A.M. Alonso-Zarza.[1], Y. Sánchez-Moya[2], M.A. Bustillo[3], A. Sopeña[4] y A. Delgado[5]

1 Departamento de Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense, 28040, Madrid. alonsoza@eucmmax.sim.ucm.es.
2 Departamento de Estratigrafía. Inst. Geología Económica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense, 28040, Madrid. yol@eucmmax.sim.ucm.es.
3 Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. mcnag2p@mncn.csic.es.
4 Instituto de Geología Económica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense. 28040, Madrid. sopena@eucmax.sim.ucm.es.
5 Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Ambiental, Estación Experimental del Zaidín, CSIC, Prof. Albareda 1, 18008 Granada. antodel@eez.csic.es.

ABSTRACT

Cauliflower nodules occur in a red mudstone bed of the Buntsandstein facies of the Iberian Ranges. They consist mostly of quartz, dolomite and calcite, but barite, kaolinite and iron oxides-hydroxides are also present. The nodules are spherical, ovoid or elongated in shape and range from 1 to 8 cm across. Their surface is irregular and some show a pedogenic carbonate coating. The initial anhydrite nodules formed through a progressive increase in the concentration of Ca^{+2} and SO_4^{-2} in the meteoric porewaters in a superficial vadose environment. Partial replacement of the anhydrite by megaquartz occurred under more dilute conditions. From this point forward, the evolution of nodules followed two paths. In type A nodules, the dissolution of the anhydrite was complete, and quartz cements filled the porosity. In type B nodules, the dissolution of the anhydrite was incomplete, inhibiting quartz cementation and allowing dolomitization, which was mainly driven by sulphate reduction, indicated by the presence of bacteria within the dolomite crystals. Dedolomitization, fracturation and precipitation of barite, kaolinite and calcite spar cements occurred later under the influence of meteoric solutions. The presence of these nodules not only reveals a complex meteoric diagenetic history but is also indicative of palaeogeographic and palaeoclimatic conditions.

Key words: *anhydrite nodules, silicification, sulphate-reduction dolomitization, meteoric diagenesis, Triassic.*

INTRODUCCIÓN

La presencia de nódulos de sílice y carbonato es un rasgo muy frecuente en sedimentos lutíticos que inicialmente contenían nódulos de yeso o anhidrita. Debido a su morfología estos nódulos se han denominado nódulos en coliflor, siendo muy comunes en secuencias marinas someras y en ambientes de *playa-lake* (Tucker, 1976). Su formación tiene lugar generalmente durante etapas diagenéticas tempranas y por ello se han utilizado como indicadores de líneas de costa (Chowns y Elkins, 1974), de superficies de emersión (Gómez-Alday *et al.*, 1994) o paleoclimáticos (Tucker, 1976). El estudio de los nódulos en coliflor presentes en el Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, presenta gran interés por varias causas: 1) los nódulos se reconocen exclusivamente en una única capa lutítica, por lo que su formación tuvo que estar controlada litológica y sedimentológicamente; 2) están dentro de sedimentos lutíticos y tanto los sedimentos como los nódulos tienen muchos rasgos biogénicos y 3) la asociación mineralógica y la estructura que presentan son más complejas que las comúnmente descritas en este tipo de nódulos. El objetivo del presente trabajo es determinar la secuencia de procesos diagenéticos que dieron lugar a la formación de estos nódulos y el ambiente en el que se produjeron. El estudio petrológico y geoquímico llevado a cabo, junto con los datos sedimentológicos, permiten considerar que estos nódulos pueden ser indicadores de las condiciones climáticas y tectónicas bajo las que se generaron, y por supuesto también, de la composición y situación del paleonivel freático.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y SEDIMENTOLOGÍA

Los nódulos en coliflor se reconocen en una capa de lutitas rojas dentro de las Facies Buntsandstein del Triásico de la Cordillera Ibérica. Durante este periodo la Cuenca triásica en el centro de Iberia, se comportó como una cuenca distensiva en la que la sedimentación fluvial estuvo controlada por los movimientos de dos sistemas de fracturas, con direcciones NW-SE y SW-NE. Las facies donde se han reconocido los nódulos en coliflor, se deposita-

ron en el borde occidental de la cuenca (Sopeña *et al.*, 1988), y sobre todo, en la zona correspondiente al área cratónica más elevada, donde se registran espesores de sedimentos relativamente reducidos (Fig. 1). En esta ultima zona, dentro de las Facies Buntsandstein, se pueden distinguir cuatro unidades que son, de base a techo (Fig. 1), las siguientes:

1.- Unidad C, constituida por cuerpos amalgamados de conglomerados y areniscas. Presenta una potencia máxima de 24 m. Su depósito tuvo lugar en un sistema fluvial de tipo *braided*, similar al modelo 2 de Miall (1985).

2.- Unidad Ss. Presenta una potencia máxima de 50 m y está formada por areniscas y lutitas rojas. Su depósito tuvo lugar en un sistema fluvial de tipo *braided* (modelo 10 de Miall, 1985) que evoluciona en la vertical a un sistema fluvial de alta sinuosidad.

3.- La unidad S está formada por areniscas y conglomerados de color naranja. Su potencia media es de 9 m y su depósito representa una reactivación general del sistema fluvial.

4.- La unidad Sm es la que contiene los nódulos en coliflor. Tiene una potencia variable entre 10 y 30 m (Fig. 1). Está formada por lutitas masivas con intercalaciones de niveles de areniscas que representan canales de tipo *ribbon* y meandriformes. Sus sedimentos se depositaron en zonas distales y de escasa pendiente. La capa que contiene los nódulos se sitúa en la base de la unidad y se puede seguir más de 30 km. Son equivalentes a los estudiados por Bustillo *et al.*, (1999). Esta capa representa los depósitos de llanura de inundación de un sistema fluvial de alta sinuosidad.

DESCRIPCIÓN DE LOS NÓDULOS EN COLIFLOR

Los nódulos en coliflor se distribuyen irregularmente dentro de las lutitas de la base de la Unidad Sm, aunque suelen seguir una tendencia horizontal. La capa de lutitas rojas esta formada por illita empastada en un mosaico de dolomita que incluye granos detríticos (cuarzo y feldespatos) muy corroídos. Dentro de las lutitas se reconocen líneas y filamentos verdosos con mayor contenido en carbonato que reflejan el desarrollo incipiente de procesos edáficos y la presencia de algunas estructuras orgánicas (filamentos de hongos y pelos de raíces).

Los nódulos son esféricos u ovoidales y su tamaño varía entre 1 y 8 cm de diámetro. Su superficie es irregular y recuerda la de una coliflor (Fig. 2). En ocasiones dicha superficie está recubierta por una corteza discontinua de calcita laminada con estructuras alveolares, por lo que se interpreta como pedogénica. Internamente los nódulos suelen presentar una estructura concéntrica dada por la sucesión de distintas fases minerales (Fig. 3), aunque en ocasiones están muy fracturados y brechificados, habiéndose perdido dicha estructura.

Los nódulos están formados por una paragénesis mineral compleja que incluye: cuarzo (30-100%), calcita (5-70%), dolomita (0-35%), anhidrita (0-5%), caolinita (0-

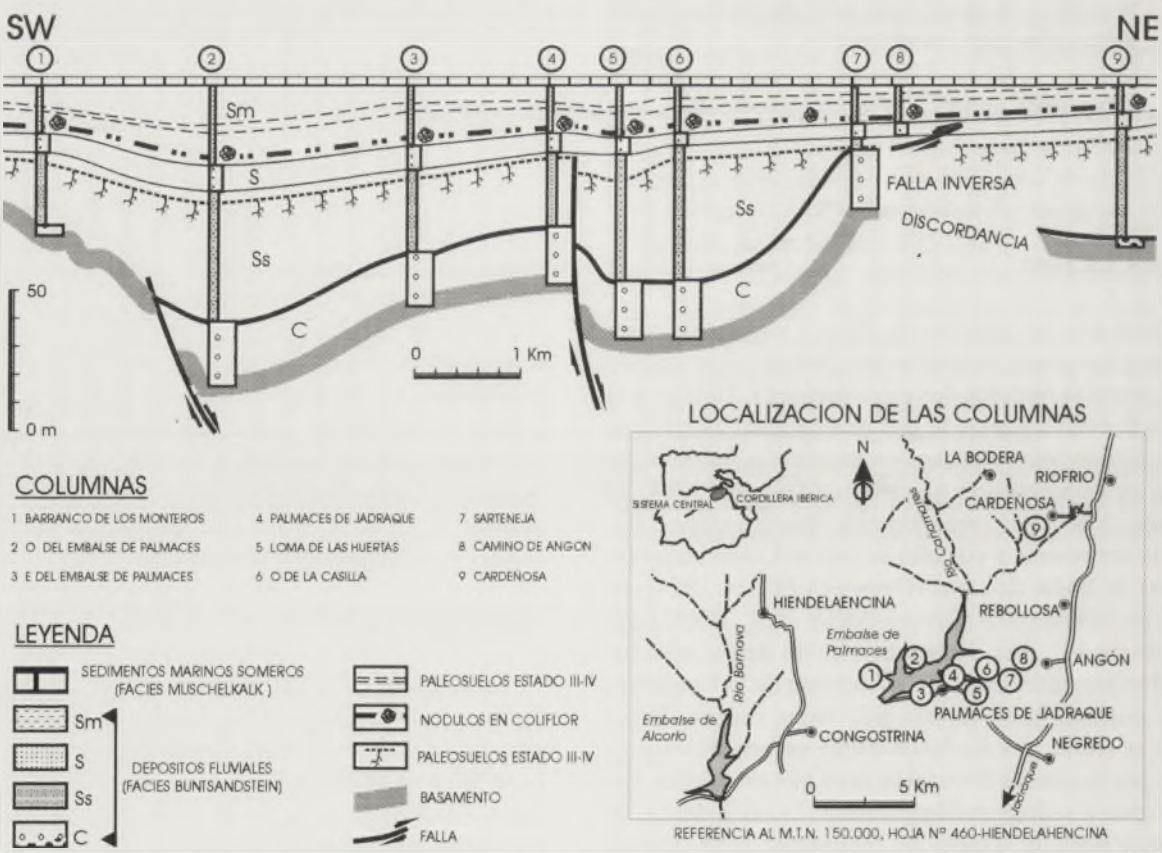


FIGURA 1: *Situación geológica y estratigráfica de los depósitos triásicos del área estudiada. Los nódulos en coliflor aparecen en una capa de lutitas de gran continuidad.*

FIGURA 2: *Aspecto externo de uno de los nódulos, se observa su morfología irregular, similar a la de una coliflor.*

FIGURA 3: *Sección pulida de uno de los nódulos. Se aprecia el bandeado característico de los nódulos sin fracturar. La zona externa es la que contiene los cristales de megacuarzo, la banda más oscura corresponde a la dolomita, la interna, clara, al cemento calcítico.*

5%), baritina (0-5%) y goethita (0-5%). A continuación describimos cómo se presentan estos minerales en los nódulos.

Cuarzo

El cuarzo suele ocupar la parte más externa de los nódulos, aunque en algunos casos todo él está formado por cuarzo. El cuarzo aparece con dos tipos texturas: megacuarzo y cuarcina.

Megacuarzo. Está presente en todos los nódulos como: a) mosaicos inequigranulares de cristales (0,03 a 3 mm) subeuhedrales a euhedrales, con inclusiones de anhidrita, que se describen en el apartado dedicado a la anhidrita, b) cristales aislados o agrupados, con forma de bipirámide hexagonal y de hasta 4 mm de longitud, c) cristales alargados o columnares, cuyo tamaño varía entre 0,2 y 0,03 mm, y que forman bandas hacia la parte más interna del nódulo. Estas variedades de megacuarzo y especialmente los cristales euhedrales presentan superficies irregulares, con algunos rasgos de disolución, sobre las que se disponen filamentos orgánicos y cuerpos bacterianos.

La *cuarcina* sólo aparece en los nódulos que tienen una elevada proporción de cuarzo (nódulos de tipo A, Fig. 4). Con respecto al megacuarzo, siempre ocupa las zonas mas internas de los nódulos y tapiza las cavidades dejadas por éste. La cuarcina se presenta en bandas de unos 2 mm de anchura y puede tener distintas tonalidades debido a óxidos de hierro. No se ha reconocido cuarcina en los nódulos que tienen dolomita.

Algunos nódulos están muy brechificados, por tanto, estas variedades de cuarzo suelen aparecer como fragmentos cementados por calcita.

Dolomita

La dolomita se presenta como bandas situadas hacia la parte interior de los nódulos (Fig. 3), o bien como mosaicos que incluyen cristales euhedrales de cuarzo. La dolomita es ferrosa ($Ca_{49.1}Mg_{47.3}Fe_{3.5}CO_3$) y localmente se ha reconocido una fase rica en hierro ($Ca_{63}Mg_3Fe_{34}$), probablemente ankerita. Algunos mosaicos de dolomita conservan inclusiones de anhidrita en su interior. En las imágenes de SEM se observan cuerpos bacterianos y filamentos orgánicos dentro de los cristales de dolomita.

Calcita

La calcita aparece como cemento ($Ca_{99.1}Mg_{0.71}Fe_{0.2}CO_3$) o reemplazando a la dolomita, en cuyo caso es más rica en Fe y Mg ($Ca_{95\text{-}99}Mg_{3.5\text{-}1.5}Fe_{1\text{-}0.15}$). La calcita formada por dedolomitización se presenta formando mosaicos. Estos cristales tienen bandas enriquecidas en goethita y una alta porosidad. Frecuentemente se reconocen cristales en los que alternan bandas de calcita con bandas de dolomita. Los cementos de calcita están formados por cristales euhedrales a subeuhedrales y limpios de 0,01 a 5 mm. Estos cristales se reconocen en la parte más interna de los nódulos, en la porosidad de fractura o rellenado la porosidad móldica dejada por la anhidrita (tanto dentro del cuarzo como de la dolomita).

Anhidrita

La anhidrita sólo se reconoce como inclusiones dentro de los cristales de megacuarzo y de dolomita. En los mosaicos de dolomita las inclusiones son muy escasas y están dispersas. En el megacuarzo las inclusiones se presentan: a) en bandas paralelas a las caras de los cristales, b) concentradas en la parte central de los cristales y, c) sin ordenación interna aparente.

Baritina

Se presenta como cristales lenticulares o tabulares de hasta 5 mm de longitud. Los cristales pueden estar aislados o formando rosetas dentro de los mosaicos de calcita (dedolomita). Sólo está presente en los nódulos que inicialmente tenían dolomita. La baritina suele estar corroída por la calcita.

Caolinita

La caolinita aparece formando abanicos de unos 0,4 mm de diámetro. Siempre aparece relacionada con fracturas que rompen la parte cuarcífera de los nódulos y se sitúa dentro de los mosaicos de calcita.

Goethita

Se presenta como cristales de unas 3 μm de longitud, que forman estructuras esferulíticas y se sitúan paralelamente a las caras de los cristales de carbonato. También aparecen en el contacto entre cualquier fase de sílice y el cemento de calcita.

ISÓTOPOS ESTABLES

Se han analizado 17 muestras, todas ellas con calcita y 5 de también con dolomita. La calcita, tanto cemento como dedolomita tiene valores de $\delta^{13}C$ entre –9,2‰ y -6,3 ‰. Los valores de $\delta^{18}O$ varían entre –7,4 ‰ y –4,8 ‰. En las dolomitas los valores de $\delta^{13}C$ varían entre –7,7 ‰ y –5,1 ‰ y de –7,8 ‰ a –6,1 ‰ en el caso del $\delta^{18}O$. En las muestras que contienen calcita y dolomita los valores $\delta^{18}O$ son más ligeros (aprox. 0,8 ‰) en la dolomita que en la calcita.

INTERPRETACIÓN Y SECUENCIA DIAGENÉTICA

1) Formación de los nódulos de anhidrita y de las cubiertas carbonáticas

La morfología de los nódulos, la presencia de numerosas inclusiones de anhidrita y la cubierta carbonática pedogénica que presentan, indica la formación de nódulos de anhidrita en un ambiente vadoso muy superficial dentro de las lutitas rojas (Fig. 4). La amplia distribución de la capa con nódulos, se puede seguir durante más de 35 km a lo largo de la cuenca, marca la presencia de un nivel freático superficial y continuo cuya salinidad fue aumentando por evaporación capilar. La morfología de las cubiertas carbonáticas y los numerosos rasgos biogénicos apoyan su origen pedogénico.

2) Reemplazamiento anhidrita-cuarzo

Las características del megacuarzo y la existencia de inclusiones de anhidrita indican que, al menos inicialmente, el proceso de silicificación fue un proceso de reemplazamiento de los nódulos originales de anhidrita. El hecho de que las inclusiones de anhidrita estén preferentemente concentradas en la parte externa de los nódulos, indica que el reemplazamiento se produjo desde el exterior hacia su interior. Este proceso supone la circulación de aguas freáticas ricas en sílice (Tucker, 1976). La presencia de megacuarzo y cuarcina indican ambientes de alto pH o ricos en sulfato. Los filamentos orgánicos en la superficie de algunos cuarzos euhedrales indican que la silicificación se produjo durante la diagénesis temprana en ambientes de escaso enterramiento.

3A) Cementación de cuarzo

En algunos nódulos el proceso de silicificación es exclusivamente por reemplazamiento (nódulos tipo B). Sin embargo, en los nódulos de tipo A (Fig. 4) se reconocen cristales alargados de cuarzo y cuarcina sin inclusiones de anhidrita que corresponden a cementos de cuarzo. Estas texturas indican una mayor concentración de sílice en las aguas freáticas y que la parte más interna de anhidrita había sido totalmente disuelta.

3B) Dolomitización

El hecho de que los cristales de dolomita corroan y rellenen la porosidad, tanto de los cristales de cuarzo (porosidad móldica de anhidrita), como de la parte más interna de los nódulos, indica que la dolomitización es posterior a la silicificación. Además, sólo se produjo en los nódulos que no presentan cementos de cuarzo, es decir en aquellos en los que la parte central de anhidrita aún no se había disuelto totalmente, como confirman las inclusiones de anhidrita dentro de los cristales de dolomita. La presencia de cuerpos bacterianos dentro de los cristales de dolomita y la ausencia de una fase carbonática precursora, indica que la dolomitización se produjo a expensas de la anhidrita.

4) Fracturación

La fracturación afecta a todas las texturas de la sílice y también a la dolomita. En ocasiones es tan intensa que da lugar a la brechificación total del interior de los nódulos, que aún así conservan su morfología externa.

5) Cementación calcítica, dedolomitización y precipitación de baritina y caolinita

La asociación frecuente entre los cementos de calcita, dedolomita y caolinita, es claramente indicativa de la entrada de aguas relativamente oxigenadas y diluidas de origen meteórico. Se confirma también por los valores isotópicos, en general, muy ligeros. La baritina sólo está presente en nódulos con dedolomita, lo que sugiere que el sulfato necesario fue aportado por las inclusiones de anhidrita que había en la dolomita inicial.

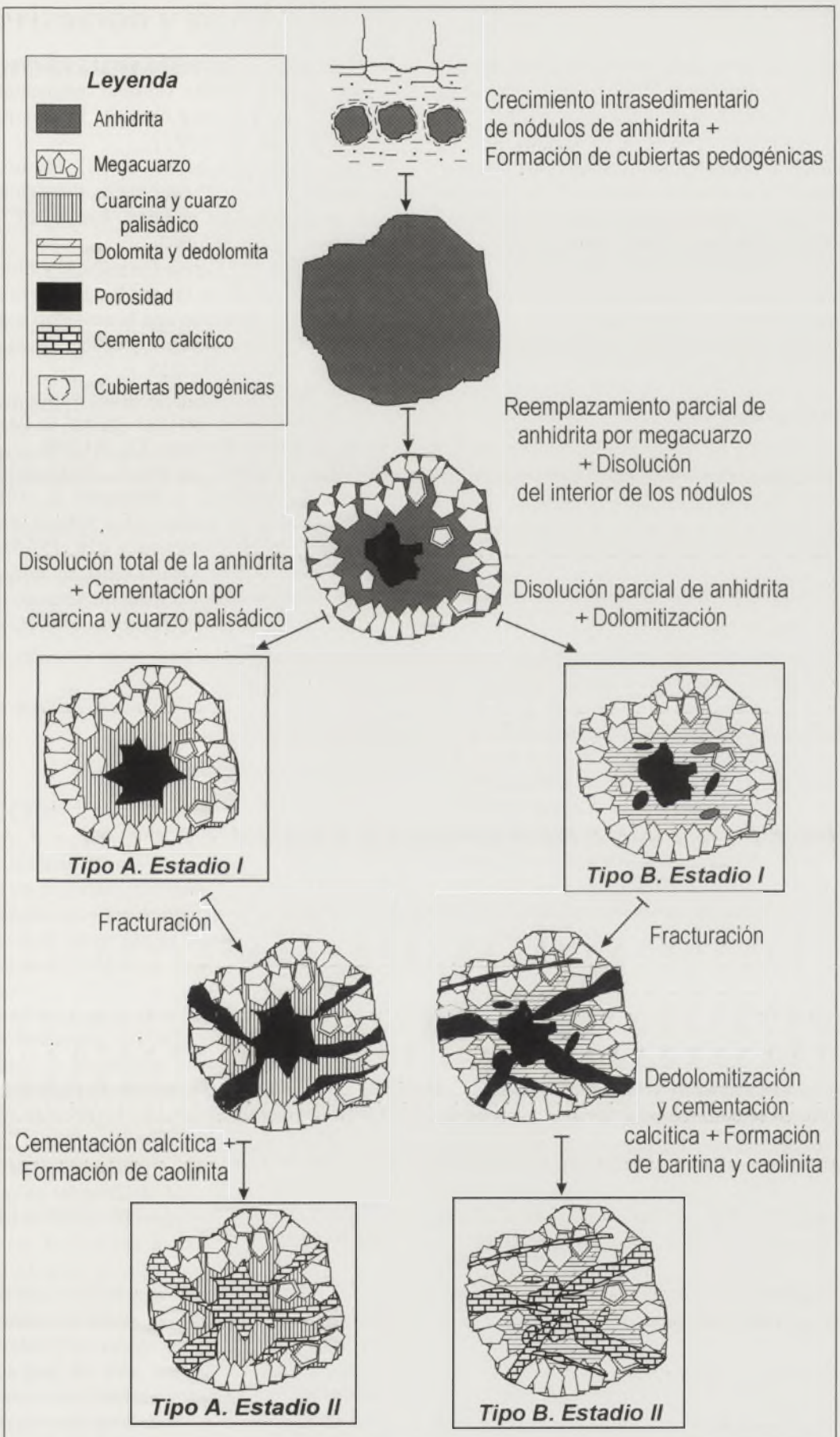


FIGURA 4: *Evolución diagénetica de los nódulos en coliflor. Se han recuadrado las etapas cuyo resultado se ha reconocido en los nódulos estudiados.*

CONCLUSIONES

Los nódulos en coliflor incluidos en los depósitos del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica se formaron como resultado de la silicificación de nódulos de anhidrita. Su complejidad textural y mineralógica, refleja una historia diagenética también compleja que incluye silicificación, dolomitización por bacterias sulfatorreductoras, fracturación, cementación por calcita, dedolomitización y precipitación de baritina y caolinita. Todos estos procesos ocurrieron bajo la influencia de aguas meteóricas con distinta composición y salinidad. La amplia distribución areal de esta capa con nódulos, sugiere un fuerte control climático e indica un periodo más árido con intensa evaporación que afectó a toda la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PB-97-1208 y PB98-0668-C02-01.

REFERENCIAS

Bustillo, M.A., García-Guinea, J., Martínez-Frías, J. y Delgado, A. (1999): Unusual sedimentary geodes filled by gold-bearing hematite laths. *Geological Magazine*, 136: 671-679.

Chowns, T.M. y Elkins, J.E. (1974): The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 885-903.

Gomez-Alday, J.J., García-Garmilla, F. y Elorza, J. (1994): Caracterización de las geodas de cuarzo de Laño (Sur de Vitoria). Relación con la actividad somerizante del diapiro de Peñacerrada (cuenca Vasco-Cantábrica). *Geogaceta*, 16: 132-135.

Miall, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261-308.

Sopeña, A., Lopez, J., Arche, A., Perez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Península. *Developments in Geotectonics*, 22b, 757-786.

Tucker, M.E. (1976): Quartz replaced anhydrite nodules ("Bristol Diamonds") from the Triassic of the Bristol District. *Geological Magazine*, 113: 569-574.

Caracterización y significado ambiental de los nidos de abejas de las calcretas cuaternarias de Lanzarote y Fuerteventura

A.M. Alonso-Zarza[1] y P.G. Silva[2]

1 Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040. alonsoza@eucmax.sim.ucm.es.
2 Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Escuela Universitaria Politécnica Superior de Ávila. 05003 Ávila. pgsilva@gugu.usal.es.

ABSTRACT

Thick laminar calcrete profiles are common on the surface of Lanzarote and Fuerteventura. In this paper we study one profile from Lanzarote (Macher profile) and one from Fuerteventura (Tefía profile). The profiles are about 2 m thick. The Macher profile developed on basaltic host rocks and consists of a lower horizon in which white veins of laminated micrite penetrate within cracks and an upper laminar one. The Tefía profile consists from base to top of: massive, laminar, massive and laminar-brecciated horizons. It developed on alluvial fan gravels. The study of the profiles shows the presence of ooids, the complex structure of the laminar horizons and the occurrence of fossil bee nests (Celliforma). Celliforma occurs as ovoid larval cells whose base is more or less rounded, but whose top is flat. The cells are about 3 cm long and 1.5 cm in diameter. Their wall is about 5 mm thick, and is commonly laminated. Celliforma is interpreted as fossil nests of solitary bees. Their presence in the laminar horizons is evidence for the existence of a vegetation cover containing angiosperms. The association of the fossil nests with the calcretes and the microstructures of the calcretes, indicating the active influence of the vegetation cover, suggest that calcretes formed in the relatively more humid periods, in a general context of an arid to semi-arid climate.

Key words: *laminar calcretes, Celliforma, palaeoclimate fluctuations, Quaternary, Canary Islands.*

INTRODUCCIÓN

Las dos islas más orientales del archipiélago canario, Lanzarote y Fuerteventura, presentan como rasgo significativo la presencia en ellas de potentes calcretas laminares, que indican el desarrollo de perfiles edáficos maduros sobre sustratos volcánicos. Las calcretas se desarrollan sobre sustratos volcánicos de edades variadas, principalmente del Pleistoceno medio (posteriores a la inversión Brunhes-Matuyama < 0,78 M.a.), aunque en Fuerteventura también se desarrollan sobre sustratos aluviales del Pleistoceno superior. El clima actual de las islas es esencialmente árido (Fig. 1). La precipitación media anual en las islas es de 105 mm/año.

En este trabajo describimos dos perfiles de calcreta: uno de Lanzarote (el perfil de Macher) y otro de Fuerteventura (perfil de Tefía). El rasgo más llamativo es la presencia de trazas fósiles con morfología ovoidal, que se han atribuido a himenópteros solitarios. Se incluyen dentro del ichnogénero *Celliforma* (Brown, 1935; Retallack, 1984). Estas trazas se han reconocido muy frecuentemente en paleosuelos y en suelos actuales y su presencia es importante ya que, no sólo, indica la presencia de este tipo de insectos, sino también aporta datos sobre el tipo de vegetación presente en dichos suelos (Thackray, 1994; Genise *et al.*, 2000), y por tanto también sobre las condiciones climáticas.

EL PERFIL DE MACHER

Este perfil se localiza en la parte SE de la isla de Lanzarote y se desarrolla sobre los basaltos de la Serie III, de edad Pleistoceno s.l. Las dataciones radiométricas (K/Ar) de los materiales volcánicos cercanos al perfil estudiado dan edades comprendidas entre 1,2 y 0,24 Ma (Coello *et al.*, 1992) lo que sugiere una edad Pleistoceno medio-superior para el perfil estudiado.

El perfil tiene un espesor de 2 m y esta formado por dos horizontes (Fig. 2). El horizonte inferior está formado por basaltos alterados y fragmentados en los que penetran venas blancas de micrita laminada. Las venas tienen varios milímetros de anchura y su longitud puede superar 1 m. Están formadas por micrita que incluye ooides de 1 mm de diámetro y que distribuyen irregularmente o siguiendo láminas irregulares. Los restos del sustrato son frecuentes y, a veces, constituyen el núcleo de los ooides.

El horizonte superior está formado por laminas irregulares de espesor decimétrico. Las láminas presentan una estructura interna compleja, pues en ellas se puede observar una alternancia de bandas formadas por: a) micrita masiva con ooides (0,1 a 2 mm) y restos del sustrato, b) micrita laminada en la que alternan bandas de micrita homogénea con laminas de ooides. La presencia de *Celliforma* es constante en todo el perfil, aunque destacan más en las partes más blandas (Fig. 3).

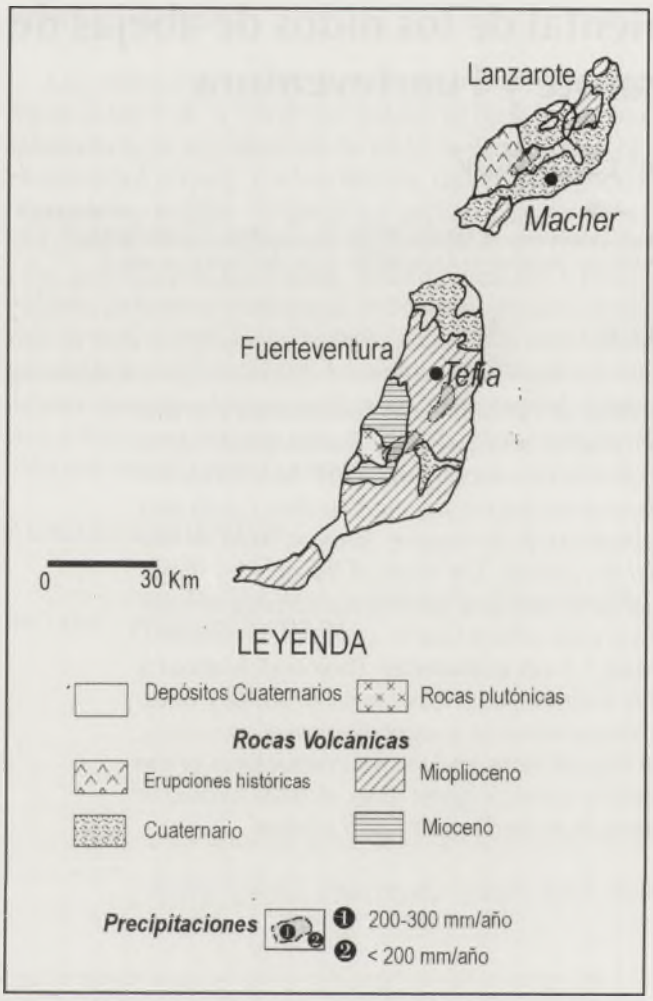


FIGURA 1: *Situación de los perfiles estudiados y contexto geológico. Se incluye la edad de los principales tipos de rocas volcánicas y también el régimen de precipitaciones.*

EL PERFIL DE TEFÍA

Este perfil se ha levantado en la zona nordeste de la Isla de Fuerteventura. El perfil de Tefía (Fig. 2) se desarrolló a techo de una superficie de abanico aluvial alimentada por el Barranco de la Cruz. Sobre dicha calcreta se ha encajado la rambla actual. Esta posición geomorfológica sugiere que el perfil de Tefía pudo empezarse a formar durante el Pleistoceno Superior.

El perfil de Tefía se desarrolla sobre depósitos de gravas abastecidos por abanicos aluviales procedentes del este de la isla. Las gravas están formadas por clastos angulosos de basalto que están muy corroídos y suelen aparecer como cantos flotantes dentro del perfil. Hacia la mitad del perfil se reconoce un nivel decimétrico de gravas, lo que sugiere que las etapas iniciales de la formación de este perfil quedaron interrumpidas por la sedimentación de las gravas, sobre la que se produjo otra etapa de formación de calcretas, que se superpuso a la primera. Por tanto el perfil aquí estudiado puede considerarse como un perfil múltiple.

La parte inferior de la calcreta, de 1 m de espesor está formada por dos horizontes. El inferior (0,7 m) de micrita

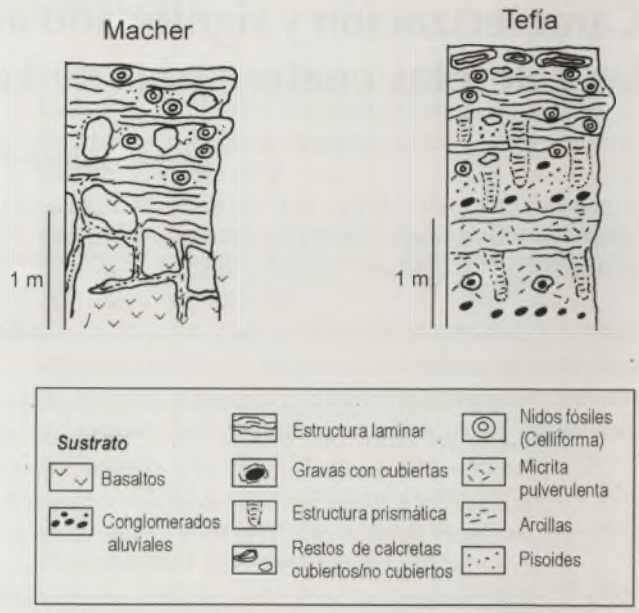


FIGURA 2: *Esquema de los perfiles de Macher y Tefía. Los horizontes laminares forman la mayor parte de los perfiles.*

pulverulenta incluye granos flotantes con cubiertas micríticas y presenta estructura prismática. El horizonte superior es laminar y su potencia es de 0,3 m. La parte superior de 1,5 m de potencia también está formada por dos horizontes, similares a los de la parte inferior, pero más potentes, especialmente el laminar, que está muy endurecido y brechificado en la parte superior. Los nidos de *Celliforma* se sitúan sobre todo en estos horizontes superiores.

MICROMORFOLOGÍA

Los horizontes inferiores pulverulentos están formados por micrita en la que ser reconocen ooides distribuidos homogéneamente en la micrita o bien en grietas. Las grietas son regulares, lo que sugiere que inicialmente fueron grietas de desecación. Los ooides son de unos 0.6 mm de diámetro y están formados por un núcleo de micrita densa y oscura, que está cubierto por envueltas de color más claro de paligorskita y micrita.

Las zonas masivas de los horizontes superiores están formadas por láminas masivas centimétricas de micrita con ooides y granos flotantes que alternan con micrita finamente laminada (mm). Son muy frecuentes las grietas, tanto de desecación como de raíces. Estas grietas muestran un relleno complejo por micrita cubriendo sus paredes y en el interior ooides. Sin embargo, lo más destacable es la presencia de una primera cubierta de cutanes de paligorskita orientada. Los ooides de estos horizontes son mayores (hasta 1,8 mm) y su núcleo puede ser un fragmento del sustrato o un agregado de arcilla y micrita. Las cubiertas de los ooides están formadas por finas láminas de arcilla, a veces orientada, que alternan con láminas micríticas. Los ooides suelen presentarse empastados en micrita. Las imágenes de SEM muestran que los ooides desarrollan numerosos rasgos biogénicos tales como la

presencia de cristales tipo aguja (*needle fibre*) y cuerpos bacterianos que recubren películas orgánicas.

Las zonas de micrita finamente laminada están formadas por láminas de micrita que alternan con láminas ricas en ooides. Son relativamente frecuentes las estructuras alveolares. En las partes superiores de los perfiles la micrita laminada está brechificada y cortada por grietas horizontales y verticales que también penetran en la parte masiva.

LOS NIDOS FÓSILES *(CELLIFORMA)*

Los nidos fósiles se reconocen en las partes más blandas de los perfiles (Fig. 3), pero también aparecen muy litificados dentro de las calcretas. Tienen morfología ovoidal y presentan una base redondeada y un techo plano. Su longitud es de unos 3 cm y su diámetro de 1,5 cm. Están formados por una pared laminada de carbonato de unos 5 mm de grosor.

La parte externa de la pared del nido o capullo es irregular y fina (0,7 mm) y está formada por una alternancia de láminas de micrita, arcilla y películas orgánicas. (Fig. 4). La parte interna de la pared, más gruesa (4 mm) está formada por una mezcla de ooides, micrita, arcilla y restos orgánicos que se organizan en láminas difusas. Los ooides de estos nidos son en general de menor tamaño (0,1-0,5 mm) y sus cubiertas son algo más irregulares que las de las calcretas. La cavidad interna del capullo puede estar vacía o rellena por ooides semejantes a los presentes en las calcretas. También se han reconocido estructuras semejantes en dunas en el área de Corralejo, la morfología de los nidos es semejante a la descrita, pero en lugar de estar formados por ooides, están formados por granos carbonáticos (fragmentos de foraminíferos, placas de equinodermos...) empastados en micrita.

La morfología y características de estas trazas fósiles nos ha permitido atribuirlas al ichnogénero *Celliforma*, descrito inicialmente por Brown (1935), quién las consideró producidas por himenópteros. Muy posteriomente Retallack (1984) modificó y clarificó la definición inicial de Brown. En nuestras observaciones no hemos reconocido la pfesencia de tapas espirales típicas de este ichnogénero, sin embargo Ellis y Ellis-Adam (1993) si han encontrado estas tapas en dunas tanto de Fuerteventura como de Corralejo.

Un aspecto importante es determinar qué insecto es el responsable de estas trazas. Parece haber un acuerdo general de que estas trazas son producidas por himenópteros, ya sean avispas o abejas. La laminación característica de la parte externa de estos capullos parece ser indicativa de abejas, pues éstas no sólo excavan en los materiales del suelo y compactan las paredes del capullo mojándolo con saliva, como hacen las avispas (Thackray, 1994), sino que también pulen la pared y la rocían con una secreción de la glándula de Dufour (Batra, 1980). Así se favorece la cementación del capullo y se puede explicar su microestructura laminada. Genise y Hazeldine (1998) han descrito que algunas abejas forman *pellets* de barro mezclando agua o saliva con partículas del suelo, posteriormente las abejas pegan sucesivos *pellets* al hueco excavado, dando lugar a la pared laminada. El hecho de que en las calcretas los nidos estén formados por ooides y arcilla y en las dunas por granos carbonáticos, indica que las abejas obtuvieron el material necesario para construir sus nidos en áreas cercanas.

FIGURA 3: *Detalle del perfil de Macher. A simple vista se observa la presencia de numerosos especimenes de Celliforma.*

La presencia de trazas fósiles, dentro de los paleosuelos parece estar más controlada por parámetros ecológicos (vegetación, clima, suelo) que por parámetros sedimentológicos. La abundancia de trazas de himenópteros, como las descritas aquí es indicativa de suelos áridos, con moderada cobertera vegetal, buen drenaje y muy soleados (Genise *et al.*, 2000) y en presencia de angiospermas, necesarias para aportar el polen.

FIGURA 4: *Fotografía con luz polarizada de una lámina delgada de Celliforma; 1, zona externa laminada; 2, pared; 3, cavidad interna rellena por ooides.*

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Los dos perfiles de calcreta estudiados en este trabajo ilustran la importancia de la vegetación y la fauna en la formación de éstos paleosuelos. Este hecho que parece obvio para la mayor parte de las situaciones, tiene mayor importancia en Fuerteventura y Lanzarote. En estas islas las condiciones climáticas son extremas y el establecimiento de una cobertera vegetal y la acción de procesos edáficos es especialmente difícil.

El amplio desarrollo de calcretas en estas islas indica un control climático y de vegetación. El papel de la vegetación es muy patente, como demuestran las microfábricas reconocidas, pero también la presencia de *Celliforma*. Los datos obtenidos indican que las calcretas se desarrollaron sobre superficies relativamente estables caracterizadas por periodos de bajas tasas de sedimentación y en las que se instaló una cobertera vegetal dispersa que incluía angiospermas. La escasez de agua en estos suelos está indicada por sus características, pero también por la presencia de *Celliforma* y de paligorskita. Sin embargo, y aunque escaso, el agua tenía que estar presente tanto para la instalación de estos ecosistemas, como para la meteorización del sustrato. Nuestros datos son acordes con los obtenidos por Petit-Marie *et al.*, (1986) y Danmati (1997), quienes consideran que los paleosuelos con nidos de *Anthophora (Celliforma)* son indicadores de los periodos más húmedos, mientras que los depósitos eólicos de estas islas indican periodos más áridos. Todo esto sugiere que las calcretas se formaron durante los períodos relativamente más húmedos, dentro de un régimen general árido o semi-arido.

El estudio detallado de los perfiles muestra que se formaron como resultado de múltiples fases de formación de suelos, erosión y sedimentación, que reflejan cambios climáticos a menor escala. Desde este punto de vista los periodos más húmedos están representados por las fábricas microlaminadas, mientras que las fábricas masivas y oodales representan los más áridos.

Para finalizar señalaremos que el estudio de estas calcretas, incluso careciendo de buenos datos cronoestratigráficos, ofrece gran interés no sólo para entender los procesos edáficos que tuvieron lugar en éstas islas, sino que ofrece datos para entender el régimen climático en el que se desarrollaron, así como para reconstruir los ecosistemas dominantes en estas islas durante el Pleistoceno.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Drs. E. Peñalver, G. Mángano y V. Monserrat su ayuda para entender las trazas fósiles y el comportamiento de las abejas.

REFERENCIAS

Batra, S. W. T. (1980): Ecology, Behavior, pherormones, parasites and management of the sympatric vernal bees. *Colletes inaequalis, C. thoracicus* and *C. validus*. *Journal Kansas Enthomological Society* 53: 509-538.

Brown, R.W. (1935): Further notes on fossil larval chambers of mining bees. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 225: 526-528.

Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancoechea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Téran, J.R. y Cendrero, A. (1992): Evolution of the Eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and. Geothermal Research*, 53: 251-274.

Danmati, B. (1997): Mineralogical and sedimentological characterization of quaternary eolian formations and paleosols in Fuerteventura and Lanzarote (Canary Island, Spain). En:. *Climates of the Past* (J. Meco, J. y N. Petit-Maire, Eds.). Servicio de Publicaciones Universidad de Las Palmas de Gran Canaria: 71-77.

Ellis, W.N. y Ellis-Adam, A.C. (1993): Fossil brood cells of solitary bees on Fuerteventura and Lanzarote, Canary Islands (Hymenoptera: Apoidea). *ENT.BER., AMST.* 53: 161-173.

Genise, J.F. y Hazeldine, P.A. (1998): The Ichnogenus *Palminaichnus* Roselli for fossil bee cells. *Ichnos*, 6: 151-166.

Genise, J.F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Laza y J.A., Verde, M. (2000): Insect Trace Fossil Associations in Paleosols: The *Coprinisphaera* Ichnofacies. *Palaios*, 15: 49-64.

Petit-Maire, N., Delibrias, G., Meco, J., Pomel, S. y Rosso, J.C. (1986): Paléoclimatologíe des Canaries orientales (Fuerteventura). *Comptes.Rendues Academie. Science. París*, 303 (Série II:13): 1241-1246.

Retallack, G.J. (1984): Trace fossils of burrowing beetles and bees in an Oligocene paleosol, Badlands National Park, Sourth Dakota. *Journal of Paleontology*, 58: 571-582.

Thackray, G.D. (1994). Fossil nests of sweat bees (Halictinae) from a Miocene paleosol, Rusinga Island, Western Kenya. *Journal of Paleontology*, 68: 795-800.

Especiación de Pb, Zn y Fe en sedimentos intermareales de la ensenada de San Simón (parte interna de la Ría de Vigo, NO de España)

P. Álvarez-Iglesias, B. Rubio y F. Vilas

Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo, Campus As Lagoas-Marcosende s/n, Vigo (Pontevedra), 36200. palvarez@uvigo.es, brubio@uvigo.es, fvilas@uvigo.es.

ABSTRACT

Metal speciation of Pb, Zn and Fe was determined in intertidal sediments of San Simon Bay in order to study metal bioavailability and diagenetic processes. The most important fractions for Zn and Fe were those bound to Fe-Mn oxihydroxides and to organic matter-sulphides, while for Pb it was the residual one. The results showed that the most labile fractions were bound to exchange sites of organic matter and clays, and these fractions were important for Pb and Zn. Fe concentrations were used as an indicator of diagenetic processes that were detected by the presence of redox levels in the sediments. These levels were reflected in the concentration profiles by a succession of maximum and minimum values and in the field, by a sequence of blackish and reddish levels. Principal Components Analysis separated different behaviours between the studied fractions related to their mobility, antropogenic influence and redox boundary level. Pb and Zn were related to an antropogenic origin while Fe concentrations reflected their lithogenic origin.

***Key words**: metal speciation, intertidal sediments, diagenetic processes, bioavailability, ensenada de San Simón.*

INTRODUCCIÓN

La ensenada de San Simón (parte interna de la Ría de Vigo) es una cubeta semicerrada con una superficie de 19,4 km^2 con dirección principal Norte–Sur (Fig. 1). En ella se pueden diferenciar dos zonas, una submareal y otra intermareal, estando dominada su parte Este por la desembocadura del río Oitabén–Verdugo. Su orientación y características morfológicas hacen que sea un área dominada por las mareas, con el consecuente desarrollo de llanuras intermareales y pequeñas zonas de marisma (Nombela, 1989).

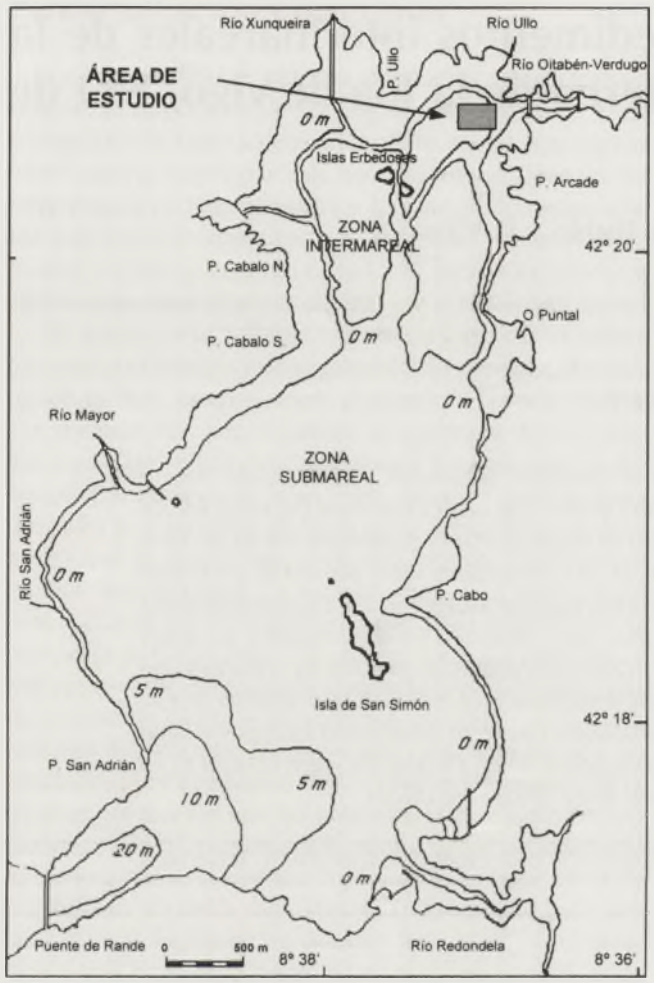
El área está sometida a procesos de afloramiento estacionales (Prego, 1993), que originan una gran riqueza en nutrientes y con ella gran tradición y extensión de los cultivos marinos. Sin embargo, debido a su confinamiento está sometida también a vertidos de carácter antropogénico, tales como metales pesados, que tienden a quedar retenidos en los sedimentos más finos de la zona intermareal. Estos metales pueden sufrir procesos de movilización y/o reciclado como consecuencia de procesos de bioturbación y diagénesis (entre otros, la degradación de la materia orgánica) y pasar a formas biodisponibles. Por esto es muy importante conocer su movilidad en el área en relación con procesos fisicos y diagenéticos.

Para comprender el transporte y destino último de estos contaminantes se emplean con frecuencia estudios de especiación metálica (Tessier *et al.*, 1979; Tessier y Campbell, 1988). Éstos pueden aportar información, de modo indirecto, acerca de la forma química en que se encuentra el elemento en el sedimento. Para el estudio de la especiación metálica en la zona intermareal se han seleccionado dos metales típicamente antropogénicos (Pb y Zn) y otro bastante sensible a cambios diagenéticos (Fe).

MATERIAL Y MÉTODOS

En la zona intermareal de la Ensenada se recogieron tres testigos verticales (C1, C2 y C3) aproximadamente de 25 cm de longitud, que se muestrearon cada 2 cm obteniéndose un total de 34 muestras. Éstas se caracterizaron mediante los análisis generales habituales (tamaño de grano, mineralogía y contenido de materia orgánica y carbonatos; Guitián y Carballás, 1976). Tanto los análisis mineralógicos como geoquímicos se realizaron sobre la fracción fango.

La concentración total de Pb, Zn y Fe se determinó por digestión triácida en horno microondas (HF, HNO_3 y HCl). La especiación se obtuvo de acuerdo al método de extracción secuencial propuesto por Tessier *et al.* (1979), ligeramente modificado (Álvarez-Iglesias *et al.*, 2000). En él se controlan cuidadosamente los parámetros involucrados en la solubilización de los metales extraídos (Ramos *et al.*, 1994) separando la concentración metálica to-



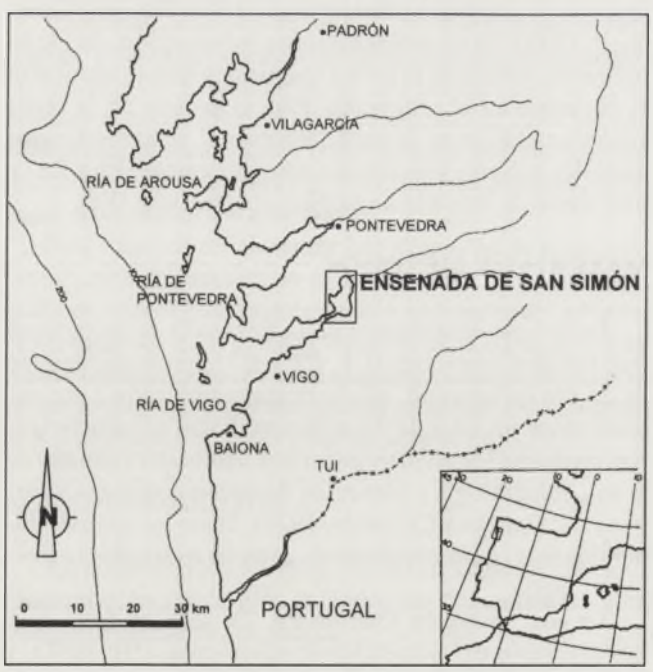


FIGURA 1: *Localización general del área de estudio y detalle de la Ensenada de San Simón donde se localiza la zona de muestreo.*

tal en cinco fracciones: intercambiable (A), ligada a carbonatos (B), ligada a oxihidróxidos de Fe-Mn (C), ligada a materia orgánica-sulfuros (D) y residual (E).

Las concentraciones metálicas se determinaron mediante Espectrometría de Absorción Atómica (EAA), siendo el límite de detección 0,1 $mg \cdot l^{-1}$. La precisión y exactitud de las medidas se confirmó realizando los análisis por duplicado y por análisis de sedimento de referencia (MESS-1). La precisión de los resultados de la extracción secuencial se comprobó comparando la suma de las fracciones medidas (A, B, C, D, E) con las concentraciones metálicas totales (Tessier *et al.*, 1979). Se obtuvo una variabilidad media del 10 - 20 %.

RESULTADOS

En términos generales las muestras más cercanas a la desembocadura del río Oitabén – Verdugo presentan un mayor contenido de gravas (testigo C1), mientras que las más alejadas tienen una proporción mayor de fangos. La componente arena es importante en todas las muestras (> 30 %).

Los valores de pH medidos son bastante constantes y próximos a la neutralidad. El contenido de materia orgánica varía entre el 7 y el 15%, con los mayores porcentajes para el testigo C2. El porcentaje de carbonato cálcico es muy bajo, no superando el 1% en ninguna de las muestras.

Los principales constituyentes mineralógicos de la fracción fango son cuarzo, moscovita, y feldespatos (plagioclasas y ortoclasas). Cabe destacar la presencia de caolinita, minerales a 14 Å y, en cantidades traza, gibbsita.

Las concentraciones metálicas totales para Zn son bastante homogéneas, con valores medios de 137,74 ± 51,29 $mg \cdot g^{-1}$, salvo en la base del testigo C1, donde aparecen las mayores concentraciones (llegando a 370 $mg \cdot g^{-1}$). Para el Pb son muy elevadas (2.016,71 ± 1.786,83 $mg \cdot g^{-1}$), siendo mayores hacia la superficie y disminuyendo hacia la base hasta alcanzar valores en torno a 500 $mg \cdot g^{-1}$. Para el Fe los valores medios son 2,33 ± 0,64 %, destaca un máximo en el testigo C1 entre 6 y 12 cm (3,78 ± 0,53 %). Las mayores concentraciones metálicas para este elemento son las del testigo C1, mientras que para Pb y Zn son las del testigo C2.

Los resultados de la extracción secuencial se recogen en la figura 2. La fracción intercambiable (A) presenta las mayores concentraciones, por término medio, en el testigo C2 para todos los metales (Zn: 17,63 ± 7,59 $mg \cdot g^{-1}$, Fe: 10,14 ± 17,35 $mg \cdot g^{-1}$ y Pb: 129,89 ± 112,77 $mg \cdot g^{-1}$). Las concentraciones medidas en la fracción ligada a carbonatos (B) son superiores, representando, junto con la anterior, hasta el 20 % del total para Pb y Zn frente al 1% para Fe. Para la fracción ligada a oxihidróxidos de Fe - Mn (C) las mayores concentraciones se observan en los testigos C1 y C3, si bien para el Pb son superiores en el C2 en su parte superficial. La suma de esta fracción (C) con la siguiente, D, supone aproximadamente el 70 % del total de las concentraciones de Fe y Zn presentes en los sedi-

mentos. Para el Pb esta suma sólo se corresponde con el 37 % del total, siendo la fracción residual la más importante (~ 50 %).

DISCUSIÓN

Las concentraciones metálicas totales medidas superan, por término medio, los valores de fondo propuestos para la zona para Pb y Zn (Rubio *et al.*, 2000). Estos resultados indican la existencia de contaminación ligera por Zn y muy fuerte por Pb en la zona. No se superan los valores de fondo para el Fe, lo que indica la ausencia de contaminación por este elemento y confirma su utilidad en este caso como indicador diagenético, siendo las fracciones C y D las que aportan mayor información en este sentido.

Para Pb y Zn las fracciones más lábiles (A y B) representan en general entre un 2 % y un 20 % del total, superando en valores absolutos para el Pb los valores de fondo. Destacan las elevadas concentraciones de Pb cambiable para el testigo C2 (284,52 ± 24,76 $mg \cdot g^{-1}$), fracción muy biodisponible cuya afectación sobre la flora y fauna del área ha sido estudiada por Álvarez - Iglesias *et al.* (2000). Estas dos fracciones (A y B) representan las proporciones metálicas que suelen estar ligadas en las posiciones de cambio de materia orgánica y arcillas, siendo el testigo C2 el que mejor refleja esta relación. Los metales así ligados pueden ser fácilmente removilizados por cambios en condiciones ambientales, tales como la salinidad y la temperatura (Tessier *et al.*, 1979). La fracción A se va a ver afectada mayormente por cambios en la composición iónica del agua y la fracción B por cambios del pH, por lo que son muy susceptibles de estar biodisponibles.

Para Fe, a diferencia de Pb y Zn, destaca el testigo C3 por presentar las mayores concentraciones para la fracción A. La distribución del Fe va a estar relacionada con las variaciones rédox en el sedimento y la oxidación de la materia orgánica, lo que se refleja principalmente en los perfiles de las fracciones restantes.

Estas fracciones (C, D, E) son las más importantes para los tres metales estudiados, aunque la importancia relativa de cada una de ellas depende del metal en particular. En función de los valores medidos se obtiene la ordenación D > C > E para el Fe, C ~ D > E para el Zn y E > C ~ D para el Pb. Estos resultados muestran la capacidad de los oxihidróxidos de Fe - Mn (C) y de la materia orgánica (D) para retener metales traza (Tessier *et al.*, 1979; Ramos *et al.*, 1994; Mortimer y Rae, 2000) por lo que van a ser fuentes potenciales de los mismos.

Para estas fracciones (C, D) los perfiles metálicos presentan una sucesión de máximos y mínimos (Fig. 2) más o menos coincidentes para cada testigo y entre testigos, por ejemplo, a 6-8 cm y a 14-16 cm. Esto se interpreta como la existencia de distintos niveles de oxidación - reducción, característicos de los sedimentos del área de estudio y que pueden observarse a simple vista por la alternancia de finas bandas de coloración rojiza y negruzca. Su aparición es consecuencia de la inundación mareal periódica que provoca una variación cíclica de condiciones oxidantes a reductoras, y de la intensa bioturbación en el área que causa la oxigenación y removilización de estos sedimentos. En condiciones oxidantes, que se generan por retirada de la lámina de agua y por bioturbación, se forman fundamentalmente oxihidróxidos, mientras que en condiciones reductoras se genera su disolución y por tanto, liberación de los metales asociados a ellos hacia fracciones más biodisponibles y/o formación de sulfuros, tales como pirita en el caso del Fe. La existencia de bioturbación se puede detectar claramente en las radiografías, donde la laminación paralela de baja energía característica de estas áreas está totalmente perturbada, llegando incluso a desaparecer completamente.

Existe una buena correlación de las fracciones intercambiable (A) para Pb y Zn ($r = 0,558$, $p < 0,002$). También muestran ambas correlaciones positivas y estadísticamente significativas fundamentalmente con la materia orgánica y, en menor grado, con el contenido de finos. Esto indica la contribución principal de la materia orgánica y la secundaria de la fracción fina a las posiciones de cambio para estos dos metales. Por el contrario para el Fe no se encontró esta correlación. Una proporción mínima de éste (< 1%) se encuentra en la fracción cambiable, distribuyéndose mayoritariamente en las fracciones oxihidróxidos, sulfuros y residual, reflejando su carácter litogénico.

Por otra parte destaca la relación existente para Fe y Zn entre fracciones C ($r = 0,607$, $p < 0,001$) y entre fracciones D ($r = 0,475$, $p < 0,005$), reflejo de la existencia de la alternancia de niveles rédox en los sedimentos. No se encontró una relación similar con el Pb porque este metal y sus distintas fracciones están muy relacionados con el contenido de materia orgánica. Además los perfiles de las distintas fracciones de Pb son similares (con correlaciones entre ellas altamente significativas) lo que indicaría un reparto equilibrado de las altas concentraciones medidas entre los distintos compartimentos del sedimento.

Se ha realizado un análisis de componentes principales sobre los datos transformados logarítmicamente para eliminar el sesgo provocado por las altas concentraciones de Pb medidas. Se obtuvieron tres componentes que explican en total un 72 % de la varianza. La representación de la carga de estos componentes nos ha permitido separar tres niveles de concentración. Podemos diferenciar las muestras más superficiales de los testigos (0-2 cm para C1, 0-8 cm para C2, y 0-8 cm para C3) con las mayores concentraciones metálicas en general, la parte intermedia del testigo C2 (8-16 cm), y el resto de las muestras (salvo la 18-20 cm de C1, que se separa por presentar valores anómalos frente a la tendencia general), agrupándolas por testigo, en relación a la importancia de las concentraciones medidas (C2, C3, C1, por este orden).

Si consideramos las puntuaciones de las dos primeras componentes para las variables estudiadas se observa que la primera podemos considerarla un indicador del carácter antropogénico y de la biodisponibilidad, mientras que la segunda sería un indicador del nivel rédox. La com-

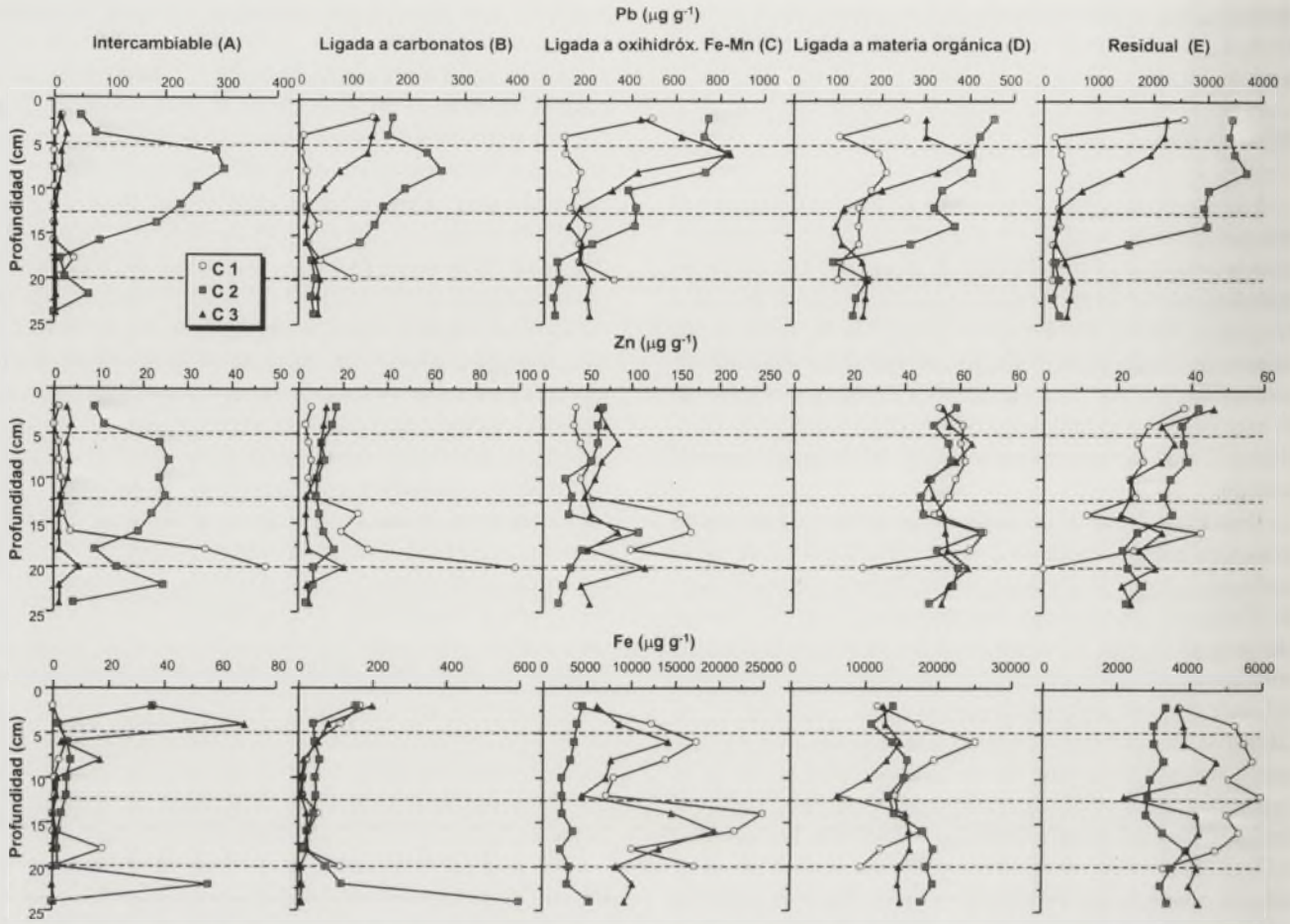


FIGURA 2: *Variación con la profundidad de las concentraciones de Pb, Zn y Fe en los testigos para las distintas fracciones del sedimento.*

ponente 1 separa los metales Pb y Zn, antropogénicos, (con valores más positivos) frente al Fe, y agrupa las fracciones más biodisponibles, A y B, (con puntuaciones positivas) para todos los metales frente a las fracciones más influenciadas por las variaciones rédox en los sedimentos (C y D, con puntuaciones negativas). Mediante la componente 2 podemos diferenciar estas dos últimas fracciones entre sí: valores más negativos indicarían condiciones más oxidantes (C) y valores más positivos, condiciones más reductoras (D).

CONCLUSIONES

Los resultados indican la influencia antropogénica en la ensenada de San Simón clasificada como contaminación ligera para Zn y muy fuerte para Pb. Por el contrario para el Fe no se aprecia ese efecto antropogénico.

Las fracciones más importantes para Fe y Zn son las fracciones C y D, que representan el 70 % del total, mientras que éstas para el Pb sólo representan el 37 %, siendo más importante, en este caso, la fracción residual (~ 50 %).

La materia orgánica, principalmente, y el contenido en fangos, en menor grado, contribuyen a las posiciones de cambio para Pb y Zn, como reflejan las buenas correlaciones encontradas entre estas variables. Para el Fe no se encuentra esta relación, lo que confirma su carácter litogénico.

Se ha constatado la presencia de niveles de oxidación -reducción en los sedimentos, cuyo reflejo en los perfiles de concentración de las distintas fracciones metálicas es la existencia de una alternancia de máximos y mínimos, en los que el Fe en sus fracciones C y D aporta información sobre los procesos diagenéticos.

Mediante el análisis de componentes principales se obtienen dos componentes que explican el 60 % de la varianza y que permiten separar las distintas fracciones metálicas en función de su biodisponibilidad y carácter antropogénico, por una parte, y según el nivel de reducción en el sedimento, por otra. Las fracciones más biodisponibles (A y B) se separan de las que dependen más de los procesos diagenéticos (C, D). La segunda componente separa las fracciones C y D en relación con el potencial rédox.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es el nº 207 del Grupo EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos PGIDT00PXI30105PR y PGIDT00MAR30103PR de la Xunta de Galicia y una contribución parcial al REN2000-1102 MAR del Plan Nacional y al IGCP 464 de la UNESCO.

REFERENCIAS

Álvarez-Iglesias, P., Rubio B. y Vilas, F. (2000): Especiación de Plomo en sedimentos y niveles de concentración en organismos de la zona intermareal de la Ensenada de San Simón (Ría de Vigo, NO España). *Thalassas*, 16: 79-94.

Guitián, F. y Carballás, T. (1976): *Técnicas de análisis de suelos*. Editorial Pico Sacro, Santiago de Compostela. 288 p.

Nombela, M. A. (1989): *Oceanografía y sedimentología de la Ría de Vigo*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 292 p.

Mortimer, R. J. G. y Rae, J. E. (2000): Metal speciation (Cu, Zn, Pb, Cd) and organic matter in oxic to suboxic salt marsh sediments, Severn Estuary, Southwest Britain. *Marine Pollution Bulletin*, 40 (5): 337-386.

Prego, R. (1993): General aspects of carbon biogeochemistry in the Ria of Vigo, Northwestern Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 2041-2052.

Ramos, L., Hernández, L. M. y González, M. J. (1994): Sequential fractionation of Copper, Lead, Cadmium and Zinc in soils from or near Doñana National Park. *Journal of Environmental Quality*, 23: 50-57.

Rubio, B., Nombela, M. A. y Vilas, F. (2000): Geochemistry of major and trace elements in sediments of the Ría de Vigo (NW Spain): an assessment of metal pollution. *Marine Pollution Bulletin*, 40: 968-980.

Tessier, A. y Campbell, P.G.C. (1988): Partitioning of trace metals in sediments. En: *Metal Speciation: Theory, Analysis and Application*. (J. R. Kramer y H.E. Allen, Eds.). Lewis Publishers, Inc., 183-199.

Tessier, A., Campbell, P. G. C. y Bisson, M. (1979): Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, 51: 844-851.

Variaciones morfológicas y granulométricas asociadas a época de temporal: playa de Panxón (Galicia)

Álvarez-Vázquez, R., Bernabeu, A.M., Nombela, M.A. y Vilas, F.

Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio, Universidad de Vigo, 36200, Vigo. bernabeu@uvigo.es, mnombela@uvigo.es, fvilas@uvigo.es

ABSTRACT

The Galician coast was under exceptionally high energy-wave conditions during the winter of 2001. The effect of this unusual situation was monitored in two surveys (november 2000 and february 2001) at Panxón beach. The main response was a decreasing slope of the beach profiles from november to february. However, it was possible identify two different behaviour between the exposed and protected zones of the beach. The profiles localized behind a seawall, with lesser incident energy, reach a milder slope acumulating sand in the low and intermediate intertidal zone. The sand was removilized along the total intertidal profile in the exposed beach zones. The morphology and evolution of each part of beach (exposed and protected) was controlled for different sediment transport pathways: cross-shore and longshore, respectively. Grain size variations along the beach support this interpretation. A preliminary hydrodynamical study allowed to determined the energy distribution along the beach.

***Key words**: Panxón Beach, storm conditions, beach profile, grain size distribution.*

INTRODUCCIÓN

La playa de Panxón está situada dentro de la bahía de Baiona, en la margen sur de la ría de Vigo (NO de España), como puede verse en la figura 1. Es una playa urbana, separada de la playa de América por el río de Canido. En su extremo norte está protegida por un saliente natural (Punta del Castro) en el que se ha construido un muelle que se continúa en un paseo hasta aproximadamente la mitad de la playa.

En noviembre de 2000 se comenzó un seguimiento de esta playa. Este trabajo presenta las variaciones que sufrió la playa de Panxón entre noviembre de 2000 y febrero de 2001 provocadas por el intenso temporal que azotó las costas gallegas durante este período de tiempo (el mayor en los últimos cien años).

METODOLOGÍA

Se realizaron dos campañas (13/11/00 y 9/02/01) en las que se establecieron cinco estaciones fijas situadas en el muro del paseo (Fig. 1). A partir de cada estación se midió un perfil de playa usando un nivel óptico (modelo NA824). Los perfiles 1, 2 y 3 se encuentran situados en la zona más protegida de la playa; los perfiles 4 y 5 están en la zona más expuesta. Con el fin de obtener la mayor longitud posible para cada perfil, se hizo coincidir los días de campaña con mareas vivas y la toma de datos se realizó durante la bajamar.

En cada perfil y para cada campaña se tomó una muestra superficial de arena en el intermareal alto. A las muestras de arena se les realizó un análisis granulométrico mediante tamizaje en seco con tamices con luz de malla de 0,063 a 8mm. Para determinar los parámetros estadísticos y para obtener una descripción textural de cada muestra se utilizó el método de Folk y Ward (1957).

A partir del modelo REFDIF (GIOC, 1995), se realizó un estudio hidrodinámico de la bahía de Baiona para establecer las condiciones energéticas a las que está sometida la playa de Panxón. En la figura 2 se presenta un ejemplo con el resultado de la propagación de un oleaje procedente del SW, con altura de ola de 3,1 m y período de 11 s, correspondiente a una probabilidad de presentación en el área de estudio del 10 % (aproximadamente 37 días al año).

RESULTADOS

Para estudiar la variación morfológica temporal se compararon los perfiles obtenidos para cada estación fija en cada campaña (Fig. 3), referenciados respecto al muro del paseo. El dato de bajamar se extrapoló siguiendo la tendencia del último tramo del perfil y, conocida la amplitud mareal, se estableció la zona intermareal del perfil.

La variación principal de una campaña a otra es la disminución de la pendiente de noviembre a febrero. En los perfiles 1, 2 y 3 la disminución de la pendiente es debida a la acumulación de material en la zona intermareal (en especial en el intermareal bajo), mientras que en los perfiles 4 y 5 se debe a la pérdida de material en la parte alta del perfil en favor de la acumulación en la parte más baja.

Se estimó el cambio en volumen de arena para cada perfil de la playa (tabla 1). La longitud del perfil sobre la que se estudió la variación volumétrica entre las dos cam-

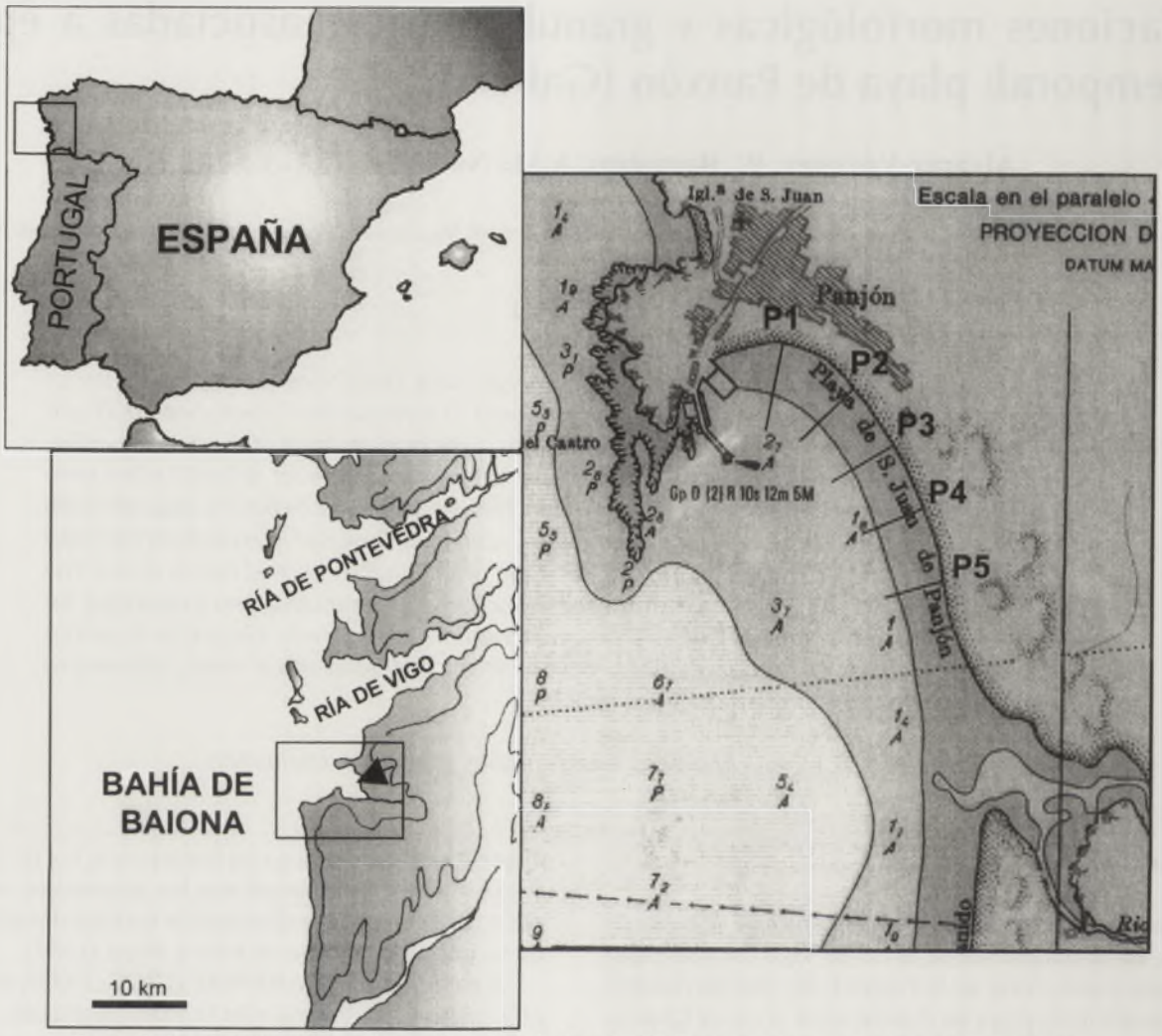


FIGURA 1: *Localización del área de estudio (playa de Panxón, NO España) y situación de los perfiles medidos.*

pañas -diferencia de volumen por unidad de anchura de perfil (m^3/m)- comprende desde el muro del paseo hasta la bajamar más alta (noviembre o febrero). La variación neta de volumen en el tramo intermareal es positiva para toda la playa, es decir, a favor de la acumulación (tabla 1). El perfil que experimenta menor cambio es el 4, la pérdida de volumen en la parte superior del intermareal es prácticamente igual a la ganancia en el intermareal bajo. Para los perfiles 1, 2 y 3 la altura en la cabecera se mantiene prácticamente constante entre noviembre y febrero (Fig. 3) y el volumen de arena acumulado es muy similar en los tres casos.

En cuanto a las características sedimentarias, en la tabla 1 se muestra la información obtenida a partir del análisis granulométrico de las muestras recogidas. La playa de Panxón está formada fundamentalmente por arenas finas. Las muestras son unimodales y tienen un grado de selección entre moderado y alto. Del perfil 1 al 5 (desde la zona más protegida hacia la zona más expuesta) se observa una tendencia a incrementar el porcentaje de gruesos y a disminuir el grado de selección en ambas campañas. El tamaño de grano medio aumenta en la misma dirección excepto para la muestra recogida en el perfil 4 en la que se observa un menor porcentaje de gruesos y un mayor porcentaje de arena muy fina comparada con los perfiles adyacentes. En la campaña de febrero, la muestra recogida en el perfil 3 difiere del resto, presentando una distribución bimodal y pobremente seleccionada (σ= 1,65), con un alto porcentaje de tamaño grava (17,5%).

A partir del estudio hidrodinámico, se estableció la distribución de altura de ola a lo largo de la playa de Panxón. Se genera un gradiente de altura paralelo a la línea de costa. Los valores máximos se alcanzan coincidiendo con el perfil 4 y hacia ambos extremos (perfil 5 y perfil 1) se produce una disminución de altura de ola y, consecuentemente, de energía incidente. Para un oleaje del SW con altura de ola de 3,1 m y período de 11 s (Fig. 3) la altura de ola alcanza un valor máximo de 1,82 m frente al perfil 4 y disminuye hacia los dos extremos. En el perfil 1 toma un valor de 0,76 m y en el perfil 5 alcanza los 0,80 m.

DISCUSIÓN

El efecto principal del temporal en la playa de Panxón se refleja en las variaciones morfológicas que han sufrido los perfiles estudiados. La pendiente de todos ellos disminuye de noviembre a febrero debido al período de condiciones altamente energéticas.

	Campaña	Tipo de muestra (*)	Arena muy fina (%)	Arena fina (%)	Arena media (%)	Arena gruesa (%)	Gravas (%)	Media (ϕ)	Selección (σ_I)	Volumen (m^3/m)
Perfil 1	Nov	UBS	13.1	82.4	4.3	0.2	0.0	2.67	0.36	159.96
	Feb	UBS	9.6	81.7	8.6	0.1	0.0	2.57	0.43	
Perfil 2	Nov	UBS	7.5	80.6	11.7	0.2	0.0	2.50	0.44	172.90
	Feb	UBS	4.9	82.8	12.8	0.0	0.0	2.48	0.41	
Perfil 3	Nov	UMS	6.5	71.2	15.4	2.1	4.7	2.36	0.74	146.49
	Feb	BPS	3.0	45.3	31.3	1.9	17.5	1.25	1.65	
Perfil 4	Nov	UMBS	9.1	71.6	17.0	1.3	1.0	2.45	0.55	33.70
	Feb	UMBS	1.5	48.7	46.4	2.4	1.0	1.99	0.52	
Perfil 5	Nov	UMS	5.0	71.4	15.7	3.2	4.6	2.30	0.73	169.29
	Feb	UMBS	2.7	53.3	37.3	4.4	2.2	2.07	0.63	

TABLA 1: *Características granulométricas de las muestras recogidas y variación de volumen entre campañas. Los valores positivos de los volúmenes indican acumulación entre las campañas. (*) UBS=unimodal bien seleccionada; UMS=unimodal moderadamente seleccionada; UMBS=unimodal moderadamente bien seleccionada; BPS=bimodal probremente seleccionada.*

Frente al incremento de la energía incidente se identifican dos comportamientos distintos en la playa. Por un lado, la zona más protegida, posterior al muelle, en la que están situados los perfiles 1, 2 y 3 que presentan acumulación en la zona intermareal. Según los datos obtenidos mediante la propagación de oleaje, ésta es la zona afectada por oleaje de menor altura. Del perfil 3 al perfil 1 hay una disminución del diámetro de los granos y un incremento de la selección. Esto marca una tendencia de transporte longitudinal que, asociada a los datos de altura de ola, nos define un movimiento sedimentario longitudinal alimentando a estos perfiles.

Por otro lado, la zona más expuesta de la playa (perfiles 4 y 5) sufre una disminución de volumen en el supramareal e intermareal alto y acumulación en el intermareal bajo. La zona de los perfiles 4 y 5, está asociada a alturas de ola incidente mayores, siendo altamente energética. Este aumento en la energía incidente, en comparación con la zona menos expuesta de la playa, favorece el movimiento transversal de sedimento a lo largo del perfil.

La disminución de altura de ola desde el perfil 4 al perfil 1 se correlaciona con la disminución del tamaño de grano medio y el aumento de la selección de las muestras, definiendo una tendencia longitudinal de transporte en este sentido. Las condiciones altamente energéticas, asociadas al temporal, generaron un incremento del tamaño de grano medio entre la campaña de febrero y la de noviembre. El porcentaje de arenas finas disminuye y el de arena media aumenta en toda la playa. Cabe resaltar que el valor de tamaño medio del perfil 3 en la campaña

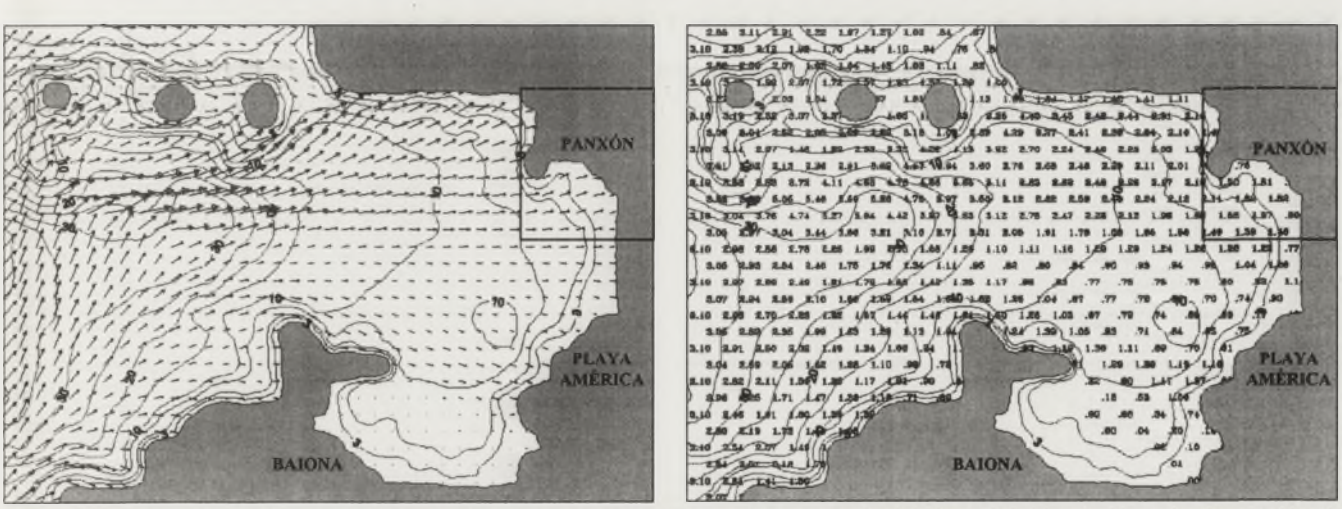


FIGURA 2: *Propagación de oleaje en la bahía de Baiona correspondiente a un oleaje en profundidades indefinidas de 3,1 m de altura y 11 s de período, procedente del SW.*

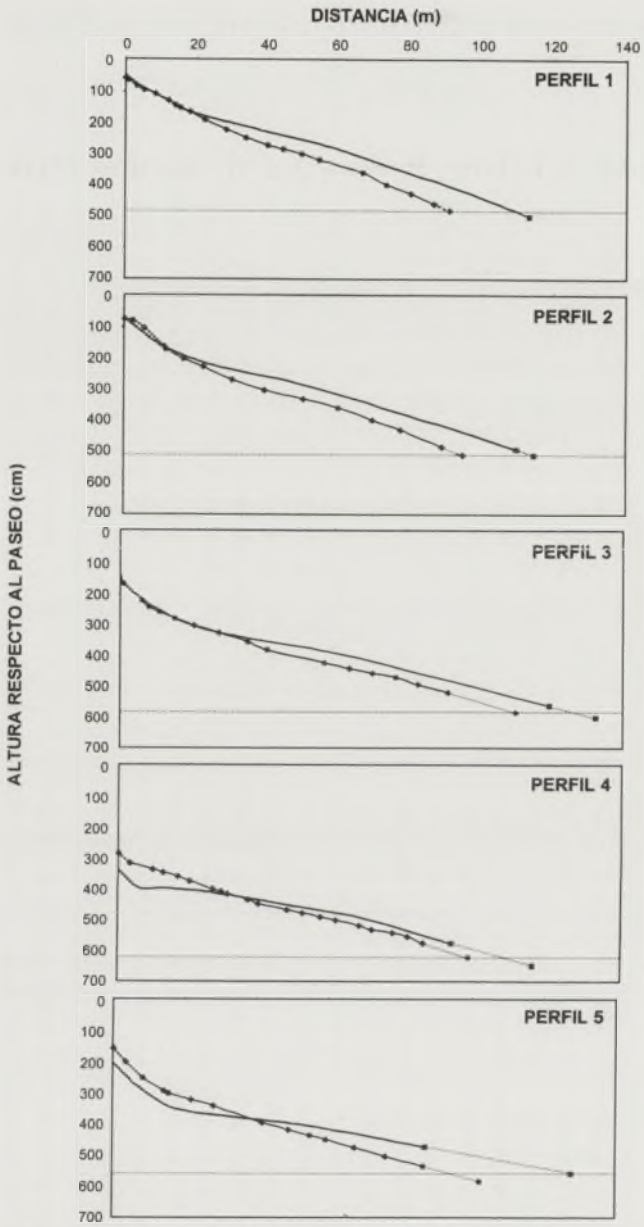


FIGURA 3: *Comparación de los perfiles medidos. La línea con símbolos representa la campaña de noviembre-2000, la línea continua representa la campaña de febrero-2001. Las prolongaciones en línea discontinua de cada perfil marca la posición estimada de la bajamar. La línea horizontal define la base del cálculo de volúmenes.*

de febrero (1,25 ϕ) no es representativo de la muestra bimodal, ya que corresponde a un tamaño con bajo porcentaje dentro de la muestra.

CONCLUSIONES

1) El temporal al que estuvo sometida la playa de Panxón entre noviembre de 2000 y febrero de 2001 produjo un cambio en las características sedimentarias y en la morfología de la playa. 2) En cuanto a las características sedimentarias, el tamaño medio de grano aumentó a lo largo de toda la playa. 3) Respecto a los cambios morfológicos, se registró una disminución generalizada de la pendiente. 4) La respuesta morfológica varió longitudinalmente dependiendo del grado de exposición al oleaje. En la zona más expuesta (perfiles 4 y 5) se registraron movimientos sedimentarios transversales. En la zona más protegida (perfiles 1, 2 y 3), afectada por condiciones menos energéticas, el movimiento del material es fundamentalmente longitudinal.

AGRADECIMIENTOS

Este es el trabajo nº 205 del grupo EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución al proyecto PGIDT00MAR30103PR (Xunta de Galicia) y parcialmente a los proyectos REN2000-1102 MAR (CICYT), PGIDT00PXI30105PR (Xunta de Galicia) e IGCP 464.

REFERENCIAS

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas (GIOC) (1995): Programa de propagación de oleaje, REFDIF. Universidad de Cantabria.

Análisis factorial de los epipedones de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén)

V. Aranda[1], G.M. Liébanas[2], G. Delgado[3], R. Delgado[3], J. Calero[3], R. Peña[2] y J.M. Martín-García[1]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Jaén, España. varanda@ujaen.es.
2 Departamento de Biología Animal, Vegetal y Ecología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Jaén, España.
3 Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Farmacia. Universidad de Granada. Granada, España.

ABSTRACT

Soils are described normally using a great number of properties (variables). This generates a great quantity of data not easily understandable in a direct way. Consequently, the factor analysis is necessary to select variables or groups of variables (grouped in factors) that provide a much more useful information. In the present work we quantify, through multivariate analysis (by means of R-mode factor analysis), the relative influence of the different factors of soil formation that act on the soil system. We have studied 203 epipedons, sampled to a depth between 0 and 25 cm of soils of the Mágina Mountain Natural Park (Jaén, Spain). The studied soils are from calcareous rocks. Five factors were found to be significant and showed that the organic carbon accumulation, decarbonatation and the argillization/rubefacction, as internal variables, and the hill-slope, as external variable, they are those which explain a greater percentage of the natural variability of the soil system.

Key words: *multivariate analysis, factors of soil formation, epipedon, Sª Mágina.*

INTRODUCCIÓN

Las montañas mediterráneas con substrato de rocas carbonatadas -muchas de ellas compactas- son un paisaje característico en nuestra región y se pueden considerar como reservas de biodiversidad. Sierra Mágina, dentro de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, es parque natural desde el año 1989. Sus suelos han sido estudiados por Martín-García *et al.* (2000). Los suelos de estos ambientes tienen gran importancia ecológica, ya que constituyen un factor limitante para la vegetación, dado su escaso espesor. Este, viene condicionado por el carácter compacto o muy carbonatado de las rocas y el relieve montañoso que desencadena una erosión intensa. Los suelos más frecuentes son de tipo A-R o A-C, con espesor inferior a 20 cm (se clasifican como Leptosoles, FAO, 1988). La casi totalidad del "solum" corresponde al horizonte orgánico-mineral (epipedon), que pueden entenderse como una interfase biosfera-litosfera, donde los restos orgánicos y la actividad biológica, son el motor de la edafogénesis, de ahí que su estudio sea esencial para comprender la dinámica y las potencialidades de estas áreas.

El Análisis Factorial (agrupando en "factores" a conjuntos de variables relacionadas entre sí) es usado para entender e interpretar la influencia diferencial de los distintos factores formadores que actúan sobre el medio edáfico (Arkley, 1976; Webster, 1977; Sánchez-Marañón, 1996). El objetivo del presente trabajo es cuantificar mediante análisis factorial las relaciones que se establecen entre las principales características de los horizontes orgánico-minerales de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén, España), asimismo, estudiar la incidencia de los factores ambientales en esas características.

MATERIAL Y MÉTODOS

Sierra Mágina está situada en el centro-sur de la provincia de Jaén, a pocos Kilómetros de la capital en dirección sureste. Los materiales de partida de los suelos proceden de calizas, dolomías, margas y materiales coluviales de todas ellas y en menor medida de arcillas y arcillas con yesos, pertenecientes a la Zona Subbética, Unidades Intermedias y Zona Prebética de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. El fuerte control litológico sobre el relieve de la zona, condiciona grandes escarpes sobre calizas y dolomías compactas y lomas de pendientes moderadas sobre margas y arcillas. El modelado kárstico, con lapiaces y numerosas dolinas, es frecuente en el parque natural, pero sobre todo en las cumbres. Leptosoles, Phaeozems, Kastanozems, Chernozems, Calcisoles, Fluvisoles, Vertisoles y Antrosoles (Martín-García *et al.*, 2000), son las tipologías de suelos que representan a la cubierta edáfica. Predominan los Leptosoles, lo que refleja poco desarrollo edáfico y un carácter erosivo de los suelos.

Se estudian 203 epipedones muestreados por Liébanas (1999), a una profundidad entre 0 y 25 cm (capa arable), localizados en el centro de las cuadrículas UTM (1

km^2 de superficie proyectada) de las Hojas Topográficas 1:50.000, números 947 y 948 de Jaén y Torres, respectivamente. Las propiedades físicas y químicas analizadas, según el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (1983), fueron: granulometría (% de arcilla, limo, arena y fragmentos gruesos), carbono orgánico, nitrógeno total, pH (1:1 en agua), conductividad eléctrica del extracto de saturación y contenido de CO_3Ca equivalente. El color (hue, value y chroma) en seco de la superficie de los agregados, se estimó con el código Munsell (Munsell Color Co., 1994). Las variables del medio físico consideradas han sido altitud y pendiente. El análisis estadístico se efectuó con el programa Statgraphics plus v.4.1 (STSC Inc., 1999).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el análisis factorial se han considerando un total de 5 factores, que explican el 72.4% de la varianza total acumulada en la población (Tabla 1).

El factor 1, "factor orgánico", explica más del 28% de la varianza total del sistema y recoge, con carga positiva, las variables carbono orgánico (C.O.), nitrógeno total (N) y conductividad eléctrica (C.E.), y con carga negativa, el pH, carbonato cálcico equivalente (CO_3Ca eq.) y el value. La acumulación y la transformación de la materia orgánica es el proceso edafogenético más característico de estos epipedones; así, el % de C.O. es la variable con mayor significación. La carga negativa que encontramos en las variables CO_3Ca eq., pH y color value, se debe a que pH y value disminuyen su valor según se enriquece el suelo en materia orgánica y cuanto mayor es el contenido de CO_3Ca eq., el pH y el value también son mayores (por eso los tres tienen carga del mismo signo). Por otra parte, el lavado de carbonatos aumenta hacia las zonas altas de la sierra, donde la humedad es mayor y hay mayor aporte de materia orgánica al suelo.

El factor 2, "factor granulométrico", explica el 19,2% de la varianza, e incluye al % de arcilla, con carga negativa, y % de limo y % de fragmentos gruesos (F.G.), con carga positiva. El % de arcilla se relaciona directamente con la evolución del suelo. Esto se confirma con el CO_3Ca eq. (carga = 0,47831) y el % de arena (carga = 0,41509) que, si bien son más significativas en otros factores, también explican parte de la variabilidad de este factor. Así, el CO_3Ca eq. es el componente esencial de la roca madre (fundamentalmente calizas, dolomías y margas), y la arena total es otra fracción gruesa heredada de la roca madre. La carga negativa del % de arcilla se explica porque procede de la alteración de la roca madre, y esta arcillización se incrementa cuando se eliminan los carbonatos de la tierra fina (se acentúa la hidrólisis).

El factor 3, "factor cromático", recoge el hue y el % de arena, con carga positiva, y el chroma con carga negativa. En conjunto explican el 9% de la variabilidad. El aumento de hue supone que el material es menos rojo, lo que se relaciona con mayor % de arena, o lo que es igual, con una menor evolución textural (mismo sentido del factor 2). Cuanto menos rojos son los epipedones, menor es el chroma (menor cantidad de elementos cromógenos).

Los factores 2 y 3 pueden interpretarse conjuntamente como un factor de "evolución fersialítica": los incrementos de arcilla por alteración del material de partida suponen enrojecimiento paralelo del suelo por un proceso de rubefacción. Este mismo resultado ha sido obtenido por Sánchez-Marañón (1996) en los suelos de Sierra Nevada sobre materiales silícicos.

Variable	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4	Factor 5
Altitud (m)	**0.41799**	**0.08621**	**0.24172**	0.47649	**-0.32362**
Pendiente (%)	**0.06115**	**0.06420**	**0.03878**	0.77486	**0.06711**
Hue (Munsell)	**0.08877**	**-0.09422**	0.75847	**0.04957**	**-0.03912**
Value (Munsell)	-0.70581	**-0.00567**	**0.08793**	**-0.49377**	**-0.08565**
Chroma (Munsell)	**-0.02866**	**-0.34619**	-0.63639	**-0.07189**	**0.21045**
pH (H_2O)	-0.80503	**0.34007**	**-0.14147**	**0.04819**	**0.03714**
C.E. (dSm^{-1})	0.71073	**0.10408**	**0.03577**	**-0.38831**	**0.16600**
C.O. (%)	0.84714	**0.21329**	**-0.05611**	**0.21675**	**0.14749**
CO_3Ca eq.	-0.54673	**0.47831**	**0.45424**	**-0.27609**	**0.08975**
N (%)	0.84248	**0.20072**	**0.04134**	**0.24146**	**-0.15398**
C/N	**0.11502**	**-0.04302**	**-0.11114**	**0.02749**	0.86153
Arcilla (%)	**-0.01770**	-0.84918	**-0.36644**	**0.07136**	**-0.12055**
Arena (%)	**-0.42913**	**0.41569**	0.52639	**-0.02813**	**0.39459**
Limo (%)	**0.49032**	0.62351	**-0.1035**	**-0.06202**	**-0.27475**
F.G. (%)	**0.04618**	0.68621	**-0.04375**	**0.36501**	**-0.07295**
Var. Exp.	**28.778**	**19.211**	**8.979**	**8.079**	**7.321**
Var. Exp. Ac.	**28.778**	**47.990**	**56.969**	**65.048**	**72.369**

Var. Exp.: Varianza explicada; Var. Exp. Ac.: Varianza explicada acumulada

Tabla 1: Matriz reordenada de Factores rotados (Varimax)

El factor 4, "factor relieve", incluye las variables pendiente y altitud, ambas con carga positiva, explicando un 8% de la variabilidad del sistema. Esto se debe a la propia naturaleza de las rocas calizas, que originan relieves muy escarpados en las partes cacuminales de las sierras béticas, apareciendo laderas de menor pendiente en los pies de los escarpes. También cabe mencionar la relativa importancia en este factor de la variable F.G. (carga = 0,36501), lo que se explica porque en las grandes pendientes de los relieves calizos, el material original está constituido por una acumulación de cantos heterométricos compactos (derrubios de ladera) que constituyen los fragmentos gruesos de estos epipedones, además del proceso de erosión selectiva, con pérdida de elementos de la tierra fina por arrastre superficial.

El factor 5 comprende como única variable a la relación carbono/nitrógeno (C/N) y explica poca variabilidad (7,3%). Constituye por sí sola un buen índice de la fertilidad natural del suelo.

CONCLUSIONES

El epipedon medio en Sierra Mágina, en función de sus características, puede considerarse de evolución medio-alta, aunque el conjunto del suelo está poco evolucionado y es de poco espesor. Dos variables intrínsecas al suelo, carbono orgánico y contenido de arcilla y una extrínseca, la pendiente, son las que mejor explican la variabilidad de los horizontes orgánico-minerales (epipedones) de los suelos del parque natural de Sierra Mágina. La melanización (oscurecimiento del material de suelo por acumulación de carbono orgánico), la decarbonatación y la arcillización-rubefacción, son procesos detectados en estos epipedones, mediante análisis estadístico.

REFERENCIAS

Arkley, R.J. (1976): Statistical methods in soil classification research. *Advances in Agronomy*, 28: 37-70.

FA0-UNESC0 (1988): *Soil Map of the World.* Revised Legend, 60. Roma, 119 p.

Liébanas, M.G. (1999): *Nematodos Doriláimidos del Parque Natural de Sierra Mágina: Taxonomía y Análisis de su Distribución.* Tesis doctoral, Univ. de Jaén, 344 p.

Martín-García, J.M., Jiménez Espinosa, R., Delgado, G., Delgado, R., Aranda, V., Calreo, J., Sánchez-Marañón, M., Liébanas, G.M., Ariza, F.J., Alcalá, A.R., Pinilla, C. y Enríquez, C. (2000): *Mapa Geomorfoedáfico del Parque Natural de Sierra Mágina (Jaén-España).* Memoria + mapa. Informe Científico-Técnico de la Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía. Sevilla. 133 p.

Ministerio de Agricultura (1983): *Métodos oficiales de Suelos y Aguas*. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, 345 p.

Munsell Color Co. (1994): *Munsell Soil Color Charts.* Kollmorgan Instrements Corporation. New York.

Sánchez-Marañón, M., Delgado, G., Párraga, J.F. y Delgado, R. (1996): Multivariate analysis in the quantitative evaluation of soils for reforestation in the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geoderma*, 69: 233-248.

STSC Inc. (Statistical Graphics Corporation) (1999): *Statgraphics plus v. 4.1.* Statistical graphics system. (STSC), Rockville, MD, USA.

Webster, R. (1977): Quantitative and numerical methods in soil classification and survey. Clarendon Press, Oxford. U.K., 457 p.

Influencia del factor formador roca madre en la calidad de los suelos del parque natural de Sierra Mágina (Jaén)

V. Aranda[1], M. Sánchez-Marañón[2], G. Delgado[3], R. Delgado[3], J. Calero[3], G.M. Liébanas[4] y J.M. Martín-García[1]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Jaén, España. varanda@ujaen.es.
2 Departamento de Edafología y Química Agrícola. ETSIA. Universidad de Almería. Almería, España.
3 Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Farmacia. Universidad de Granada. Granada, España.
4 Departamento de Biología Animal, Vegetal y Ecología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. Jaén, España.

ABSTRACT

From a cartographic soils study and a systematical sampling of superficial horizons in the Sierra Mágina natural park, we have analyzed the influence of the rock, as original material of the soil, in the differentiation of reference levels of quality of soil and in its degree of modification. Twelve characteristics as indicative of soil quality let us to establish four reference levels of soil quality: Mollic Leptosol on calcareous-dolomitic tectonized rocs, Haplic Phaeozem on doline, Mollic Leptosol on slope calcareous deposits and Mollic Leptosol on calcareous lapiaz. Cartographic soil units on calcareous colluvial slope deposits and on lapiaz calcareous compact are the most susceptible to modify the quality of soils, fundamentally by the decrease of the organic remains contribution in the first case and by the erosion processes accelerated in the second case. The decrease in the organic carbon content, nitrogen and clay, as well as the increase in the value and chroma of the soil color are the diagnostic features more evident of the deterioration of the quality in cartographic soil units.

Key words: *soil quality, soil cartography, Sierra Mágina.*

INTRODUCCIÓN

La calidad del suelo es un nuevo concepto que alude a la capacidad del mismo para sostener productividad biológica, mantener la calidad ambiental y promover la salud del hombre, plantas y animales (Karlen *et al.*, 1997). Cuando estas funciones del suelo no pueden valorarse directamente, entonces se infieren a partir de características de suelo influyentes en las mismas, empleadas como indicadores de calidad en relación a un nivel de referencia (Bredja *et al.*, 2000).

En el parque natural de Sierra Mágina (Jaén, España), la roca madre de los suelos la constituyen rocas sedimentarias carbonatadas (calizas, dolomías, margas y materiales coluviales de todas ellas) y, en menor medida, rocas sedimentarias no carbonatadas (arcillas y arcillas con yesos). Todas ellas ejercen un fuerte control sobre el relieve del parque, apareciendo grandes escarpes sobre materiales compactos de calizas y dolomías que contrastan con suaves lomas de pendientes moderadas sobre rocas deleznables tipo marga y arcilla. Además, en gran parte del Parque Natural aparece un modelado de disolución kárstico, con el desarrollo de lapiaces estructurales así como de numerosas dolinas. Todo ello condiciona las tipologías presentes en la zona (Leptosoles, Phaeozems, Kastanozems, Chernozems, Calcisoles, Fluvisoles, Vertisoles y Antrosoles; Martín-García *et al.*, 2000), predominando los suelos de escaso espesor (Leptosoles) debido tanto al poco desarrollo edáfico como al carácter erosivo de la zona.

El objetivo de este trabajo es una primera aproximación a la calidad de los suelos de Sierra de Mágina, analizando la influencia de substrato rocoso en cuanto al establecimiento de niveles de referencia y a las modificaciones de calidad respecto de ellos por procesos degradativos.

MATERIAL Y MÉTODOS

El material de estudio lo constituyen 203 epipedones muestreados a una profundidad entre 0 y 25 cm (capas arables) y cuatro perfiles de suelo modales, todo ello perteneciente a un estudio cartográfico de suelos realizado por Martín-García *et al.* (2000). Cada uno de los epipedones se localiza en el centro de las cuadrículas UTM de 1 km^2 de superficie proyectada, en las que se divide el parque natural de Sierra Mágina (Hojas Topográficas 1:50.000 números 947 y 948 de Jaén y Torres, respectivamente).

Para la caracterización de las propiedades físicas y químicas del suelo, se emplearon los métodos analíticos oficiales del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimen-

tación (1983). Se realizaron los siguientes análisis: granulometría (porcentajes en arcilla, limo y arena de tierra fina, y porcentaje en fragmentos gruesos respecto al total de suelo), contenido de carbono orgánico y de nitrógeno total, pH (1:1 peso/peso, en agua destilada), conductividad eléctrica del extracto de saturación normalizada a 25ºC, contenido de carbonato cálcico equivalente, y color (n-hue, value y croma) en seco de superficie de agregados. El color ha sido estimado con el código Munsell (Munsell Color Co., 1994).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La tabla 1 muestra las características esenciales de los cuatro perfiles de suelo más evolucionados y sin rasgos degradativos aparentes, por antropización, en el área de estudio. Los perfiles 15, 29 y 37 son Leptosoles réndsicos y el perfil 16 un Phaeozem háplico. Comparativamente entre los Leptosoles, el perfil 15, representativo de los ambientes calizo-dolomíticos de elevada pendiente y reforestados con pinar, tiene el menor contenido en carbono orgánico, nitrógeno y arcilla, y los mayores valores de carbonatos, pH y relación C/N. Opuestamente, el perfil 29, sobre derrubios coluviales de calizas y bajo encinas, es el de mayor evolución en base a la coloración más rojiza, diferenciación de horizontes B, alto contenido de arcilla y relación C/N cercana a 10. El Leptosol réndsico de los lapiaces calizos con matorral almohadillado se diferencia de los demás por el contacto lítico a poca profundidad, pH cercano a la neutralidad y un alto contenido en materia orgánica bien humificada (% CO=14,62, C/N=9). Los Phaeozems háplicos (perfil 16) aparecen en las dolinas y son suelos de mayor espesor y evolución edáfica (humificación, decarbonatación y arcillización) en consonancia con su posición en el paisaje más allanada y acumulativa. De este modo, empleando la roca como un factor integrador es posible diferenciar en Sierra Mágina cuatro niveles de referencias de calidad de suelo representados por los suelos poco degradados sobre dolomías kakiritizadas (perfil 15), coluviones calizos (perfil 29), lapiaces (perfil 37) y dolinas (perfil 16).

En la tabla 2 se relacionan las características de las capas arables de las unidades cartográficas de suelos con su correspondiente nivel de referencia de calidad de suelo. Respecto a su perfil de referencia, las características de suelo menos variables en las unidades cartográficas fueron el contenido de grava, pH y conductividad eléctrica, lo que les atribuye un escaso valor como indicadores de calidad de suelo. Por el contrario, se aprecia globalmente una disminución en los contenidos de carbono orgánico y nitrógeno, paralelamente a un aumento en el value y croma de color (mayor claridad y cromaticidad), y texturas más gruesas. Todo ello, probablemente debido tanto a un menor aporte de restos orgánicos como a los procesos erosivos, especialmente acusados en las unidades de los lapiaces calizos y áreas coluviales también de roca caliza. No obstante, los valores de la relación C/N, si se modifican, lo hacen de un modo favorable (aproximándose a 10), lo que sugiere un mantenimiento de la actividad biológica. En las unidades con el perfil 37 de referencia apareció también una aparente rebasificación (recarbonatación e incremento del pH) de las capas arables, atribuible a un rejuvenecimiento de los suelos por continua decapitación superficial. Sin embargo, en las unidades con referencia al perfil 29 bajó el contenido de carbonatos y el pH, lo que sugiere el menor aporte de restos vegetales como la causa fundamental del descenso de carbono orgánico. Las modificaciones en los indicadores de calidad de las unidades cartográficas cuya referencia es el perfil 15 o perfil 16 son mucho menos relevantes que en los casos anteriores, indicando que son más estables en cuanto al mantenimiento de las funciones del suelo y/o que las actuaciones llevadas a cabo sobre estos suelos no conducen a una merma considerable de la calidad del suelo.

CONCLUSIONES

La calidad de los suelos de Sierra Mágina está fuertemente influenciada por el factor formador roca madre (material de partida de los suelos) ya que permite diferenciar cuatro niveles de referencia de calidad natural e influye sobre el grado de modificación de estos niveles por los procesos degradativos. Los niveles de referencia fueron Leptosol móllico sobre calizo-dolomia kakiritizada, Phaeozem háplico sobre dolina, Leptosol móllico sobre derrubio de calizas y Leptosol móllico sobre lapiaz calizo, siendo la calidad de estos dos últimos la más fuertemente modificada en las unidades cartográficas de suelos derivadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto BTE2000-1152 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Brejda, J.J., Moorman, T.D. y Dao, T.H. (2000): Identification of regional Soil Quality factors and indicators. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 2115-2124.

FAO-UNESCO (1988): *Soil Map of the World*. Revised Legend, 60, Roma, 119 p.

Karlen, D.L., Mausbach, M.J., Doran, J.W., Cline, R.G., Harris, R.F. y Schuman, G.E. (1997): Soil quality: A concept, definition, and framework for evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 4-10.

Martín García, J.M., Jiménez Espinosa, R., Delgado, G., Delgado, R., Aranda, V., Calero, J., Sánchez Marañón, M., Liébanas, G.M., Ariza, F.J., Alcalá, A.R., Pinilla, C. y Enríquez, C. (2000): *Mapa Geomorfoedáfico del Parque Natural de Sierra Mágina (Jaén-España)*. Memoria + mapa. Informe Científico-Técnico de la Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía. Sevilla, 133 p.

Ministerio de Agricultura (1983): *Métodos oficiales de Suelos y Aguas*. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid, 345 p.

Munsell Color Co. (1994): *Munsell Soil Color Charts*. Kollmorgan Instruments Corporation. New York.

PERFIL (Clasificación*)	Horizonte (Prof. cm)	Grava (%)	pH	CE_{25} (dSm^{-1})	C.O. (%)	n-hue	value	Croma	CO_3Ca (%)	C/N	N (%)	Arcilla (%)	Arena (%)	Limo (%)
15	Ah (0-21)	46	8.3	0.73	4.94	20	3	2	52.1	33	0.15	12.7	17.8	69.4
(Leptosol réndsico)	Ck1(21-47)	53	8.5	0.60	0.79	20	6	3	89.1	11	0.07	1.4	14	84.2
	Ck2(>47)	7	8.6	0.42	0.61	20	7	3	86.2	9	0.07	1.9	23.8	73.7
16	Ah1 (0-30)	0	7.6	0.86	10.4	20	2	2	0	7	1.52	23.9	3.0	72.9
(Phaeozem háplico)	Ah2 (30-50)	1.1	7.3	0.29	6.87	20	3	2	0	6	1.07	22.6	6.0	71.1
	AC (>50)	1.0	7.6	0.27	5.0	20	2	1	0	5	0.96	17.9	7.0	74.8
29	Ah (0-10)	51	7.9	1.19	17.55	17.5	3	2	12.2	14	1.25	43.6	11.3	44.7
(Leptosol réndsico)	2Bw(10-23)	70	8.1	0.91	4.91	17.5	4	3	39.5	13	0.38	39.1	25.2	35.3
	3Ck(>23)	64	8.4	0.68	1.99	20	5	3	59.0	11	0.19	20.9	36.6	41.3
37	Ah (0-14/19)	77	7.2	1.09	14.62	20	3	3	4.7	9	1.65	36.9	7.8	54.7
(Leptosol réndsico)														

Perfil 15 [Altitud: 1795 m; Pendiente: 49%; Coordenadas UTM: 461017-4174364; Roca madre: Calizas y Dolomías; Vegetación dominante: Pinar antiguo]
Perfil 16 [Altitud: 1849 m; Pendiente: 0%; Coordenadas UTM: 460235-4175226; Roca madre: Materiales de decalcificación de dolinas; Vegetación dominante: Pastizal]
Perfil 29 [Altitud: 1410 m; Pendiente: 31%; Coordenadas UTM: 452827-4178113; Roca madre: Derrubio de calizas; Vegetación dominante: Encinar denso y viejo]
Perfil 37 [Altitud: 1804 m; Pendiente: 35%; Coordenadas UTM: 462164-4176995; Roca madre: Calizas compactas (Lapiaz); Vegetación dominante: Matorral almohadillado]
CE_{25}: Conductividad eléctrica a 25ºC; C.O.: Carbono orgánico; CO_3Ca: Carbonato cálcico equivalente; C/N: Relación Carbono/Nitrógeno; N: Nitrógeno
* FAO-UNESCO, 1988. Martín-García J.M. et al. (2000)

TABLA 1: *Características de los perfiles de referencia de calidad del suelo en Sierra Mágina.*

U.C. (n° c.a.) Material geológico	P. R.	Altitud (m.)	Pendiente (%)	Grava (%)	pH	CE_{25} (dSm^{-1})	C.O. (%)	n-hue	value	croma	CO_3Ca (%)	C/N	N (%)	Arcilla (%)	Arena (%)	Limo (%)
1 (1) Calizas Karstificadas	37	1980	22	21	7.43	0.82	10.11	17.5	3	2	1.04	12.49	0.809	24.35	8.24	68.31
2 (8) Calizas+Dolomías compactas	37	1386	72	49	7.81	0.40	7.25	20.0	3.87	3.75	19.45	12.82	0.64	31.08	17.09	51.83
3 (14) Calizas+ Dolomías compactas	37	1284	48	49	7.89	0.44	4.34	20	4.89	3.86	25.22	9.67	0.43	35.16	19.85	44.99
4 (7) Calizas+Dolomías compactas	37	1654	47	58	7.79	0.43	6.90	20	4.28	3.36	13.27	10.81	0.60	32.46	14.79	52.47
6 (6) Calizas Karstificadas	16 y 37	1824	38	48	7.64	0.62	9.50	20	4.0	3.92	24.62	11.06	0.83	26.28	18.60	55.11
7 (4) Canchales de Calizas+Dolomías	29	1730	61	40.45	7.49	0.33	5.13	20	3.83	2.67	3.05	6.97	0.74	47.9	6.12	46.08
8 (11) Coluvios de Calizas+Dolomías	29	1530	47	49	7.74	0.50	7.10	20.22	4.0	3.64	21.58	10.93	0.65	26.89	17.06	56.04
9 (20) Calizas+Dolomías	29	1362	44	36.32	7.76	0.49	5.55	19.62	4.72	3.72	22.64	11.96	0.64	33.78	18.16	48.19
10 (11) Coluvios de Calizas+Dolomías	29	1269	47	39	7.62	0.32	4.75	20	4.36	3.82	15.19	8.83	0.48	35.09	19.06	45.84
11 (33) Coluvios de Calizas+Dolomías	29	1289	44	43	7.84	0.38	6.00	19.77	4.57	3.73	22.17	14.42	0.48	32.79	17.30	49.97
12 (1) Calizas	16 y 37	1720	27	55	7.78	0.53	7.54	20	3	6	6.47	8.71	0.86	20.85	11.36	67.79
13 (5) Calizas+Dolomías kakiritizadas	15	1293	52	55	8.16	0.28	3.44	20	4.7	2.8	50.94	13.12	0.26	14.76	35.41	49.82
14 (12) Coluvios Calizos	29	1112	46	49	7.98	0.35	3.13	20.2	5.25	3.71	27.43	10.02	0.31	32.41	25.61	41.73
15 (4) Calizas+Dolomías	29	17.41	44	47	7.85	0.26	5.48	19.37	4.37	4.0	18.62	7.97	0.78	29.22	23.06	47.72
16 (7) Calizas+Dolomías	15 y 29	1341	39	43	7.96	0.31	5.72	20	4.78	3.36	27.31	13.95	0.43	31.85	17.91	50.24
17 (1) Calizas Karstificadas	16 y 37	1500	42	47	7.62	0.37	5.41	20	5	4	8.34	20.49	0.264	52.2	11.87	35.93
18 (1) Margas y Margocalizas	29	950	71	49	8.17	0.22	2.39	20	5	4	8.99	7.22	0.26	51.8	8.67	39.53
19 (7) Margas	29	969	25	31	8.25	0.22	1.87	19.28	6.71	3.86	39.08	13.5	0.15	34.95	21.17	43.88
20 (2) Coluvios de Calizas y Margas	29	982	32	36	7.97	0.65	1.91	21.25	6.5	3	46.25	9.18	0.21	35.82	21.36	42.81
21 (10) Derrubios de Calizas, Dolomías y Margocalizas	29	1258	58	48	7.75	0.70	6.02	19.75	3.85	4.0	21.57	9.62	0.67	36.37	17.29	46.34
23 (2) Margas+derrubios Calizos	29	1365	26	18	7.80	0.50	4.92	20	4.5	2.25	10.60	11.16	0.45	30.57	8.15	61.27
24 (13) Coluvios Dolomía+Caliza	15	1050	42	42	8.06	0.29	3.87	19.04	5.46	4.46	30.85	14.34	0.27	26.1	27.48	46.39
25 (19) Marga+Coluvios Calizos	29	1014	25	29	8.01	0.41	2.43	18.95	6.18	4.39	35.11	12.77	0.20	37.20	18.75	44.04
26 (3) Arcillas+Yesos	29	853	30	33	8.08	0.32	2.92	20	5.67	4.33	24.83	9.53	0.28	40.32	18.79	40.89

U.C.: Unidad cartográfica; n° c.a.: número de capas arables en cada unidad cartográfica. P. R.: Perfil de referencia
CE_{25}: Conductividad eléctrica a 25ºC; C.O.: Carbono orgánico; CO_3Ca: Carbonato cálcico equivalente; C/N: Relación Carbono/Nitrógeno; N: Nitrógeno

TABLA 2: *Características de las capas arables de las unidades cartográficas de Sierra Mágina (valores medios)*

Depósitos regresivos del Carniense (Triásico Superior) en el SE de la Península Ibérica. Controles climáticos, tectónicos y eustáticos

J.A. Arche [1], J. López-Gómez [1] y J. F. García-Hidalgo [2]

1 Instituto de Geología Económica-Departamento de Estratigrafía, CSIC-UCM. 28040 Madrid. jlopez@eucmos.sim.ucm.es.
2 Departamento de Geología. Universidad de Alcalá. 28871, Alcalá de Henares, Madrid.

ABSTRACT

The sedimentary record of Late Triassic (Carnian) in the Hesperian Massif and Prebetic Zone records a local forced regression whose sediments are organised in three general coarsening-thickening upward sequences that show a lateral change from evaporitic to sabkha-salina facies in the spanish Levant area to siliciclastic and clontinental facies to the W. The alluvial sediments show also a tectonic and climate double control. Climate control was of short time and resulted in fluvial sedimentation of ephemeral character with frecuent floods that covered the alluvial plain areas. Tectonics controlled sedimentation by means of superimposed thermal and tectonic subsidence that resulted in the different channel-fill geometries and flood plains developments related to fluvial sediments as well as their associated coastal plain sediments. Based on the detailed study of fourteen selected sections and three well-logs, a N-S, SW-NE and E-W general correlation is proposed in the aproximate $8 \cdot 10^4$ km^2 that represents the estudied area.

Key words: *Keuper, Hesperian Massif, Prebetic Zone, forced regression, fluvial style.*

INTRODUCCIÓN

El Triásico Superior del SE de la Península Ibérica se encuentra en tres dominios estructurales: Borde estable del Macizo Ibérico, Prebético y Subbético. En esta zona se da un cambio progresivo de este a oeste, desde la clásica facies Keuper con evaporitas que yacen sobre los carbonatos del Triásico Medio (facies Muschelkalk) a otras esencialmente siliciclásticas rojas cuya subdivisión y correlación es problemática.

El Triásico Superior del SE de la Península Ibérica fue descrito e interpretado correctamente por primera vez por Ortí (1974) y Fernández (1977). De sus trabajos se deduce que existen dos ciclos evaporíticos mayores separados por un intervalo siliciclástico con areniscas rojas, denominado K2, Fm. Manuel o tramo II por los autores citados. La edad de esta formación es Carniense medio-superior (Zona *Secatus-densus*), según los datos palinológicos aportados por Besems (1981a,b), Solé de Porta y Ortí (1992) y de Torres (1990)

Los depósitos de este tramo siliciclástico en los bordes SE y S del Macizo Ibérico no son exclusivamente arenas, por lo que quizás no se deba emplear el nombre de Fm. Manuel en esta zona. Por otra parte, la Fm. Chiclana de Segura (Fernández, 1977; Fernández *et al.*, 1994) que comprende todos los materiales siliciclásticos rojos desde el Paleozoico hasta el Jurásico fue ya inicialmente subdividida en tres tramos (I, II y III) de los cuales posiblemente el II es equivalente lateral de la Fm. Manuel, y no la totalidad de la formación.

En las zonas Prebética Interna y Subbética también se encuentran niveles de areniscas correlacionables con la Fm. Manuel en la Fm. Hornos-Siles (López Garrido, 1971) y en el Grupo Keuper de Jaén (Pérez-López, 1991), pero la presencia simultánea de facies Muschelkalk bien datadas y de Jurásico Inferior en estas zonas, simplifica las correlaciones al acotar base y techo con precisión.

En este trabajo presentamos una revisión del tramo siliciclástico intermedio de la facies Keuper a lo largo de los márgenes SE y S del Macizo Hespérico y zonas del Prebético y Subbético, así como de zonas del borde SO de la Cordillera Ibérica y de la Depresión Intermedia (Figs. 1 y 2).

DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

El análisis petrográfico en las areniscas indica una clara variación en la madurez composicional. Así, la relación Qm-F-Lt en la zona E (alrededores de Almansa) muestra una media de 74,1%-16,0%-9% (Díaz-Martínez, 2000), mientras que hacia el Macizo Hespérico es de 61%-26%-13%.

Las series rojas triásicas de los bordes del Macizo Hespérico se depositaron sobre un enérgico paleorelieve tallado en el Paleozoico inferior en un periodo comprendido entre el Pérmico Inferior y el Triásico Superior. El paleorelieve fue un elemento pasivo durante la sedimentación de la facies Keuper, pues los sedimentos se depositaron horizontalmente, cubriéndolo progresivamente, sin discordancias progresivas que indiquen una tectónica sinsedimentaria muy activa.

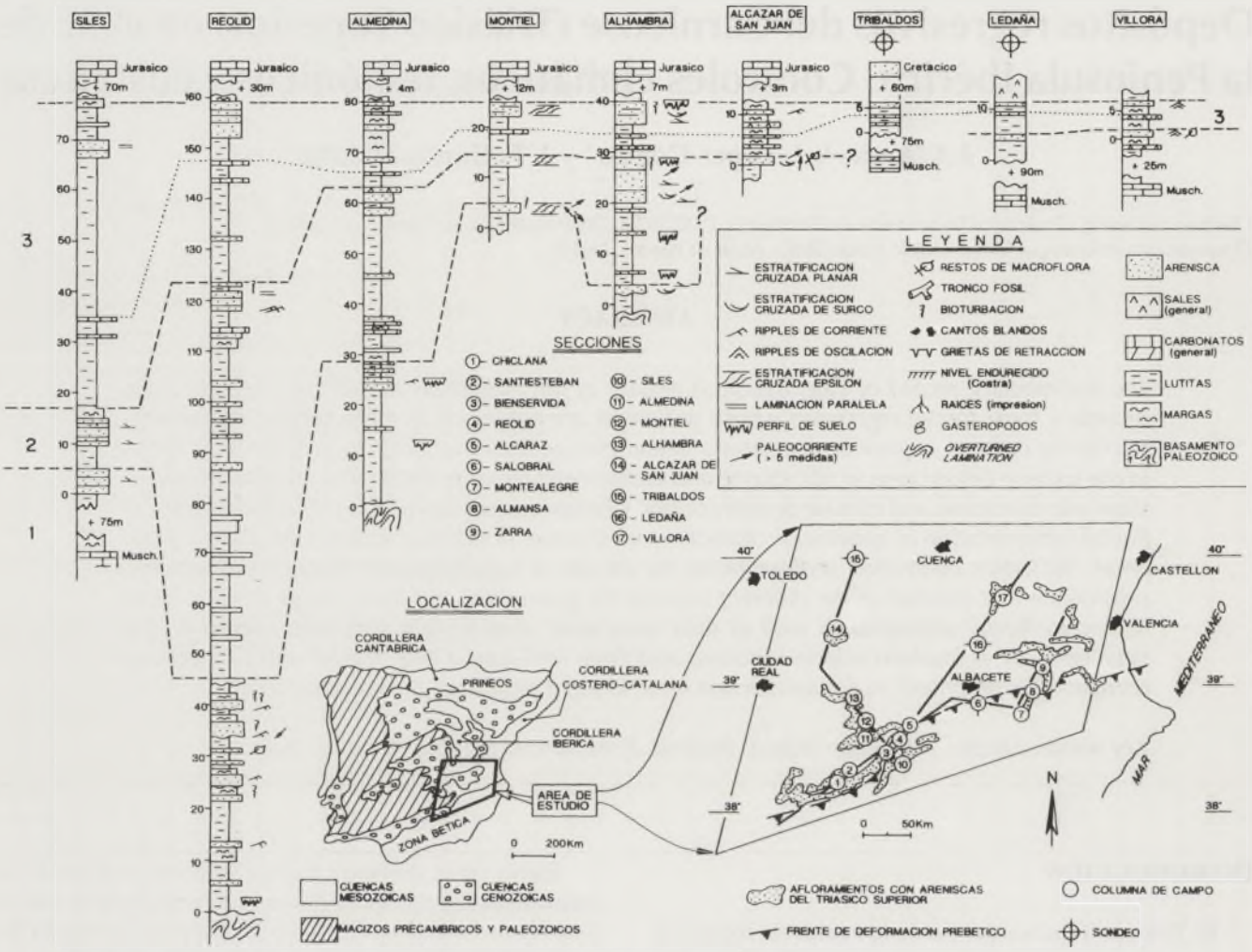


FIGURA 1: *Localización de la zona de estudio, columnas realizadas en una orientación aproximada sur-norte y correlación entre ellas.*

Los sedimentos están organizados en tres secuencias estrato- y granocrecientes (Figs. 1 y 2) que se inician con lutitas rojas y capas centimétricas de areniscas de grano fino con ripples de oscilación y ascendentes, a veces muy bioturbadas y acaban en niveles de areniscas formando cuerpos amalgamados con estratificación cruzada con *cosets* decimétricos, restos de plantas y, en ocasiones, estratificación cruzada tipo *epsilon* (Fig. 1, columna 12). Hay que destacar que a techo de cada nivel grueso se da un brusco cambio de estructuras internas, pasando a estratificación cruzada muy tendida, ripples de corriente, laminación paralela y presencia de evaporitas (yeso), especialmente patente en el tercer nivel.

CORRELACIÓN E INTERPRETACIÓN

En las facies finas situadas en la base del tercer nivel se ha encontrado un nivel-guía compuesto de dos o tres bancos decimétricos dolomíticos asociados a lutitas grises, muy por encima de la facies Muschelkalk que están presentes, por ejemplo, en los cortes de Almansa, Siles y Hornos.

Existen dos propuestas de correlación de las series detríticas de la parte media de la facies Keuper desde zonas externas como Montealegre-Alpera o Siles-Hornos hasta zonas internas como Alcaraz-Alhambra-Alcázar de San Juan. En una de ellas, Sopeña *et al.* (1990), proponen que las cinco unidades del Keuper de Levante (Ortí, 1974) se encontrarían representadas en el Triásico del borde del Macizo Hespérico reducidas en espesor y casi sin evaporitas, mientras que los carbonatos del Muschelkalk pasarían lateralmente a la base de las lutitas rojas que se encuentran sobre el Paleozoico. En otra, Fernández *et al.* (1994) correlacionan las facies Muschelkalk de Hornos-Siles con los niveles carbonatados situados entre la segunda y la tercera unidad de areniscas de Alcaraz anteriormente citadas, por lo que la parte basal de la serie correspondería a la facies Buntsandstein de edad Ladiniense inferior o más antiguas incluso.

En nuestra opinión, tanto la correlación del nivel-guía de carbonatos entre la segunda y la tercera unidad (Figs. 1 y 2), la datación como Carniense de este tramo en Alcaraz, Montealegre del Castillo y Alpera (de Torres, 1990) y la correlación de los ciclos estrato- y granodecrecientes a lo largo de toda la zona, no dejan lugar a dudas de que la primera propuesta es la correcta.

Los ciclos representan respuestas forzadas del sistema deposicional a una regresión general con tres pulsos.

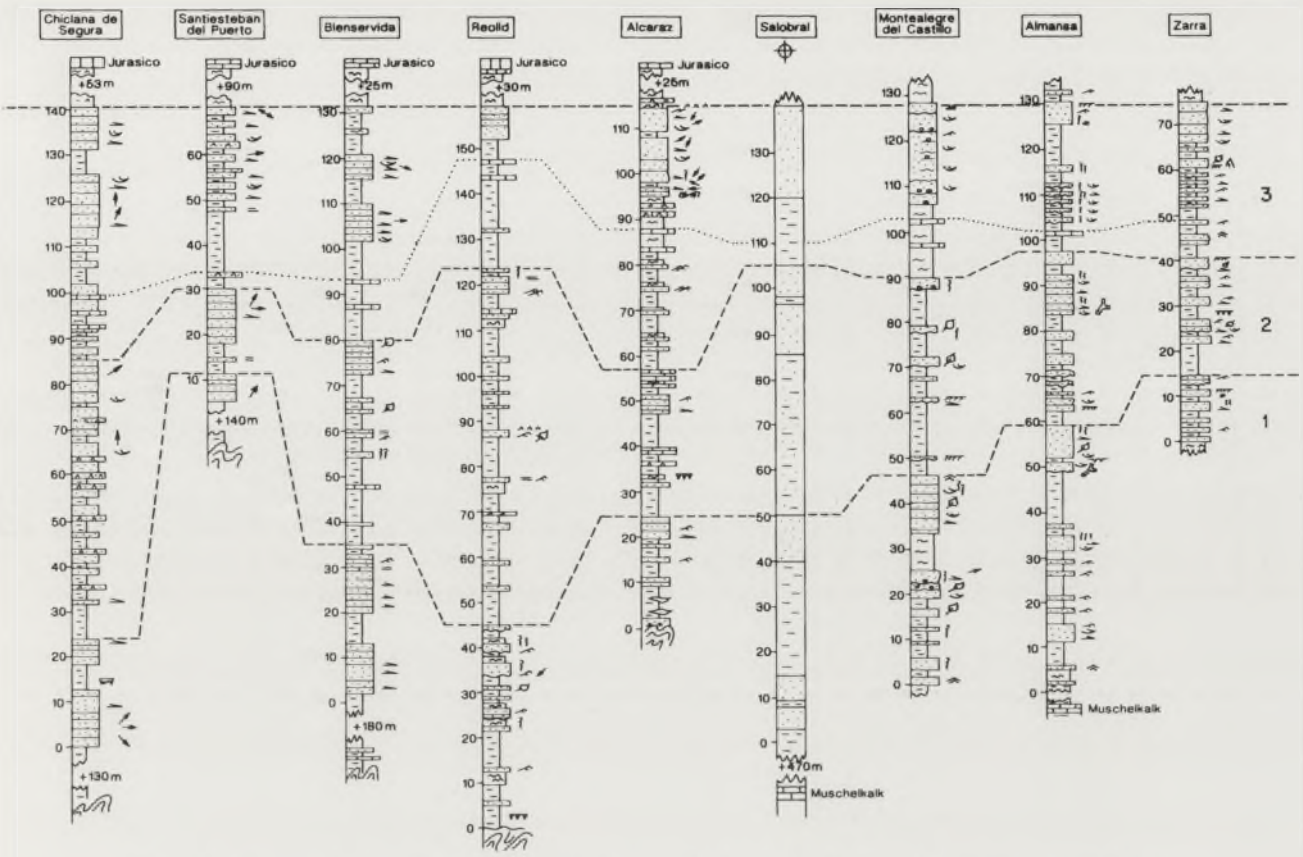


FIGURA 2: *Columnas realizadas en una orientación aproximada oeste-este. Ver leyenda y localización en figura 1.*

La máxima regresión de cada uno tendría como representación las areniscas más gruesas con estructuras de alta energía y el cambio súbito de dichas estructuras internas en el techo de cada una de ellas representaría el paso a una situación transgresiva con el consiguiente reajuste del sistema fluvial.

El borde SE del Macizo Hespérico estuvo afectado durante el Carniense por dos fallas normales de dirección NE-SO que afectaron a la tasa de subsidencia y, por tanto, al estilo de los cuerpos sedimentarios fluviales canalizados y no canalizados; una pasa entre Villanueva de los Infantes-Alhambra y Almedina-Montiel y la otra al O de Alcaraz-Reolid. En la zona más cercana al Macizo Hespérico los cuerpos arenosos canalizados presentan profundas incisiones basales con importante relieve negativo original, la zona intermedia presenta cuerpos tabulares amalgamados, y la zona más distal, cuerpos tabulares con numerosas intercalaciones lutíticas y menor grado de amalgamiento, aumentando el espesor de los intervalos lutíticos intermedios.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los sedimentos aluviales del Carniense reflejan una doble influencia: una climática, de muy corto periodo, en el que los ríos de carácter efímero recibían violentas descargas de muy poca duración, aunque suficientes para producir inundaciones en la llanura aluvial adyacente controlando el tipo de relleno de los canales fluviales, y otra de más largo periodo, tectónica, en la que se superponían la subsidencia térmica general y la subsidencia tectónica local controlada por fallas de borde de cuenca, que controlaba la geometría de los cuerpos canalizados y la abundancia relativa de depósitos finos de llanura de inundación y llanura fangosa costera asociados a los anteriores. A estas dos influencias se superpuso una regresión importante que se puede descomponer en tres ciclos menores regresión-transgresión.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración de Modesto Escudero y Carlos Sánchez en la confección de las figuras. Este trabajo es una contribución al proyecto PB 98-0488 del Ministerio de Investigación y Tecnología.

REFERENCIAS

Besems, R.A. (1981a): Aspects of Middle and Late Triassic palynology:1 Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation, Linares-Alcaraz region (SE, Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology,* 32: 257-273.

Besems, R.A. (1981b): Aspects of Middle and Late Triassic palynology: 2. Preliminary palynologycal data from the Hornos-Siles Formation, Prebetic Zone. NE province of Jaén (SE Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 32: 329-344.

Díaz-Martínez, E. (2000): Análisis composicional de la Formación Areniscas de Manuel (Triásico Superior) en las secciones de Almansa, Montealegre y Manuel (provincias de Albacete y Valencia). Zona Prebética oriental: resultados preliminares. *Geogaceta*, 27: 55-58.

De Torres, T. (1990): Primeros resultados de unas dataciones palinológicas del Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético, Subbético frontal. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas periféricas y de la zona del Levante* (F. Ortí y J. M. Salvany, Eds.). ENRESA. 219-223.

Fernández, J. (1977): *Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 173 p.

Fernández, J., Dábrio, C., Pérez-López, A. (1994): El Triásico de la región Siles-Alcaraz (Cordillera Bética). *Guía de campo. IV Congreso sobre el Pérmico y Triásico de España*. Cuenca, 47 p.

López Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 317 p.

Ortí, F. (1974): El Keuper del Levante Español. *Estudios Geológicos*, 30: 7-46.

Pérez López, A. (1991): *El Trías en facies Germánica del sector central de la Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 400 p.

Solé de Porta, N., Ortí, F (1992): Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico Superior de Valencia. *Acta Geológica Hispánica*, 17: 185-191.

Sopeña, A., Ramos, A. y Villar, M. (1990): El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (prov. Albacete). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas periféricas y de la zona del Levante* (F. Ortí y J. M. Salvany, Eds.). ENRESA. 224-231.

Mineralogía de lutitas del "Garumniense" de la cuenca de Tremp

J. Bastida [1], A.M. López Buendía[2], J. Rosell[3] y R. Linares[4]

1 Departamento de Geología. Universidad de Valencia. 461000 Burjasot (Valencia).
2 AIDICO. Instituto de la Construcción. Parque Tecnológico de Valencia. 46980 Paterna (Valencia).
3 Departamento de Geología. Unidad de Estratigrafía. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra (Barcelona).
4 Departamento de Ciencias Ambientales. Area de Geodinámica Externa. Universidad de Girona, 17071 Girona.

ABSTRACT

The Garumnian Red Beds of the Cretaceous -Tertiary boundary at the Tremp Basin (South Pyrenees, Lleida, Spain) consist from bottom to top of several units: Gray Garumnian (mixed carbonate - siliciclastic paralic deposits), Lower Red Garumnia (fluvial sediments mainly made of marls and sandstones), Vallecebre Limestones and equivalents (made of micritic lacustrine deposits) and Upper Red Garumnian (deposits related to fluvial and alluvial systems, made of marls, with sanstones, and occasionally limestones and evaporites). These deposits are overlayed by the Early Paleocene marine- transitional deposits, wich are also sampled. The main clay sheet silicates of the mineral assemblage in the marls are ±smectite, ±illite, ±kaolinite. The statistical analysis performed on XRD mineralogical data, show very low significative difefrences between marls for the different units, environments and related lithologies and are mainly the result of reworking of previous sediments and soils with an upwards climatic evolution to semi-arid to arid conditions; no significative clay diagenesis has been observed.

***Key words**: Garumnian, Pyrenees, Tremp, clays, statistical analysis*

INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

Las características composicionales de los sedimentos de la transición Cretácico-Paleoceno, han sido objeto de atención, particularmente en facies marinas y en relación con la investigación de eventos de repercusión geoquímica y paleobiológica global (Rampino y Reynolds, 1983; Chamley, 1989; Ortega *et al.*, 1998). Las aportaciones relativas al conocimiento de la composición mineralógica de las formaciones correspondientes, en el ámbito pirenáico son escasas, y prácticamente se limitan a las recogidas por Nagtegal (1972). El grado de conocimiento actual (Rosell *et al.*, 2001) en cuanto a litoestratigrafía y distribución de facies del grupo litológico denominado "Garumniense" permite abordar dicho estudio, que en nuestro caso se va a concentrar en la cuenca de Tremp-Isona, en el Prepirineo.

En la sucesión usualmente denominada "Garumniense" (Fm. Tremp, Mey *et al.*, 1968) se han reconocido clásicamente (Rosell, 1967) tres tramos (Fig. 1): lutítico rojo inferior, calizo intermedio y lutítico rojo superior, existiendo además un tramo gris basal de facies salobres y carbonosas transicionales (Rosell *et al.*, 2001). Dicha formación se presenta en las láminas cabalgantes del Montsec, y más al sur, en las sierras marginales del Prepirineo Central, así como en las láminas de Pedraforca y del Cadí (al este de la falla del Segre)

Estos depósitos yacen sobre la Fm. Areniscas de Areny, en la lámina del Montsec y sobre materiales de edad equivalente o anterior pero de diferente litología en el resto de la cuenca (Rosell *et al.*, 2001).

El tramo gris inferior consta de lutitas grises predominantes, con intercalaciones de lignitos, areniscas y calizas. Corresponde a depósitos mareales proximales (supramareal, y llanura fangosa mixta siliciclástica-carbonatada, submareal), atribuidos a la pulsación final del sistema deposicional deltáico que dio lugar previamente a la Fm. Areniscas de Areny.

El tramo rojo inferior consta de lutitas rojas con intercalaciones lenticulares de areniscas, siendo frecuente la presencia de procesos edáficos (rubefacciones y encostramientos calcáreos) en las lutitas.

El tramo calizo intermedio corresponde a la Fm. Calizas de Vallcebre (Solé Sugrañés, 1970; en Rosell *et al.*, 2001), que en la cuenca de Tremp, aparece con un espesor muy reducido, y consta de calizas micríticas con carioficeas, frecuentemente recristalizadas y con nódulos de sílex hacia techo y con *Microcodium*, existiendo paleosuelos en las zonas no lacustres. El tramo rojo superior corresponde ya al Paleoceno (Rossi, 1997; en Rosell *et al.*, 2001) y en ella predominan los tramos conglomeráticos, que en la parte oriental de la cuenca de Tremp, se intercalan en lutitas sedimentadas a partir de flujos hiperconcentrados. La parte superior de la sucesión presenta capas de oncolitos, y frecuentemente, en la cuenca de Tremp, restos de nódulos de yeso y anhidrita, y localmente, lentejones de evaporitas (García Veigas, 1988).

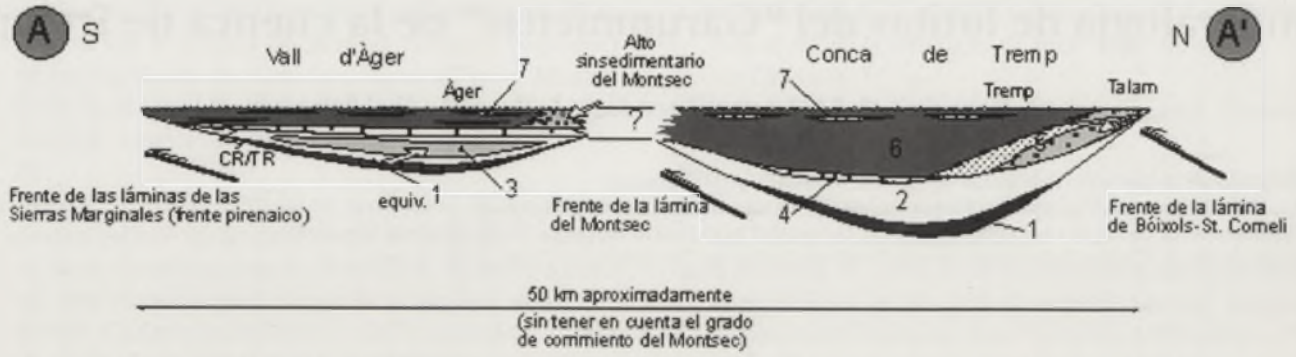


FIGURA 1: *Corte sintético de los materiales garumnienses prepirinaicos (sin escala vertical y con escala horizontal aproximada). 1.- Garumniense gris. 2, 3 y 3'.- Garumniense rojo inferior. Arcillas rojas expansivas en la base y afectadas por procesos edáficos en el resto con pequeños canales, la mayoría de facies meandriforme de areniscas (2) y areniscas fluviales de cursos trenzados (3 y 3'). 4.- Calizas de Vallcebre y equivalentes. 5, 6 y 7.- Garumniense rojo superior. Sistemas de conos de deyección torrencial conglomeráticos y areniscosos (5), paleosuelos margosos y calizas lacustres (6) y evaporitas.*

El tramo rojo superior corresponde ya al Paleoceno (Rossi, 1997; en Rosell *et al.*, 2001) y en él predominan los conglomerados, que en la parte oriental de la cuenca de Tremp, se intercalan en lutitas sedimentadas a partir de flujos hiperconcentrados. La parte superior de la sucesión presenta capas de oncolitos, y frecuentemente, en la cuenca de Tremp, restos de nódulos de yeso y anhidrita, y localmente, lentejones de evaporitas.

Sobre estos materiales se sitúam depósitos marinos transicionales del Eoceno, que también han sido objeto de muestreo, a efectos comparativos.

La enorme representación areal de las lutitas así como los importantes procesos morfodinámicos asociados (Linares, 1995) dan interés adicional al conocimiento de su variabilidad composicional, que va a ser objeto de estudio en este trabajo.

MÉTODOS

El muestreo practicado en materiales lutíticos comprende un total de 66 muestras, distribuidas en 8 columnas estratigráficas y 14 muestras puntuales. Para el tratamiento estadístico, las muestras se han etiquetado por una parte, según unidad litológica (1: Unidad Gris Inferior; 2: Unidad Roja Inferior; 3: Unidad Roja Superior; 4: Eoceno marino; 5: Eoceno continental). por otra parte, según tipo de facies (1: lacustres, 2: fluviales; 3: marinas) y también según litologías o rasgos litológicos asociados a las lutitas en el tramo muestreado (1: presencia de calizas, 2: lutitas; 3: lutitas y areniscas; 4: nódulos de yeso; 5: capas de evaporitas). Adicionalmente se han etiquetado las muestras según pertenencia a grupos establecidos por análisis jerárquico de datos composicionales

Se han practicado análisis mineralógicos por DRX mediante difractogramas de polvo desorientado de muestra de roca total, así como de agregados orientados de fracción arcilla. Los registros se han tomado en un equipo Bruker D5005, cuya operación se efectúa bajo el sistema Diffrac- Plus (Bruker AXS) , del mismo modo que la adquisición y tratamiento de datos, tomando en consideración los criterios de Warshaw y Roy (1961) para la identificación de filosilicatos y de Davis *et al.* (1989) para las estimaciones semicuantitativas

RESULTADOS. TRATAMIENTO DE DATOS

El examen de las composiciones a lo largo de columnas no permite el reconocimiento de tendencias claras; únicamente se ha apreciado una tendencia al aumento del contenido en illita hacia techo, en las series de Claret y de Talarn. En cuanto al conjunto de las sucesiones estudiadas, es significativa la mayor frecuencia de esmectitas en la columna de Orrit.

Con objeto de analizar la información analítica se han utilizado procedimientos del paquete estadístico SPSS (V.9.0), a saber: clasificación jerárquica, análisis de varianza (ANOVA) de un factor (mediante comparación de medias mediante prueba de Scheffé) y correlación múltiple.

Digamos previamente que los materiales muestreados son arcillas más o menos margosas, preferentemente de color pardo con tonos que van , en seco, desde grisáceos o amarillentos, hasta anaranjados y rojizos.

La Tabla 1 recoge los estadísticos descriptivos correspondientes a las diferentes unidades muestreadas. En la Unidad Gris Inferior (Unidad 1), la asociación mineral reconocida (dada en orden de contenidos promedio) es : ±calcita, ±illita, +caolinita, +cuarzo, +feldespatos, ±dolomita, ±esmectitas, ±pirita, ±hematites. La Unidad Roja Inferior (Unidad 2) presenta la asociación: ±calcita, ±illita, +cuarzo, ±esmectitas, ±caolinita, ±clorita, ±feldespatos, ±hematites, ±dolomita, ±pirita, ±siderita. La asociación reconocida en la Unidad 3 (U. Roja Superior) es : ±calcita, ±illita, +cuarzo, ±caolinita, ±esmectitas, ±yeso, ±hematites, ±feldespatos, ±clorita, ±dolomita, ±pirita. Las lutitas de la base del Eoceno, presentan la asociación: +illita, +calcita, +cuarzo, +caolinita, ±yeso, +feldespatos, +hematites, +esmectitas, ±dolomita, ±pirita.

Las diferencias más resaltables entre las lutitas de las Unidades Rojas, son la aparición en todos los casos, de illita, calcita y cuarzo, en la unidad superior, y la ausencia de yeso, en la inferior.

Unidad	Variable	Media	Desv. st.	Min	Max	N	Unidad	Variable	Media	Desv. st.	Min	Max	N
1							3						
	Siderita	0	0	0	0	5		Siderita	0	0	0	0	25
	Yeso	0	0	0	0	5		Pirita	0,13	0,16	0	0,54	25
	Hematites	0,05	0,11	0	0,25	5		Dolomita	0,39	0,74	0	3	25
	Pirita	0,22	0,32	0	0,69	5		Clorita	0,48	1,88	0	9	25
	Esmectita	0,39	0,4	0	0,8	5		Feldespato	0,52	0,42	0	1,5	25
	Dolomita	0,44	0,67	0	1,6	5		Hematites	0,52	0,61	0	2,2	25
	Clorita	0,48	1,08	0	2,41	5		Yeso	2,56	7,84	0	34	25
	Feldespato	0,59	0,49	0,14	1,4	5		Esmectita	12,25	17,7	0	53,33	25
	Cuarzo	10,5	7,46	2	18,65	5		Caolinita	15,51	11,85	0	40	25
	Caolinita	15,56	13,76	1	36	5		Illita	19,19	12,73	0	43	25
	Illita	25,36	22,57	0	62	5		Cuarzo	19,22	8,77	7,12	43,8	25
	Filosilicatos	41,42	22,66	24	80	5		Calcita	29,22	14,28	3,2	54,3	25
	Calcita	46,41	28,4	0	68,5	5		Filosilicatos	47,31	17,14	18	77,55	25
2							4						
	Yeso	0	0	0	0	31		Siderita	0	0	0	0	4
	Siderita	0,03	0,16	0	0,88	31		Clorita	0	0	0	0	4
	Pirita	0,14	0,27	0	1,1	31		Pirita	0,09	0,12	0	0,24	4
	Dolomita	0,15	0,29	0	1,1	31		Dolomita	0,17	0,15	0	0,35	4
	Hematites	0,22	0,33	0	1,1	31		Esmectita	0,2	0,16	0,07	0,42	4
	Feldespato	0,58	0,56	0	2,25	31		Hematites	0,49	0,34	0,13	0,94	4
	Clorita	0,65	2,27	0	11,33	31		Feldespato	0,65	0,67	0,12	1,6	4
	Caolinita	9,47	6,63	0	24	31		Yeso	2,05	2,74	0	5,8	4
	Esmectita	10,82	16,71	0	67	31		Caolinita	14,93	6,46	9,7	24	4
	Cuarzo	17,79	8,79	7,06	43,13	31		Cuarzo	19,63	4,2	15,52	24,25	4
	Illita	20,97	11,86	0	38	31		Calcita	25,05	16,03	1,1	35,1	4
	Calcita	39,2	13,03	14	66,8	31		Illita	36,75	18,63	23	64	4
	Filosilicatos	41,94	16,2	2,4	77	31		Filosilicatos	51,98	16,9	37,9	76	4

TABLA 1: *Estadísticos descriptivos de las muestras de las unidades litológicas (se ha prescindido de la única muestra tomada en Eoceno continental).*

La clasificación jerárquica (análisis *cluster*) de datos composicionales, a partir de las distancias euclídeas al cuadrado, por el método de Ward ha permitido la asignación de muestras a 5 grupos, esta clasificación presenta diferencias más significativas entre grupos (y ello se ha verificado, efectuando las correspondientes comparaciones de medias, con prueba de Scheffé), que las obtenidas considerando cuatro o tres grupos. En esta clasificación, los grupos 2 y 4 corresponden a arcillas margosas y margas; correspondiendo los grupos 1, 3 y 5 a lutitas muy poco arenosas, poco arenosas y más arenosas respectivamente, tomando en consideración el contenido en cuarzo (predominantemente concentado en la fracción granulométrica gruesa). El ANOVA de datos composicionales utilizando como variable independiente la pertenencia a cada uno de estos cinco grupos (*clusters*) arroja las diferencias significativas que se describen acontinuación . Diferencias positivas en calcita, entre 4 y todos los demás. En filosilicatos, para 1-2, 1-4, 1-5 y para 3-2, 3-4 y 3-5. En caolinita, para 3 con todos los demás. En illita, para 3-4, 3-1 y 3-5.y para 2-4, 2-1, 2-5. En cuarzo, para 5-3,5-4 y 5-1, así como para 2-1. Finalmente también existen diferencias significativas para dolomita y hematites entre 5 y todos los demás.

Se ha practicado también análisis estadístico (estadística descriptiva y ANOVA) de agrupaciones de muestras según rasgos litológicos del tramo muestreado (numeración anteriormente indicada). Como características obtenidas más notables, considerando estos grupos de litologías o rasgos litológicos, se pueden resaltar: a) predominio de calcita (siempre presente en estas lutitas) sobre filosilicatos en el grupo 1, que al igual que el grupo 3, presenta siempre caolinita; los grupos 3 y 5 presentan siempre illita; el cuarzo está siempre presente y en contenidos parecidos salvo en el grupo 1 donde dichos contenidos son inferiores; la asociación más simple se presenta en el grupo 3. El anova tomando como variable independiente la pertenencia a estos grupos, unicamente pone de manifiesto diferencia signifiactivas en calcita para 1-4, en dolomita, para 4-1,4-3 y 4-2; en hematites, para 4-1y 4-2, y en yeso, para 4-1,4-3 y 4-2. El anova practicado tomando como fuente de variación las etiquetas de tipo de facies (arriba indicadas) no ha puesto de manifiesto diferencia significativas.

Considerando el conjunto de todas las muestras, y en cuanto a correlaciones bivariadas de datos composicionales, destacan las correlaciones negativas entre filosilicatos y calcita, así como entre esmectita e illita, y entre

esmectita y caolinita, y las correlaciones positivas entre yeso y hematites y entre yeso y dolomita.

CONCLUSIONES

Las asociaciones minerales reconocidas se corresponden principalmente con asociaciones detríticas (de reciclado en sedimentos y/o suelos) y eventualmente evaporíticas. Así como las correlaciones positivas se pueden interpretar como asociadas a origen común, no ocurre lo mismo con las negativas, que deben proceder de diferentes grados de fenómenos superpuestos.

En lo esencial, las características composicionales registradas en las lutitas consideradas presentan diferencias poco significativas considerando diferentes formaciones, facies y litologías asociadas, lo cual se ha puesto de manifiesto mediante análisis de varianza.

En gran medida las asociaciones de minerales arcillosos (con abundante y frecuente presencia de esmectitas) debe proceder de reciclado de sedimentos y suelos hidromorfos. Las composiciones registradas en las facies garumnienses, se interpretan adecuadamente en el contexto paleoclimático de condiciones áridas a semiáridas señaladas por Nagtegal (1972) para el conjunto de la Fm. Tremp, a diferencia del clima tropical cálido-húmedo asignado al origen de caolinitas y esmectitas con reciclado de suelos reconocido para el tránsito Cretácico- Terciario por Chamley (1989) en áreas situadas al norte de los Pirineos. Por otra parte la conservación de esmectitas y caolinitas, así como la infrecuencia de interestratificados está también de acuerdo con cargas máximas correspondientes a unos 3.000 m sobre la Fm. Calizas del Congost establecida por Nagtegal (1972) y con el modelo de evolución de cuenca establecido por Rosell *et al.* (2001).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto 95-0092 OP. de la CICYT.

REFERENCIAS

Chamley, H. (1989): *Clay sedimentology.* Springer-Verlag, Berlin, 663 p.

Davis B, L., Smith, D.K. y Holomany, M.A. (1989): Table of Experimental Reference Intensity Ratios". *Powder Difraction*, 3: 201-206.

García Veigas, J. (1988): *La formación evaporítica de la facies Garumniense de la Conca de Tremp (Lleida).* Tesis de Licenciatura, Univ. Autónoma de Barcelona. (Inédita).

Linares, R. (1995): *Geología ambiental de la Depresión de Tremp-Isona.* Tesis doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona, 235 p. y 12 mapas. (Inédita).

Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968): Lithoestratigraphic subdivision of post-hercinian deposits in the south-central Pyrénées, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen,* 41: 21-228.

Nagtegaal, P.J.C. (1972): Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous basin in the South central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 47: 251-275.

Ortega, M., Palomo, I., Martínez F. y González, I. (1998): Geological factors controlling clay mineral patterns across the Cretaceous –Tertiary boundary in Mediterranean and Atlantic sections. *Clay Minerals,* 33: 483-500.

Rampino, M.R. y Reynolds, R.C. (1983): Clay Mineralogy of the Cretaceous-Tertiary Boundary Clay. *Science*, 219: 495-498.

Rosell, J. (1967): Estudio geológico del sector de Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lérida). *Pirineos* (1965), 21 (75-78): 9-214.

Rosell, J., Linares, R. y Llompart, C. (2001): El "Garumniense" del Prepirineo. *Boletín de la Sociedad Geológica de España* (en prensa)

Warshaw, C. y Roy, R. (1961): Classification and scheme for the identification of layer silicates. *Geolical Society of America Bulletin*, 72: 1455-1492

Magnetoestratigrafía y evolución tectonosedimentaria de la cuenca de la Pobla de Segur (Formación Collegats, Zona Central Surpirenaica)

E. Beamud[1], L. Cabrera[2], M. Garcés[3], J.A. Muñoz[1]

1 Departamento de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona. C/Martí i Franqués, s/n. 08028-Barcelona. beamud@geo.ub.es.
2 Departament D'Estratigrafia i Paleontologia. Universitat de Barcelona. C/Martí i Franqués, s/n. 08028-Barcelona.
3 Laboratorio de Paleomagnetismo CSIC-UB. Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera. C/ Solé i Sabarís s/n, 08028-Barcelona.

ABSTRACT

The continental conglomerates of the Collegats Fm. were for long considered a postorogenic unit as they fossilized an spectacular paleorelief. Nevertheless recent studies showed that these materials were also affected by compressional deformation. The chronostratigraphy of the Collegats Fm. was constrained to Middle-Upper Eocene to Oligocene based on few mammal fossil localities that yielded an MP17 (Late Eocene) mammal age for the middle part of the sequence. Thus a magnetostratigraphic study was carried out to solve the age uncertainties. Dating this conglomeratic succession is important as it represents the latest synorogenic depositional record of the South Pyrenean thrust and fold belt evolution. Moreover, a more precise dating of the development of main tectonic structures should make easier unraveling the kinematics of the late thrust emplacement in the South-Central Pyrenees.

***Key words**: Pyrenees, syntectonic conglomerates, magnetostratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

Los conglomerados de la Pobla de Segur (Fm. Collegats) representan el relleno sinorogénico de la cuenca de La Pobla de Segur, una cuenca intramontañosa localizada sobre la lámina cabalgante de Boixols, al sur del apilamiento antiformal de la Zona Axial Surpirenaica Central (Fig. 1). Los materiales sinorogénicos no suelen preservarse en el registro sedimentario por acumularse en zonas donde las tasas de erosión a menudo superan las de sedimentación (Jordan *et al.*, 1988). No obstante, las altas tasas de subsidencia asociadas a las cuencas intramontañosas del Pirineo Sur-Central han conservado perfectamente estos materiales, permitiendo el estudio de las relaciones tectónica-sedimentación y el establecimiento de una cronología relativa de la secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos (Mellere y Marzo, 1992; Mellere, 1993). En este artículo se presentan datos magnetoestratigráficos que permiten precisar la cronología de estos materiales y realizar una primera aproximación a una atribución cronológica absoluta.

LA FORMACIÓN COLLEGATS

La Fm. Collegats registra la sedimentación en un complejo de sistemas de abanicos aluviales que progradaban sobre ambientes de llanura lutítica distal y, ocasionalmente, lacustre cubriendo un área de unos 170 km^2 y alcanzando una potencia acumulada de aproximadamente 3.500 m (Robles, 1984; Robles y Ardevol, 1983). La formación fue dividida en cinco alogrupos principales, reconocidos a partir de las superficies de discordancia observables en las partes proximales de los abanicos y que se relacionan en las zonas distales con superficies de paraconformidad (Mellere, 1992; Mellere y Marzo, 1992).

Las principales estructuras geológicas en la cuenca de La Pobla de Segur son el cabalgamiento de Bóixols, que constituye su límite meridional, y el retrocabalgamiento de Morreres en el margen norte (Fig. 1). Ambas estructuras fueron activas durante el depósito de la Fm. Collegats, actividad que queda reflejada en la paleogeografía de la cuenca. Así, el retrocabalgamiento de Morreres dividió la cuenca en dos subcuencas, la cuenca de la Pobla de Segur en el bloque superior y la de Senterada en el bloque inferior. Los materiales de la Fm. Collegats se disponen discordantes sobre el paleorelieve, incidido en depósitos marinos de edad mesozoica a paleocena. No obstante, estos materiales no se encuentran únicamente fosilizando el paleorelieve, sino que es posible encontrar las distintas unidades aluviales afectadas por cabalgamientos, así como deformadas en espectaculares discordancias progresivas, registrando la deformación existente durante su sedimentación.

La edad de la Fm. Collegats se ha basado hasta ahora en los datos bioestratigráficos procedentes de los yacimientos de mamíferos de los niveles lacustres de Sossís, Claverol y Roc de Santa que asignaban una edad MP17 de cronología de mamíferos, equivalente al Eoceno Su-

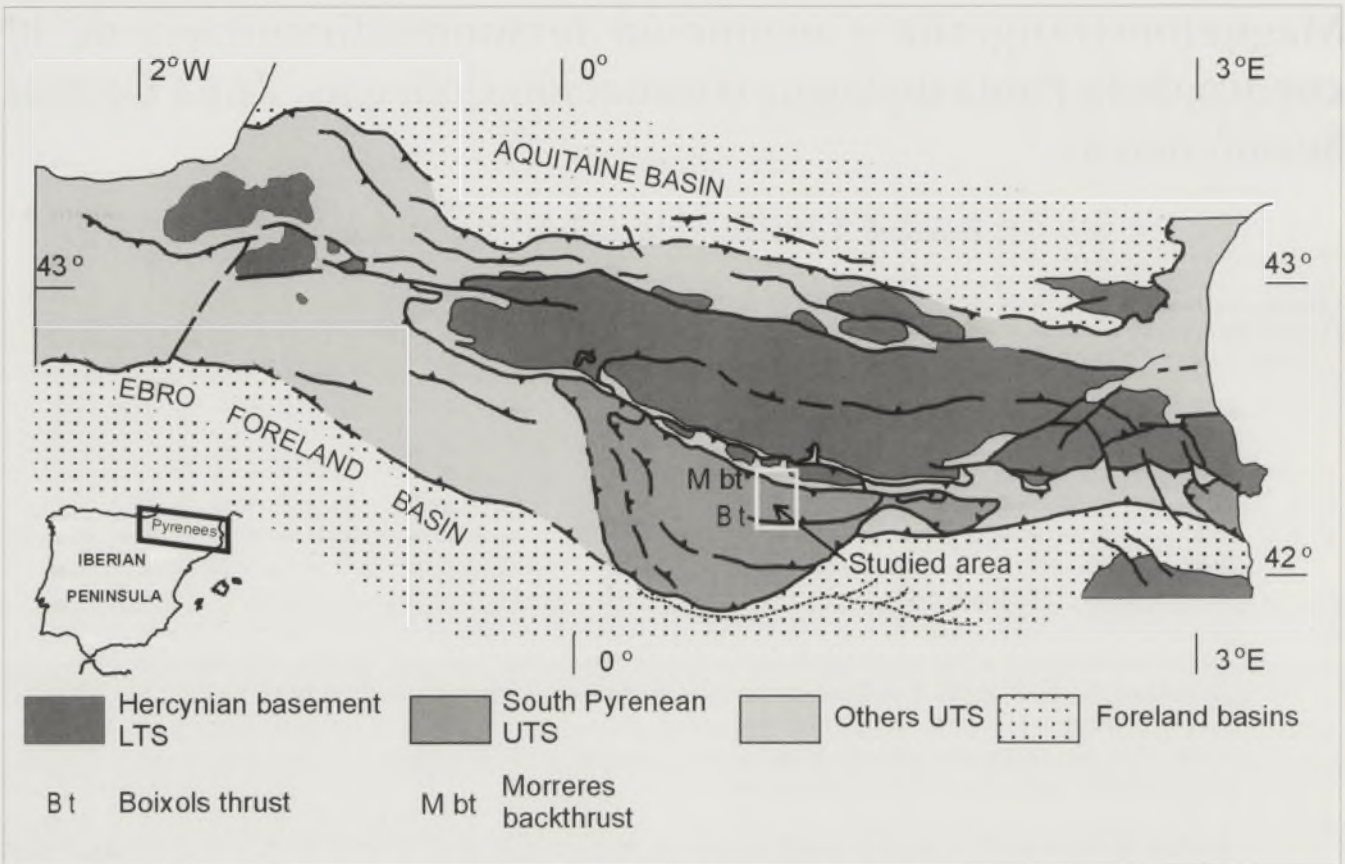


FIGURA 1: *Mapa estructural de los Pirineos y localización de la zona de estudio.*

perior, para la parte media de la sucesión (Casanovas-Cladellas, 1975; López-Martínez, 1998).

Para el estudio magnetoestratigráfico se levantó una columna sintética compuesta por 8 secciones, cubriendo más de 2.000 m de la sucesión sedimentaria. El muestreo se llevó a cabo tanto en la cuenca de La Pobla como en la de Senterada, realizándose una estación cada 2-3 m de la sucesión sedimentaria. En cada estación se obtuvieron entre 2 y 3 especímenes orientados. El análisis paleomagnético ha consistido en la desmagnetización térmica progresiva de 1 a 3 especímenes por estación y en la medida de la magnetización remanente.

RESULTADOS

Los diagramas de desmagnetización obtenidos permiten observar que la calidad de las direcciones paleomagnéticas depende en gran medida de la litología del área fuente. Las muestras procedentes de materiales derivados de áreas fuentes paleozoicas y triásicas presentan una intensidad relativamente alta (10^{-3} A/m) y una componente característica de alta temperatura que registra tanto polaridades normales como inversas. En cambio, las muestras procedentes de materiales derivados de carbonatos mesozoicos y jurásicos tienen una intensidad de magnetización más baja (10^{-4} A/m), con unos diagramas de desmagnetización que sugieren un solapamiento de componentes, seguido de un comportamiento errático a alta temperatura. En los casos en que la componente característica no presentaba una caída dirigida al origen se calcularon círculos máximos para obtener las direcciones medias de cada estación.

Las direcciones medias obtenidas para las cuencas de La Pobla y de Senterada permiten afirmar que no se han producido rotaciones de eje vertical asociadas a las estructuras paralelas al eje del cinturón de cabalgamientos. Las inclinaciones medias calculadas varían entre 35° y 40°. Estas inclinaciones, relativamente bajas, se interpretan como reflejo del error asociado a la magnetización detrítica remanente. La magnetoestratigrafía de las secciones estudiadas se obtuvo a partir de la representación de la latitud del polo geomagnético virtual. La secuencia magnetoestratigráfica se fundamenta principalmente en la consistencia de la polaridad magnética entre estaciones consecutivas. Por este motivo, las magnetozonas basadas en una sola estación no se han tenido en cuenta para establecer la escala de polaridad magnética local. Por otro lado, las magnetozonas obtenidas son, en todos los casos, independientes de los cambios litológicos.

CONCLUSIONES

A partir de estos datos se propone una correlación de la escala magnética local con la Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (Cande y Kent, 1992). Las restricciones impuestas para esta correlación son la edad del yacimiento de mamíferos (MP17) (Casanovas-Cladellas, 1975; López-Martínez, 1998), la cronología relativa de

los distintos alogrupos (Mellere, 1992) y datos procedentes de análisis de trazas de fisión en apatitos de bloques de granito contenidos en los conglomerados, que han permitido acotar la correlación para la cuenca de Senterada (Fitgerald *et al.*, 1999).

La sedimentación de los conglomerados sinorogénicos de La Pobla de Segur se extendería del Eoceno Medio al Eoceno Superior (42-35 Ma) en la cuenca de La Pobla y abarcaría todo el Oligoceno Inferior en la cuenca de Senterada (31-28 Ma). La magnetoestratigrafía ha permitido establecer la heterocronía del inicio de la sedimentación en las dos subcuencas, así como precisar la edad del solapamiento expansivo de estos materiales sobre el basamento.

A partir de esta datación es posible calcular las tasas de sedimentación para ambas cuencas. En la cuenca de La Pobla se observa un descenso de la tasa de sedimentación, desde valores cercanos a 20 cm/ky a tan sólo 2,5 cm/ky en la parte media de la sucesión, experimentando posteriormente un nuevo ascenso hasta aproximadamente 15 cm/ky. En cambio, en la cuenca de Senterada, la tasa de sedimentación se mantiene bastante constante alrededor de 9 cm/ky. Los cambios en las tasas de sedimentación en la cuenca de La Pobla pueden explicarse mediante una combinación de factores locales y regionales. La sedimentación en un principio estaría condicionada por la actividad en el margen sur de la cuenca, relacionada con el cabalgamiento de Bóixols. El desplazamiento de la actividad dominante al margen norte, representada por el retrocabalgamiento de Morreres, habría levantado la zona de sedimentación y, por lo tanto, produciría una disminución del espacio de acomodación, con el consecuente descenso de la tasa de sedimentación y una posible transferencia de materiales a otros sectores. A continuación, el emplazamiento de estructuras profundas relacionadas con el apilamiento antiformal de la Zona Axial, provocaría un incremento de la subsidencia, aumentando de nuevo la tasa de sedimentación. El emplazamiento de estas estructuras también podría haber incrementado los aportes sedimentarios.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos coordinados de la DGICYT PB97-0882-C03-01 y PB97-0882-C03-03. Las medidas paleomagnéticas fueron realizadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo (CSIC-Universidad de Barcelona) y en el Paläomagnetiklabor (Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, Austria).

REFERENCIAS

Cande, S.C. y Kent D.V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97(B10): 13917-13951.

Casanovas-Cladellas, M.L. (1975): *Estratigrafía y Paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Area del Noguera Pallaresa)*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona.

Fitgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney Baldwin, S.L. (1999): Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 157-170.

Jordan, T.E., Fleming, P.B., Beer, J.A. (1988): Dating thrust fold activity by use of Foreland Basin Strata. En: *New Perspectives in Basin Analysis* (K. Kleinspehn y C. Paola, Eds.). Springer-Verlag, New York, 301-330.

López-Martínez, N. (1998): Los yacimientos de mamíferos del Eoceno de la Pobla de Segur. En: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Pobla de Segur (Lleida)* (N. López-Martínez, J. Civis, L. Casanovas y R. Daams, Eds.). Univ. de Lleida, Lleida, 267 p.

Mellere, D. (1992): *I conglomerati di Pobla de Segur: Stratigrafia fisica e relazioni tettonica-sedimentazione*. Tesi di dottorato, Univ. de Padova, 203 p.

Mellere, D. y Marzo, M. 1992. Los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobla de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geologica Hispanica*, 27: 145-159.

Mellere, D. (1993): Thrust generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, south-central Pyrenees, Spain (La Pobla de Segur conglomerates). *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 20: 259-276.

Robles, S. y Ardevol, L. (1983): Modelo de interacción sedimentaria entre un complejo de abanicos aluviales y un sistema lacustre. En: *X Congreso Nacional de Sedimentología*, Comuncaciones, 1.80-1.85.

Robles, S. (1984): El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de la Pobla de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell (Prepirineo de Lérida). *Ilerda*, 24: 110-144.

Diagénesis temprana meteórica de la Formación Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior; *Prerift*) y de los carbonatos de la base del Grupo Tera (Tithónico; *Sinrift*) en el sector de Soria. Cuenca de Cameros. N España

M. I. Benito[1,2] y R. Mas[1]

1 Dpto. Estratigrafía. U.E.I. de Correlaciones Estratigráficas. Facultad C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. CSIC. 28040 Madrid. España.
2 Dirección actual: Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, nº 23. 28003 Madrid.

ABSTRACT

The last marine Jurassic episode of sedimentation in the Soria area corresponds to the deposition of the Torrecilla en Cameros Fm. during Lower Kimmeridgian. This formation is mainly composed by sandstones, coral reefs and oolites, and is overlain by the Tithonian continental sediments (clays, conglomerates, sandstone and lacustrine and palustrine limestones) of the Ágreda Afm. (Tera Group). The limit between both units corresponds to an edaphic surface overlain by a ferruginous crust. Associated to the subaerial exposure of the Torrecilla en Cameros Fm. during Upper Kimmeridgian, and prior to the deposition of Ágreda Afm., marine aragonite was dissolved. Both primary and secondary porosity were then cemented by meteoric non-ferroan calcite. Isotopic composition of this calcite ranges between –3.7 and –7.3 ‰ in $\delta^{13}C$ and –4.7 and –5.9 ‰ in $\delta^{18}O$. Carbonates situated at the base of the Ágreda Afm. correspond to some layers of palustrine limestones as well as conglomerates, basically composed by lacustrine and oolitic pebbles. The isotopic composition of both palustrine limestones and limestone pebbles is very similar to the isotopic composition of the meteoric cement precipitated in the Torrecilla en Cameros Fm. This suggests that the climatic conditions and the isotopic composition of the meteoric waters were very similar during precipitation of meteoric calcite in both Torrecilla en Cameros Fm. and the base of the Ágreda Afm.

***Key words**: carbonates, meteoric diagenesis, isotopes, cathodoluminescence, Cameros Basin*

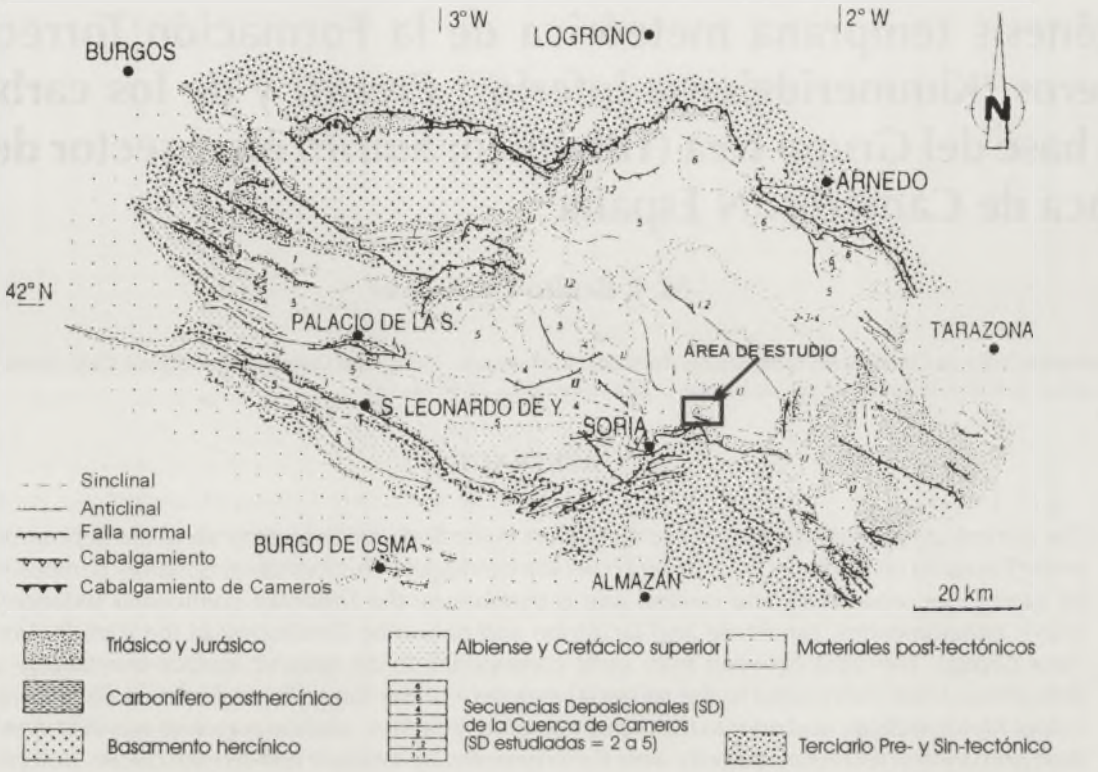
INTRODUCCIÓN

La sedimentación durante el Kimmeridgiense inferior en gran parte de la Cuenca Ibérica, y en concreto en el estrecho de Soria (Cuenca Ibérica noroccidental), tuvo lugar en una plataforma carbonática de tipo rampa que se abría hacia el sureste (Alonso et al., 1989) y en la que predominó el desarrollo de arrecifes de coral pertenecientes a la Fm. Torrecilla en Cameros (Alonso y Mas, 1990). A partir del Kimmeridgiense superior tuvo lugar una retirada progresiva del mar de la Cuenca Ibérica hacia el SE producida tanto por un descenso eustático, como por la actividad tectónica de régimen extensivo (Aurell et al., 1994). En concreto, en el Tithónico comenzó el desarrollo del rifting finijurásico-eocretácico que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros, en la que se depositaron materiales principalmente continentales, desde el Tithónico al Albiense inferior (Mas *et al.*, 1993), y en cuyo sector sur se encuentra el área estudiada (Fig. 1).

Este trabajo trata de los procesos diagenéticos que afectaron en el sector de Soria a la Fm. Torrecilla en Cameros y a los carbonatos suprayacentes pertenecientes a la base de la Aloformación Ágreda (Grupo Tera) durante las etapas tempranas de la diagénesis, de carácter meteórico.

MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO DEL ÁREA.

Este trabajo se ha realizado en un afloramiento situado al NE de Soria (Fig. 1). En este sector, la sedimentación de la Fm. Torrecilla en Cameros, de edad Kimmeridgiense inferior (Errenst, 1990, 1991), comenzó en una zona interna-media de una rampa dominada por las tormentas, de tendencia retrogradante, y con gran cantidad de aportes siliciclásticos. La sedimentación continuó con el desarrollo de colonias de corales masivos y faceloides con abundantes depósitos de tormenta intercalados y con muy poca influencia siliciclástica en una zona media y media-



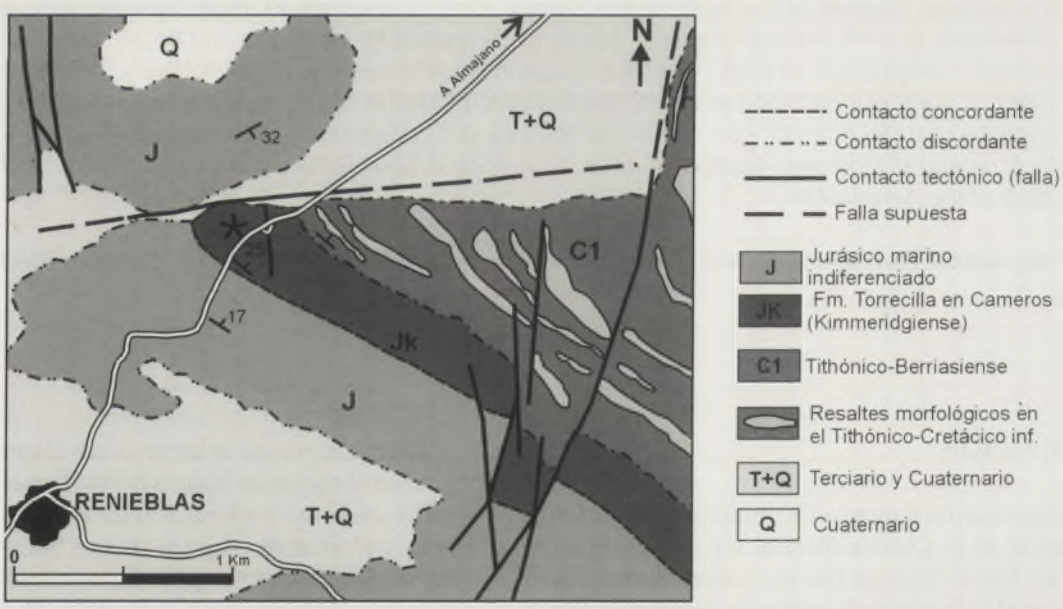


FIGURA 1: *Mapa geológico de la Cuenca de Cameros y situación del área de estudio (modificada de Guimerá et al., 1995).*

interna de la rampa. La sedimentación de esta unidad en este área finalizó con el desarrollo y progradación de barras oolíticas de *back-reef* sobre las facies arrecifales (Fig. 2).

A partir del Tithónico tuvo lugar el episodio de *rifting* que dio lugar a la formación de la Cuenca de Cameros y a su relleno por los depósitos en su mayor parte continentales del "*Weald*" (Mas *et al.*, 1993) que en conjunto presentan un espesor en este sector no superior a 2.500 m. Estos materiales continentales comienzan con el depósito de arcillas rojas, cuerpos canalizados de conglomerados y areniscas y calizas lacustres y palustres que pertenecen a la Afm. Ágreda. Esta unidad, del Tithónico (Gómez Fernández y Meléndez, 1994), se apoya discordantemente sobre las calizas de la Fm. Torrecilla en Cameros que había quedado expuesta en superficie en el Kimmeridgiense superior. El límite entre ambas unidades viene dado por una superficie edafizada y nodulizada sobre la que se sitúa una costra hematítica de hasta varios decímetros de espesor (Fig. 2). El desarrollo de esta discontinuidad tuvo una gran importancia en cuanto a la evolución diagenética temprana de la unidad arrecifal.

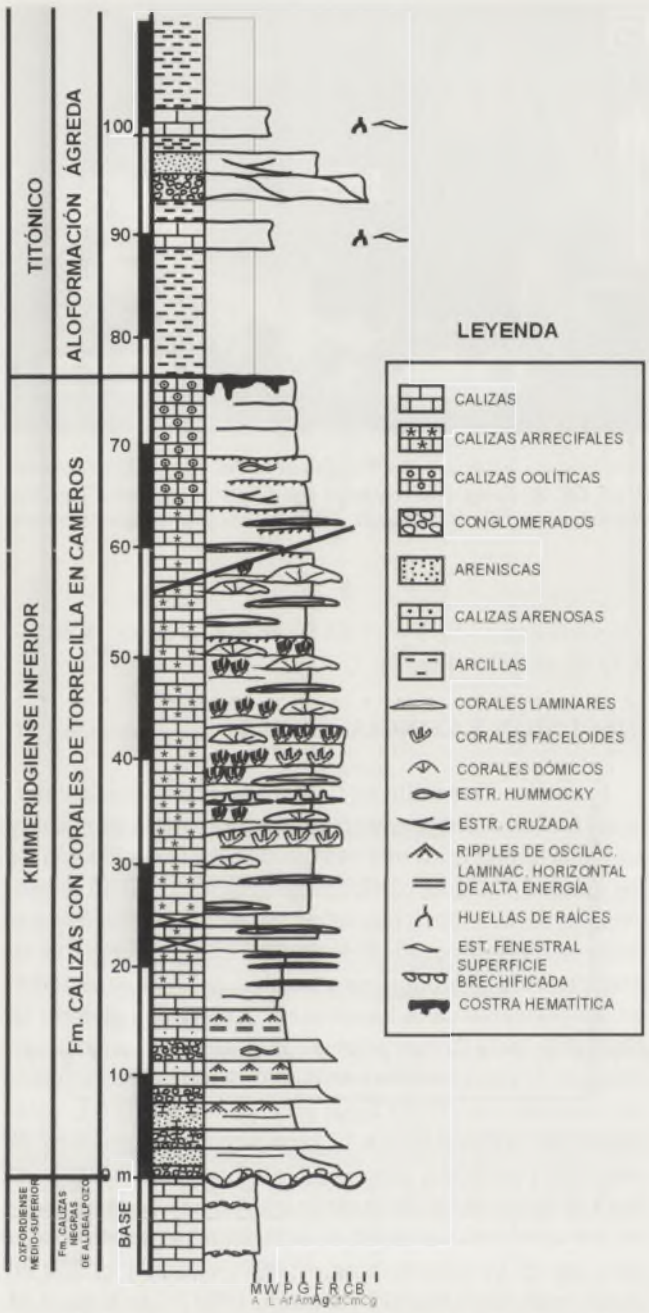


FIGURA 2: *Columna estratigráfica simplificada de la Fm. Torrecilla en Cameros en el sector de Soria.*

METODOLOGÍA

Este trabajo se ha basado en el estudio de 160 láminas delgadas, doblemente pulidas y sin cubrir, la mitad de ellas de 30 mm de espesor y la otra mitad de 150-200 mm. Todas ellas fueron examinadas mediante un microscopio de polarización acoplado a un equipo de catodoluminiscencia (CL) fría Technosyn® modelo MK-II. Una vez examinadas, las láminas de 30 mm se tiñeron con Alizarina roja S y ferricianuro potásico. Posteriormente, y basándonos en las imágenes obtenidas con la CL, se realizaron los análisis geoquímicos elementales e isotópicos en las láminas de 200 mm de espesor. Para los análisis de elementos traza se ha utilizado el equipo de microsonda electrónica de la Universidad Complutense de Madrid. Los análisis isotópicos se realizaron en el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Michigan tras la extracción de las muestras en polvo (en ningún caso superiores a 150 mg) mediante un torno de dentista acoplado a una lupa.

RESULTADOS.

Como consecuencia de la entrada de las aguas meteóricas en la Fm. Torrecilla en Cameros, una vez expuesta, se produjo la disolución y neomorfismo de los componentes marinos originalmente compuestos por aragonito, calcita de alto contenido en magnesio (HMC) e incluso calcita de bajo contenido en magnesio (LMC). La porosidad secundaria, móldica principalmente, recién creada, así como la porosidad primaria no rellena durante la diagénesis marina sinsedimentaria, fue entonces cementada por calcita no ferrosa en mosaico drúsico, cementación que fue previa a la compactación mecánica de la unidad y que no suele rellenar por completo los poros superiores a 500-1.000 mm de diámetro.

Cuando se aplica la CL se observa una zonación en los cristales del cemento en mosaico drúsico que, tanto en la porosidad primaria como secundaria, nos ha permitido discriminar una única generación de cemento. Esta generación comienza con una banda ancha NL que va seguida de una franja LB amarillenta. Este cemento finaliza con una banda LM marrón-anaranjada que, además, se tiñe de color púrpura. Las bandas LB y LM presentan un espesor relativamente mucho menor al que tiene la primera banda NL (Fig. 3A).

En el último metro de la unidad, la Fm. Torrecilla en Cameros, constituida por calizas oolíticas, puede presentar una intensa ferruginización. En esta zona del techo de la unidad la porosidad intergranular y móldica, principalmente, está cementada por un mosaico drúsico de calcita no ferrosa. Cuando se aplica la CL se observa que este cemento presenta una primera generación de calcita NL que puede rellenar por completo la porosidad. Sin embargo, en muchos casos y tras una superficie de corrosión, esta generación va seguida de una generación que presenta en primer lugar, y sólo en algunas ocasiones, un zonado NL-LB seguido de una franja LB y finalmente de otra LM marrón-anaranjada y algo ferrosa.

La composición elemental del cemento en mosaico drúsico, a lo largo de toda la unidad, varía según la luminiscencia que presenta. La composición elemental media de las bandas NL es: $(Ca_{99,8}Sr_{0,004}Mg_{0,074}Fe_{0,02}Mn_{0,01})(CO_3)_{100}$, la de la bandas LB es: $(Ca_{99,6}Sr_{0,004}Mg_{0,99}Fe_{0,01}Mn_{0,2})(CO_3)_{100}$, y la de la última banda de LM es: $(Ca_{99,41}Sr_{0,008}Mg_{0,36}Fe_{0,26}Mn_{0,049})(CO_3)_{100}$.

La composición isotópica del cemento en mosaico drúsico de la mayor parte de la unidad varía entre valores de –3,68 y –7,32 ‰ en $\delta^{13}C$ y entre –4,74 y –5,89 ‰ en $\delta^{18}O$, correspondiendo los valores más negativos en carbono a los cementos analizados de la parte superior de la unidad (Fig. 4). Por otro lado, la composición isotópica de los

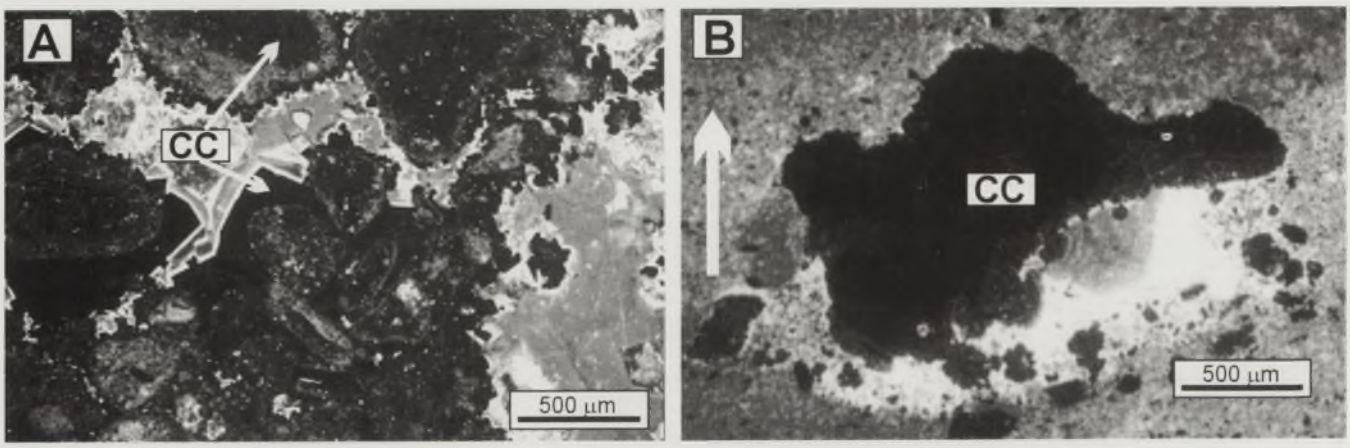


FIGURA 3: *A. Fotografía realizada con CL en la que se observa la porosidad intergranular y móldica en una muestra de la Fm. Torrecilla en Cameros cementada por calcita en mosaico drúsico (CC) que presenta un zonado NL-LB-LM. B. Fotografía realizada con CL de la porosidad fenestral desarrollada en las calizas palustres de la Afm. Ágreda cementada por un mosaico drúsico (CC) de calcita NL-LB creciendo gravitacionalmente (la flecha indica el techo de la unidad).*

cementos precipitados en la zona de techo de la unidad, donde las calizas están ferruginizadas es de –5,10 a –7,12 ‰ en $\delta^{13}C$ y de –4,15 a –5,10 ‰ en $\delta^{18}O$ (Fig. 4).

Han sido también estudiados, petrográfica e isotópicamente, los carbonatos de la base de la unidad suprayacente continental Ágreda. En esta unidad, de edad Tithónico (Gómez Fernández, 1992), se han analizado por un lado los cantos de calizas pertenecientes a los depósitos conglomeráticos de canal situados en los primeros tramos de esta unidad y por otro, los niveles de calizas palustres que se sitúan estratigráficamente por debajo y por encima de los depósitos canalizados (Fig. 2).

Gran parte de los cantos de caliza que se encuentran en los depósitos de canal corresponden a calizas *mudstone* y *wackestone* con granos de cuarzo de origen lacustre y palustre que en ocasiones presentan textura alveolar-septal y nodulización. La composición isotópica de la matriz micrítica de estos cantos varía desde –2,74 a –7,53 ‰ en $\delta^{13}C$ y de –5,05 a –5,80 ‰ en $\delta^{18}O$ (Fig. 4). También son muy abundantes los fragmentos de calizas oolíticas que, en muchos casos, presentan una intensa ferruginización. La composición isotópica del cemento de calcita en mosaico drúsico, no ferrosa y NL, que se encuentra tanto en la porosidad intergranular como en la porosidad móldica de estos cantos es de –7,55 a –8,04 ‰ en $\delta^{13}C$ y de -4,16 a –4,91 ‰ en $\delta^{18}O$ (Fig. 4).

Los niveles de calizas palustres que se encuentran por debajo y por encima de los cuerpos canalizados están constituidos por calizas *mudstone* de color rojizo que presentan una intensa nodulización y porosidad fenestral rellena parcial o totalmente por sedimento interno y cementada posteriormente por un cemento de calcita en mosaico no ferrosa y NL-LB que, en algunos casos, se dispone gravitacionalmente (lo que sugiere que precipitó en un ambiente vadoso) (Fig. 3B). La composición isotópica de la matriz micrítica de estas calizas es de –6,88 a –7,07 ‰ en $\delta^{13}C$ y de –5,27 a –5,72 ‰ en $\delta^{18}O$. La composición isotópica del cemento de calcita no ferrosa en mosaico que se encuentra en la porosidad fenestral de estas calizas varía entre –5,99 y –7,63 ‰ en $\delta^{13}C$ y entre –4,80 y –5,72 ‰ en $\delta^{18}O$ (Fig. 4).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la Fm. Torrecilla en Cameros, el cemento de calcita en mosaico drúsico, que rellena porosidad primaria y secundaria precipitó una vez producida la disolución de los corales y demás partículas aragoníticas como consecuencia de la exposición subaérea de la unidad. Sus características petrográficas y geoquímicas sugieren que su precipitación se produjo en un ambiente freático meteórico. La variación en la luminiscencia y en el contenido en elementos traza de este cemento indica que existieron condiciones de precipitación cambiantes durante el crecimiento cristalino. En primer lugar precipitó la franja NL, relativamente más ancha, en la zona activa del acuífero de naturaleza oxidante. Seguidamente precipitaron las bandas LB bajo condiciones subóxicas en una zona estancada del acuífero con un Eh lo suficientemente alto como para que el Fe estuviera en estado oxidado y el Mn en estado reducido (Machel y Burton, 1991). Las zonas LM también precipitaron en una zona estancada del acuífero, aunque con un Eh ya lo suficientemente bajo como para que el Fe estuviera ya en estado reducido, como consecuencia, probablemente, del progresivo enterramiento de la unidad a medida que se iba produciendo la sedimentación de la Aloformación suprayacente Ágreda.

Las composiciones isotópicas de este cemento en mosaico drúsico son también típicas de las calcitas meteóricas (Allan y Matthews, 1982; Lohmann, 1987). Presentan valores negativos y variables en el $\delta^{13}C$ y negativos, aunque más constantes, en el $\delta^{18}O$, cuyo un valor medio es de –5,3 ‰ (Fig. 4). Estas características isotópicas indican, además, que este cemento precipitó en un sistema abierto, como lo refleja la composición isotópica relativamente constante en O (procedente en origen de la composición isotópica en O de las aguas a partir de las cuales precipitó) y con influencia de C ligero orgánico proce-

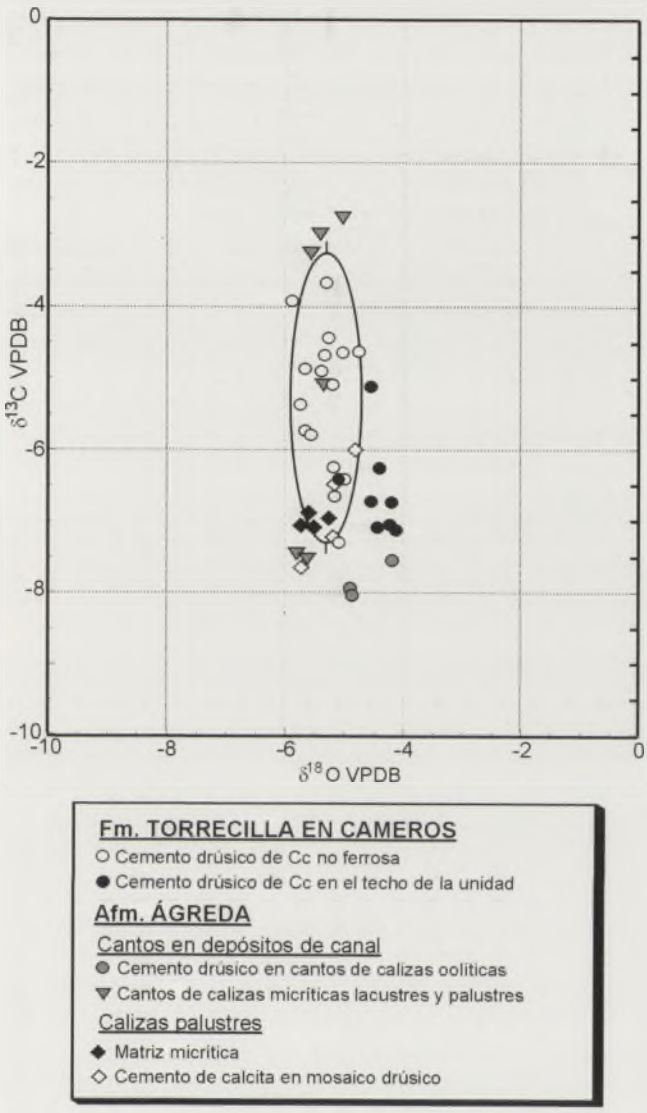


FIGURA 4. *Composición isotópica de C y O de las fases diagenéticas estudiadas en la Fm. arrecifal de Torrecilla en Cameros y en la Afm. Ágreda en el sector de Soria. La elipse define la media (± 2 desviaciones estándar) de los valores isotópicos de la calcita en mosaico drúsico precipitada en la Fm. Torrecilla en Cameros (salvo el cemento precipitado en el techo de la unidad).*

dente de la oxidación de la materia orgánica del suelo (Allan y Mathews, 1982; Lohmann, 1987). De hecho, los valores más negativos en C se han obtenido en el cemento en mosaico drúsico precipitado en las facies oolíticas de la parte superior de la columna estratigráfica.

Solamente en el último metro de la sección estratigráfica este cemento presenta una composición isotópica en conjunto más pesada en O (Fig. 4), lo que probablemente se deba al hecho de que en las zonas más superficiales y cercanas al suelo las tasas de evaporación son mayores lo que habría producido el enriquecimiento de estas calcitas en el oxígeno más pesado respecto a las del resto de la unidad.

Con respecto a los carbonatos de la Afm. Ágreda, las composiciones isotópicas de los cantos de calizas palustres y lacustres de los cuerpos canalizados así como de los niveles estratificados de calizas palustres de la base de esta unidad continental son muy similares a las del cemento de calcita en mosaico drúsico precipitado en la Fm. Torrecilla en Cameros (Fig. 4). Este hecho sugiere que en ambos casos la precipitación de la calcita se produjo a partir de aguas de composiciones isotópicas similares y bajo condiciones ambientales también similares. Es decir, probablemente no existieron variaciones climáticas importantes en este área durante el periodo de tiempo durante el cual se produjo la precipitación de la calcita meteórica (Kimmeridgiense superior-Tithónico¿basal?) en la Fm. Torrecilla en Cameros y en la base de la Afm. Ágreda.

El cemento de calcita en mosaico drúsico que rellena la porosidad de los cantos de calizas oolíticas ferruginizados, por su parte, presenta una composición isotópica muy similar a la del cemento de calcita precipitado en las calizas oolíticas ferruginizadas del techo de la Fm. Torrecilla en Cameros, de cuya erosión, probablemente, procedieron estos cantos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto PB97-0298 del Ministerio de Educación y Cultura

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29: 797-817.

Alonso, A., Aurell, M., Mas, J.R., Meléndez, A. y Nieva, S. (1989): Estructuración de las plataformas del Jurásico superior de la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. En *XII Congreso Español de Sedimentología.* Comunicaciones, 175-178.

Alonso, A. y Mas, J.R. (1990): El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 173-198.

Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A. y Salas, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 369-396

Errenst, C. (1990) Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete (Fazies, paläogeographie und beschreibung der korallenfauna). Teil 1. *Palaeontographica, A*, 214: 121-207.

Errenst, C. (1991): Das korallenführende Kimmeridgium der nordwestlichen Iberischen Ketten und angrenzender gebiete (Fazies, paläogeographie und beschreibung der korallenfauna). Teil 2. *Palaeontographica, A*, 215: 1-142.

Gómez Fernández, J.C. (1992): *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica.* Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 343 p. (Inédita)

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

Guimerá, J., Alonso, A. y Mas, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). En: *Basin Inversion* (J.G. Buchanan y P.G. Buchanan, Eds.). Geological Society, London, Special Publication, 88: 433-453.

Lohmann, K.C. (1987): Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.) Springer-Verlag, Berlin, 58-80.

Machel, H.G. y Burton, E. (1991) Factors Governing Cathodoluminescence in Calcite and Dolomite and their Implications for Studies of Carbonate Diagenesis. En: *Luminiscence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (Ch.E. Barker y O.C. Kopp, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 25: 37-57

Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuencafinijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 6: 129-144.

El Pliensbachiense de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: análisis secuencial

A. P. Bordonaba y M. Aurell

Departamento de Ciencias de la Tierra. Estratigrafía. Universidad de Zaragoza.

ABSTRACT

The Pliensbachian sediments in the northern part of the Iberian Chain are constituted by marls and limestone facies. In these sediments is possible to recognize six shallowing-upward sequences. All of them are represented by marls and mudstone that change to wackestone and packstone with a ferruginous crust at the top of the sequence. This work shows that the oscilations of the sea level during the Pliensbachian produced changes in the environment, evolving from open sea to outer and middle platform.

***Key words**: Pliensbachian, shallowing-upward sequences, Iberian Chain*

INTRODUCCIÓN

La sedimentación en las cuencas del este de Iberia durante el Jurásico Inferior tuvo lugar en una plataforma epicontinental, que presentaba unos dominios más abiertos hacia el norte y noroeste. Ello determina que en los dominios septentrionales de la cuenca, representados por los afloramientos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, se encuentran depósitos relativamente profundos. En concreto, la mayor parte del Pliensbachiense inferior está representado por una sucesión de margas y margocalizas, que ha sido denominada Fm. Almonacid de la Cuba (Comas-Rengifo, 1985; Comas-Rengifo *et al.*, 1999). La unidad es equivalente lateral de las calizas de plataforma interna y media de la parte superior de la Fm. Cuevas Labradas. Por encima, el Pliensbachiense superior está representado por las formaciones Cerro del Pez y Barahona (Goy *et al.*, 1976) (Fig. 1). En el presente trabajo, se han estudiado las fms. Almonacid de la Cuba, Cerro del Pez y Barahona en la parte septentrional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, entre las localidades de Ariño, al norte y Castel de Cabra, al sur, en la provincia de Teruel (Fig. 2). Se ha tomado como límite inferior la ruptura sedimentaria de la base de la Fm. Almonacid de la Cuba (intrabiozona *Jamesoni*, Pliensbachiense inferior), representada por una superficie bioturbada, encostrada y ferruginizada y como límite superior, la superficie encostrada a techo de la Fm. Barahona (límite Pliensbachiense-Toarciense). El análisis secuencial del Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica ha puesto de manifiesto la existencia de dos secuencias de depósito asimilables a ciclos de tercer orden; una inferior, de edad Pliensbachiense inferior (que incluye la Fm. Almonacid de la Cuba) y otra superior, de edad Pliensbachiense superior (correspondiente a las fms. Cerro del Pez y Barahona, Yébenes *et al.*, 1988). En este trabajo se han identificado las variaciones de facies y correlacionado secuencias de mayor orden dentro de estas dos secuencias, permitiendo establecer la evolución paleogeográfica del sector.

ANÁLISIS SECUENCIAL

En los sedimentos del Pliensbachiense, se ha llegado al reconocimiento de seis secuencias de somerización. Su representación sintética y correlación se muestra en la figura 3. Las secuencias diferenciadas tienen un espesor relativamente uniforme a lo largo de todo el sector de estudio, que oscila entre 4 y 12 m. Por lo general, se inician con sedimentos margosos de plataforma externa, que pasan de forma gradual a depósitos bioclásticos de plataforma media. Las secuencias se encuentran limitadas por superficies encostradas, bioturbadas y ferruginizadas.

El Pliensbachiense inferior está representado por la Fm. Almonacid de la Cuba. Su potencia varía entre 22 m en Castel de Cabra y 32 m en Ariño. Las facies más comunes son margas y calizas micríticas con microfacies de *mudstone*. Hacia la parte superior aparecen términos *wackestone* a *packstone* estratificados en capas poco potentes. Los bioclastos son principalmente braquiópodos, gasterópodos y crinoides, de varios milímetros a centímetros. Generalmente se trata de niveles con pequeños surcos bioclásticos. Al sur se reconocen capas con microfacies de *packstone* que contienen algas, gasterópodos, braquiópodos, bivalvos, crinoides, ostreidos, foraminíferos y con numerosos intraclastos. De modo general, desde el perfil de Castel de Cabra hasta el perfil de Ariño se observa un incremento gradual en el espesor y el contenido en margas, así como una disminución progresiva de la proporción de restos fósiles. Dentro de la Fm. Almonacid

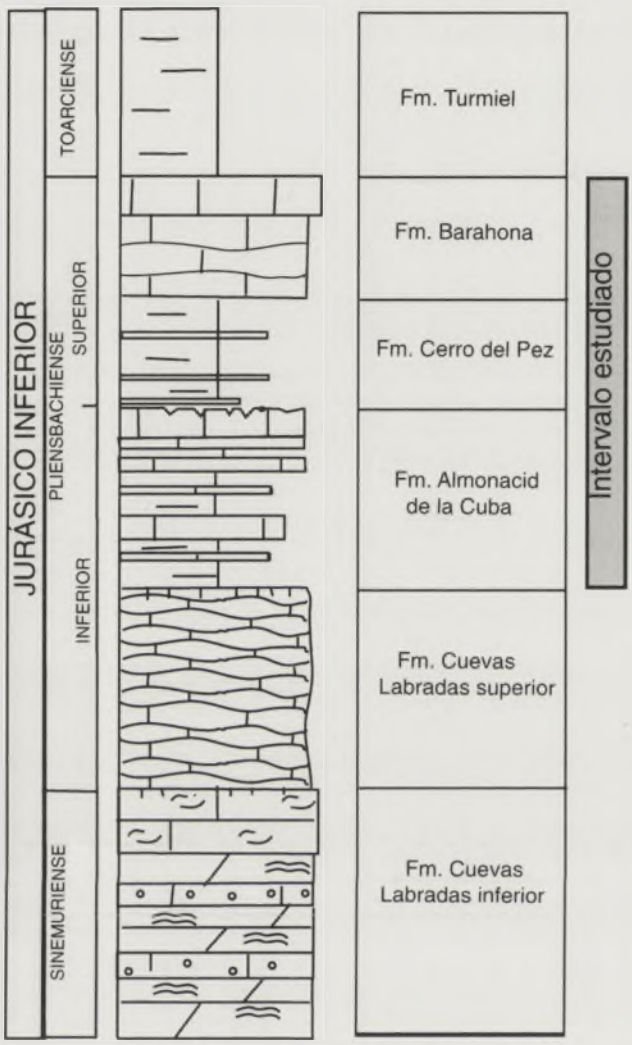


FIGURA 1: *Columna estratigráfica sintética.*

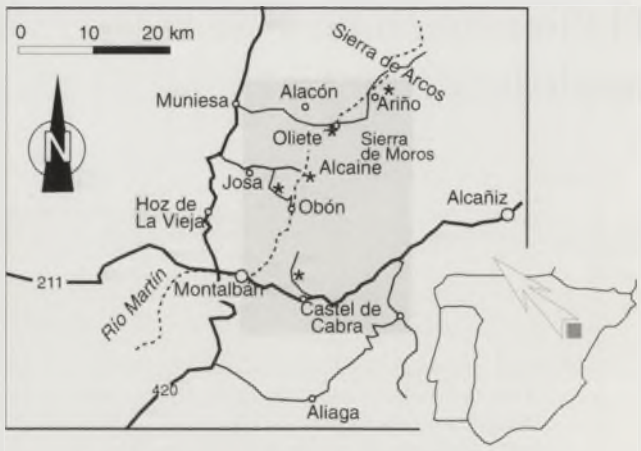


FIGURA 2: *Situación geográfica del sector de estudio.*

de la Cuba se han diferenciado cuatro secuencias de mayor orden.

Secuencia I. En los perfiles de Ariño a Obón, la secuencia se inicia con sucesivos niveles de margas con intercalaciones de calizas *mudstone*, en estratos de 10 cm. En Castel de Cabra, las margas están escasamente representadas y predominan los niveles de *wackestone* bioclástico.

Secuencia II. Se inicia con un nivel margoso y margocalcáreo, al que siguen calizas *mudstone*; el último nivel es de *packstone*, sobre el que se desarrolla una costra. En Castel de Cabra la secuencia está formada por una serie de bancos con microfacies *wackestone-packstone* irregulares, con intercalaciones margosas, en los que destacan la presencia de algas calcáreas, corales coloniales, crinoides, ostreidos, braquiópodos y bivalvos. (Bordonaba *et al.*, 2000) A techo aparece un nivel de *packstone* bioclástico, que además, presenta intraclastos de costras algales.

Secuencia III. Predominan las margas, entre las que se intercalan calizas con microfacies de *mudstone* bioturbadas. El último banco es más bioclástico y su techo es una superficie ferruginizada. En Castel de Cabra sin embargo, aparecen capas de *packstone* con niveles de tempestitas bioclásticas.

Secuencia IV. Al norte, la secuencia se inicia con un tramo potente de *mudstone* que pasan a *wackestone* y niveles de *packstone*. En Obón y Castel de Cabra aparecen niveles de margas y de *mudstone* en la base, que pasan a *wackestone*. El techo de la secuencia es una superficie bioturbada y ferruginizada.

El Pliensbachiense superior está representado por las fms. Cerro del Pez y Barahona (Goy *et al.*, 1976). Su potencia oscila entre 13 y 26 m. La Fm. Cerro del Pez presenta facies de margas grises con intercalaciones de calizas con microfacies de *mudstone*. Los niveles margosos tienen espesores de 10 a 55 cm y los bancos calizos, de 10 a 25 cm, presentan ocasionalmente pequeños surcos bioclásticos. La Fm. Barahona presenta facies de calizas bioclásticas, con microfacies de *wackestone* a *packstone*, de aspecto noduloso, de color gris o pardo, estratificadas en capas medias y finas. Presenta gran abundancia de ostreidos, pectínidos y belemnites. Además contienen braquiópodos, gasterópodos, crinoideos y fragmentos de intraclastos micritizados. Las texturas debidas a bioturbación son muy abundantes destruyendo las evidencias de estructuras de depósito. Es habitual encontrar superficies bioclásticas acumuladas en láminas por eventos de tormentas. A veces existen niveles de colonización que se presentan como superficies encostradas y perforadas. En las formaciones Cerro del Pez y Barahona se han diferenciado dos secuencias, denominadas V y VI.

Secuencia V. El tramo inferior de la secuencia, que corresponde a la Fm. Cerro del Pez, son margas verdes, que pueden presentar alternancia de finos niveles de *mudstone*. En ellas, se pueden diferenciar secuencias de mayor orden de profundización (Comas-Rengifo *et al.*, 1999). El tramo superior está formado por calizas de microfacies *wackestone* y *packstone*, con surcos bioclásticos. A techo, se desarrollan varios niveles con bioturbación y una costra ferruginizada.

Secuencia VI. El término inferior, poco potente, está representado bien por margas con niveles de *mudstone* o exclusivamente por *mudstone*. El tramo medio y superior está formado por varios bancos de calizas con microfa-

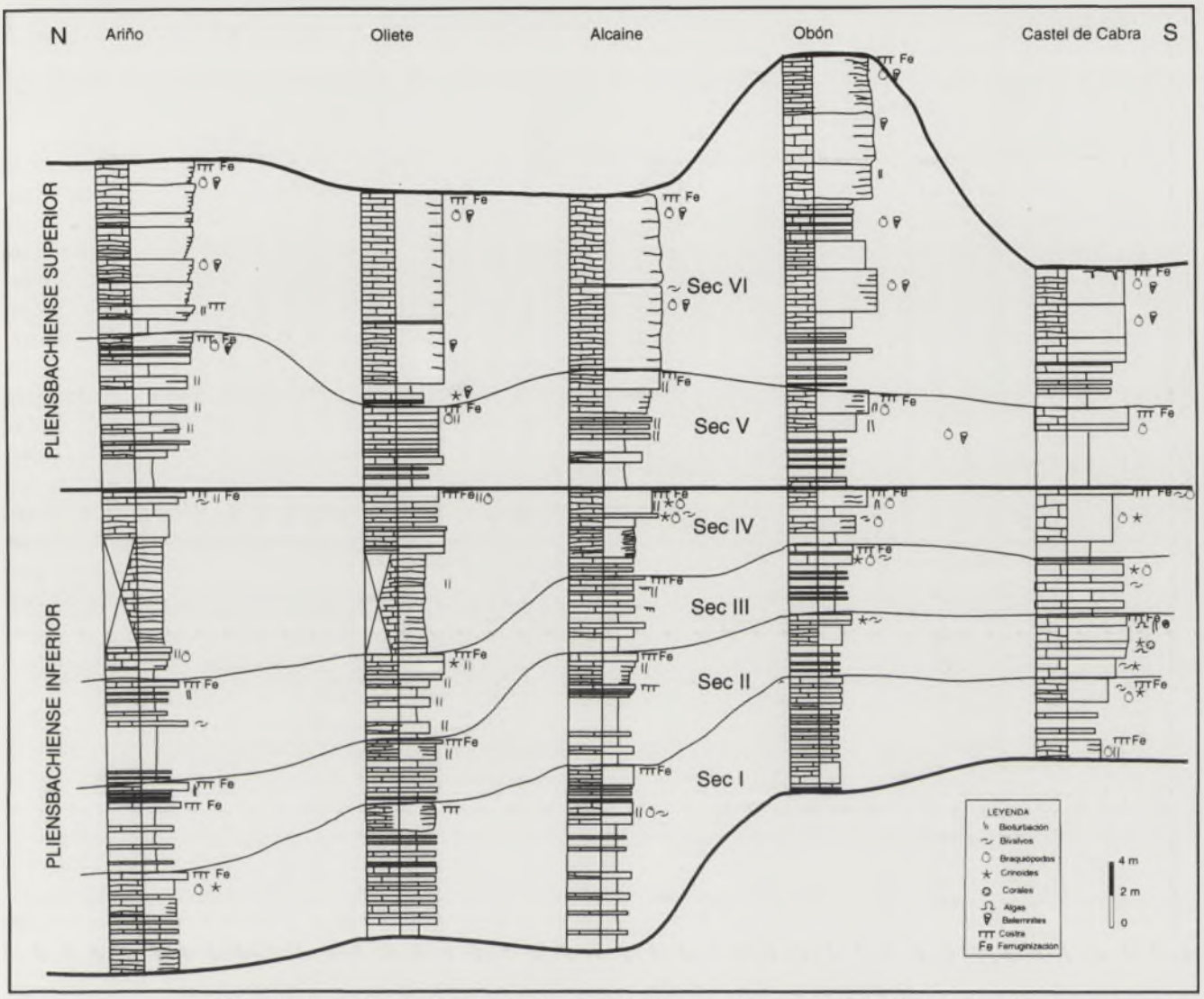


FIGURA. 3: *Representación sintética de columnas estratigráficas en el sector y correlación de secuencias.*

cies de *wackestone* y *packstone*, con grandes bioclastos, que presentan abundantes perforaciones y bioturbación en el techo de las capas. En Alcaine, no existen margas y aparecen los niveles de *packstone* sobre una costra bioturbada y con abundantes fósiles. En Obón la secuencia está representada por un conjunto muy potente. El techo de la secuencia es en todos los casos una costra ferruginizada.

INTERPRETACIÓN

La sedimentación de la Fm. Almonacid de la Cuba tuvo lugar en una plataforma externa de baja energía. En ella se produjo la sedimentación de materiales terrígenos finos y de fangos carbonatados. Los fondos se encontraban bajo el nivel del oleaje, aunque ocasionalmente se verían afectados por el oleaje de tormentas, lo que produciría el lavado de parte del fango carbonatado y la acumulación de bioclastos en pequeños niveles o lentejones. Localmente, en el sector de Castel de Cabra, se desarrollaron zonas arrecifales, como indican los niveles de *packstone* bioclásticos con corales y algas (Bordonaba *et al.*, 2000). Existiría una relación entre estas facies coralinas y una zona de umbral, localizada al sur y el desarrollo de una rampa homoclinal hacia el norte. Las cuatro secuencias diferenciadas, que se reconocen en amplios sectores de la cuenca sin notables variaciones de espesor, pueden ser atribuidas a sendos ciclos eustáticos dentro del Pliensbachiense inferior.

La Fm. Cerro del Pez se sedimentó en un medio de plataforma externa, bien comunicada con el mar abierto, lo que indica una profundización, con la instalación progresiva de condiciones marinas de baja energía sobre la plataforma. Con la Fm. Barahona se inicia de nuevo la somerización. La sedimentación de la Fm. Barahona se produjo principalmente en una plataforma media de gran extensión geográfica, en la cual existió una gran proliferación de organismos. En momentos de tempestades se producía la remodelación de los fondos, provocando el transporte de bioclastos y de fango carbonatado y su acumulación en bancos bioclásticos. Algunos de estos bancos pudieron quedar emergidos generando un sistema de

isla barrera y creando ambientes de baja energía en determinados dominios de la plataforma. Entre estos eventos de mayor energía, existían momentos de sedimentación lenta. En este tiempo, tendría lugar la formación de superficies encostradas, perforadas por organismos y ferruginizadas. A mitad del depósito de la Fm. Barahona tuvo lugar una pequeña transgresión, con depósito de margas de plataforma externa, que dio lugar al inicio de una nueva secuencia más somerizante. En este trabajo, se pone en evidencia que durante el Pliensbachiense tuvieron lugar numerosas oscilaciones del nivel del mar, produciendo la variación de ambientes desde plataforma externa a media.

REFERENCIAS

Bordonaba, A. P., Bádenas, B. y Aurell, M. (2000): La Unidad Almonacid de la Cuba en el sector de Obón-Castel de Cabra (Teruel). *Geotemas*, 1: 163-166.

Comas–Rengifo, M. J. (1985): *El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, 591 p.

Comas-Rengifo, M. J., Gómez, J.J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N. y Rodrigo, A. (1999): El Jurásico Inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (Sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 25: 27-57.

Goy, A., Gómez, J. J. y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Mitad norte I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32: 391-423.

Yébenes, A., Comas-Rengifo, M. J., Gómez, J. J. y Goy, A. (1988): Unidades tectosedimentarias en el Lias de la Cordillera Ibérica. En: *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. Comunicaciones, 108-109.

La moganita, una nueva perspectiva en el estudio de las rocas de la sílice

M.A. Bustillo

Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal 2. Madrid 28006. abustillo@mncn.csic.es.

ABSTRACT

Moganite (formerly SiO_2-G) is a novel monoclinic silica polymorph and it is a widespread distribution component in microcrystalline silica rocks. The identification of moganite in the presence of a large proportion of quartz is difficult by microscopy or other usual mineralogical methods. Rieltveld refinements of powder X-ray diffraction or a position-sensitive detector system allows identification and quantification by XRD. Raman analysis also provides a measure of moganite content and the micro-Raman permit to know their spatial variation in the microcrystalline textures. The results obtained indicate that moganite occurs as a metastable phase that transforms to quartz, if sufficient time or a change in ambient conditions are produced. Then, the general diagenetic sequence of the silica rocks up to now known (opal A→opal CT→Quartz) must be revised because moganite is part of the opaline maturation sequence. The moganite is abundant in arid environments and it is likely due to the lack of water available to support the dissolution of moganite and simultaneous precipitation of quartz. More data about the moganite in evaporitic environment may determine special kind of sulphate or alkaline environments.

***Key words**: moganite, identification techniques, maturation sequence, arid environments, alkaline fluids.*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de ignimbritas cercanos a la localidad de Mogán (Gran Canaria) aparecen afectados por un conjunto de grietas cuyos rellenos, que fueron estudiados inicialmente por Flörke *et al.* (1976), revelaron la presencia de una fase silícea no conocida, que fue llamada "silica G". Posteriormente, después de numerosos análisis químicos, datos de difracción de rayos X, y microscopía electrónica con difracción de electrones, Flörke *et al.* (1984) proponen que se trata de un nuevo mineral, que denominan Moganita. Tras varios años de discusión sobre si debería ser aceptado como un nuevo polimorfo, ha sido finalmente reconocido como tal por el *New Minerals Committee* de la IMA (99-035). La estructura cristalina de este polimorfo fue definida por Miehe y Graetsh (1992), después de diferentes estudios de DRX con refinamiento de Rietveld, difracción de electrones y TEM, fundamentalmente, y se deriva de la estructura del cuarzo. La estructura esta construida por capas alternativas de planos (1011) de cuarzo destrogiro y levógiro que corresponden a una ley periódica de macla del Brasil a escala de la celda unidad.

Después de su caracterización en 1984, esta fase, considerada minoritaria y restringida, es motivo de algunos estudios sin concederle la importancia que se merece hasta que Heaney y Post (1992) realizan un estudio sistemático de más de 150 muestras de sílex y calcedonias de la colección de minerales del Museo de Historia Natural de Nueva York. Estos autores encuentran que la mayoría de las muestras tienen entre un 5 y un 80% de moganita, no apareciendo, sin embargo, en las muestras que estaban alteradas en superficie o por fluidos hidrotermales. La moganita es un polimorfo tan frecuente que se puede decir que aparece en todas las rocas de la sílice, siendo la excepción aquellas constituidas únicamente por cuarzo macrocristalino. La razón de que no fuera conocido este polimorfo hasta hace pocos años se debe a que aparece en cantidades que no suelen sobrepasar el 20% del total de la roca y a que siempre esta asociado con el cuarzo que enmascara su presencia. Su identificación pudo ser realizada por primera vez en Mogán porque allí, en las grietas de las ignimbritas, su riqueza llega en ciertos puntos al 85%.

CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS.

En lámina delgada la moganita no tiene ni texturas ni forma de aparición precisas. Se asemeja a las texturas microcristalinas y a las texturas fibrosas del cuarzo (calcedonias). Cuando aparece en forma de texturas fibrosas, frecuentemente estas son *length- slow* (elongación positiva) (Flörke et al., 1984). En Mogan predominan las texturas muy microcristalinas y las formas fibrosas

length-slow muy pequeñas, apareciendo una birrefringencia estriada generalizada que se ha descrito también en determinadas silcretas con moganita (Bustillo, 2001a,b). Heaney y Post (1992) consideran que la moganita es un redescubrimiento de la lutecita, pero no es real. En este sentido hay que señalar que aunque existen sílex con lutecita que presentan difractogramas de moganita, hay localidades donde ha sido encontrada la moganita en importantes proporciones y no aparece la lutecita (Bustillo 2001a, b).

IDENTIFICACIÓN DE LA MOGANITA

Obtener la mejor forma de identificación y cuantificación de moganita esta todavía en estudio (Bustillo, 2001b). En los diagramas en polvo de DRX la moganita no queda patente porque los picos mas importantes se superponen a los del cuarzo, y solo puede ser identificada cuando se magnifican mucho los difractogramas. Sólo si se trabaja con refinamiento de Rietveld se pueden detectar cantidades inferiores al 20 %, o hacer una cuantificación precisa de la proporción de moganita. En un simple difractograma en polvo, las características más relevantes son: (1) un hombro cercano al pico dominante del cuarzo a 3,34 Å, (2) presencia de dos picos a 4,45 y 4,38 Å adyacentes al 4,26 Å del cuarzo y (3) aparición de dos reflexiones adicionales a 3,11 y 2,88 Å. Ultimamente, Rodges y Cressey (2001) proponen ciertas modificaciones en el detector de DRX para identificar y cuantificar (semi) rápidamente sin el refinamiento de Rietveld.

En los últimos años, la espectrometría de Raman se ha revelado como una técnica rápida de identificación e incluso de cuantificación. El espectro de la moganita en Raman presenta los picos más intensos en 501, 220 y 129 cm^{-1}, siendo el más definitorio el primero. Si además se utiliza micro-Raman, las identificaciones son puntuales dentro de la roca, y así, en muestras de Mogan, donde en DRX con refinamiento de Rietveld se habían encontrado valores del 80%, Kingma y Hemley (1994) con micro-Raman llegan a encontrar puntualmente el 100%. Los estudios realizados por Götze *et al.* (1998) sobre cuantificación de moganita revelan que los datos que se obtienen por micro-Raman son siempre mas altos que los que se obtienen por DRX, ya que por espectroscopia vibracional pueden ser detectados nanocristales de moganita, laminas muy pequeñas de ella y planos cristalinos de maclas que no pueden ser reconocidos en DRX. A pesar de todos estos datos, Parthasarathy *et al.* (2001) consideran que la espectrometria vibracional no es apropiada para la cuantificación de moganita porque las orientaciones cristalograficas preferentes, como sucede en las calcedonias, influyen en los resultados.

CONSIDERACIONES SOBRE EL SIGNIFICADO GENETICO DE LA MOGANITA

La moganita aparece en la mayoría de las rocas de la sílice, y por lo tanto, en principio es independiente de la génesis o ambiente de formación de la roca silícea. Encontramos referencias de su existencia en rocas y situaciones muy diferentes, como por ejemplo en: emanaciones hidrotermales, ágatas en rocas volcánica, corales silicificados, numerosos tipos de cherts, incluso tan especiales como los del Lago Magadi (Kenia), silcretas, etc. Lo que sí parece significativo es la proporción en que se da. En la mayoría de los casos la moganita aparece en cantidades inferiores al 20% y lo que es ya más relevante, es que aparezca con enriquecimientos superiores.

Aunque los estudios realizados hasta la actualidad son escasos, y a veces por lo tanto se valoran hechos casuales, los casos descritos en que se ha encontrado moganita en altas proporciones son los cherts del Lago Magadi, las ignimbritas de Canarias y últimamente en rellenos de ciertos basaltos en la India (Parthasarathy et al., 2001).

En las ignimbritas de Canarias la moganita aparece en zonas de caliches que contienen yesos y halitas. Por otra parte, el lago Magadi es una cuenca evaporitica con depósitos de carbonatos e hidróxidos alcalinos. En los basaltos se habla también de ambiente evaporítico, aunque es un concepto deducido. Por lo tanto, los casos encontrados sugieren que altas actividades de álcalis, sulfatos o ambos, e incluso iones férricos (Heaney, 1995), pueden jugar cierto papel en la precipitación de la moganita.

Heaney (1995), basándose en la frecuencia de aparición de moganita y sus asociaciones, establece las siguientes hipótesis de trabajo: (i) la moganita desaparece con la edad ya que es muy escasa o no existe en rocas anteriores al Cretácico, (ii) la moganita con el tiempo se transforma a cuarzina, y (iii) en los medios en que se produce magadiita, puede darse la siguiente secuencia de transformación diagenética: magadiita→kenyaita→moganita→quarzina→cuarzo.

Las propiedades cinéticas y termodinámicas de la moganita obtenidas por Gislason *et al.* (1997) implican que la moganita se disuelve más rápidamente y es más inestable termodinamicamente que el cuarzo. Ello confirma los datos de Heaney y Post (1992) de que la moganita no aparece en los cherts alterados y explica su escasez en rocas con una edad superior a 100 Ma Gislason *et al.* (1997) explican además que la alta proporción de moganita encontrada en ambientes áridos recientes se debe a la falta de agua, que caracteriza estos ambientes, lo que impide disolver la moganita y reprecipitar simultáneamente el cuarzo.

Los estudios realizados sobre *sinters* silíceos (Rodgers y Cressey, 2001) han podido precisar otros aspectos de la génesis de la moganita. Por ejemplo, consideran que la moganita es parte del proceso de envejecimiento de la sílice opalina, y que es una fase metaestable que acaba por transformarse a cuarzo si hay tiempo suficiente o cambian las condiciones ambientales.

CONCLUSIONES

Poder identificar y cuantificar moganita por técnicas rápidas va a posibilitar el estudio petrológico de las rocas

silíceas desde nuevas perspectivas. Las rocas formadas en ambiente evaporítico o alcalino van a ser las más afectadas y van a presentar nuevas posibilidades de interpretación genética, pudiéndose valorar quizás la aridez de su formación. La pauta diagenética general establecida para las rocas silíceas (ópalo A→ ópalo CT→ cuarzo), con todas sus variaciones y factores que la influyen, también va a tener que ser reconsiderada porque la moganita se presenta como una fase intermedia entre el ópalo y el cuarzo.

AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB98-0668-CO2-01. Mi agradecimiento a los Dres. A. Aparicio del Museo de Ciencias Naturales y F. Hernán de la Universidad de La Laguna, Tenerife, por haber puesto a mi disposición muestras procedentes de Mogán.

REFERENCIAS

Bustillo, M.A. (2001a): Cherts with moganite in continental Mg-clay deposits: an example of false Magaditype cherts, Madrid Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 71: 436-443.

Bustillo, M.A. (2001b): Técnicas de identificación de moganita, un nuevo polimorfo de la sílice de amplia distribución. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* (en prensa).

Flörke, O.W., Jones, J.B. y Schmincke, H.U. (1976): A new microcrystalline silica from Gran Canaria *Zeitschrift for Kristallographie*, 143: 156-165.

Flörke, O.W., Flörke, U., y Giese, U. (1984): Moganite. A new microcrystalline Silica-Mineral. *Neues Jahrbuch Mineralogie Abhanlungen,* 149: 325-336.

Gislason, S.R., Heaney P.J., Oelkers E. y Schott J. (1997): Kinetic and thermodynamic properties of moganite, a novel silica polymorph. *Geochemica and Cosmochimica Acta*, 61: 1193-1204.

Götze, J., Nasdala, L. y Kleeberg, R. (1998): Occurrence and distribution of «moganite» in agate/chalcedony: a combined micro-Raman, Rietveld, and cathodoluminescence study. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 133: 96-105

Heaney, P. y Post, J.E. (1992): The widespread distribution of a novel silica polymorph in microcrystalline quartz varieties. *Science*, 255: 441-443.

Heaney, P.(1995): Moganite as an indicator for vanished evaporites: a testament reborn?. *Journal of Sedimentary Research*, 65 A: 633-638.

Kingma, K. y Hemley, R.J. (1994): Raman spectroscopic study of microcrystalline silica. *American Mineralogist*, 79: 269-273.

Miehe, G., y Graetsch, H. (1992): Crystal structure of moganite: a new structure type for silica. *European Journal of Mineralogy*, 4: 693-706.

Parthasarathy, G., Kunwar, A.C. y Srinivasan, R. (2001): Occurrence of moganite-rich chalcedony in Deccan flood basalts, Killari, Maharashtra, India *Euopean Journal of Mineralogy,* 13: 127-134.

Rodgers, K.A. y Cressey, G. (2001): The occurrence, detection and significance of moganite among some silica sinters. *Mineralogical Magazine,* 65: 157-167.

Composición y procedencia de los sedimentos detríticos del Cretácico Inferior de las subcuencas occidentales de la cuenca del Maestrazgo.

M.A. Caja[1], R. Marfil[1], R. Salas[2] y C. Rossi[1]

1 Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. de Geología. Univ. Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n, 28040 Madrid. mcaja@eucmos.sim.ucm.es.
2 Departamento de G.P.P.G. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona. Martí i Franqués s/n. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

A thick succession of Lower Cretaceous, predominantly continental clastic sediments ("Weald" facies) crop out in the westernmost sub-basins of the Maestrazgo Basin (eastern Iberian Range, Spain). 62 sandstone samples from the Mora, Castellar, and Camarillas Fms. have been thin sectioned and studied using transmitted-light and scanining electron microscopy, and 41 samples were point counted (300-400 points per thin section). The sandstones of the Mora and Castellar Fms. are similar, having mean compositions of $Q_{86}F_8R_6$ and $Q_{86}F_{10}R_4$, respectively. They are relatively rich in plagioclase and metamorphic rock fragments, lacking K-feldspar. The sandstones of the Camarillas Fm. have mean compositions of $Q_{78}F_{14}R_8$ (Peñagolosa subbasin) and $Q_{75}F_{23}R_2$ (Galve and Aliaga subbasins). They are relatively rich in K-feldspar and, locally, in plutonic rock fragments. In all the studied sandstones, the diagenesis has changed significantly the depositional abundances in feldspar, which is partly dissolved or replaced by kaolin and calcite. The sandstones of the Mora and Castellar Fms. derive in part from low- and medium-grade metamorphic terrains. In contrast, the sandstones of the Camarillas Fm. derive in part from crystalline terrains that were located to the W or NW.

Key words: *sandstone provenance, diagenesis, Weald facies, Lower Cretaceous, Maestrat Basin*

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA

Dentro de la cuenca Mesozoica del Maestrazgo (sector oriental de la cordillera Ibérica), durante el periodo de *rift* Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Oxfordiense terminal-Albiense medio) se diferenciaron varias subcuencas. Este trabajo se centra en las tres más occidentales: las de Aliaga, Galve y Peñagolosa, situadas entre las provincias de Teruel y Castellón (Salas y Guimerá, 1996) (Fig. 1). Durante el Cretácico Inferior, en estas subcuencas se depositaron sedimentos siliclásticos fluviales con intercalaciones de carbonatos lacustres (facies *Weald*), pasando a techo a carbonatos marinos. Las formaciones estudiadas (Fig. 2), de base a techo, son: Fm. Areniscas de Mora, en adelante Fm. Mora (~140 m de espesor, Berriasiense terminal) que solo aflora en la subcuenca de Peñagolosa; Fm. Areniscas y Calizas de Castellar o Fm. Castellar, (~80-140 m de espesor, Valanginiense terminal-Hauteriviense medio); y Fm. Areniscas de Camarillas, abreviadamente Fm Camarillas, (~125->250 m de espesor, Hauteriviense terminal-Barremiense) (Salas, 1987). La Fm. Mora, y cuando ésta no existe la Fm. Castellar, yace discordante sobre el Jurásico Superior. El contacto entre la Fm. Mora y la Fm. Castellar, así como el que separa la Fm. Castellar de la Fm. Camarillas, son discontinuidades regionales (Salas *et al.*, 2001).

METODOLOGÍA

Se han levantado 8 columnas estratigráficas, recogiéndose 62 muestras de areniscas para su posterior estudio en lámina delgada. Las muestras se impregnaron al vacío con resina de poliéster coloreada. Las láminas se tiñeron con alizarina roja-S, ferricianuro potásico y cobaltinitrito sódico para facilitar la distinción de carbonatos y feldespatos. Después de su estudio petrográfico, se realizaron análisis modales sobre 41 areniscas de tamaño medio a fino, contándose entre 300 y 400 puntos por lámina. Salvo que se indique expresamente, los porcentajes de los diferentes componentes se refieren al volumen de roca total. Las abundancias relativas de los tipos de cuarzo (Qm: cuarzo monocristalino; Qp2-3: cuarzo policristalino, 2-3 subcristales; Qp+3: cuarzo policristalino, más de 3 subcristales) se expresan recalculadas al 100%. En algunas muestras, la composición mineralógica se ha complementado mediante difracción de rayos X. Muestras seleccionadas se han estudiado con un microscopio electrónico de barrido (MEB) dotado de microanalizador EDAX.

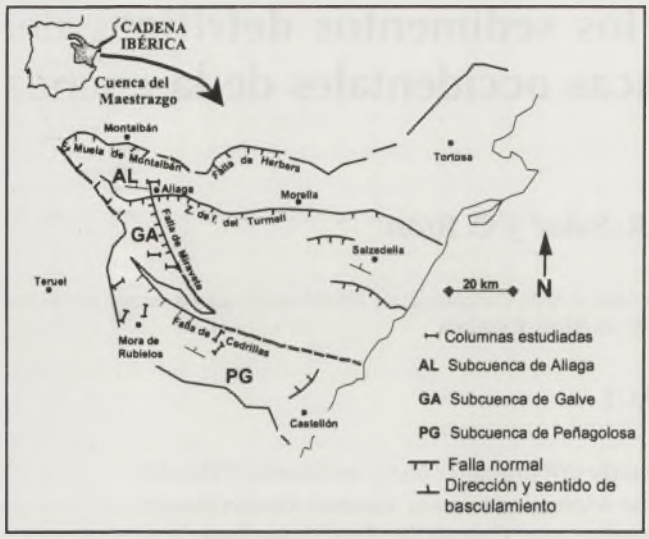


FIGURA 1: *Situación geológica de la cuenca del Maestrazgo y localización de las subcuencas y columnas estudiadas (modificado de Salas et al., 2001)*

CARACTERÍSTICAS TEXTURALES Y COMPOSICIONALES

Las areniscas de la Fm. Mora son subarcosas, sublitarenitas y grauvacas de grano fino, moderadamente a mal seleccionadas, y con granos de subangulosos a subredondeados. El contenido en matriz arcillosa, que es de origen diagenético, oscila entre un 2,5% y más del 15%. La composición media, recalculada al 100%, de los granos principales (Q: cuarzo; F: feldespato; R: fragmentos de roca) es: $Q_{86}F_8R_6$. Predomina el cuarzo monocristalino (media=$Qm_{63}Qp2\text{-}3_{21,8}Qp{+}3_{15,2}$), frecuentemente con golfos de corrosión. Los granos de plagioclasa son relativamente abundantes (0,9-13%; media=5,4%) y muestran diferentes grados de alteración y maclado. Destaca la ausencia de feldespato potásico. Los fragmentos de roca dominantes son los metamórficos de medio (0,3-5,4%; media=2,4%) y bajo grado (<3,5%), en gran medida transformados en seudomatriz (media=4,9%). Entre los componentes accesorios (<1%) se incluyen fragmentos de rocas plutónicas, moscovita, turmalina, minerales opacos y biotita. Las areniscas de la Fm. Mora contenían originalmente mucha más plagioclasa, ya que ésta se encuentra en la actualidad parcialmente disuelta o reemplazada por minerales arcillosos (epimatriz, fundamentalmente de caolín; 2,5-18,2%; media=9,2%;) y carbonáticos (calcita). Así, restaurando la plagioclasa perdida durante la diagénesis a sus valores originales (sedimentarios), la composición media es: $Q(r)_{69}F(r)_{22}R(r)_9$. La porosidad visible en lámina delgada es en general muy baja (<10,1%; media=1,3%), su origen está relacionado con la alteración y disolución de las plagioclasas, y está en su mayor parte contenida entre los cristales de caolín.

Las areniscas de la Fm. Castellar son grauvacas, subarcosas y cuarzoarenitas de grano fino, moderadamente a mal seleccionadas y con los granos de subangulosos a subredondeados con un contenido medio en matriz arcillosa (epimatriz + seudomatriz) del 20,3 %. La composición

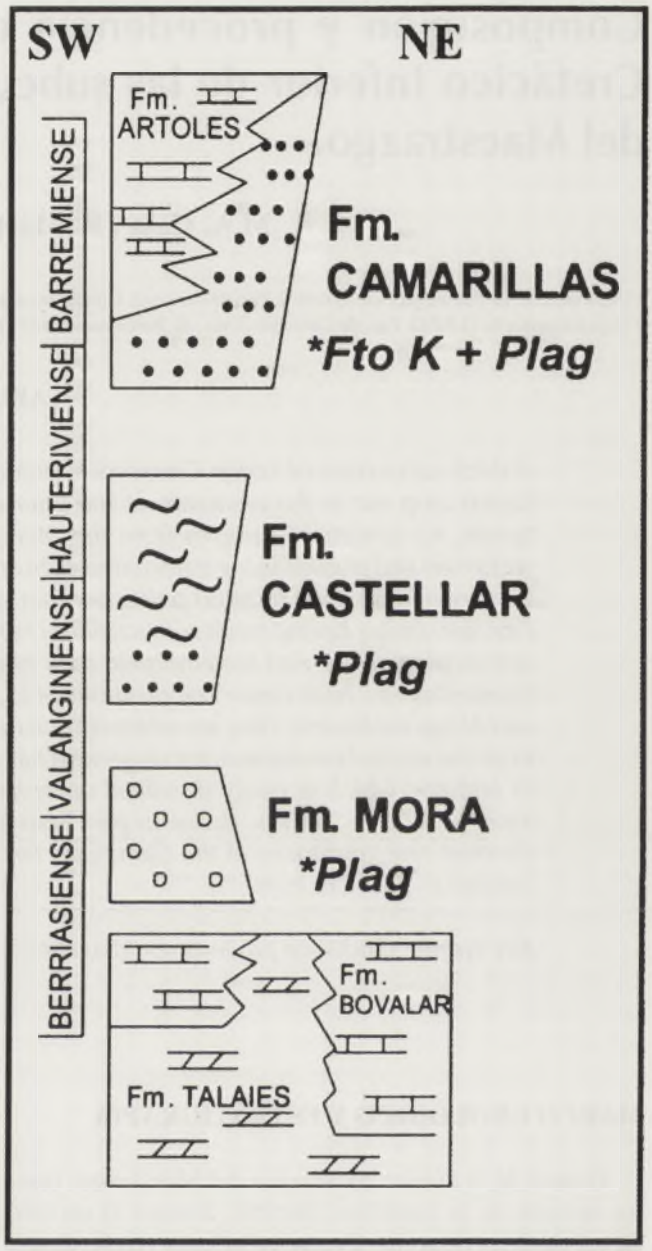


FIGURA 2: *Esquema crono-estratigráfico. Se indica (*) el tipo de feldespato presente (Fto K y/o Plag) (modificado de Salas et al., 2001).*

media es: $Q_{86}F_{10}R_4$. La distribución media de los tipos de cuarzo es $Qm_{64,7}Qp2\text{-}3_{22,7}Qp{+}3_{12,6}$. Al igual que en la Fm. Mora, los feldespatos son exclusivamente plagioclasa (1,3-10%; media=6,1%). Los fragmentos de roca más abundantes son los metamórficos de medio (0,7-4%; media=1,6%) y de bajo grado (<1%). Localmente aparecen fragmentos de rocas plutónicas. Los intraclastos arcillosos son localmente abundantes (hasta un 10%; media=2,2%). Biotita, moscovita, minerales opacos y turmalina aparecen en pequeñas proporciones (<1%). Como en el caso de la Fm. Mora, las areniscas de la Fm. Castellar contenían originalmente más plagioclasa, ya que ésta se encuentra parcialmente disuelta o reemplazada por caolín (media=6,5%) o calcita (hasta un 24%; media=10,7%). Así, restaurando la plagioclasa a sus valores originales (sedimentarios), la composición media es:

$Q(r)_{65}F(r)_{27}R(r)_{8}$. Las areniscas de la Fm. Castellar carecen prácticamente de porosidad visible en lámina delgada.

La composición de las areniscas de la Fm. Camarillas varía significativamente en función de la subcuenca de la que procedan. En la subcuenca de Peñagolosa, predominan las subarcosas sobre las sublitarenitas y hay algunas cuarzoarenitas. Se trata de areniscas de grano medio a fino, moderadamente a mal seleccionadas, con granos subangulosos a subredondeados con un contenido medio en matriz arcillosa (epimatriz + seudomatriz) del 11,7%. La composición media es: $Q_{78}F_{14}R_{8}$. La distribución de los tipos de cuarzo es: $Qm_{59,4}Qp2\text{-}3_{24,4}Qp{+}3_{16,4}$. A diferencia con las formaciones subyacentes, los feldespatos incluyen tanto variedades potásicas (ortosa, microclina) (<13,3%; media=3,9%) como plagioclasa (2-10,9%; media=6,9%). Los fragmentos de roca predominantes son los plutónicos (<8%; media=3,3%), seguidos por los metamórficos de medio (0,7-3,6%; media=2%) y de bajo grado (<1%). Como en los casos anteriormente descritos, en la subcuenca de Peñagolosa las areniscas de la Fm. Camarillas contenían originalmente más feldespatos, ya que se encuentran parcialmente disueltos o reemplazados por caolín (3-8,6%; media=5,7%). Así, restaurando el feldespato a sus valores originales (sedimentarios), la composición media es: $Q(r)_{68}F(r)_{19}R(r)_{13}$. La porosidad visible en lámina delgada es baja (hasta un 9,1%; media=2,5%) aunque sensiblemente mayor que las areniscas de las Fms. Mora y Castellar. Su origen es secundario, relacionado con la alteración y disolución de los feldespatos.

En las subcuencas de Galve y Aliaga, las areniscas de la Fm. Camarillas son sensiblemente más ricas en feldespato que en la subcuenca de Peñagolosa. Se trata de subarcosas de grano medio a fino, moderadamente a mal seleccionadas, con granos subredondeados y con un contenido medio en matriz arcillosa (epimatriz + seudomatriz) del 9,9%. La composición media es: $Q_{75}F_{23}R_{2}$. La distribución de los tipos de cuarzo es: $Qm_{73,2}Qp2\text{-}3_{17,7}Qp{+}3_{9,1}$. El feldespato potásico (ortosa y microclina) es muy abundante (5,3-21,2%; media=15,9%), con un contenido subordinado en plagioclasa (0,3-5%; media=1,9%). Los fragmentos de roca plutónica tienen valores de hasta un 2 % y los metamórficos de bajo grado valores medios de 1%. Otros componentes que aparecen en proporciones por debajo del 1% son: moscovita, turmalina, minerales opacos e intraclastos arcillosos. Como en los casos anteriormente descritos, estas areniscas contenían originalmente más feldespatos, ya que éstos se encuentran parcialmente disueltos o reemplazados por caolín (1,1-12,8%; media=5,4%). Así, restaurando el feldespato a sus valores originales (deposicionales), la composición media es: $Q(r)_{71}F(r)_{23}R(r)_{6}$. La porosidad visible en lámina delgada varía entre el 0,3 y el 11,1% (media=5%), es decir, los valores más altos de entre todos los grupos de areniscas estudiadas. El origen de la porosidad es tanto primario (media=2,7%) como secundario (media=2,3%) relacionado con la alteración y disolución de los feldespatos.

En conjunto, en las areniscas de las tres formaciones las principales fases autigénicas son las siguientes: caolín, calcita, cuarzo, calcita ferrosa, óxidos de hierro e illita. Una característica común de las areniscas de todas las formaciones es la gran abundancia de seudomatriz, producida fundamentalmente por la deformación plástica de fragmentos de roca metamórfica de bajo grado (especialmente en las Fms. Mora y Castellar) y de intraclastos arcillosos durante la compactación mecánica. Como consecuencia de la generación de seudomatriz, la mayor parte de la porosidad primaria de estas areniscas se destruyó relativamente pronto en su historia diagenética, impidiendo en gran medida el desarrollo de cementos de enterramiento como el de cuarzo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Existe una variación composicional significativa entre, por un lado, las areniscas de la Fm. Mora y Fm. Castellar y, por otro, las areniscas de la Fm. Camarillas. Esta diferenciación es patente en un diagrama QFR (Fig. 3-A) y, especialmente, en un diagrama Qm-FK-Plag (Fig. 4):

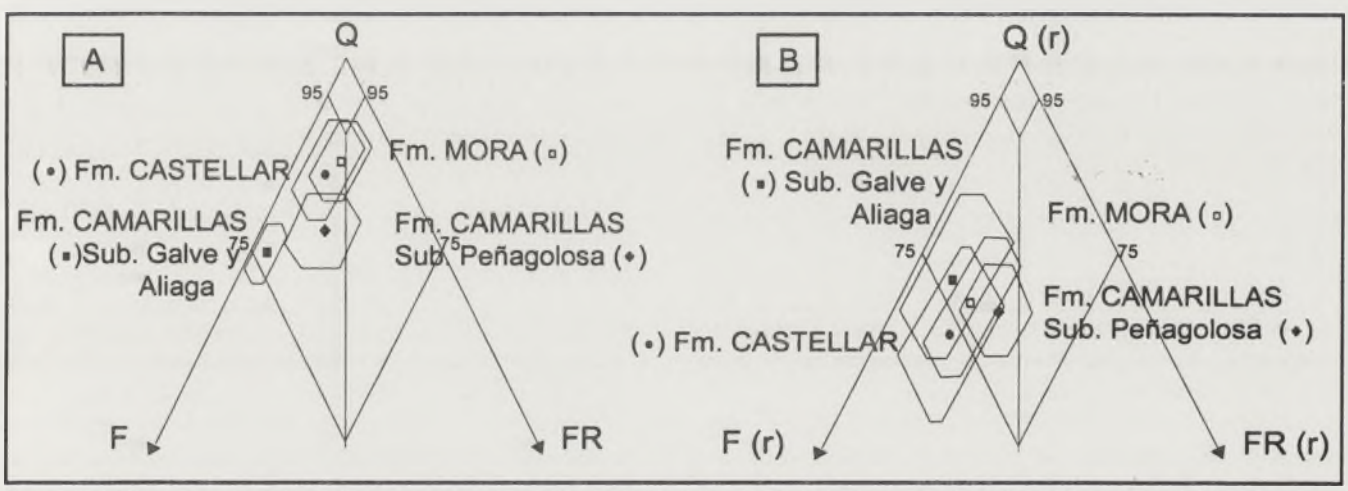


FIGURA 3: *A-Diagrama triangular QFR (se representa la media y la desviación estándar). B-Diagrama triangular QFR "restaurado" (Q(r)= cuarzo total; F(r)= Plag + Fto. K + epimatrices y cemento carbonático que reemplazan a feldespatos; R(r)= FR metamórficos + plutónicos + pseudomatrices que proceden de FR).*

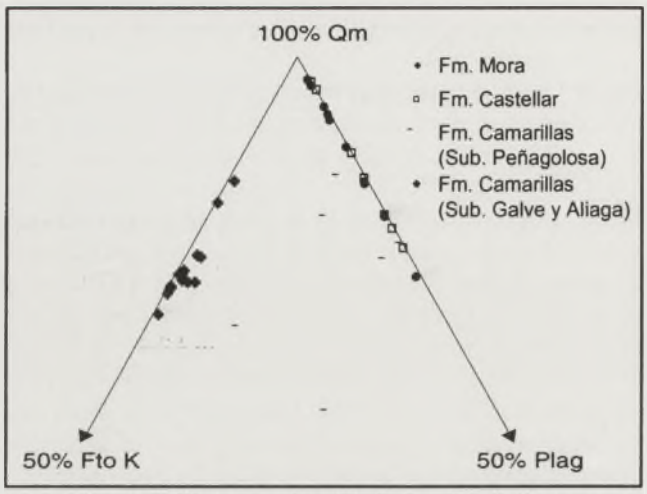


FIGURA 4: *Diagrama triangular Qmono, Fto K, Plag.*

las areniscas de la Fm. Camarillas presentan un mayor contenido general en feldespatos, y éstos son predominantemente potásicos, a diferencia de las Fms. Mora y Castellar, donde los feldespatos son menos abundantes y son exclusivamente plagioclasas. Además de la mencionada variación composicional vertical, existe sobre-impuesta una variación lateral dentro de las areniscas de la Fm. Camarillas, cuyo contenido en feldespato K es sensiblemente mayor en las subcuencas de Galve y de Aliaga y por tanto aumenta hacia el NW (Fig. 1).

La composición detrítica de prácticamente todas las areniscas estudiadas está muy distorsionada por la diagénesis, lo que debe tenerse en cuenta a la hora de interpretar la procedencia de estos depósitos. La distorsión diagenética consiste fundamentalmente en la eliminación de gran parte del feldespato, que se encuentra parcialmente disuelto o reemplazado por caolín o calcita. Al proyectar las areniscas en un diagrama Q(r)F(r)R(r), usando proporciones restauradas, más representativas de las condiciones durante la sedimentación, la mayoría se clasifican como subarcosas y algunas como sublitarenitas (Fig. 3-B).

En las Fms. Mora y Castellar, la abundancia de fragmentos de roca pizarroso-esquistosos, así como la presencia de una proporción significativa de cuarzo policristalino, indican la presencia en el área fuente de rocas metamórficas de bajo-medio grado. La abundancia de cuarzo con golfos de corrosión es compatible con la presencia en el área fuente de rocas volcánicas. Las areniscas de las Fms. Mora y Castellar guardan una notable similitud composicional con areniscas carboníferas en facies Culm de Menorca (Rossel y Arribas, 1989). Esta similitud sugiere que las áreas fuente podrían haber sido también similares.

En la Fm. Camarillas, la entrada de cantidades significativas de feldespato K, así como la presencia de hasta un 8% de FR plutónicos, sugiere aportes de áreas fuentes granítico-gneísicas. Alternativamente, el aporte de feldespato K podría estar relacionado con la presencia de Facies Buntsandstein (concretamente su parte superior) en el área fuente (*cf.* Gómez-Gras, 1993). En cualquier caso, durante la sedimentación de la Fm. Camarillas destaca un área fuente capaz de suministrar feldespato K. La variación lateral en el contenido de este mineral (Fig. 4) indica que el área fuente que suministra el feldespato K debía estar situada más hacia el W o NW, o en cualquier caso más próxima a las subcuencas de Galve y Aliaga que a la de Peñagolosa. Esta posibilidad es compatible con los datos de paleocorrientes, que señalan una dirección de aporte desde el NW-W hacia el E (Soria, 1997).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado mediante una beca de formación del personal investigador del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, y por el proyecto BTE2000-0574-C03-02, financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología. Se agradece la ayuda prestada por el personal del laboratorio de preparación de láminas delgadas del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la U.C.M.

REFERENCIAS

Gómez-Gras, D. (1993): El Permotrías de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II). *Boletín Geológico y Minero*, 104: 467-515.

Rosell, J. y Arribas J. (1989): Características petrológicas de las areniscas del Carbonífero de facies Culm de la isla de Menorca. *Boletín Geológico y Minero,* 100: 853-864.

Salas, R. (1987): *El Malm y el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf y la Serra d'Espadà*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p.

Salas, R. y Guimerá, J.(1996): Rasgos estructurales principales de la cuenca cretácica inferior del Maestrazgo (Cordillera Ibérica oriental). *Geogaceta*, 20: 1704-1706.

Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). En: *Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (W. Cavazza, A.H.F. Roberston y P.A. Ziegler, Eds.). Mémoires du Muséum Nationale d'Histoire Naturelle, 6: 145-185.

Soria, A.R. (1997): *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural.* Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 363 p.

Las especies del género *Praealveolina*: una herramienta para datar las plataformas carbonatadas del Cenomaniense

A. Calonge[1], E. Caus[2], J.M. Bernaus[2,3] y M. Aguilar[4]

1 Departamento de Geología. Universidad de Alcalá de Henares. a.calonge@uah.es
2 Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Bellaterra-08193. esmeralda.caus@uab.es
3 Department of Geology. University of Durham. Reino Unido. Josep-Maria.Bernaus@durham.ac.uk
4 Instituto Mexicano del Petróleo. Eje Central Lázaro Cárdenas 152. México D.F. México mapina@www.imp.mx

FAC. CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

ABSTRACT

The comparison of superposed praealveolinid assemblages from the well exposed outcrops in the Iberian Range and the Pyrenees with Praealveolina species from the type localities in the Reichel's collection have allowed us to evaluate the stratigraphical range of each species. The species: Praealveolina iberica, P. pennensis and P. debilis successively replace each other from Early to Mid Cenomanian. Praealveolina brevis and P. tenuis appear successively during the Upper Cretaceous, but the range of P. tenuis may overlap with the area of P. brevis in the Early Upper Cenomanian.

***Key words**: Alveolinidae, Biostratigraphy, Cenomanian, Tethys*

INTRODUCCIÓN

En los sedimentos carbonatados de aguas someras y poco energéticas del Cenomaniense del Tethys, los alveolínidos constituyen uno de los pocos grupos de foraminíferos que pueden ser utilizados como biomarcadores en bioestratigrafía de alta resolución. Sin embargo, la distribución estratigráfica, paleoecología y relaciones filogenéticas entre los distintos géneros y especies son mal conocidas. Además, la relación entre las especies y su en el tiempo resulta difícil de establecer, debido a que las localidades-tipo de las especies están dispersas en varias localidades de España y Francia, las cuales no pueden ser correlacionadas directamente por medios litoestratigráficos. Así, el objetivo del presente estudio es contribuir al conocimiento de la biostratigrafía del Cenomaniense mediante el estudio del género *Praealveolina* y los cambios morfológicos que éste experimenta en el tiempo. El trabajo está basado, principalmente, en datos procedentes de secciones medidas en la Cordillera Ibérica y en los Pirineos, donde la calidad de los afloramientos permite observar la superposición de las asociaciones de praealveolinas, desde la base del Cenomaniense hasta la extinción del grupo al final del Cenomaniense.

EL GÉNERO PRAEALVEOLINA Y SUS ESPECIES

El género *Praealveolina* Reichel, 1933, se define como un foraminífero porcelanado, planispiral involuto, con un endoesqueleto constituido por una típica capa basal y tabiques verticales, alineados de manera continua entre dos cámaras sucesivas, que dividen el espacio de la cámara en camarillas. Las camarillas están conectadas entre sí por un espacio preseptal paralelo al septo. En la región polar, las praealveolinas alargadas presentan tabiques horizontales, los cuales individualizan camarillas suplementarias. Las aberturas están dispuestas formando una única fila, pero las formas con camarillas suplementarias desarrollan aberturas suplementarias. Algunas especies del género *Praealveolina* desarrollan un importante dimorfismo que se manifiesta en el tamaño de la concha adulta.

Reichel (1936-37) dividió el género *Praealveolina* en tres especies y siete subespecies: *P. iberica* Reichel con dos subespecies (*P. Iberica iberica* y *P. iberica pennensis*), *Praealveolina cretacea* (d'Archiac) con 5 subespecies (*P. cretacea brevis*, *P. cretarea debilis*, *P. cretacea tenuis*, *P. cretacea cretacea* y *P. cretacea lata*) y P. *simplex* Reichel. Estas subespecies fueron elevadas a rango de especies por Neumann y Fourcade (1985), a excepción de *P. debilis* y *P. lata* que no fueron mencionadas en el estudio. Las especies, en los alveolínidos en particular, y en los macroforaminíferos en general, se definen teniendo en cuenta las proporciones de los elementos de la concha, de los cuales los más importantes son: el tamaño y forma del embrión, los caracteres del crecimiento espiral tanto en sección axial como ecuatorial, el número de vueltas de espira en las conchas adultas, el número de camarillas por cámara en una vuelta determinada y la presencia de elementos estructurales en la región polar.

En este trabajo, siguiendo los criterios establecidos por Neumann y Fourcade (1985) se aceptan las subespecies definidas por Reichel como especies. Para precisar los caracteres estructurales de tales especies se han estudiado los especímenes de la colección Reichel (topotipos y

secciones delgadas suplementarias, los cuales están depositados en el Museo de Historia Natural de Basilea, Suiza) y material propio recolectado igualmente en las localidades-tipo.

DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA

De los estudios previos poco se conoce sobre la distribución de detalle de las especies del género *Praealveolina*. La edad de las localidades-tipo es, muchas veces, difícil de precisar. Neumann y Fourcade (1985), en su trabajo de revisión de las subespecies del género *Praealveolina*, señalan que *P. iberica* tiene una extensión Cenomaniense inferior-Cenomaniense medio, mientras citan *P. pennensis*, *P. brevis*, *P. cretacea* y *P. tenuis* del intervalo Cenomaniense medio-Cenomaniense superior. *P. simplex*, según estos autores, cubriría todo el Cenomaniense. Fourcade y Neumann (1985) apoyan la edad dada a las especies de *Praealveolina* mediante una correlación con las zonas de ammonites, la cual, a su vez, deducen de diversos trabajos, realizados en localidades distintas y citados en su monografía. Sin embargo, muchos de estos trabajos adolecen de la incorrecta identificación específica, por lo que no pueden ser tenidos en cuenta desde el punto de vista biostratigráfico.

El estudio de nuevas muestras, provenientes de secciones realizadas en la Cordillera Ibérica y en los Pirineos, ha permitido establecer, con más precisión, el rango estratigráfico de las especies del género *Praealveolina*. Cabe destacar que, la presencia en todas las secciones realizadas de la discontinuidad estratigráfica intra-Cenomaniense, que marca el límite entre dos secuencias de tercer orden, ha facilitado la tarea, ya que esta discontinuidad separa los sedimentos carbonatados que contienen *Praealveolina* en dos ciclos, inferior y superior, respectivamente, que son fácilmente reconocibles en todas las áreas estudiadas. El ciclo inferior está caracterizado, en todas las áreas, por la sucesión de dos especies: *P. iberica* y *P. pennensis*; además, en los sedimentos de la Cordillera Ibérica y en algunas áreas de los Pirineos, en la parte superior de este ciclo inferior aparece *P. debilis*. El ciclo superior está caracterizado, siempre, por la presencia de *P. tenuis* y *P. simplex*, pero en algunas áreas *P. tenuis* es precedida por *P. brevis* asociada a formas relativamente pequeñas de *P. simplex*.

DISCUSIÓN

Estudios interdisciplinares recientes (Caus *et al.*, 1993; Caus *et al.*, 1997) en la denominada "Cuenca de Sopeira" (Pirineos) han permitido la correlación entre los sedimentos de plataforma que contienen *Praealveolina* y los de talud y cuenca, con ammonites y foraminíferos planctónicos. La particular geometría de la "Cuenca de Sopeira", una pequeña cuenca extensional con una tasa de subsidencia elevada, y la excelente calidad de los afloramientos, ha permitido seguir en el campo la discontinuidad intra-Cenomaniense, desde la plataforma hasta la cuenca. En la cuenca, los ammonites encontrados por debajo la superficie de discontinuidad pertenecen a las Zonas de *Mantelliceras dixoni* y *Acanthoceras rhotomagense* (Cenomaniense inferior y medio, respectivamente) mientras que los ammonites presentes por encima de la discontinuidad pertenecen a la Zona de *Calycoceras naviculare* y *Metoicoceras geslinianum* (Cenomaniense superior); las Zonas de *Acanthoceras juskesbrownei* y *Neocardicoceras judii*, que caracterizan la parte superior del Cenomaniense superior no han sido reconocidas en la "Cuenca de Sopeira". Las asociaciones de foraminíferos planctónicos que aparecen, tanto por debajo como por encima de la discontinuidad intra-Cenomaniense, no presentan cambios importantes y corresponden a la Zona de *Rotalipora cushmani* (Cenomaniense medio y superior). En la parte superior de la sección, los foraminíferos planctónicos de la Zona de *R. cushmani* desaparecen y son reemplazados por foraminíferos planctónicos de la Zona de *Whiteinella archaeocretacea*.

Por otra parte, los estudios isotópicos (Caus *et al.*, 1993) han mostrado una correlación entre los sedimentos de cuenca correspondientes a la zona de *Whiteinella archaeocretacea* y la parte más alta de las facies de plataforma, lo que corrobora que la desaparición del género *Praealveolina* en particular, y de todos los alveolinidos en general, fue debida al evento de eutrofización que tuvo lugar en el límite Cenomaniense-Turoniense (Caus *et al.*, 1997), y que provocó en la plataforma una ausencia de sedimentación durante el tiempo correspondiente a la Zona de *Whiteinella archaeocretacea* (Cenomaniense terminal-Turoniense basal).

En consecuencia, los sedimentos carbonatados del ciclo inferior (depositados por debajo de la discontinuidad intra-Cenomaniense) corresponden al intervalo de tiempo Cenomaniense inferior-Cenomaniense medio, mientras los del ciclo superior (depositados por encima de la discontinuidad) corresponden al Cenomaniense superior. Por lo tanto, la edad de *P. iberica*, *P. pennensis* y *P. debilis* corresponde al intervalo Cenomaniense inferior-Cenomaniense medio, mientras que *P. brevis*, *P. tenuis* y *P. simplex* corresponden al Cenomaniense superior.

En el Pirineo, en aquellos lugares donde la sedimentación es continua, las primeras formas de *Praealveolina* aparecen por encima del límite Albiense-Cenomaniense (Mató *et al.*, 1996). En la Cordillera Ibérica, estudios regionales (García *et al.*, 1993; Calonge, 1989) sitúan el inicio de la plataforma carbonatada en el intervalo de tiempo correspondiente a la Zona de *Mantelliceras saxbii* (Cenomaniense inferior) y la discontinuidad intra-Cenomaniense al final de la Zona de *Turrillites acutus*, que representa la parte superior del Cenomaniense medio.

La extinción del género *Praealveolina* se produjo, tal como se ha mencionado anteriormente, en la parte superior del Cenomaniense, por lo que ninguna especie del citado género superó el límite Cenomaniense-Turoniense.

CONCLUSIÓN

El género *Praealveolina*, tanto en la Cordillera Ibérica como en el Pirineo, se extiende durante el intervalo de tiempo Cenomaniense inferior-Cenomaniense superior. Las especies *P. iberica*, *P. pennensis* y *P. debilis* se reemplazan una a otra durante el intervalo Cenomaniense inferior-Cenomaniense medio. *P. brevis* y *P. tenuis* aparecen, sucesivamente, durante el Cenomaniense superior, pero el rango estratigráfico de *P. tenuis* se sobrepone posiblemente con el de *P. brevis*. *P. simplex* aparece al mismo tiempo que *P. brevis* y se extiende durante todo el intervalo correspondiente al Cenomaniense superior. Todas las especies de *Praealveolina* desaparecen al final del Cenomaniense, debido al evento de eutrofización del límite Cenomaniense-Turoniense.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Ministerio de Nuevas Tecnologías, proyecto: BTE2000-0158.

REFERENCIAS

Calonge, A. (1989): *Biostratigrafía del Cenomaniense de la Cordillera Ibérica por Foraminíferos bentónicos*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 568 p.

Caus, E., Gómez-Garrido, A., Simó, A. y Soriano, K. (1993): Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research*, 14: 531-551.

Caus, E., Teixell, A. y Bernaus, J.M. (1997): Depositional model of the Cenomanian-Turonian extensional basin (Sopeira basin, NE Spain): interplay between tectonics, eustasy and biological productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 23-36.

García, A., Segura, M., García-Hidalgo, J.P y Carenas, B. (1993): Mixed siliciclastics and carbonate platform of Albian-Cenomanian age from the Iberian Basin, Spain. En: *Cretaceous carbonate platforms* (A. Simó y J.P. Masse, Eds.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56: 283-295.

Mató, E., Saula, E., Berastegui, X. y Caus, E. (1996): Estratigrafía del macizo del Mongrí. *Geogaceta*, 20(1): 58-61

Neumann, M., y Fourcade, E. (1985): Genre Praealveolina REICHEL, 1936. En: *Les grands Foraminifères du Cretácé moyen de la région méditerranéenne* (R. Schöeder y M. Neumann, Eds.), Geobios, mémoire spécial 7, 160 p.

Reichel, M. (1936-37): Etude sur les Avéolines. *Mémoires de la Societé Paléontologique Suisse, Basel*, 57/4: 1-93; 59/3: 95-147.

Dolomías de gran escala en las plataformas epeíricas triásicas del este de la Península Ibérica

F. Calvet[1], J. López-Gómez[2], C. Galindo[3], M.E. Tucker[4] y A. Arche[2]

1 Departament de Geologia Dinamica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. fcalv@geo.ub.es.
2 Instituto de Geología Económica-Departamento de Estratigrafía. CSIC-UCM. 28040 Madrid. jlopez@eucmos.sim.ucm.es.
3 Instituto de Geología Económica-Departamento de Petrología. CSIC-UCM. 28040 Madrid.
4 Department of Geological Sciences. University of Durham. Durham DH1 3LE, UK.

ABSTRACT

The Triassic of the Iberian Peninsula presents three carbonate epeiric platforms (Lower Muschelkalk, Upper Muschelkalk and Imón Fm.). These three carbonate platforms are intensively dolomitized with a lower part made up of grey dolomites and an upper part of white dolomites. The white dolomites are sabkha-type dolomites and the grey dolomites reflux-type dolomites. The petrography, stable isotopes and Sr isotopes of the grey and white dolomites suggest a late recrystallization process related to deep burial or hydrothermal conditions during the Jurassic-Cretaceous rifting.

Key words: *dolomites, dolomite geocheomistry, dolomite recrystallization, Muschelkalk.*

INTRODUCCIÓN

La parte oriental de la Península Ibérica fue cubierta por tres plataformas carbonatadas durante el Triásico (denominadas Muschelkalk inferior, Muschelkalk superior y Fm. Imón). Estas plataformas, de tipo epeírico o epicontinental, representan tres diferentes etapas de incursión del Tethys sobre la placa Ibérica en su avance hacia el oeste. Estos tres niveles carbonatados están separados por otros dos lutítico-margosos que junto a los carbonatados constituyen tres ciclos sucesivos transgresivo-regresivos que fueron cubriendo en solapamiento expansivo el borde E y S del Macizo Ibérico directamente sobre el zócalo paleozoico o sobre los sedimentos costeros y aluviales del Pérmico-Triásico (Calvet *et al.*, 1990). La disposición en solapamiento expansivo hace que los tres ciclos no estén siempre depositados, de modo que pueden quedar reducidos a uno o dos hacia el O e incluso llegar a unirse los dos niveles carbonatados inferiores hacia el E cuando el nivel intermedio lutítico-margoso está depositado como carbonatos (López-Gómez *et al.*, 1998). Los dos tramos carbonatados inferiores han sido tradicionalmente referidos a la facies Muschelkalk), mientras que el superior fue definido como Fm. Imón.

La litoestratigrafía, cronoestratigrafía y la sedimentología de las tres plataformas carbonatadas triásicas están sintetizadas en López-Gómez *et al.* (1998). El análisis secuencial de estas plataformas en la Cordillera Ibérica (CI) y en las Cordilleras Costero Catalanas (CCC) ha permitido diferenciar las secuencias SD.1, SD.2.1, SD.2.2 y SD.3 y sus correspondientes cortejos de facies (Calvet *et al.*, 1990, López-Gómez y Arche, 1993).

Las tres plataformas carbonatadas triásicas del E de la Península Ibérica están intensamente dolomitizadas. En general, estas unidades presentan un tramo inferior constituido por dolomías grises y un tramo superior formado por dolomías blancas. Los objetivos de este trabajo son: 1) Presentar la geometría de los cuerpos dolomíticos. 2) Relacionar los cuerpos dolomíticos con los cortejos sedimentarios. 3) Describir las principales características petrológicas y geoquímicas, en especial de los isótopos estables y $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los cuerpos dolomíticos. 4) Interpretar los mecanismos de dolomitización. 5) Discernir la posible recristalización de las dolomías triásicas.

DOLOMÍAS DEL MUSCHELKALK INFERIOR

La estratigrafía y sedimentología de esta unidad está sintetizada en el trabajo de López-Gómez *et al.* (1998). El Muschelkalk inferior está constituido básicamente por dolomías y calizas en las CCC y dolomías en la CI. El Muschelkalk inferior conforma un cortejo transgresivo y un cortejo de nivel del mar alto (inicial y tardío). Las dolomías grises reemplazan total o parcialmente los depósitos transgresivos y a los del cortejo de nivel del mar alto inicial, mientras que las dolomías blancas conforman los materiales de nivel del mar alto tardío. La dolomías grises y las dolomías blancas están separadas por una discontinuidad regional. Esta discontinuidad separa pues los dos cortejos con nivel del mar alto.

Las dolomías grises forman en las CCC un cuerpo lenticular a escala regional de aproximadamente 250 km de longitud y de 5 a 80 m de potencia, en la que el techo de este cuerpo es la discontinuidad a escala regional y el lí-

mite inferior es una superficies (frente de dolomitización) que afecta a distinta altura las unidades de El Brull, Olesa o Vilella Baixa. Las dolomías grises de las CCC y de la CI presentan aspecto masivo, son texturalmente doloesparitas-dolmicroesparitas de idiotópicas a xenotópicas y reemplazan indistintamente diferentes facies marinas. La composición isotópica del oxígeno oscila entre -7,8 y -1,5 $^{0}/_{00}$ PDB y la del carbono entre -0,7 y +2,9 $^{0}/_{00}$ PDB. Estos valores son muy similares a los presentados por Henton (1990). La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de estas dolomías en las CCC (4 muestras) varia entre 0,70819 y 0,70884 y en la CI (4 muestras) oscila entre 0,71006 y 0,71130. Estos valores son más altos, en especial en la CI, que los valores del Triásico Medio citados por Burke *et al.* (1982) y Koepnick *et al.* (1990). Tritlla *et al.* (2001) citan valores de isótopos estables y de estroncio en dolomías grises de la zona de la Sierra de Espadán.

Las dolomías blancas forman un cuerpo estratificado tabular a escala regional, y texturalmente son dolmicritas. Estas dolomías están asociadas a facies perimareales con abundantes pseudomorfos atribuibles a minerales evaporíticos. La composición isotópica del oxígeno oscila entre -5,5 $^{0}/_{00}$ PDB y -2,6 $^{0}/_{00}$ PDB y la del carbono entre 0,0 $^{0}/_{00}$ PDB y +2,4 $^{0}/_{00}$ PDB. Estos valores son muy similares a los presentados por Henton (1990). La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de estas dolomías en las CCC (4 muestras) varían entre 0,70789 y 0,70869 y en la CI (4 muestras) entre 0,70814 y 0,71094. Estos valores son en general más altos que los citados por Burke *et al.* (1982) y Koepnick *et al.* (1990).

DOLOMÍAS DEL MUSCHELKALK SUPERIOR

La estratigrafía y sedimentología de esta unidad está sintetizada en el trabajo de López-Gómez *et al.* (1998). El Muschelkalk superior de la CI y de las CCC presenta dolomías grises que reemplazan los depósitos transgresivos y a los del cortejo de mar alto inicial y dolomías blancas que conforman los materiales del cortejo del nivel del mar alto tardío.

Las dolomías grises presentan un aspecto masivo general y están básicamente constituidas por cristales subeuhedrales-anhedrales de tamaño de grano medio-fino y son no luminiscentes o con ligera luminiscencia rojiza. Poseen una fábrica prácticamente reemplazada en su totalidad, aunque pueden reconocerse algunos granos bioclásticos micritizados. Las dolomías blancas muestran una fábrica bastante homogénea constituida por cristales de tamaño fino con algunas estructuras originales reconocibles como laminación criptoalgal, estromatolitos y pseudomorfos atribuibles a minerales evaporíticos.

DOLOMÍAS DE LA FORMACIÓN IMÓN

La Fm. Imón está constituida por dolomías bien estratificadas y presenta una potencia máxima de 50 m al E de la Península. La estratigrafía y la sedimentología de la Fm. Imón están sintetizadas en López-Gómez *et al.* (1998) y Arnal *et al.* (en prensa). Esta formación presenta dos tipos de dolomías: i) grises, en la parte inferior, que texturalmente son en su mayoría dolsparitas y en general están constituidas por cristales anhedrales-subeudrales; y ii) blancas, en la parte superior, que texturalmente son dolmicritas. La Fm. Imón está fomada por un cortejo transgresivo y un cortejo regresivo. Las dolomías grises reemplazan al cortejo transgresivo mientras que las dolomías blancas conforman el cortejo regresivo (Arnal *et al.*, en prensa).

La dolomías grises son dolomías cálcicas mientras que las dolomías blancas son más esteiquiométricas. La composición isótópica del oxígeno de las dolomías grises oscila entre -5,6 y -3,2 $^{0}/_{00}$ PDB y la del carbono entre -1,7 y +4,0 $^{0}/_{00}$ PDB. La composición isotópica del oxígeno de las dolomías blancas varía entre -3,1 y -20 $^{0}/_{00}$ PDB y la del carbono entre -2,4 y +1,9 $^{0}/_{00}$ PDB (Arnal *et al.*, en prensa).

La relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las dolomías grises (3 muestras) varía de 0,70807 a 0,70831 y de una muestra de dolomías blanca es 0,70839. Estos valores son ligeramente más altos que los valores del Triásico Superior citados por Koepnick *et al.* (1990).

MECANISMOS DE DOLOMITIZACIÓN

Los cuerpos dolomíticos de las plataformas carbonatadas epeíricas triásicas del E de la Península Ibérica presentan dimensiones hectokilométricas y potencias de pocos metros a casi un centenar de metros. Estos cuerpos presentan dos tipos básicos de dolomías que de manera informal se han diferenciado en dolomías grises y dolomías blancas. La relación geométrica entre ambas es similar en las tres plataformas, situándose las dolomías grises en la base de las plataformas y las dolomías blancas a techo de las mismas. En general, ambos tipos de dolomías están separados por discontinuidades a escala regional.

Las características geométricas, tipo de estratificación, tipos de estructuras sedimentarias, "contenido" paleontológico, color y ciertas características petrográficas y geoquímicas de las dolomías blancas permiten interpretarlas como dolomías evaporíticas (según terminología de Tucker y Wright, 1990) o dolomías de sabkha (Warren, 2000) y las características de las dolomías grises permiten interpretarlas como dolomías de "*seepage-reflux*" (Tucker y Wright, 1990) o como dolomías "*brine-reflux*" (Warren, 2000).

La explicación de la fuente de magnesio y el mecanismo hidrogeológico son muy importantes para la interpretación de los procesos de dolomitización de los paquetes dolomíticos gigantes de las plataformas carbonatadas triásicas. En los dos modelos propuestos (reflujo y dolomías de *sabkha*) la fuente del magnesio es el agua marina. A partir del volumen de fluido necesario para la dolomitización de las dolomías triásicas solo el inmenso reservorio que es el agua marina puede proporcionar tal cantidad de magnesio. La dolomías blancas (dolomías tipo *sabkha*)

se generan en una etapa sinsedimentaria. Los fluidos dolomitizantes eran relativamente hipersalinos ya que estas dolomías presentan abundantes minerales evaporíticos (datos de subsuelo) y presencia de pseudomorfos de minerales evaporíticos y brechas de colapso en afloramiento. Posiblemente las salmueras residuales del proceso de dolomitización tipo *sabkha* y las salmueras residuales procedentes de la precipitación de los depósitos evaporíticos migraron *per descensum* a través de las calizas marinas infrayacentes (situadas debajo de la discontinuidad regional en cada plataforma carbonatada) provocando la dolomitización mediante el modelo de reflujo. Las calizas infrayacentes situadas en un contexto de enterramiento inicial debían presentar una porosidad y permeabilidad suficiente para permitir el paso de los fluidos hipersalinos descendentes.

RECRISTALIZACIÓN DE LAS DOLOMÍAS TRIÁSICAS

Las dolomías blancas y en especial las dolomías grises presentan características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas que no son las originales de las dolomías de origen *sabkha* o de reflujo, por lo que estas dolomías originales han sufrido un proceso de recristalización posterior (Machel, 1977; Al-Aasm, 2000).

Las evidencias del proceso de recristalización son: i) Evidencias petrográficas. Los cristales, en especial en las texturas doloesparíticas, presentan caras no-planares, hábito xenotópico y localmente extinción ondulante. El tamaño de los cristales, en concreto en las texturas dolmicriticas de origen *sabkha*, presentan tamaños mayores de los esperados para estos tipos de dolomías. ii) Evidencias de los isótopos estables. La composición isotópica del oxígeno de las dolomías (indistintamente de su origen) presenta valores mucho más negativos que los esperados para dolomías generadas por fluidos hipersalinos derivados del agua marina. iii) Evidencias de los isótopos de Sr. Los valores isotópicos del estroncio de la gran mayoría de dolomías es más o mucho más radiogénicos que los valores del agua marina triásica (Burke *et al.*, 1982; Koepnick *et al.*, 1990).

AGRADECIMIENTOS

Los análisis isotópicos del estroncio se han llevado a cabo en la CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópicas de la UCM. Este trabajo ha sido financiado con los proyectos APC1997-0101, PB98-0488 y PB97-0883 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

Al-Aasm I.S. (2000): Chemical and isotopic constraints for recrystallization of sedimentary dolomites from the Western Canada Sedimentary Basin. *Aquatic Geochemistry*, 6:227-248.

Arnal, I., Calvet, F., Márquez, L., Márquez-Aliaga, A., Solé de Porta, N. (en prensa): La plataforma carbonatada epeírica (Formación Imón y Formación Isábena) del Triásico superior del Noreste de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*.

Burke, W.H., Denison, R.E, Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. and Otto, J.B. (1982): Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.

Calvet, F., Tucker, M.E. and Henton, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. En: *Carbonate Platforms* (M.E. Tucker, J.L Wilson, P. D. Crevello, J.R. Sarg and F. Read, Eds). International Associaton of Sedimentologists, Special Publication, 9: 79-108.

Henton, J. (1990): *Dolomitization and diagenesis of the Lower Muschelkalk, Northern Spain.* Ph D Thesis. Durham Univ. (Unpublished). 260 p.

Koepnick, R.B., Denison, R.E., Burke, W.H., Hetherington, E.A., Dahl, D.A. (1990): Construction of Triassic and Jurassic portion of Phanerozoic curve of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$. *Chemical Geology* (Isotopic Geoscience Section), 80: 327-349.

López-Gómez, J y Arche, A. (1993): Sequence stratigraphy analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk Facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Ranges, eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103: 347-361.

López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F., Goy, A. (1998): Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zentralblat fur Geology und Paläontology*, 9-10: 1033-1084.

Machel, H.G. (1997): Recrystallisation versus neomorphism, and the concept of significant recrystallisation in dolomite research. *Sedimentary Geology*, 113:161-168.

Tritlla, J., Cardellach, E., Sharp, Z.D. (2001): Origin of vein hydrothermal carbonates in triassic limestones of the Espadán Ranges (Iberian Chain, Spain). *Chemical Geology*, 17: 291-305.

Tucker, M.E. y Wright, P. (1990): *Carbonate sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.

Warren, J. (2000): Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.

Dolomitization of detrital deposits related to Neogene extensional faults, Catalan Coastal Ranges (Spain)

F. Calvet[1], A. Travé[1], K. Bitzer[2], E. Roca[3], J. Tritlla[4], J. Baker[5]

1 Departament de Geoquímica. Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona. Spain.
2 Abteilung Geologie Geo II. Universität Bayreuth. 95440 Bayreuth. Alemania.
3 Departament de Geodinàmica i Geofísica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071 Barcelona. Spain.
4 Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra (UNICIT). UNAM, Campus Juriquilla. Querétaro. México.
5 Danish Lithosphere Centre. Oster Voldgade 10. 1350 Kobenhavn k. Denmark.

ABSTRACT

Dolomitization occurs on the SE border of the Vallès-Penedès half-graben as a hectometric dolomite body on the hangingwall block of a minor N-S trending normal fault. The dolomite consists of replacive dolomite and dolomite cement and are poor-magnesian dolomites and have a relatively high iron content. The replacive dolomites and dolomite cement have a $\delta^{18}O$ varying from -4.8 to -3.2‰ PDB, a $\delta^{13}C$ varying from -3.1 to -2.0 ‰ PDB and $^{87}Sr/^{86}Sr$ values ranging from 0.70830 to 0.70896. This dolomitization process was produced by topographically-driven fluids.

Key words: *dolomitization, fault-related dolomites, fluids modelling, dolomite geochemistry*

INTRODUCTION

Dolomite bodies related to fractures have been cited by many authors and have been named "fault-controlled dolomitization", "fracture-related dolomite", "fracture-controlled dolomite" or "tectonic dolomites". These dolomite bodies exhibit different geometries and sizes, and a maximum thickness up to 150 m close to the fault plain. The dolomite bodies are located only in the fault footwall or on both sides of the fault. The importance of the dolomite bodies related to fractures is its relationships with important oil reservoirs such as: i) the Albion-Scipio and Stoney Point fields in the middle Ordovician in the Michigan Basin (Hurley and Budros, 1990; Coniglio *et al.*, 1994); and, ii) several fields of the Upper Devonian in the Alberta Basin (Mountjoy and Halim-Dihardja, 1991; Mountjoy and Amthor, 1994).

This work deals with a fault-related dolomite body located at the southeastern border of the Vallès-Penedès half-graben. The outcrop constitutes a good example to understand the dolomitization mechanism in detrital rocks, which resulting dolomitic textures similar to host limestones dolomitization. The aims of the work are: (1) to characterise the petrology, geochemistry (elemental geochemistry, stable isotopes and radiogenic strontium) and fluid inclusions of dolomite textures; (2) to determine the dolomitizing fluids and its geochemical characteristics, the source of Mg and the dolomitizing timing; (3) to establish a hypotheses of fluid flow during the dolomitisation process.

GEOLOGICAL SETTING

In the central part of the Catalan Coastal Ranges, the main extensional structures are NE-SW and ENE-WSW trending extensional faults formed by the reactivation of an earlier major basement thrust (Roca *et al.*, 1999). These normal fault splits the area into a set of ENE-WSW blocks mainly tilted to the NW (Bartrina *et al.*, 1992) which controlled the formation of three differently deformed domains (Prelittoral range, the Vallès-Penedès half-graben and Montnegre-Garraf horst, and the offshore Barcelona graben) separated by two major normal faults: the Vallès-Penedès and Barcelona faults. Both faults dip to the SE and have a vertical displacement which reaches 4 km in the Vallès-Penedès fault and 8,5 km in the Barcelona fault.

The structure and sedimentology of the sediment fill of the Vallès-Penedès half-graben and the offshore Catalan margin (Bartrina *et al.*, 1992; Cabrera and Calvet, 1996; Roca *et al.*, 1999) allow us to define and date three major evolution stages which happened in the Catalan Coastal ranges from Late Oligocene to the present: syn-rift stage, contractional stage and a minor compressive event.

OUTCROP DESCRIPTION

The La Font del Torrent outcrop is located at the SE border of the Vallès-Penedès half-graben. A hectometric N-S trending normal fault, oriented N175/77SW, with a nearly vertical slip, displaces the Mesozoic cover more than 100 m.

The footwall of the N-S trending normal fault is made up of Mesozoic cover (Muschelkalk dolomites and Keuper mudstones and evaporites) dipping towards the W. The hangingwall dips to the NW and includes Mesozoic cover (Barremian limestones and dolomites) and syn-rift continental terrigenous deposits (red beds) late Burdigalian in age. These continental deposits are lying unconformably over the Barremian materials.

The continental terrigenous deposits, constituted by up to 100 m of conglomerates, lithoarenites and siltites, display fining-upward sequences of 5 to 10 m in thickness. These deposits are interpreted as proximal to intermediate alluvial fan deposits. The upper part of these continental deposits consists of a clay and silt unit, 30 m thick, which is overlain by marine Langhian calcarenites.

The conglomerates, lithoarenites and siltites are completely dolomitized close to the N-S trending normal fault but dolomitization decreases progressively away from the fault. At 50 m distance dolomitization is not observable. The dolomite body is affected by two systems of fractures oriented NE/SW and NW/SE, which are more abundant close to the N-S trending normal fault. The fractures are up to 2 cm thick and filled with a first generation of dolomite cement and a second generation of spar calcite cement.

DOLOMITE PETROLOGY

The dolomite occurs as detrital dolomite, replacive dolomite and dolomite cement. The detrital dolomite consists of dolomite clasts and grains and sand-size detrital dolomite crystals. The detrital dolomite crystals have a cloudy nucleus, non luminescent to dull orange luminescent, and a translucent overgrowth rim 7-21 μm in thickness, bright yellow luminescent. The replacive dolomite shows different textures and the crystals have an euhedral to anhedral habit varying from 25 to 500 μm in size. The dolomite cement forms the first generation of fracture filling and displays a rim disposition.

DOLOMITE GEOCHEMISTRY

The dolomite textures show two different elemental compositions: one formed by the detrital dolomites (clasts and the nucleus of the detrital dolomite crystals) and the other formed by the crystals originated by the dolomitizing process (overgrowth rims, replacive dolomites and dolomite cement). The dolomite clasts and the nucleus of the detrital dolomite crystals are relatively rich in magnesium (averaging 44.9 and 45.1 % mol CO^3Mg, respectively) and low in iron (averaging 580 and 310 ppm, respectively). The dolomite overgrowth rims, the replacive dolomite and the dolomite cement are relatively poor in magnesium (a mean of 40.1, 41.3 and 41.6 % mol CO^3Mg, respectively) and relatively high in iron (a mean of 2.660, 1.720 and 1.680 ppm, respectively).

The oxygen and carbon isotopic compositions of the different dolomites (detrital dolomite, replacive dolomite and dolomite cement) have similar values. The oxygen isotopic composition of detrital dolomites vary from -4.5 to -3.4‰ PDB and carbon isotopic composition varies from -2.8 to -2.1‰ PDB. The different replacive dolomite textures have oxygen isotopic composition from -4.8 to -3.2‰ PDB and the carbon isotopic composition from -2.9 to -2.0‰ PDB. The dolomite cement has oxygen isotopic composition varying from -4.6 to -3.2‰ PDB and carbon isotopic composition varying from -3.1 to -2.4‰ PDB.

The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of replacive dolomite varies from 0.70830 to 0.70896 while that of dolomite cement is 0.70868. The dolomite strontium values (except one sample) coincide with the range of the end of early Miocene to middle Miocene seawater (Burke *et al.*, 1982, Hodell and Woodruff, 1994).

DISCUSSION AND INTERPRETATION

Fluid composition. The dolomite crystals formed during the dolomitizing process (overgrowth rims, replacive dolomites and dolomite cement) have a relatively high iron content. Applying the distribution coefficient equation the Ca/Fe molar ratio of the dolomitizing fluid ranges from 120 to 1.735, which are consistent with a formation water composition.

Dolomitizing fluid pathway. The geometry of the dolomite body and the distribution of dolomite textures within the outcrop suggest that the dolomitization process started along the fault plane moving in the direction of flow. The N-S fault acted as vertical conduit for the dolomitizating fluids. The rocks of the footwall of the N-S normal trending fault (Muschelkalk dolomites and Keuper mudstones) have a very low porosity and permeability whereas the rocks of the hangingwall (mainly conglomerates and lithoarenites) have a relatively high porosity and permeability. These differences in the petrophysical parameters controlled the lateral migration of the dolomitizing fluids and produced an asymmetric dolomite body. The 30 m of clays of the uppermost clayed unit probably acted as a seal for the dolomitizing fluids.

Origin of dolomitizing fluids (magnesium and iron). The origin of the magnesium of the dolomites was probably the Miocene seawater. The late Burdigalian to early Serravallian marine shales located in the center of the basin contained a large volume of marine seawater, which probably were expelled during the shale compaction. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of the Miocene seawater varies from 0.7088 to 0.7090 (Burke *et al.*, 1992; Hodell and Woodruff, 1994) which are similar to the replacive dolomite ratios (from 0.70830 to 0.70896) and to the dolomite cement ratio (0.70868). The only possible source of iron in these dolomites is the marine shales filling the basin center.

Mass-balance calculations. If the magnesium source was the Miocene seawater expelled from the shales of the basin center, it is possible to calculate the volume of seawater necessary to produce the dolomite body. The

differences in volume between the available seawater (10^{10} m^3) and the volume of seawater (2×10^7 m^3) necessary to dolomitize the dolomite body accounts for the marine source of magnesium.

Timing. The similarity between the dolomite cement filling the fractures and the replacive dolomite indicate a unique dolomitizing fluid and the synchronicity between fracturation and dolomitization. On the other hand, the vertical slickensides of the N-S trending fault affecting the 30° dipping host deposits implies that the fault movement and therefore, dolomitization, occurred alter tilting (mid Serravallian-Tortonian).

Fluid flow during dolomitization. The late Miocene paleotopography was probably similar to the present one, which is characterized by an elevated NW rift shoulder represented by the Prelittoral Range with elevations reaching up to 700 m and a less pronounced flank which is formed by the Garraf horst. The graben itself forms a topographic depression. This configuration implies a topography-driven flow from the NW part. The conceptual model focuses on the possibility of late Miocene fluid transfer from the NW rift shoulder by infiltration through high permeable pathways such as the coarse grained alluvial units and the bounding fault, assuming an elevated conductivity of the fault. Such fluids could pass through the basal conglomerates towards the SE margin of the graben, where they mix with the topography driven system from the Garraf horst and move upward along the bounding fault. Finally, they infiltrate laterally into the continental terrigenous deposits and produce dolomitization. In order to test this conceptual model of paleo-fluid flow, a two-dimensional finite element model is applied, which simulates fluid flow along a vertical cross section through the graben, incorporating the Paleozoic and Mesozoic basement of the graben, the uplifted shoulders and the asymmetric basin fill.

Diagenetic sequence associated to dolomitization. The diagenetic sequence during the late Neogene times in horst and graben system can been divided into three stages: reservoir porosity formation, hydrocarbon migration and filling of the residual porosity. The reservoir porosity formation was related to the late Neogene dolomitization process (fault-related dolomites). This dolomitization process was produced by topographically-driven and/or compactional-driven fluids affected different lithologies of Tertiary and probably also the Mesozoic limestones. The progressive burial of the half-graben deposits could lead the source (mainly the marine shales) to reach the oil-window. The topographically-driven and compactional-driven flow that produced dolomitization were probably also the responsable for hydrocarbon migration. The filling of the residual porosity occurred after the hydrocarbon migration.

ACNOWLEDGEMENTS

This work was partially supported by DGICYT Grant PB97-0883 and PB97-0882-C03-03 and the "Grups consolidats 2000SGR-00030 and 1999SGR-00064 del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya".

REFERENCES

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimera, J. and Roca, E. (1992): Evolution of the central Catalan margin of Valencia trough (Western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 219-247.

Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. and Otto, J.B. (1982): Variation of sewater 87Sr/86Sr throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.

Cabrera, L. and Calvet, F. (1996). Shore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp half-grabens (NW Mediterranean). En: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustals kinematics* (P.T. Friend and C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 97-105.

Coniglio, M., Sherlock, R., Williams-Jones, A.E., Middlenton, K. and Frape, S.K. (1994). Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 21: 231-254.

Hodell, D.A. and Woodruff, F. (1994): Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceonography*, 9: 405-426.

Hurley, F. and Budros, R. (1990): Albion-Scipio and Stoney Point fields - U.S.A., Michigan Basin. In: *Stratigraphic Traps I: Treatise of Petroleum Geology Atlas of Oil and Gas*, (E.A. Beaumont and N.H. Foster, Eds.) American Association of Petroleum Geologists, 1-37.

Mountjoy, E.W. and Amthor, J.E. (1994): Has burial dolomitization come of age? Some answers from the Western Canada Sedimentary Basin. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, 21: 203-229.

Mountjoy, E.W. and Halim-Dihardja, M.K. (1991): Multiple phase fracture and fault-controlled burial, dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 590-612.

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. and Marzo, M. (1999): Oligocene to Middle Miocene evolution of the Central Catalan margin (north-western Mediterranean. *Tectonophysics*, 315: 209-229.

Fluid flow related to thrusts and folds affecting Middle and Upper Eocene syn-tectonic sediments at the Pyrenean Belt.

F. Calvet[1], A. Travé[1], J.A. Muñoz[2], M. Acero[1]

1 Departament of Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Fac. Geologia. Univ. Barcelona. 08071 Barcelona. fcalv@geo.ub.es trave@geo.ub.es.
2 Departament of Geodinàmica i Geofísica. Fac. Geologia. Univ. Barcelona. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

The studied area is part of the south-Pyrenean fold-and-thrust belt. Tectonic activity in the area is represented by pre-orogenic extensive fractures, syn-orogenic thrust faults, early post-orogenic sinistral faults and late post-orogenic extensive fractures, affecting Eocene deposits. A meteoric fluid, with relatively low Fe, low Sr and high Mg content, circulated through the thrust fractures as well as through the pre-thrust fractures synchronously to thrust development precipitating calcite cement with $\delta^{18}O$ ranging from -8.8 to -8.3 $^{0}/_{00}$ PDB, $\delta^{13}C$ ranging from -3.1 to -2.1 $^{0}/_{00}$ PDB, and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ranging from 0.70816 to 0.70819. A fluid with a formation water composition with relatively high Fe content, circulated synchronously to sinistral fault development, probably early after thrust emplacement during relatively deep burial and precipitated calcite cement with $\delta^{18}O$ ranging from -9.5 to -9.2 $^{0}/_{00}$ PDB, $\delta^{13}C$ ranging from -0.6 to -0.5 $^{0}/_{00}$ PDB and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.70857. Finally, a hot meteoric fluid, with relatively low Mg and Fe and relatively high Sr content, circulated through the NW-SE fractures and precipitated calcite cement with $\delta^{18}O$ ranging from -14.4 to -12.6 $^{0}/_{00}$ PDB and the $\delta^{13}C$ ranging from -4.0 to -3.1 $^{0}/_{00}$ PDB and $^{87}Sr/^{86}Sr$ of 0.70847 during a hydrothermal event associated to a Neogene extensive phase.

Key words: *fluid flow, thrusts, Eocene, syn-tectonic sediments, Pyrenees.*

INTRODUCTION

Structural study of faults related with compression indicates that high-fluid pressures highly favours thrusting (Dietrich *et al.*, 1983). Orogenic compression drives fluid migration directly and significant fluid flow may migrate towards the foreland coeval with thrusting (Ge and Garven, 1989).

The South Pyrenean fold-and-thrust belt represents a natural field laboratory for the study of fluid migration during an orogenic compression. The presence of synkinematic fluids during the eocene compressive deformation have been already demonstrated in the South Pyrenean foreland basin (Travé *et al.*, 1997; Travé *et al.*, 1998) and in the most external part of the South Pyrenean fold-and-thrust belt (Travé *et al.*, 2000).

The aims of this work are to determine the type and origin of the fluids, the evolution of the fluid flow, the type of palaeohydrogeological regime before, during and after thrusting, in the L'Escala thrust which is an intermediate part of the South Pyrenean fold-and-thrust belt.

GEOLOGICAL SETTING

The South Pyrenean foreland basin progressively migrated towards the south because of successive emplacement of thrust sheets. The L'Escala thrust is part of a larger section (Ter-Fresser section) in the eastern south Pyrenean foreland basin. The foreland structure is constituted by thrusts and folds affecting the middle and upper Eocene syn-tectonic sediments. The L'Escala thrust places the materials of the Bellmunt Fm. (early Lutetian in age) over the deposits of the Puigsacalm Fm. (middle-upper Lutetian in age). The sampled section is constituted by three different thrust fault zones, each zone displays three sets of cross-cut fractures which correspond to pre-thrust fractures, thrust fractures and post-thrust fractures.

PETROLOGY OF THE FRACTURE VEINS

The pre-thrust fractures are diaclases filled by two generations of cement: a first generation constituted by a non isopachous rim of euhedral calcite crystals and a second generation of anhedral sparry calcite cement, with deformed mechanical twin planes and undulating extinction.

The thrust fractures are the thrust faults and the associated stratification planes which moved synchronously to the thrust movement due to bed to bed sliding and are filled by calcite cement, forming different shear bands parallels to the fracture wall. Each shear band is formed by a crack-seal mechanism. The calcite crystals

are brownish-greenish, anhedral or subeuhedral, locally elongated and show abundant mechanical twinning planes and undulating extinction.

The post-thrust fractures include two sets of fractures: the sinistral faults and the NW-SE fractures. The sinistral faults are filled by clean calcite crystals, with planar or interpenetrated borders, with mechanical twinning planes and undulating extinction. The NW-SE fractures are diaclases filled by euhedral sparry clean calcite crystals, with planar or interpenetrated borders, abundant deformed mechanical twinning planes and undulating extinction.

ELEMENTAL GEOCHEMISTRY

The calcite cements filling the pre-thrust fractures and thrust fractures show similar range of values characterised by low Fe and low Sr values. The calcite veins filling the post-thrust sinistral faults are characterised by a very high Fe content and the calcite veins filling the post-thrust NW-SE fractures are characterised by very high Sr content. The calcite cement filling the porosity within the Puigsacalm Fm. host rock has a composition similar to the post-thrust sinistral faults.

The calculation of the Mg/Ca, Sr/Ca, Mn/Ca Ca/Fe molar ratios reveals three different set of values. These values suggest that the fluids circulating through the pre-thrust fractures, thrust faults and bed to bed sliding were meteoric fluids, the fluids precipitating the cement in the Puigsacalm Fm. host rock and in the post-thrust sinistral faults were formation waters, probably because a deeper burial location of the structure after the thrust emplacement, and the fluid precipitating the cement in the post-thrust NW-SE fractures was a meteoric fluid slightly modified to a formation water composition.

OXYGEN AND CARBON ISOTOPES

The measured isotopic values of the bulk Puigsacalm Fm. host rock are more depleted in $\delta^{18}O$ (from -7.4 to -6.5 $^{0}/_{00}$ PDB) and within the same range for $\delta^{13}C$ (from -0.8 to +0.7 $^{0}/_{00}$ PDB) that the Eocene marine carbonates (Veizer and Hoefs, 1976). The similarity of the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ between the calcite cements within the pre-thrust fractures (from -8.5 to -8.3 and from -2.8 and -1.9 $^{0}/_{00}$ PDB, respectively) and the thrust fractures (from -8.8 to -8.3 $^{0}/_{00}$ PDB and from -3.1 to -2.1 $^{0}/_{00}$ PDB, respectively) indicates that both precipitated from the same fluid or from different fluids with similar composition. The $\delta^{18}O$ of the calcite cement in the post-thrust sinistral faults (from -9.5 to -9.2 $^{0}/_{00}$) is in average 2-3$^{0}/_{00}$ more depleted than the Puigsacalm Fm. host rock, and the $\delta^{13}C$ (from -0.6 to -0.5 $^{0}/_{00}$ PDB) is within the same range of values than the host rock. The $\delta^{18}O$ of the calcite cement in the post-thrust NW-SE fractures (range from -14.4 to -12.6 $^{0}/_{00}$ PDB) is in average 6-7 $^{0}/_{00}$ more depleted than the Puigsacalm Fm. host rock, and the $\delta^{13}C$ (from -4.0 to -3.1 $^{0}/_{00}$ PDB) is in average 3-4$^{0}/_{00}$ more depleted than the host rock.

STRONTIUM ISOTOPES

The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio of the Puigsacalm Fm. bulk host rock (0.70895) reflect the mixture of the bioclastic Eocene marine components (DePaolo and Ingram, 1985) and the siliciclastic fraction derived from an external source, probably from the erosion of Paleozoic rocks. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio homogeneity of the pre-thrust (0.70818), thrust faults (0.70816 and 0.70817) and the bed to bed sliding (0.70819), indicates a common origin for the fluid and an homogeneous vast aquifer during thrust emplacement. The calcite cements in the post-thrust sinistral faults (0.70857) and in the post-thrust NW-SE fractures (0.70847) show $^{87}Sr/^{86}Sr$ values closer to the Puigsacalm Fm. host rock values

DISCUSSION

Episodes of fracturation. Four main episodes of fracturation are recorded. During the first episode developed the pre-thrust fractures. During the second episode took place the thrust emplacement associated with bed to bed sliding. During the third episode developed the post-thrust sinistral faults and during the fourth episode developed the post-thrust NW-SE fractures.

Fluid type. The calcite cements in the pre-thrust fractures and in the thrust fractures indicate that the calcite precipitated from a meteoric fluid. The calcite cements in the post-thrust sinistral faults indicate that the calcite precipitated from a fluid with a formation water composition with a high contribution of the Palaeozoic rocks which might be explained by a high fluid-rock interaction. The calcite cements in the post-thrust NW-SE fractures indicate that the calcite precipitated from a hot fluid, meteoric in origin, probably during a hydrothermal event with a high contribution of the Palaeozoic rocks which might be explained by in-situ mineralogical transformations of the Palaeozoic siliciclastic components of the Puigsacalm Fm. host rock due to the higher temperature.

Episodes of fluid circulation. Three episodes of fluid circulation are recorded in the studied fractures. The first episode was during a compressive phase, synchronic to thrust emplacement. At that time, the pre-thrust fractures and the thrust fractures were filled by calcite cement recording the composition of a first meteoric fluid. The second episode of fluid circulation occurred synchronic to development of the post-thrust sinistral faults and was characterised by a fluid with a formation water composition. And the third episode occurred during a late distensive phase, when the NW-SE fractures developed, and was characterised by a hot meteoric fluid.

CONCLUSIONS

In the studied L'Escala thrust four episodes of fracturation, two types of calcite veins and three episodes of fluid circulation are recorded.

The first episode of fluid circulation was during the compressive phase, synchronic to thrust emplacement. At that time, the pre-thrust fractures and the thrust fractures were filled by calcite cement recording the composition of a meteoric fluid. This fluid had no or very low interaction with the Puigsacalm Fm. host rock. The second episode of fluid circulation occurred synchronously to development of the post-thrust sinistral faults, probably soon after thrust emplacement. During this second episode the fluid had a formation water composition. This fluid had high degree of interaction with the Puigsacalm Fm. host rock. Finally, the third episode occurred during a distensive phase when the NW-SE fractures developed. Probably during a late hydrothermal event. The fluid circulating through the structure at that time was a heated meteoric fluid, which had no interaction or very low with the Puigsacalm Fm. host rock.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was carried out within the framework of DGICYT grant PB97-0883. We acknowledge the contribution of the Grup Consolidat "Petrologia Sedimentària" 2000/SGR00030.

REFERENCES

DePaolo, D. J. and Ingram, B.L. (1985): High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227: 938-941.

Dietrich, D., McKenzie, J.A., and Song, H. (1983): Origin of Calcite in syntectonic veins as determined from carbon-isotope ratios. *Geology*, 11: 547-551.

Ge, S., and Garven, G. (1989): Hydromechanical modeling of tectonically driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin. *Journal of Geophysical Research*, 97B: 9119-9144.

Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., and Soler, A. (1997): Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analyses (Eocene south-Pyrenees, Spain). *Tectonophysics*, 282: 375-398.

Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., Tritlla, J., Buatier, M., Potdevin, J.L., Séguret, M., Raynaud, S., and Briqueu, L. (1998): Fluid migration during Eocene thrust emplacement in the south Pyrenean foreland basin (Spain): an integrated structural, mineralogical and geochemical approach. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher, and M. Fernàndez, M. Eds.), Geological Society of London, Special Publications, 134: 163-188.

Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Vergés, J., and Thirlwall, M. (2000): Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin: the El Guix anticline. *Tectonophysics*, 321: 73-102.

Veizer, J. and Hoefs, J. (1976): The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1387-1395.

Paleofallas lístricas durante el tránsito Jurásico/Cretácico en la Sierra de Crevillente (Alicante)

J.E. Caracuel, J.E. Tent-Manclús y A. Estévez

Departamento de Ciencias de la Tierra. Univ. Alicante. Apdo. 99. 03080 San Vicente del Raspeig. Alicante. Jesus.Caracuel@ua.es. JE.Tent@ua.es. Antonio.Estevez@ua.es.

ABSTRACT

The Jurassic/Cretaceous boundary in a new outcrop (El Congost), nearby Barranco de Amorós (central sector of the Sierra de Crevillente) has been analyzed. The upper boundary of the Ammonitico Rosso Superior Fm. shows an erosive surface. Overlying this formation, the Represa Fm. (Upper Albian) is deposited unconformably. From the biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary, and the geometry of the discontinuity, we infer the development of listric paleofaults during the Tithonian-Late Albian.

***Key words**: synsedimentary listric faults, Jurassic/Cretaceous boundary, Sierra de Crevillente*

INTRODUCCIÓN

Las Sierras de Crevillente y Abanilla forman una alineación montañosa de dirección SW-NE, interrumpida hacia W y E por las depresiones de Fortuna y del Vinalopó, respectivamente. Hacia SE limita con la Depresión del Bajo Segura y al N con las depresiones de los Hondones y de Fortuna. La Sierra de Crevillente constituye uno de los afloramientos más orientales de Subbético Externo (Nieto, 1997).

La Sierra de Abanilla se caracteriza por materiales esencialmente triásicos con depósitos terciarios discordantes. En cuanto a la Sierra de Crevillente, predominan los materiales de edad jurásica-cretácica y en menor medida triásica, sobre los que se dispone discordantemente el Terciario.

En el presente trabajo se estudia el tránsito Jurásico Superior/Cretácico Inferior en el paraje de El Congost (Fig. 1), al oeste del barranco de Amorós (ladera Sur del sector central de la Sierra de Crevillente). En este afloramiento el techo de la Fm. Ammonitico Rosso Superior muestra una superficie erosiva con paleorelieve, y el depósito disconforme de los materiales del Albiense superior. Los objetivos son precisar las dataciones en los materiales del tránsito Jurásico Superior/Cretácico Inferior, analizar la geometría de las superficies erosivas en el techo de la Fm. Ammonitico Rosso Superior en relación con el desarrollo de paleofallas fosilizadas por los materiales de la Fm. Represa (Albiense superior).

ANTECEDENTES

Los primeros estudios fundamentados sobre este sector de la Sierra de Crevillente se remontan a Fallot (1932, 1945), quien describe la serie jurásica. Posteriormente, Azéma y Sornay (1966) ponen en evidencia fenómenos de erosión en la secuencia del Jurásico asociados a condensación de los materiales del Neocomiense en un área próxima a la estudiada en este trabajo. De acuerdo con estos autores, sobre la secuencia Kimmeridgiense/Tithónico inferior parcialmente erosionada se superponen tres niveles condensados con evidencias de redepósito y espesores de 40-60 cm (Berriasiense/Aptiense), 30-40 cm (Aptiense superior) y 60-80 cm (Albiense medio-superior). Todo el conjunto queda fosilizado por margas del Albiense superior. Los autores señalan grandes similitudes con las series Penibéticas de la zona de Antequera y Ronda. Azéma (1977), considera una interpretación equivalente y precisa las dataciones en los materiales condensados.

Recientemente, Nieto (1997) estudia el tránsito Jurásico/Cretácico en la Sierra de Crevillente, que caracterizó por: a) cambio brusco de litología; b) presencia de varios *hardgrounds*; c) desarrollo de conglomerados intraformacionales en las secciones más orientales; d) lagunas estratigráficas de duración variable. En las áreas suroccidentales y centrales la laguna estratigráfica abarcaría desde el Tithónico medio al Albiense superior, mientras que en la terminación nordoriental, su duración sería Berriasiense inferior *p.p.*-Valanginiense inferior.

ESTRATIGRAFÍA

De modo similar a otras áreas de la Sierra de Crevillente, los materiales del Jurásico Superior se apoyan, en aparente paraconformidad, sobre los niveles calizo-nodulares, condensados y de color rojo intenso, del Jurásico medio. La discontinuidad del límite Dogger-Malm, que aflora bien expuesta, aunque apenas en unos 20 m de extensión, está caracterizada por varios niveles de *hard-*

FIGURA 1: *Localización del área de estudio.*

ground fuertemente ferruginizados, con desarrollo de *snuff-boxes*, concentración de ammonoideos reelaborados (conchas neomórficas truncadas) y belemnites orientados (Fig. 2).

Sobre esta discontinuidad aparece un tramo A, de 9 m de potencia, de materiales del Oxfordiense medio-superior en facies de calizas nodulosas, margosas, de tonos rojizos. En estos materiales se pueden observar eventuales niveles nodulares, carbonatados, intensamente bioturbados por *Thalassinoides* y *Chondrites*. Los sedimentos de edad Kimmeridgiense, también con facies ammonitico rosso, se corresponden al tramo B, de 18 m de espesor; está constituido por una alternancia de margocalizas grises laminadas y calizas nodulosas, de tono gris claro, en bancos de espesor decimétrico. Hacia el techo predominan las facies más carbonatadas con abundante fauna de ammonoideos y bioturbación (*Thalassinoides*) de gran tamaño.

El tramo C, de edad Tithónico, es comparativamente más potente (35 m) y comienza por niveles nodulares en bancos de 30-60 cm de espesor, que localmente muestran pliegues *slump*. La parte superior se caracteriza por alternancias de calizas nodulosas grises y margocalizas, progresivamente menos nodulares, salvo en los techos de los niveles carbonatados. Los materiales del Berriasiense, tramo D, sólo están representados en los extremos oriental y occidental del afloramiento estudiado (Figs. 2C y D). En la parte oriental, donde afloran con mayor desarrollo, tienen potencias de 10 m; en este área se trata de margocalizas nodulosas rojizas, que localmente constituyen un conglomerado de tipo *pebbly mudstone*, que está jalonado por tres *hardgrounds* intensamente ferruginizados y con una importante concentración de ammonoideos.

El contacto entre las Fms. Ammonitico Rosso Superior y Represa es fuertemente irregular, mostrando signos de erosión. El hiato asociado tiene una amplitud variable entre el Tithonico basal y el Albiense medio En la parte oriental (Fig. 2C) son evidentes las truncaduras de los estratos, encontrándose tapizados por costras ferruginosas, previas al depósito de las margas grisáceas con intercalaciones de bancos centimétricos de calizas y laminillas de mica de la Fm. Represa.

Los materiales reconocidos entre la costra ferruginosa y la Fm. Represa corresponden a unos niveles de *pebbly mudstone*, muy discontinuos y que ocupan zonas topográficamente deprimidas (pie del escarpe de la paleofalla del sector occidental; Fig. 2D). Estos niveles son equivalentes a los que Azéma (1977) propuso en un área próxima, más septentrional, como nivel b de edad Aptiense. En el área de estudio, corresponden a 30-50 cm de calizas margosas, de aspecto brechoide, de color amarillento con cantos ferruginizados y fuerte concentración de braquiópodos y equinodermos.

Tanto la cicatriz de erosión sobre la secuencia jurásica, como los primeros niveles de *pebbly mudstone*, antes mencionados, allí donde aparecen, quedan fosilizados por las margas micáceas (Albiense superior) de la Fm. Represa. En las zonas donde la erosión sobre la secuencia jurásica fue más intensa (área central del afloramiento) o donde actuaron paleofallas hundiendo bloques (área occidental del afloramiento) la Fm. Represa adquiere mayor desarrollo. En este último lugar, esta formación muestra abanicos de capas que tienden a enrasar el relieve preexistente.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

La figura 2B muestra un esquema cartográfico de campo de la zona estudiada, donde los materiales afloran buzando desde 40º hacia el sur hasta invertidos 80º hacia el norte. En el techo de la secuencia del Jurásico-Cretácico basal, destaca una superficie irregular en contacto con los materiales del Albiense superior que la fosiliza. La morfología irregular, el carácter heterocrónico del techo de la secuencia jurásica (desde el Tithónico basal hasta el Berriasiense inferior) y la presencia de encostramientos ferruginosos en los bancos truncados, evidencian una intensa erosión, posterior al Berriasiense inferior.

En la parte occidental, se puede apreciar una paleofalla fosilizada también por los materiales de la Fm. Represa. Previa restitución de los estratos a su posición original, se observa que la paleofalla presenta un régimen de falla normal, con superficie curva, progresivamente menos buzante en profundidad. En el bloque de techo se detecta un aumento del salto hacia niveles más bajos, así

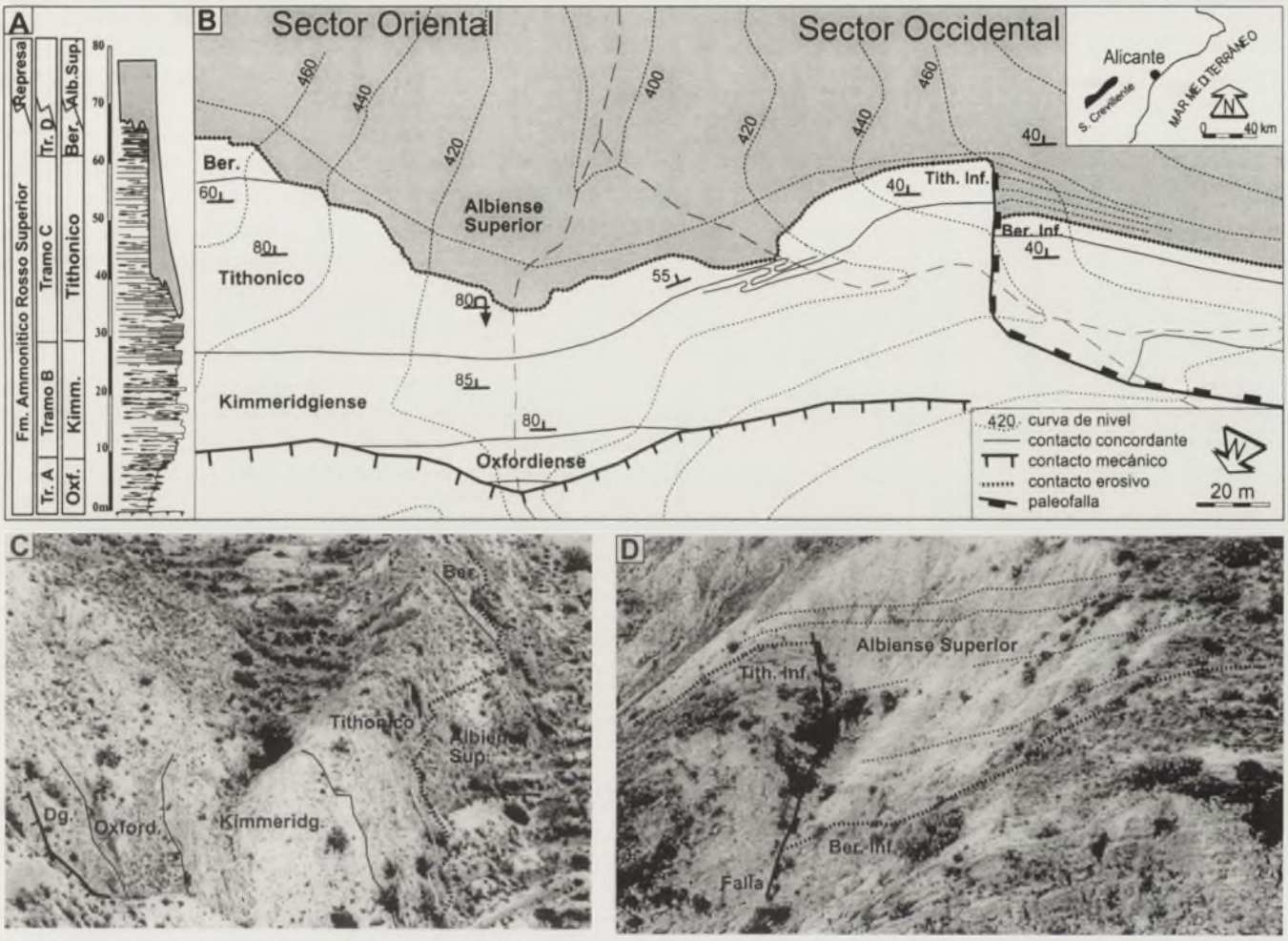


FIGURA 2: *A) Sección estratigráfica para el Jurásico superior-Cretácico inferior en el Barranco de El Congost. B) Esquema geológico de detalle donde se muestran las intensas erosiones en los materiales del Tithónico-Berriasiense (sector oriental) y el desarrollo de paleofallas lístricas de crecimiento fosilizadas por materiales de edad Albiense superior (sector occidental). C) Vista general del sector oriental. D) Fotografía de campo interpretada de la paleofalla lístrica de crecimiento del sector occidental. Dg: Dogger; Oxf.: Oxfordiense; Kimmeridg.: Kimmeridgiense; Tith. inf: Tithónico inferior; Ber: Berriasiense; Ber. inf: Berriasiense inferior; Alb. sup.: Albiense superior.*

como un anticlinal de acomodación de los estratos contiguos a la superficie de falla. Todas estas características permiten considerar dicha paleofalla como lístrica.

Si se toma como referencia el nivel rubefactado (posterior a la erosión), el salto es de unos 20 m. En la secuencia jurásica, los últimos niveles, inferiores al *hardground*, preservados en el bloque de techo, junto a la superficie de la falla, son de edad Berriasiense inferior, mientras que en el bloque de muro, más expuesto a la erosión en las inmediaciones del plano de falla, el nivel rubefactado se superpone al Tithónico inferior (Zona Verruciferum). Esto permite deducir un salto vertical para la paleofalla de 60 m, de acuerdo con el espesor de la secuencia aflorante en la parte oriental del bloque de muro.

No obstante, la escasa exposición de la secuencia jurásica en el bloque de techo no permite, por el momento, mayores precisiones. De acuerdo con los datos disponibles, la secuencia jurásica en el bloque de techo parece ser notablemente más potente, al menos durante el Tithónico. En tal caso, se puede admitir el funcionamiento de la paleofalla al menos desde el Tithónico, teniendo como resultado una tasa de sedimentación mayor en el bloque de techo, que estaría sometido a una mayor subsidencia. Otro hecho que apunta hacia esta posibilidad es el desarrollo de *slumps*, exclusivamente durante el Tithónico basal, en las proximidades del plano de falla del bloque de muro. Como consecuencia de la actuación deducida de la paleofalla durante el Tithonico inferior, en el bloque de muro se pudieron originar inestabilidades en los sedimentos coetáneos del funcionamiento de la falla, produciéndose *slumps*. Desafortunadamente, las limitaciones de afloramiento en esta zona impiden la adecuada medida de la dirección de procedencia de estos pliegues sinsedimentarios.

Los primeros bancos reconocidos sobre la discontinuidad son niveles de elementos retrabajados (*pebbly mudstone*) que se albergan en las oquedades del paleorelieve existente durante el Aptiense. Sobre estos aparecen las margas de la Fm. Represa que enrasan con geometrías en abanico (Fig. 2D) el relieve producido por la fracturación y la erosión submarina de la secuencia jurásica. Este es el caso del pequeño surco generado entre el plano de la paleofalla y el anticlinal de acomodación de bloque de techo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto BTE 2000-0299 y de los grupos de investigación GR00-22 (Generalitat Valenciana) y RNM-178 (Junta de Andalucia). Se agradece a la Presidencia de la Generalitat Valenciana la concesión de una ayuda para la asistencia y participación en congresos y jornadas.

REFERENCIAS

Azéma, J. (1977): *Étude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)* Thesis Univ. Paris, 396 p.

Azéma, J. y Sornay, J. (1966): Sur l'existence de phénomènes de ravinement, de condensation et de remaniement au sein des formations secondaires de la Sierra de Crevillente (prov. d'Alicante, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de la France* 7: 518-520.

Fallot, P. (1932): Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. VI: Sur quelques détails de la stratigraphie de la Sierra de Crevillente. *Boletín de la. Real Sociedad Española de Historia Natural,* 32: 171-177.

Fallot, P. (1945): *Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor.* Madrid, Publ. Inst. «Lucas Mallada» C.S.I.C., 719 p.

Nieto, L.M. (1997): *La Cuenca Subbética Mesozoica en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas.* Tesis doctoral, Univ. de Granada, 562 p.

Biozonas de macroforaminíferos (SBZ) del Cretácico Superior: un reto futuro

E. Caus[1], A. Calonge[2], J. García[2], A. Gómez-Garrido[1], C. Llompart[1] y J. Rosell[1]

1 Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193-Bellaterra. Esmeralda.caus@uab.es
2 Departamento de Geología. Universidad de Alcalá de Henares. Carretera Madrid-Barcelona, km.33.600. 28871-Alcalá de Henares. a.calonge@uah.es

ABSTRACT

An integrated biozonation of the Upper Cretaceous rocks based in larger foraminifera is proposed. In the Upper Cretaceous shallow-water platform sediments, where pelagic organisms and ammonoids are absent, the larger foraminifera are the most useful biostratigraphic markers, because they are abundant, diverse and have high evolutionary rates. The zonation integrates all the taxa from all neritic available paleoenvironments, from littoral to the lower limit of the photic zone (limit of the larger foraminifera bearing symbionts) and deposited under oligotrophic to mesotrophic conditions in warmer tropical to subtropical waters. The proposed biozonation is named with SB (Shallow Benthics) as a prefix, in accordance with current procedures in plankton biostratigraphy; the use of index fossils names for designating biozones in a zonation integrating many parallel index fossil groups corresponding to different habitats is not very practical nor stable when taxonomic revisions on genus and/or species level occur.

***Key words**: biozonation, larger Foraminifera, Upper Cretaceous*

INTRODUCCIÓN

La edad de los materiales, depositados en medios neríticos durante el Cretácico, fue fijada clásicamente por medio de "macrofósiles", tales como los lamelibranquios, los braquiópodos, los corales, etc. Pero, a partir de los años treinta con el auge de la industria del petróleo, la necesidad de asignar una edad a las muestras procedentes de sondeos, orientó la investigación hacia grupos de fósiles de más pequeño tamaño, y entre ellos estaban los macroforaminíferos. Estos organismos, constituidos por una única célula, poseen una concha calcárea cuyos complejos elementos estructurales pueden ser reconocidos en lámina delgada, lo que permite la identificación del fósil, ya sea a nivel genérico y/o específico, sin necesidad de separarlo de la roca. Esta particularidad, unida a su gran abundancia en todos los medios neríticos (desde los litorales a los más profundos) y a la rápida evolución de la mayoría de los grupos, les convierte en una herramienta extraordinariamente útil para la datación de los sedimentos cretácicos de plataforma poco profunda, donde los organismos planctónicos están ausentes.

Sin embargo, aunque los macroforaminíferos fueron utilizados con éxito durante más de medio siglo para identificar los depósitos neríticos cretácicos, muy pocos investigadores propusieron biozonaciones basadas en los representantes de este grupo, y aquellos que lo hicieron utilizaron únicamente algún grupo particular, tal como los orbitoídidos (van Hinte, 1976; van Gorsel, 1978; Caus *et al.*, 1996), lepidorbitoídidos (van Gorsel, 1978) o siderolítidos (Wannier, 1983), limitados a facies particulares.

En el presente trabajo, que constituye únicamente la primera fase de un trabajo mucho más amplio, se establece la "columna vertebral" de una zonación, que ha de cubrir la totalidad de los sedimentos del Cretácico Superior, depositados bajo condiciones oligotróficas o mesotróficas, en aguas tropicales o subtropicales y en la zona fótica.

BIOZONAS DE MACROFORAMINÍFEROS

Serra-Kiel *et al.* (1998) propusieron una escala biostratigráfica para los depósitos del Paleoceno y Eoceno del Tethys basada en la repartición de distintos grupos de macroforaminíferos, cuyo objeto era extender la posibilidad de subdividir temporalmente, a una escala mucho más precisa que la hasta entonces considerada, todos los tipos de facies neríticas. Así, las clásicas zonaciones de alveolinas y nummulítidos (Hottinger, 1960; Schaub, 1981) fueron completadas, en medios muy someros, con la repartición de los géneros y/o especies de miliólidos complejos y foraminíferos aglutinados cónicos (orbitoliniformes) mientras que en medios más profundos se recurrió a la repartición de nummulítidos, ortofragmínidos y foraminíferos rotaliformes.

Dado que, para el establecimiento de la citada escala biostratigráfica se utilizaban distintos grupos de macroforaminíferos, no parecía útil designarlos mediante el sis-

tema tradicional (por el nombre de un fósil-guía) y se recurrió a un sistema numérico, precedido por el prefijo SB (iniciales de "Shallow Benthic"), tal como se actúa en la construcción de las biozonas de foraminíferos planctónicos o nanoplancton calcáreo. La razón de no utilizar nombres genéricos y/o específicos para designar las biozonas en una zonación global es, eminentemente, práctica. El uso de varios grupos faunísticos, viviendo en hábitats diferentes, así como las constantes revisiones taxonómicas a que están sometidos géneros y especies, dificultan la estabilidad de la nomenclatura, creando un problema de utilización para los no especialistas.

Siguiendo los mismos criterios empleados para la construcción de las zonas de macroforaminíferos del Terciario inferior, se pretende construir una biozonación válida para los sedimentos del Cretácico. Se trata de definir zonas tipológicas donde cada biozona corresponda a una zona de "rango total" de algunos taxones. La biozona se define mediante la integración de múltiples evidencias de primeras apariciones (FA) y últimas ocurrencias (LO) de los taxones disponibles en todos los medios neríticos, desde los más litorales hasta el límite de la zona fótica (límite de los macroforaminíferos con simbiontes). En la definición de las biozonas se presta especial atención a la aparición/desaparición de los géneros y su repartición en las distintas zonas. Ello es particularmente útil en la datación de rocas no disgregables, donde la identificación de los géneros puede fácilmente realizarse en sección, pero que resulta mucho más difícil en las especies.

EL CRETÁCICO SUPERIOR

En esta primera fase del trabajo se aborda la construcción de una biozonación de macroforaminíferos valida para el Cretácico Superior, y se centra en los sedimentos depositados posteriormente al evento Cenomaniense-Turoniense, ya que los procesos de eutrofización de las aguas, que tuvieron lugar al final del Cenomaniense provocaron la desaparición de prácticamente todos los grupos de macroforaminíferos, que caracterizaron las plataformas cenomanienses. Además, a partir del Coniaciense tuvo lugar la aparición de numerosos nuevos grupos de macroforaminíferos que desarrollaron, por primera vez en la historia geológica, estrategias de crecimiento hasta entonces inexistentes y que evolucionaron rápidamente. Así, durante el intervalo Coniaciense-Santoniense, aparecieron diversos grupos de foraminíferos laminar-perforados con un complejo sistema de conductos, como p. ej: los Rotálidos o los Siderolítidos, mientras en el Santoniense se "inventa" un nuevo estereotipo de foraminífero: los macroforaminíferos orbitoidiformes, que dominarán, a partir de este momento, la mayoría de medios neríticos (a excepción de los más proximales).

La calidad de los afloramientos, que permite la correlación sobre el terreno entre las facies de plataforma que contienen macroforaminíferos y aquellas más profundas que contienen foraminíferos planctónicos ú otros organismos pelágicos, la existencia de numerosos trabajos previos sobre la repartición de la fauna (Caus *et al.*, 1988; Caus *et al.*, 1996; Caus *et al.*, 1999) y su situación paleogeográfica, convierten a los Pirineos en un lugar ideal para establecer una primera zonación "local", que pueda ser "exportada" y constituya la columna vertebral para el establecimiento de una zonación a escala global.

Desde el punto de vista faunístico, el esqueleto de la biozonación, del intervalo de tiempo Coniaciense-Maastrichtiense en el Pirineo, lo constituyen los foraminíferos porcelanados (Fabuláridos y Meandropsínidos), los foraminíferos orbitoidiformes (a partir del Santoniense) y los foraminíferos rotaliformes, respectivamente.

CONCLUSIONES

Los sedimentos de plataforma poco profunda del Cretácico superior pueden subdividirse en unidades biostratigráficas (SBZ) mediante la repartición de los diferentes géneros y/o especies de macroforaminíferos. Cada zona representa un intervalo de tiempo no superior a los dos millones de años, un tiempo relativamente corto comparado con el tiempo asignado a las biozonaciones de foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo o ammonoideos, que vienen siendo utilizadas como zonas "standard" en las escalas temporales. Las zonas de macroforaminíferos están restringidas en profundidad al límite inferior de la zona fótica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por los proyectos: PB96-1176 y BTE2000-0158.

REFERENCIAS

Caus, E., Gómez-Garrido, A. y Bernaus, J.M. (1996): Biostratigraphic utility of species of the genus *Orbitoides*. *Journal of Foraminiferal Research*, 26: 124-136.

Caus, E., Gómez-Garrido, A. y Rodés, D. (1988): Reevaluation of Lepidorbitoides evolution as a function of the age relation between species as established with nanoplancton biostratigraphy. *Revue de Paléobiologie*, Mémoire Speciale, 2: 421-428.

Caus, E., Llompart, C. y Rosell, J. (1999): El Coniaciense superior-Santoniense inferior de la Sierra del Montsec (Pirineos, NE de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 669-280.

Gorsel, . T. van (1978): Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera. En: *Foraminifera 3*, (R.H. Hedley y C.G. Adams, Eds), Academic Press, New York, 3: 1-120.

Hinte, J. E., van (1976): A Cretaeous time scale. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 60: 498-516.

Hottinger, L. (1960): Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mémoires Suisses de Paleontologie*, 75/76, 243 p.

Schaub, H. (1981). Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène: Taxinomie, phylogenèse et biostratigraphie. *Mémoires Suisses Paleontologie*, 104-106, 236 p.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrández, C., Jauhri, A., Paulovec, R., Samsó, Sirel, E., J.M., Tosquella., J., Tambareau, Y. y Zakrevskaya, E. (1998): Large Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bulletin de la Socité géologique de France*, 169: 109-113.

Wannier, M., (1983): Evolution, biostratigraphie et systematique des Siderolitinae (Foraminifères). *Revista Española de Micropaleontología*, 15: 5-37.

Evolución sedimentaria y paleogeografía del Jurásico Superior en la llanura de Arcos (Cordillera Ibérica septentrional)

J.J. Cepriá[1], M. Aurell [2] y B. Bádenas[2]

1 Departamento de Ciencias Experimentales. Universitat Jaume I. Campus del Riu Sec. 12080 Castellón. cepria@guest-mail.uji.es.
2 Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. maurell@posta.unizar.es, bbadenas@posta.unizar.es.

ABSTRACT

Facies analysis of the upper Kimmeridgian-Tithonian of the Arcos Plateau (northern Iberian Chain) allowed the identification of the J3.6 and J3.7 sequences defined by Aurell et al. (2000). Both sequences display a thin or even condensed transgressive systems tract, and thick highstand and forced regressive systems tracts. Development of shallower facies in the distal part of the ramp was controlled by the Montalbán-Ejulve High. Peloidal and oncolitic shoals were present during sequence J3.6, whereas peloidal shoals and coralgal patch reefs developed during the highstand of sequence J3.7. These set of shallow facies prograded over outer ramp facies (i.e., lime mudstone and marls). The influence of the sedimentary high is not obvious during deposition of the forced regressive systems tract of sequence J3.7, when the overall southeast progradation of the oolitic shoals and associated restricted environments took place.

Key words: *Late Jurassic, carbonate ramp facies, sedimentary high.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Jurásico Superior, la sedimentación en la cuenca Ibérica tuvo lugar en una plataforma carbonatada de tipo rampa, abierta hacia el este al Tethys occidental. Para el intervalo Kimmeridgiense superior-Tithónico, se reconocen dos secuencias de depósito, denominadas secuencias J3.6 y J3.7 (Aurell *et al.*, 2000). La secuencia J3.6, se extiende desde el Kimmeridgiense superior (límite entre las biozonas *acanthicum* y *eudoxus*), hasta el Tithónico inferior (biozona *hybonotum*) y se caracteriza por el desarrollo de arrecifes y bajíos oolíticos en las zonas de rampa interna-media (Fm. Calizas con corales de Torrecilla y Fm. Calizas oolíticas de Pozuel), que pasan distalmente a fangos carbonatados de rampa externa (Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla; Bádenas y Aurell, 2001). La secuencia J3.7, abarca el resto del Tithónico y corresponde al depósito de bajíos oncolíticos y oolíticos y al desarrollo local de facies arrecifales (Fm. Calizas con oncolitos de Higueruelas; Aurell y Meléndez, 1993).

El estudio de los materiales del Kimmeridgiense superior-Tithónico en determinados sectores de la Cordillera Ibérica septentrional, pone de manifiesto que la superficie de depósito durante este intervalo mostró ciertas irregularidades. Este es el caso del alto paleogeográfico de Montalbán-Ejulve, cuya influencia en la sedimentación se manifestó a lo largo de todo el Jurásico Superior (Bulard 1972). La presencia de este umbral ha sido invocada para explicar el desarrollo de facies peloidales someras (Mb. Calizas blancas de Alacón, Fm. Loriguilla), rodeadas por facies micríticas más profundas (Fm. Higueruelas) en la Llanura de Arcos (Meléndez *et al.*, 1990), o la presencia de facies someras arrecifales y oolíticas (Fms. Torrecilla y Pozuel) en el sector próximo de Obón-Torre de las Arcas (Aurell *et al.*, 1999).

En el presente trabajo se realiza el análisis sedimentológico de las facies carbonatadas del Kimmeridgiense superior-Tithónico en la Llanura de Arcos (provincias de Zaragoza y Teruel, Fig.1), con objeto de precisar la evolución vertical y lateral de las facies, definir las etapas de evolución sedimentaria y caracterizar la influencia del alto paleogeográfico y su evolución temporal. Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales estudiados corresponden a la Fm. Loriguilla y a la Fm. Higueruelas. El estudio se ha realizado mediante el levantamiento y correlación de seis perfiles estratigráficos y la caracterización de las facies en secciones pulidas y láminas delgadas.

ANÁLISIS DE FACIES Y ETAPAS DE EVOLUCIÓN

La correlación de los seis perfiles realizados ha permitido obtener la distribución de facies en una sección noroeste-sureste, aproximadamente perpendicular a los cinturones de facies de la rampa (Fig. 2). Se han reconocido, en concreto, tres asociaciones de facies, que representan tres etapas de evolución en la rampa.

La asociación de facies 1 (AF1) está formada por cinco facies (facies A y B de la Fm. Loriguilla, y facies C, D y E del Mb. Alacón de la misma formación). La facies A (ritmos calizas *mudstone*–marga) corresponde al depósito de fango carbonatado en dominios submareales de baja

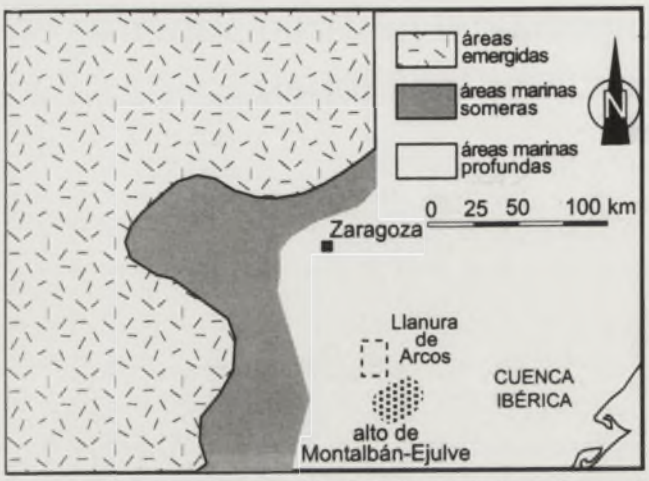


FIGURA 1: *Situación paleogeográfica de la llanura de Arcos durante el Kimmeridgiense superior.*

energía (rampa externa). La facies B (ritmos calizas *mudstone*–marga con tempestitas de peloides, bioclastos y oncoides) refleja el depósito de fango carbonatado y tempestitas en la rampa media-externa. La facies C (*wackestone* a *packstone* de peloides, con intensa micritizacón y microporosidad) y la facies D (*packstone* de peloides y oncoides) revelan el progresivo desarrollo de bajíos peloidales y oncolíticos de rampa media a interna. La facies E es un nivel estratiforme de dolomías cristalinas férricas, desarrollado a techo de las facies C y D.

La AF1 refleja el progresivo desarrollo de bajíos peloidales y oncolíticos de rampa media a interna (facies C y D) en la zona suroriental del sector estudiado, mientras que al noroeste se matuvieron condiciones de sedimentación más profunda (facies A y B). Los componentes resedimentados presentes en la facies B procederían de los bajíos, de modo que las corrientes que los transportaron tuvieron un sentido hacia el noroeste.

La asociación de facies 2 (AF2) está constituida por cuatro facies (facies F a I en la Fm. Higueruelas). La facies F (*mudstone* a *wackestone* de peloides y bioclastos) representa fangos carbonatados de rampa externa-media. La facies G (*wackestone* a *grainstone* de peloides e intraclastos micríticos), refleja la progresiva implantación de bajíos peloidales en las zonas de rampa media-interna. La facies H (*packstone* de peloides, intraclastos de costras microbianas, y bioclastos) corresponde a sedimentos interarrecifales asociados a la facies I (parches arrecifales de corales y algas de textura *framestone*), cuya diversidad de organismos bioconstructores y de microorganismos encostrantes permite localizarlos en los ambientes abiertos y agitados de la rampa interna.

De acuerdo con la AF2, sobre los fangos carbonatados de rampa externa-media (facies F), tuvo lugar la progresiva progradación hacia el noroeste de bajíos peloidales de rampa media-interna (facies G), así como la posterior expansión desde el sureste de las facies arrecifales e interarrecifales asociadas (facies I y H).

La asociación de facies 3 (AF3) está constituida por cuatro facies (facies J a M de la Fm. Higueruelas). La facies J (*grainstone* de intraclastos micríticos y ooides, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo) corresponde a bajíos intraclásticos y oolíticos submareales de rampa interna. La facies K (calizas con alternancia de niveles gradados de textura *grainstone* de peloides, intraclastos y ooides, y niveles algales con porosidad fenestral) se interpreta como sedimentos intermareales. La facies L (*grainstone* de intraclastos micríticos con gasterópodos y bioturbación por raíces) corresponde a ambientes de *lagoon* colonizado eventualmente por cobertera vegetal, donde tuvo lugar el depósito de fango carbonatado que fue retrabajado a intraclastos por tormentas. La facies M (*grainstone* de ooides con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y galerías verticales) representa depósitos de *shoreface*.

La AF3 supone la rápida progradación de facies de rampa interna sobre las facies arrecifales del estadio anterior. A diferencia de las anteriores etapas, la progradación es hacia el sureste, pero es concordante con la orientación general de la rampa. En concreto, según este sentido de progradación se produce la progresiva somerización desde bajíos intraclasticos y oolíticos submareales, a ambientes intermareales, para pasar a zonas restringidas de tipo *lagoon* y medios de playa de baja energía.

SECUENCIA DE DEPÓSITO Y CORTEJOS SEDIMENTARIOS

Las tres etapas de evolución de facies identificadas en los materiales del Kimmeridgiense superior-Tithónico de la llanura de Arcos, pueden ser correlacionados con las secuencias de depósito J3.6 y J3.7 y con sus cortejos sedimentarios (Fig. 2).

La AF1 corresponde a la secuencia J3.6. A escala de cuenca, la secuencia J3.6 está constituida por los cortejos transgresivo (TST) y de alto nivel del mar (HST). En las zonas distales, su límite inferior se sitúa en la Fm. Loriguilla, a techo de un tramo margoso ("margas de *Acanthicum*"), que separa una sucesión calcárea con abundante limo de cuarzo de una sucesión calcárea sin contenido terrígeno (Bádenas y Aurell, 2001). Esta situación es observable en el sector estudiado, donde también se reconoce un nivel margoso intermedio, que ha sido tomado como nivel inferior de correlación. La mayor parte de la asociación corresponde al cortejo de alto nivel del mar, que está caracterizado por el desarrollo en el sector suroriental de bajíos peloidales y oncolíticos de rampa interna-media, que progradan hacia el noroeste sobre fangos carbonatados de rampa externa-media. El cortejo transgresivo presenta menor potencia y aparece especialmente condensado en el sector donde posteriormente tiene lugar el desarrollo de los bajíos. El límite superior de la secuencia se sitúa a techo del nivel dolomítico estratiforme (facies E), desarrollado sobre las facies correspondientes a los bajíos peloidales. La caída del nivel del mar asociada a este límite produciría la exposición de los bajíos. La acción de las aguas meteóricas y la situación de mezcla de aguas originarían la dolomitización parcial así como la micritización y microporosidadd de las facies peloidales (Fig.3).

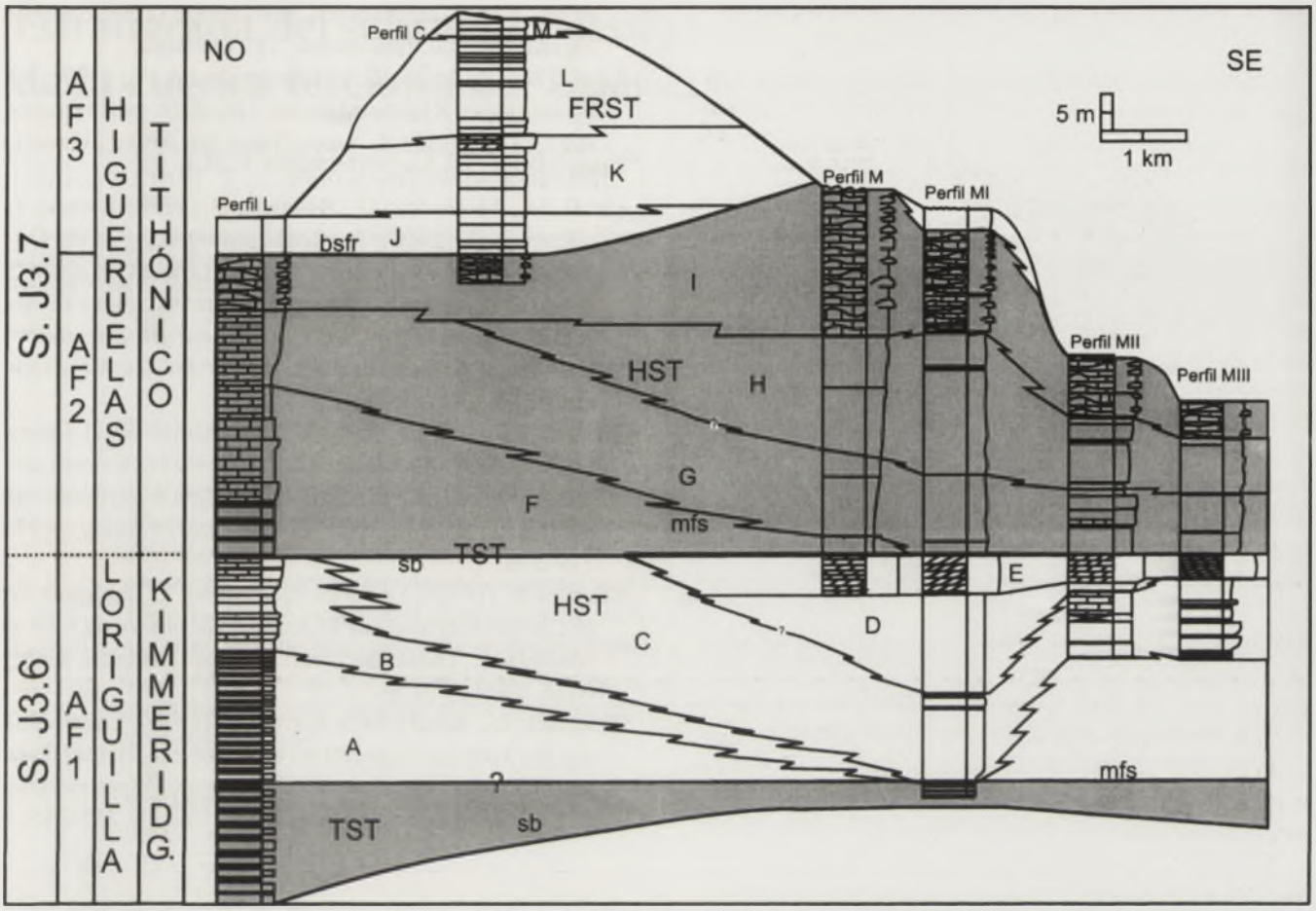


FIGURA 2: *Panel de correlación de perfiles donde se indican las facies diferenciadas (letras A a M) y las tres asociaciones de facies en las que se agrupan (AF1, 2 y 3), así como las secuencias de depósito (S. J3.6 y J3. 7) y cortejos sedimentarios identificados (TST, cortejo transgresivo; HST, cortejo de alto nivel del mar; FTST, cortejo de regresión forzada). sb: límite de secuencia; mfs: superficie de máxima inundación; bsfr: superficie basal de regresión forzada.*

Las AF2 y AF3 corresponden a la secuencia J3.7. A escala de cuenca, la secuencia se caracteriza por una tendencia general progradante de las facies (Aurell y Meléndez, 1993). En el sector estudiado, la progradación de las facies es evidente pero existe un cambio en el sentido de dicha progradación entre la AF2 y la AF3. La secuencia comienza con unos delgados niveles micríticos (cortejo transgresivo). El cortejo de alto nivel del mar está representado por la AF2 y se caracteriza por la progradación hacia el noroeste de facies arrecifales y bajíos peloidales de rampa interna-media. La AF3 correspondería al cortejo de regresión forzada (FRST), que supone un importante cambio en la dinámica sedimentaria, ya que se produce la instalación de bajíos oolíticos y medios restringidos progradantes hacia el sureste, como se reconoce en amplios sectores de la cuenca Ibérica.

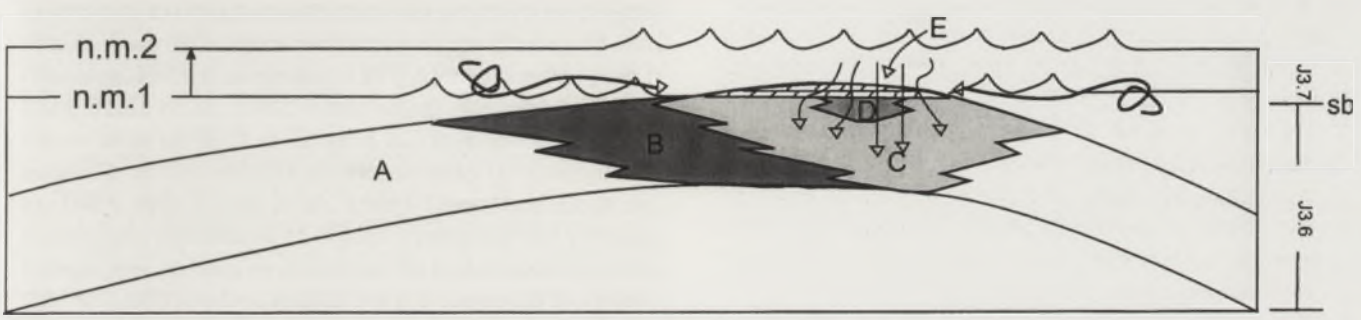


FIGURA 3: *Corte sintético de la rampa en el sector estudiado durante el límite entre las secuencias J3.6 y J3.7. La caida relativa del nivel del mar produce la exposición parcial de los bajios peloidales y oncolíticos (facies C y D). La acción corrosiva de las agua meteóricas origina la micritización y microporosidad de dichas facies, que unido a la situación de mezcla de aguas favorece la dolomitización (facies E).*

INFLUENCIA DEL ALTO PALEOGEOGRÁFICO

El estudio realizado en los materiales del Jurásico terminal de la llanura de Arcos permite corroborar la influencia del alto paleogeográfico de Montalbán-Ejulve en la distribución de facies. Su presencia condicionó el desarrollo y progradación hacia el noroeste de facies someras, en concreto de bajíos peloidales y oncolíticos de rampa media-interna durante la secuencia J3.6, y de bajíos peloidales y parches arrecifales durante el cortejo de alto nivel del mar de la secuencia J3.7. El final de la influencia del umbral viene marcado por la completa colonización de la fracción de la rampa por corales y el comienzo del cortejo de regresión forzada de la secuencia J3.7. Esta se refleja en un cambio neto en el tipo de facies (bajíos oolíticos y facies de *lagoon*), como ocurre a escala de cuenca, y en el sentido de progradación de las mismas hacia el sureste, más acorde con la orientación general de la rampa carbonatada jurásica.

REFERENCIAS

Aurell, M. y Meléndez, A. (1993): Sedimentary evolution and sequence stratigraphy of the Upper Jurassic in the Central Iberian Chain, northeast Spain. En: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations* (H.W. Possamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq y G.P. Allen, Eds.), International Association of Sedimentologists, Special Publication, 18: 343-368.

Aurell, M., Bádenas, B. y Bordonaba, A.P. (1999): El Bathoniense-Kimmeridgiense (Jurásico medio-superior) en la región de Obón-Torre las Arcas (Teruel). *Geogaceta*, 26: 19-23.

Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B., Pérez-Urresti, I. y Ramajo, J. (2000): Sequence stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Lower Cretaceous) of the Iberian Basin (NE Spain). En: *Advances in Jurassic research; proceedings of the Fifth International Symposium on the Jurassic System*. GeoResearch Forum, 6: 281-291

Bádenas, B y Aurell, M (2001): Proximal-distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology*, 139: 319-340.

Bulard, P.F. (1972): *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaine Ibérique sur la bordure du bassin de l´Ebre (Espagne)*. These doctoral. Faculté Sciences Univ. Nice, 2 vol., 702 p.

Meléndez, G., Aurell, M. y Atrops, F. (1990): Las unidades del Jurásico Superior en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica: Nuevas subdivisiones litoestratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 225-245.

Estratigrafía del subsuelo y evolución sedimentaria del sector sur de la cuenca terciaria del Duero

J.R. Colmenero[1] , J.M. Rodríguez[1], J.J. Gómez Fernández[2] y P. Carrasco[3]

1 Universidad de Salamanca. Departamento de Geología. Plaza de la Merced s/n, 37008 Salamanca. colme@gugu.usal.es; bartolo@gugu.usal.es.
2 Universidad Complutense. Departamento de Estratigrafía.
3 Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila.

ABSTRACT

This paper describes the main stratigraphic characters of the Palaeogene and Neogene subsurface successions of the southern sector of the Tertiary Duero Basin. Data have been obtained by the analysis of several hundred wells performed in this area. These successions are separated by the Alba-Villoria fault, which acted as a normal fault during the Neogene. The Palaeogene successions develop a wedge geometry thickening towards the northeast and show a complex internal organization with a high degree of lateral and vertical variability, making difficult its correlation. They have been interpreted as meandering and braided fluvial channels. The Neogene successions show an mostly lobe geometry emerging from the Alba-Villoria fault and the southern margin of the basin. These coarse-grained lobes change to the east and the northeast into a lutitic realm. The main features of the infilling of the Neogene basin have been illustrated through five coarse detrital percentage maps.

Key words: *Palaeogene, Neogene, subsurface stratigraphy, sedimentary evolution, Tertiary Duero Basin.*

INTRODUCCIÓN

El margen sur de la Cuenca Terciaria del Duero está estructurado en un conjunto de fosas y umbrales generados por la reactivación como fallas normales, durante el Terciario, de un sistema de desgarres tardihercínicos de orientación suroeste-noreste. La más importante de estas fallas es la denominada Alba-Villoria, que se extiende desde las proximidades de Alba de Tormes hacia el interior de la cuenca separando las series del Paleógeno de las del Neógeno (Jiménez, 1973). Estas últimas alcanzan espesores de hasta 650 m en la Depresión de Peñaranda-Alba, adyacente a la citada falla (Corrochano *et al.*, 1983).

La estratigrafía y sedimentología de las sucesiones terciarias aflorantes en todo el sector sur de la Cuenca del Duero está excelentemente conocida gracias a un conjunto numeroso de trabajos realizados en los últimos 30 años (Jiménez, 1973; Corrochano, 1977; Alonso Gavilán , 1981; Diez Balda *et al.*, 1982; entre otros). Sin embargo, muchos menos trabajos se refieren a la composición y organización de las mismas en el subsuelo (Corrochano *et al.*,1983; Díaz Curiel *et al.*, 1998). Contribuir a este conocimiento constituye el objetivo principal del presente trabajo, que se basa en el análisis de la documentación de más de 1.000 sondeos realizados por empresas y organismos públicos para extracción de agua o investigación minera. La profundidad de los mismos oscila entre 1.000 y 150 m y su distribución superficial, aunque irregular, cubre buena parte de la mitad sur de la Cuenca del Duero. De dichos sondeos, aproximadamente 200 poseen registro geofísico y han proporcionado la mayor parte de la información en que se basa este trabajo.

RESULTADOS

Dominio Paleógeno

En este dominio se han analizado 46 sondeos, de los cuales 17 poseen registro geofísico y 37 llegan en su base hasta el zócalo hercínico. Con estos últimos se ha construido el mapa de contorno estructural de la figura 1, cuyas isobatas se hallan referidas al nivel actual del mar. Este mapa, y del corte A-B que en él aparece, permite deducir dos hechos importantes: 1) la progresiva profundización del zócalo desde los bordes oeste y sur de la cuenca hacia el este y noreste, con una paleopendiente del 1%; y 2) que el espesor de las series paleógenas se incrementa en el mismo sentido anterior, alcanzando valores de más de 600 metros en las zonas próximas de la Falla Alba-Villoria (sondeo de Torrecilla de la Orden).

Las sucesiones cortadas son enteramente detríticas y muestran los siguientes caracteres sedimentarios: a) pobre correlación entre sondeos adyacentes, debido a la existencia de cambios laterales y verticales de facies rápidos; b) incremento en la granulometría de los materiales hacia la parte inferior de las sucesiones y hacia en el sector oc-

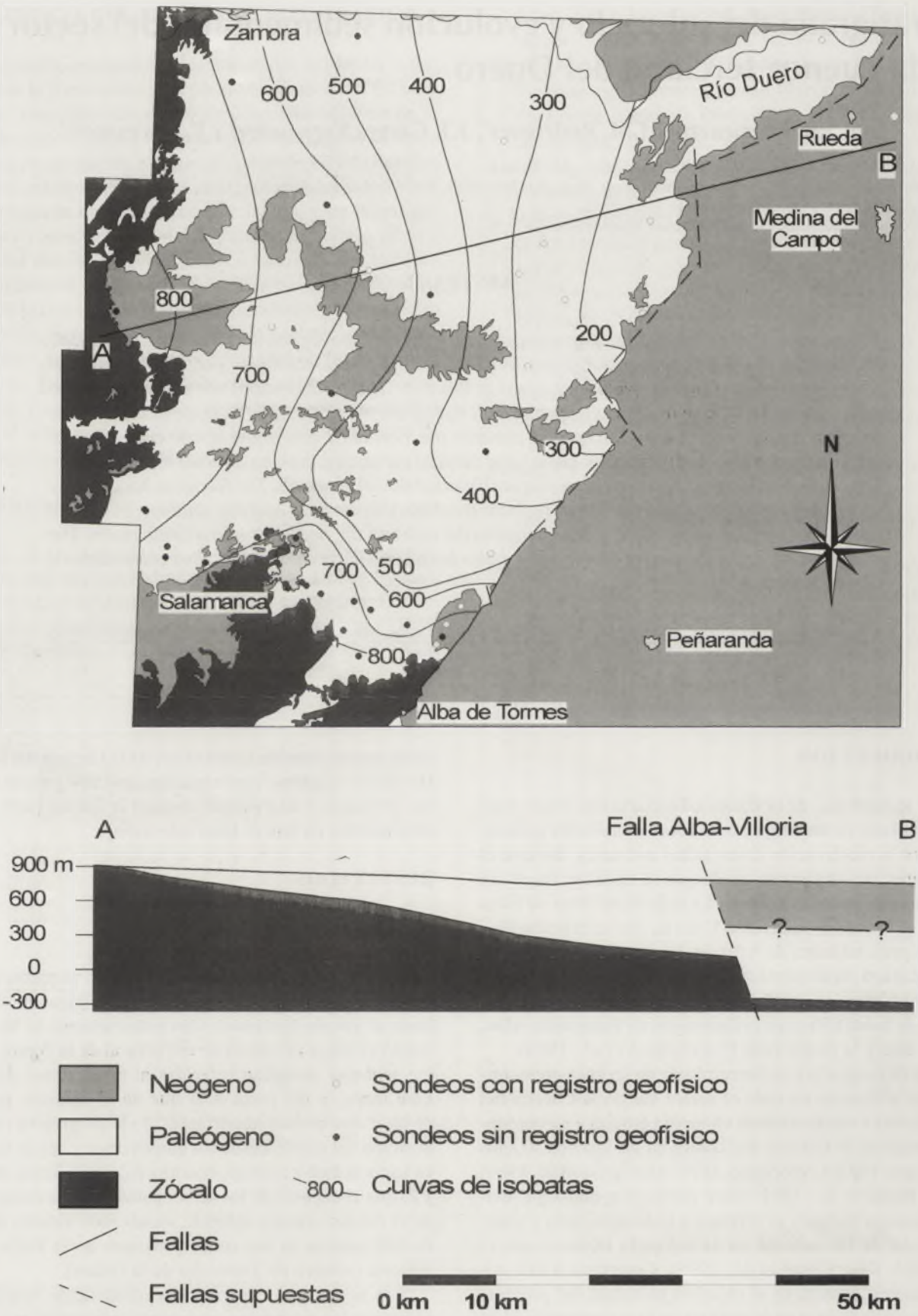


FIGURA 1: *Mapa de contorno estructural de la base de la sucesión paleógena y corte transversal del sector suroccidental de la Cuenca del Duero. Las cotas e isobatas están referidas al nivel actual del mar.*

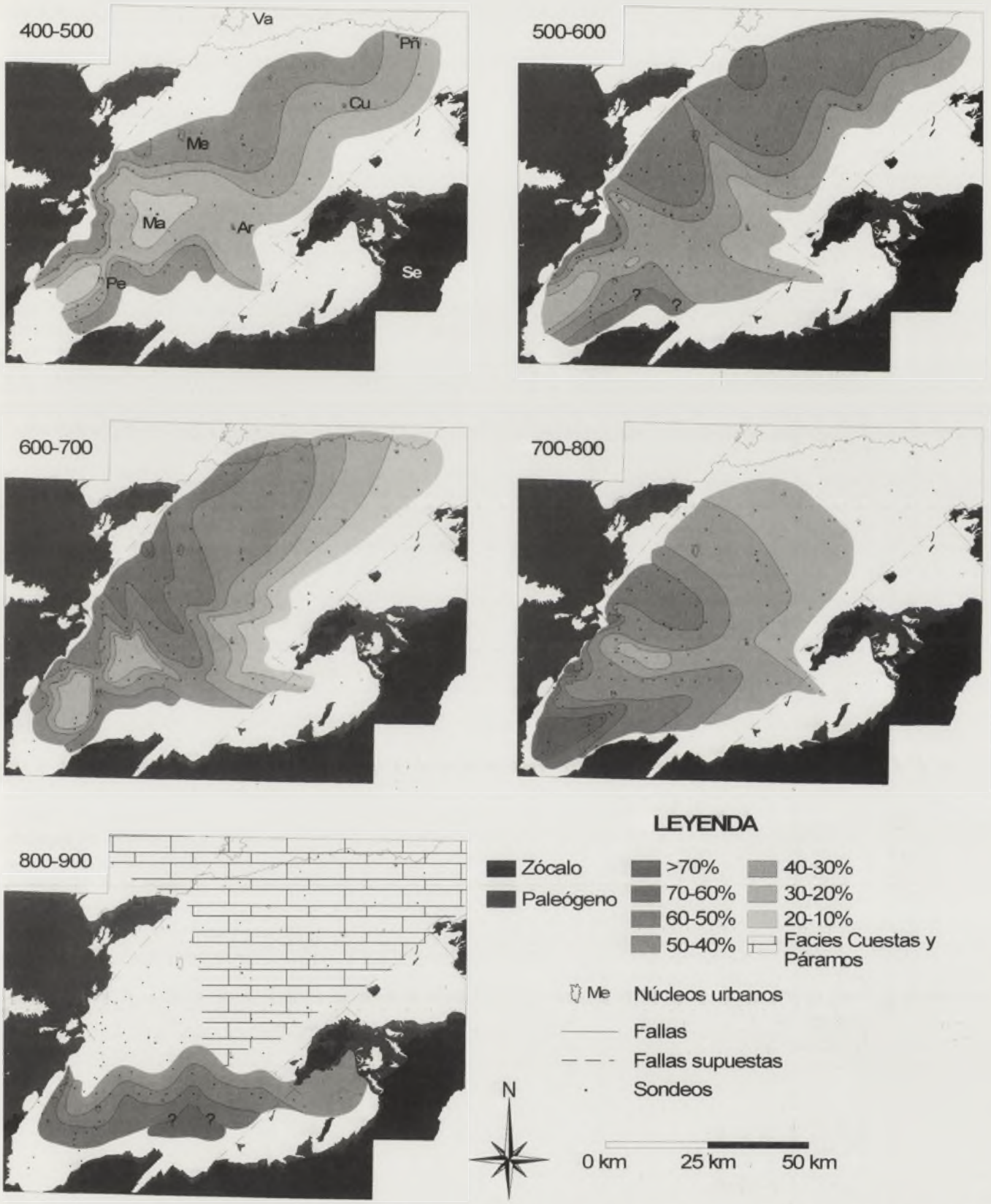


FIGURA 2: *Mapas de porcentajes de la sucesión neógena referidos en cota al nivel actual del mar. Los porcentajes corresponden al contenido en detríticos gruesos. Las siglas expresan las localizaciones de los siguientes núcleos urbanos: Ar, Arévalo; Cu, Cuellar; Ma, Madrigal de las Altas Torres; Me, Medina del Campo; Pe, Peñaranda de Bracamonte; Pñ, Peñafiel; Se, Segovia; y Va, Valladolid.*

cidental del dominio; c) espesores medios de las capas de areniscas y gravas nunca superiores a 6 m, con un porcentaje de las mismas inferior al 50% del total; d) las electrofacies desarrollan morfologías en campana y, más raramente, cilíndrica, tienen espesores métricos o decamétricos, y su origen está relacionado, en el primero de los casos, con secuencias fluviales de tipo meandriforme, y en el segundo, con procesos de amalgamamiento vertical de canales *braided*.

Dominio Neógeno

En él se ubican la mayor parte de los sondeos analizados. Los materiales son detríticos en su gran mayoría y muestran granulometrías que varían desde gravas hasta arcillas. La distribución areal de los dos grupos litológicos principales, detríticos gruesos (gravas y arenas) y detríticos finos (limos y arcillas), se ha expresado en los mapas de porcentaje de la figura 2, realizados para cinco tramos de 100 m de potencia comprendidos entre las cotas 400 y 900 sobre el nivel actual del mar. De dichos mapas se pueden deducir los siguientes hechos:

1. Las entradas más importantes de material terrígeno grueso a este sector de la cuenca han procedido del noroeste y sur, con un aumento progresivo de la importancia de los de este último sentido a lo largo de la serie.

2. Las mayores proporciones de sedimentos finos se localizan en los sectores suroccidental (Depresión Peñaranda-Alba y su continuidad hacia el norte), y oriental, presentando este último un desplazamiento hacia el norte como consecuencia del cambio en la procedencia de los aportes.

3. La distribución de los aportes en la cuenca se realiza generando una serie de lóbulos coalescentes, resultado de la progradación de abanicos aluviales. Aunque a lo largo del tiempo la importancia de dichos lóbulos ha variado, algunos de ellos (oeste de Medina del Campo, oeste de Madrigal) han permanecido casi de forma constante.

4. A pesar de la incertidumbre que provoca la escasez de datos en el sector oriental de la cuenca, próximo a la falla de Santa María la Real de Nieva, no parece que los aportes procedentes del Guadarrama hayan tenido una extensión superficial importante durante el Neógeno.

5. La actividad sinsedimentaria durante el Neógeno de la Falla Alba-Villoria ha sido muy importante, pudiendo haberse comportado como un borde activo de la cuenca sedimentaria.

6. La electrofacies más característica de este dominio es la de morfología en embudo, propia de secuencias granocrecientes, desarrolladas por la progradación de lóbulos de abanicos aluviales. También son frecuentes las de morfología en campana, cilíndricas y huevo, correspondientes a rellenos de canales fluviales, amalgamamiento vertical de canales y progradación y abandono de lóbulos, respectivamente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la Junta de Castilla y León a través del Proyecto SA36/97. Se dan las gracias a las empresas y organismos que han facilitado los sondeos (AGROPOZA, ESSO, IGME, IRYDA, PERFIBESA, SONDEOS SALMANTINOS y TRAGSA), y a nuestros compañeros del Área de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca por sus comentarios y críticas.

REFERENCIAS

Alonso-Gavilán, G. (1981): *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde SO de la Cuenca del Duero (prov. de Salamanca).* Tesis doctoral, Univ. de Salamanca (inédita).

Corrochano, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Peleógeno de la provincia de Zamora.* Tesis Doctoral Univ. de Salamanca (inédita).

Corrochano, A., Carballeira,.J., Pol, C. y Corrales, I. (1983): Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvdia Geológica Salmanticensia*, 19: 187-199.

Díaz Curiel, J.M., Miguel, M.J., Domínguez, S. y Caparrini, N. (1998):. Correlación automática de sondeos mediante diagrafías en el sur de la cuenca del Duero. *Boetín Geológico y Minero*, 109: 15-30

Díez Balda, M.A., Carballeira, J., Corrochano, A., Pol, C. y Pérez-González, A. (1982): *Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 479 (Peñaranda de Bracamonte).* IGME, Madrid.

Jiménez, E. (1973): El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvdia Geológica Salmanticensia*, 5, 107-136.

Distribución transversal y procesos de selección de minerales pesados en la playa de Catania (Italia)

L. Del Río, F.J. Gracia y L. Barbero

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). ldrio@retemail.es.

ABSTRACT

Heavy minerals from Catania beach (Italy) have been analised in 41 sand samples collected along 19 cross-shore transepts, with the aim of obtaining information about selective sorting processes operating across the beach. The results show that wave action and coastline orientation concentrate heavy minerals in the backshore and at the ends of the beach. Moreover, it has been verified that heavy minerals in the study area tend to concentrate in the cross-shore direction into the finest-grained samples. The most abundant heavy mineral species, opaque minerals and clinopyroxenes, show completely different mechanical and hydrodynamical behaviours, which could be due to differences in density, grain size and shape: opaque minerals tend to concentrate in the beach shore, while the concentration of clinopyroxenes and other non-opaque minerals increases in sand dunes. No clear relationship between mean grain size and heavy mineral species composition has been found when studying the heavy fraction distribution.

Key words: *microtidal beaches, heavy minerals, beach dynamics, sorting processes.*

INTRODUCCIÓN

El empleo de los minerales de la fracción pesada del sedimento como trazadores naturales ha demostrado ser de gran utilidad en el estudio de los procesos dinámicos y sedimentarios que afectan a las zonas litorales (Lotfy, 1997). En el presente trabajo, aplicado a la playa del Golfo de Catania (Italia), se analizan los procesos hidrodinámicos involucrados en la selección, concentración y distribución de los minerales pesados durante su sedimentación en distintos subambientes litorales: nivel del mar, playa seca y dunas.

El Golfo de Catania está situado en la costa oriental de Sicilia (Italia). En su parte central se extiende la playa micromareal objeto del presente estudio, una franja rectilínea de cerca de 20 km de longitud y unos 12 m de anchura media, donde desembocan los ríos Simeto y San Leonardo (Fig. 1). La playa está limitada al norte por una colada lávica procedente del macizo volcánico del Etna, que forma un acantilado de 2 a 5 m de altura, y al sur por las vulcanitas del promontorio de Agnone, de más de 20 m de altura.

METODOLOGÍA

El muestreo fue llevado a cabo en el invierno de 1996 según 19 perfiles distribuidos a lo largo de la playa, con una distancia media entre ellos de 1 km (Fig. 1). En total se recogieron 41 muestras, con dos tomas en cada perfil, una en la playa seca y otra en la orilla del mar; en los perfiles 11 al 13 se tomaron también muestras de arena de las dunas, presentes sólo en dicho tramo. Tras calcular los parámetros granulométricos con el método gráfico de Folk y Ward (1957), se efectuó la separación de los minerales pesados sobre la fracción modal de las muestras (Ockay y Hubert, 1996), correspondiente a arena media (1-2 ϕ). La técnica empleada fue la separación por gravedad con tetrabromoetano (densidad 2,96 g/cm^3) mediante el sistema clásico.

Para la identificación de los minerales pesados se realizó, en primer lugar, una observación de los mismos bajo lupa binocular, analizando a continuación sus espectros de rayos X al SEM para determinar su composición cualitativa. Finalmente, se procedió a su identificación y recuento bajo el microscopio petrográfico, con bálsamo de Canadá (n=1,538) como medio de montaje y según el método del contaje en línea, identificando y contando 200 granos en cada muestra.

RESULTADOS

El tamaño medio de grano de las muestras presenta un valor promedio de 1,63 ϕ, con unos valores de la mediana muy similares. El valor promedio de la desviación típica es de 0,42, correspondiente a una distribución bien clasificada. Por subambientes sedimentarios, la zona del nivel del mar es la que presenta la mayor granulometría (Fig. 2), como corresponde al ambiente hidrodinámico de alta energía presente en la época invernal en que se llevó a cabo el muestreo.

El porcentaje medio de minerales pesados en las muestras es de un 1,85%, oscilando entre un mínimo del 0,36%

FIGURA 1: *Localización de la zona de estudio, con situación de los perfiles de muestreo.*

y un máximo del 7% (figura 2). La fracción pesada es más abundante en los sedimentos de la playa seca que en los correspondientes al nivel del mar, presentando las dunas porcentajes intermedios en los 3 perfiles en los que existen. En sentido longitudinal, la mayor cantidad de minerales pesados aparece a ambos lados de la principal fuente de aporte, la desembocadura del Simeto (Del Río, 2000), situada entre los perfiles 10 y 11. En cuanto a las especies minerales identificadas, la mayor abundancia corresponde a los minerales opacos, oscilando entre un 25% y un 77% de la fracción pesada, y a los clinopiroxenos (entre un 8% y un 42%), anfíboles y ortopiroxenos. En proporciones inferiores al 10% aparecen olivinos, baritina, granate y apatito, pero sus distribuciones están sujetas a errores de tal magnitud que imposibilitan su utilización en la interpretación de los resultados. La figura 3 muestra cómo los minerales opacos tienden a concentrarse en gran medida en la zona del nivel del mar, mientras que el resto de especies presentan, en general, los mayores porcentajes en las dunas. Esta inversión entre las distribuciones de minerales opacos y transparentes es clara, a pesar de que los datos de las especies minoritarias y los referentes a las dunas deben ser tomados con cautela.

DISCUSIÓN

La actuación de los agentes dinámicos litorales origina una clasificación selectiva y una concentración diferencial de los minerales pesados sobre la playa, en función de su tamaño de grano y densidad (Komar *et al.*, 1989). Así, en la zona de estudio se verifica perpendicularmente a la costa, en líneas generales, la afirmación de diversos autores según la cual un menor tamaño de grano del sedimento implica un mayor contenido en minerales pesados (Lotfy, 1997); la mayor granulometría y los menores porcentajes de fracción pesada aparecen en los sedimentos del nivel del mar (Fig. 2).

El enriquecimiento de la zona de la playa en minerales pesados puede atribuirse a que la energía del oleaje es capaz de removilizar materiales de diferente densidad y tamaño de grano, por lo que transporta la fracción pesada de la orilla y la conduce tanto hacia la playa como hacia la zona sublitoral y en la dirección del transporte litoral (Badr, 1995). La configuración de la costa influye en esta dinámica, ya que los promontorios acantilados de los extremos de la playa determinan que en el área más batida por el oleaje, es decir, en torno al nivel del mar, el porcentaje de pesados tienda a aumentar ligeramente en los extremos de la playa (Fig. 2); se trata de zonas más protegidas donde el oleaje posee menor energía y no es capaz de removilizar y transportar la fracción pesada. En las dunas, la distribución de minerales pesados resulta poco significativa, al estar presentes en sólo 3 de los perfiles de muestreo.

En lo que respecta al comportamiento de las distintas especies minerales, no se ha encontrado una relación entre el tamaño de grano de las muestras y su composición en especies de minerales pesados (Flores y Shideler, 1978). No obstante, los resultados pueden verse distorsionados debido a las fuertes condiciones de contorno de la zona y a la presencia, a lo largo del litoral, de diversas desembo-

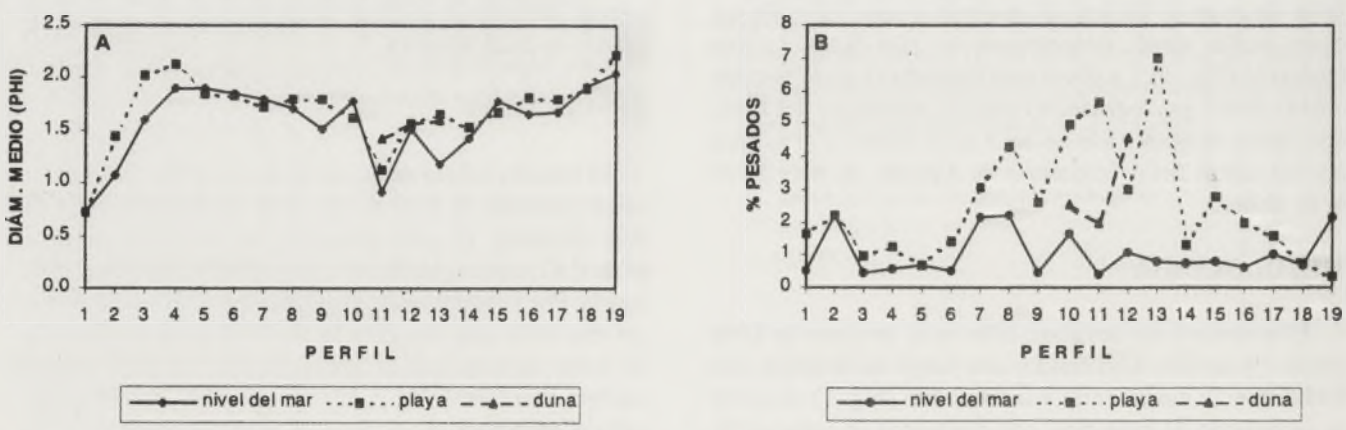


FIGURA 2: *A) Variación transversal y longitudinal del tamaño medio de grano de las muestras. B) Variación transversal y longitudinal del porcentaje de minerales pesados sobre el total de sedimento de las muestras.*

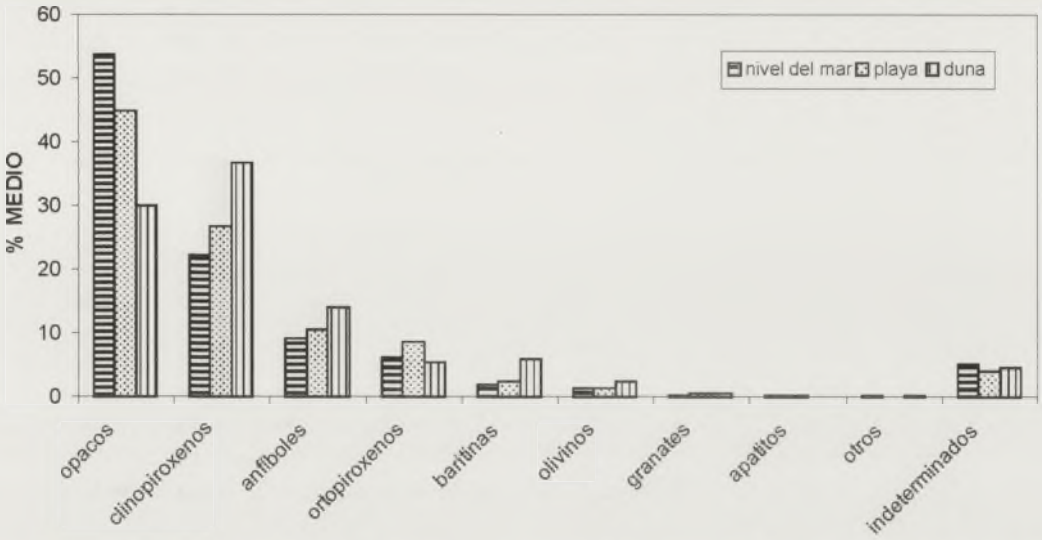


FIGURA 3: *Distribución perpendicular a la costa de las diferentes especies de minerales pesados, promediada a lo largo del litoral.*

caduras fluviales con aporte de minerales pesados. Por otro lado, la inversión observada entre la distribución transversal de los minerales opacos y la de los transparentes (Fig. 3) se debe a la removilización y transporte selectivos de los granos según su tamaño, densidad y geometría (Del Río, 2000). Los opacos presentan mayor densidad, que acelera su velocidad de caída; además, su menor tamaño de grano hace que queden atrapados en los intersticios, por lo que son más difíciles de removilizar (Ockay y Hubert, 1996). Por tanto, necesitan una mayor energía del flujo de agua para ser transportados, el oleaje no es capaz de arrastrarlos y pueden acumularse en la zona del nivel del mar. Por otro lado, su elevado peso específico dificulta su transporte eólico, siendo los minerales que menos tienden a concentrarse en las dunas (Fig. 3).

CONCLUSIONES

En la playa del Golfo de Catania, la fracción pesada del sedimento, compuesta mayoritariamente por minerales opacos y clinopiroxenos, tiende a concentrarse en las fracciones de menor tamaño de grano en sentido transversal a la costa. Por otro lado, las características de los agentes dinámicos de la zona permiten deducir que el oleaje provoca el enriquecimiento relativo de la playa seca en minerales pesados con respecto al nivel del mar. Se ha verificado que las especies opacas presentan un comportamiento mecánico e hidrodinámico opuesto al de las especies transparentes, debido a sus diferencias en densidad, forma y tamaño de grano. Por este motivo, los minerales opacos y transparentes se concentran diferencialmente en los distintos subambientes sedimentarios de la playa, tendiendo los primeros a acumularse en la zona del nivel del mar y los segundos a concentrarse en la arena de las dunas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es resultado de un proyecto de acción integrada entre las universidades de Cádiz y de Catania, y se ha realizado con la subvención del Grupo de Investigación RNM-161 del Plan Andaluz de Investigación. Debemos expresar nuestro agradecimiento al profesor C. Amore y a F. Geremia (Universidad de Catania) por proporcionar gran parte del material para esta investigación.

REFERENCIAS

Badr, A.A. (1995): Ideal beach profile as indicated by grain size, roundness and heavy mineral analyses, Burullus coast, Egypt. *MBSS Newsletter*, 17: 42-52.

Del Río, L. (2000): *Aplicación de los minerales pesados en sedimentos de playa al estudio de la dinámica litoral del Golfo de Catania (Italia)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Cádiz, 155 p. (Inédita)

Flores, R.M. y Shideler, G.L. (1978): Factors controlling heavy-mineral variations on the south Texas outer continental shelf, Gulf of Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 269-280.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.

Komar, P.D., Clemens, K.E., Li, Z. y Shih, S. (1989): The effects of selective sorting on factor analyses of heavy-mineral assemblages. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 590-596.

Lotfy, M.F. (1997): Distribution of heavy mineral grains by granulometric fractions in some modern Nile Delta coast sands, Egypt. *MBSS Newsletter*, 19: 33-41.

Ockay, C. y Hubert, J.F. (1996): Mineralogy and provenance of Pleistocene outwash-plain and modern beach sands of outer Cape Cod, Massachussetts, USA. *Marine Geology*, 130: 121-137.

Evidencias de gas en los sedimentos marinos de la zona interna de la Ría de Arosa, Galicia

R. Diez [1], A.G. Judd [2], S. García-Gil [1] y F. Vilas[1]

1 Departamento de Geociencias y Ordenación del Territorio. Facultad de Ciencias. Universidad de Vigo. 36200 Vigo. rdieza@uvigo.es, sgil@uvigo.es, fvilas@uvigo.es.
2 Department of Applied Geology. School of Sciences. Benedict Building-St George's. University of Sunderland. UK. alan.judd@sunderland.ac.uk.

ABSTRACT

Direct and indirect evidence of the presence of shallow gas have been identified in the sediments of the internal part of the Ría de Arosa (NW of Spain). Sub-bottom and echo sounder records reveal pockmark-like features and gas seeps in the water column. Seismic and sub-bottom profiler records have also been collected. They are useful tools for the detection of gas accumulations. A large gas accumulation field has been identified underlying the features cited. The depth of the gas varies, in some areas it reaches the seabed. Also, some other gas related features have been identified. These are: a) seabed domes associated with a local volume increase in the sediments caused by shallow gas, interpreted as the first stage of pockmark formation, b) dark patches in the side scan sonar record, products of the exposure of the underlying coarser material by gas seep activity.

***Key words**: Ría de Arosa, shallow gas, pockmarks.*

INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Shüler (1952) es uno de los primeros autores que hace referencia al enmascaramiento de reflectores debido a la presencia de gas en la Bahía de Eckernförde (Mar Báltico). Sin embargo, el gas en sedimentos marinos ha sido objeto de numerosas investigaciones llevadas a cabo en una gran variedad de ambientes (Mar del Norte, Hovland 1984; Hovland y Judd, 1988; Bahía de Belfast, Kelley *et al.*,1994; Bahía de Chesapeake, Hagen y Vogt, 1999; etc.). Este estudio se basa en la interpretación de registros sísmicos (Uniboom y perfilador), así como registros de ecosonda y sonar de barrido lateral, con objeto de determinar las posibles evidencias de gas existentes en los fondos de la Ría de Arosa. La presencia del gas ha sido estudiada ya en esta ría por diversos autores (Rey, 1993; García-Gil *et al.* 2000), asi como en el resto de las Rías Bajas: Ría de Muros y Noia (Acosta, 1982), Ría de Vigo (García-García *et al.*, 1999) y Ría de Pontevedra (García-Gil *et al.*, 1999).

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La Ría de Arosa (Fig. 1) está situada en el margen atlántico pasivo de Galicia. Es la mayor del conjunto de las Rías Bajas con un área total de unos 230 km^2, una longitud de su eje axial de 28 km, y una anchura muy variable (desde 4 a 15 km). Su morfología en planta es la más irregular de las cuatro Rías Bajas.

La profundidad máxima de la ría ronda los 75 m, y se localiza en la boca y a lo largo de su eje central de dirección NE-SO.

La topografía del fondo consiste en un sistema de valle hundido cuya morfología viene determinada por el efecto combinado de la tectónica en diferentes periodos históricos, y de los cambios eustáticos del nivel del mar.

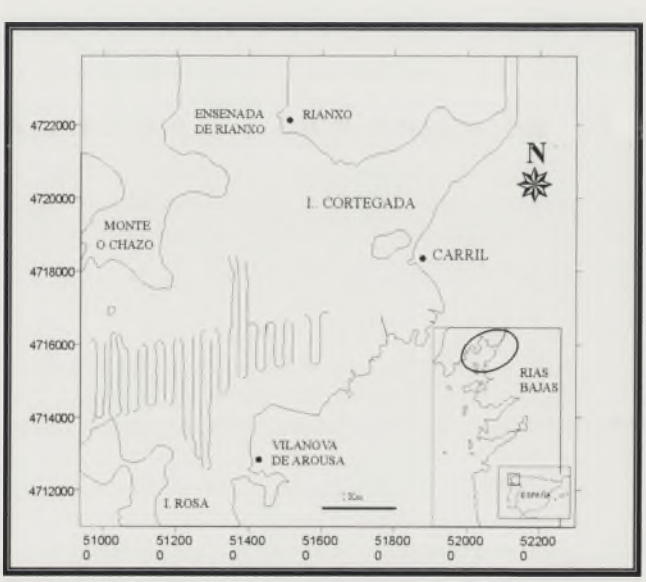


FIGURA 1: *Parte interna de la Ría de Arosa. Situación del muestreo.*

Los principales ríos descargan en la Ría de Arosa son el Ulla, Umia y Beluso, siendo el río Ulla el de mayor aportes.

La distribución de sedimentos en el área de estudio (cabecera de la ría) es predominantemente fangosa debido a la escasa intensidad de las corrientes en esta zona protegida. Existe una componente fluvial que genera una mayor proporción de sedimentos groseros en torno a la desembocaduras de dichos ríos.

METODOLOGÍA

Se han interpretado un total de 244 km (Fig 1), de registros de sísmica de reflexión monocanal de alta resolución (Uniboom E.G. & G. modelo 230) operando a 300 J., y de perfilador de fondos O.R.E a 3.5 kHz; registros de ecosonda, modelo Atlas Deso 20 (33-210 kHz), y de sonar de barrido lateral, Klein 595 (100 kHz, 3 canales). La navegación y posicionamiento se llevaron a cabo con un GPS diferencial Trimble 4000 RL.

EVIDENCIAS DE GAS

La existencia de gas somero en los sedimentos de la zona interna de la Ría de Arosa se pone de manifiesto a través de evidencias directas e indirectas.

Como evidencias directas, se han identificado apantallamientos acústicos en los registros del relleno sedimentario y turbideces acústicas en la columna de agua. Como evidencias indirectas, se detectaron: a) *pockmarks*, b) parches oscuros en el sonar, y c) desarrollo de domos en el fondo marino.

Evidencias directas

Apantallamientos acústicos

Debido a la absorción y dispersión acústica generada por la presencia de gas (Hovland y Judd, 1988), es posible detectar grandes extensiones de enmascaramiento de reflectores en los registros. En este caso, se detecta un campo de gas con una extensión lateral que varia entre los 1.300 y 3.500 metros (Fig 2). Debido al enmascaramiento que se produce sobre los reflectores, no es posible detectar el origen del gas acumulado, así como tampoco la profundidad de la acumulación. Se ha cartografiado la profundidad del techo, que varía entre los 0,2 y 0,8 metros encontrándose que en las zonas más internas, el gas alcanza en ocasiones la superficie.

Turbideces acústicas en la columna de agua

Debido a la diferencia de impedancia entre el agua de mar y las burbujas de gas, es posible detectar ciertas turbideces acústicas ascendentes en la columna de agua, tanto en los registros del perfilador de fondos como en los de ecosonda (Fig. 3). Dichas plumas pueden encontrarse en los registros elevándose totalmente sobre el fondo marino, o como grandes extensiones de pequeños escapes correspondientes a la zona en la que los apantallamientos acústicos alcanzan prácticamente la superficie.

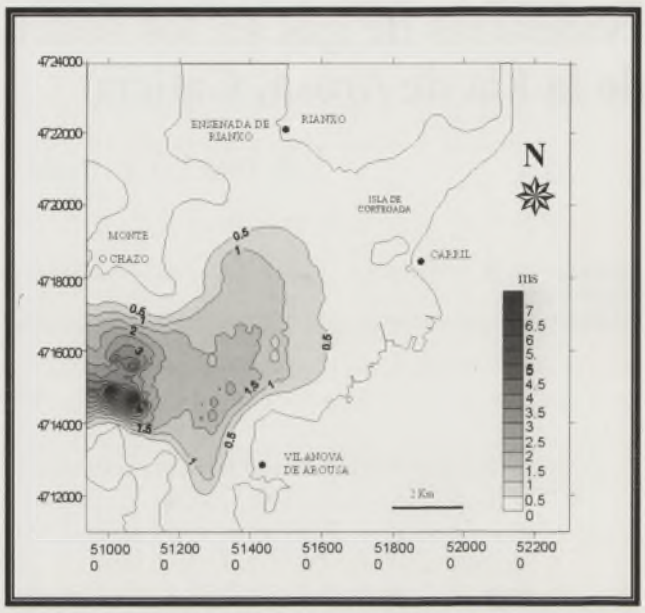


FIGURA 2: *Mapa de contorno de la profundidad del techo del gas*

Evidencias indirectas

Pockmarks

Morfologías en forma de cráter (Hovland y Judd, 1988) detectadas en los registros de perfilador de fondos y ecosonda en sección vertical, y en planta en los de sonar de barrido lateral. Llegan a alcanzar los 45 m de diametro, y unos 1,25 m de altura (Fig 3). El origen de estas morfologías está relacionado con el escape de fluidos a través de los sedimentos marinos, en la mayoría de los casos este fluído es gas (Hovland y Judd, 1988).

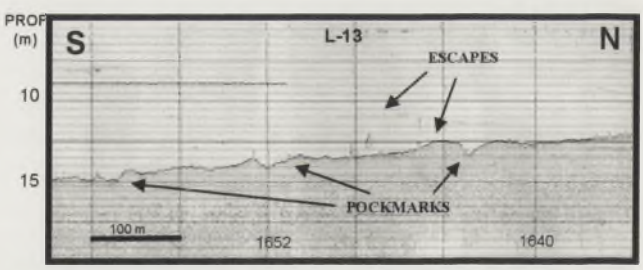


FIGURA 3: *Sección vertical de pockmarks, y escapes en registro de ecosonda.*

Desarrollo de domos en el fondo marino

Se identificaron una serie de domos localizados en zonas adyacentes a las áreas de *pockmarks*, y que podrían ser interpretados como los primeros estadíos del desarrollo de un *pockmark* (Judd y Hovland, 1992). Estos domos presentan una altura media de 0,70 m, y un diámetro de unos 40 m.

Parches oscuros detectados en el sonar de barrido lateral en zonas predominantemente fangosas

Su localización los asocia con la zona de *pockmarks* (Fig. 4). Las hipótesis para explicar su origen serían: a) producto del desarrollo de depresiones someras, b) exposición de material suprayacente más grueso debido a la

removilización de sedimentos finos como consecuencia de la expulsión de gas (Hovland, 1984), c) zonas en las que la acumulación gaseosa alcanza la superficie (Hagen y Vogt, 1999), la dispersión de la energía acústica generada por las burbujas de gas genera este patrón de manchas oscuras.

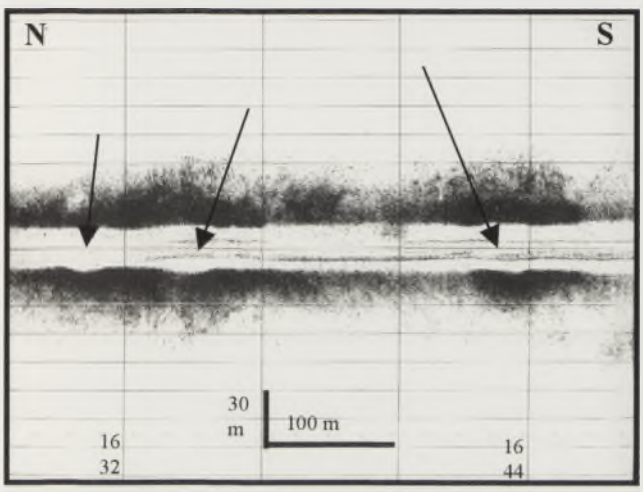


FIGURA 4: *Parches oscuros en el registro del sonar.*

CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

Las conclusiones de este estudio, podrían resumirse en los siguientes puntos:

1) Ha sido cartografiado un campo de acumulación de gas que cubre la práctica totalidad del área de estudio. Este campo parece extenderse lateralmente a zonas adyacentes dada la similar distribución de sedimentos, condiciones hidrodinámicas, contenido de materia orgánica, y batimetría. 2) El origen más probable para el gas acumulado en los sedimentos de la Ría de Arosa parece ser el biogénico, producto de la degradación de materia orgánica via bacteriana. 3) Los *pockmarks* y los escapes implican una migración activa de dicho gas acumulado. No es posible detectar *pockmarks* relictos dado que los registros permanecen enmascarados por la presencia de la acumulación gaseosa. 4) Es posible establecer una secuencia de formación de un *pockmark* a través de las morfologías encontradas (domos, *pockmarks*, parches oscuros resultado de la removilización de sedimento)

AGRADECIMIENTOS

Este es el trabajo número 212 del grupo de Investigación EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos PGIDT00PXI30105PR y REN2000-1102 MAR, y parcialmente a los proyectos PGIDT00MAR30103PR e IGCP-464.

REFERENCIAS

Acosta, J. (1982): Apantallamientos acústicos en la Ría de Muros y Noia y en el Margen Continental de Cádiz. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 8: 125-149.

García-García, A., Vilas, F. y Garcia-Gil, S. (1999): A seeping sea-floor in a Ría environment: Ria de Vigo (NW Spain). *Environmental Geology*, 38: 296-300.

García-Gil, S., Diez, R., Dominguez, L., Ferrín, A., Vilas, F. y García-Gil, E. (2000): High-resolution seismic analysis of gas accumulations in the internal sector of Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). En: *3º Simposio sobre el Margen Continental Ibérico Atlántico*, Resúmenes, 23-25.

Garcia-Gil, S., Vilas, F., Muñoz A., Acosta, J. y Uchupi, E. (1999): Quaternary sedimentation and thermal diapirism in the Ria de Pontevedra (Galicia), Northwest Spain. *Journal of Coastal Research*, 15: 1083-1090.

Hagen, R.A. y Vogt, P.R. (1999): Seasonal variability of shallow biogenic gas in Chesapeake Bay. *Marine Geology*, 158:75-88.

Hovland, M. (1984): Gas-induced erosion features in the North Sea. *Earth surface processes and landforms*, 9:209-228.

Hovland, M. y Judd, A.G. (1988): *Seabed Pockmarks and Seepages (Impact on Geology, Biology and Marine Environment)*. Graham & Trotman, Great Britain, 293 p.

Judd, A.G. y Hovland, M. (1992): The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12: 1081-1095.

Kelley, J.T., Barnhardt, W.A., Belknap, D.F. y Dickson, S.M. (1994): The origin(s) of giant gas-escape pockmarks in estuaries. *Littoral*, 26-29: 201-215

Rey, J. (1993): *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rias Bajas, y su evolucion durante el Cuaternario.* Publicaciones especiales Instituto Español de Oceanografia.

Schüler, F. (1952): Untersuchungen über die Mächtigkeit von Schlickschichten mit Hilfe des Echographen. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 5: 220-231.

Lower Cretaceous unconformities related with tectonic events in the western Iberian margin

J. L. Dinis[1] and J. Rey[2]

1 Departamento de Ciências da Terra, Univ. Coimbra. 3000-272 Coimbra. Portugal. jodinis@ci.uc.pt.
2 Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie. Univ. Paul Sabatier. 39, Allées Jules Guesde. 31062 Toulouse Cedex, France. jrey@mail.cict.fr.

ABSTRACT

The Lower Cretaceous of the Lusitanian Basin (western Iberian margin) has a stratigraphical architecture that shows a slow and continuous postrift subsidence in the depocentric areas and subaerial exposure near the eastern margin. The main stratigraphic unconformities are interpreted as generated, essentially, by flexural isostasy and thermal adjustment to major extensional events in the adjacent rift segments, during the continental breakup. The late Berriasian unconformity matches the onset of oceanic crust (breakup) in the Tagus segment (southern) and the beginning of mantle exhumation or ultraslow seafloor spreading in the Iberian segment; the Barremian unconformity is considered as a response to the onset of seafloor spreading in the adjacent Iberian segment, coeval with a rifting episode in the Galician western margin, and the late Aptian unconformity corresponds to the breakup in the Galicia segment (northern). The three sedimentary cycles identified in the upper Aptian to upper Cenomanian can be correlated with main eustatic changes and pulses of intraplate transpressive stress created by the beginning of convergence of Iberia, during its counterclockwise movement, with Europe and Africa (or the Alboran microplate).

Key words: Iberia western margin, Lower Cretaceous, tectonic events, sedimentary unconformities

INTRODUCTION

The rifting mechanisms can change, in space and time, the subsidence in the adjacent margins and produce rift shoulder uplift by flexural isostatic and thermal adjustments. The Early Cretaceous deposits of western-central Portugal (within the Lusitanian Basin) are separated by three basinwide unconformities (late Berriasian, middle Barremian and late Aptian). We admit that those unconformities are related to the major extensional events in the adjacent rift segments during the Atlantic opening (Fig. 1). Considering the sedimentary record, the studied area can be divided in a southern sector (between the Setúbal and Caldas da Rainha parallels) and a northern sector (between the Caldas da Rainha and Ovar parallels).

SEDIMENTARY SYNTHESIS

The western-central Portugal Early Cretaceous (upper Barremian) to late Cenomanian can be characterised as follows:

Late Berriasian unconformity. Deepening in the distal areas; clastic inflow from east; local angular unconformities and hiatus (by erosion or nondeposition) in several marginal areas of the southern sector.

Late Berriasian to lower Barremian sequence (Rey, 1992, 1993). Recorded only in the southern sector. The deposition corresponds to a shallow platform with nearshore limestones, mostly marly, connected with transitional clastics and proximal fluvial systems. The lower Hauterivian transgressive maximum is recorded by well developed reefs and marls of the outer shelf showing condensed sections, as well as inter to supratidal marls between fluial deposits in proximal reaches. Reduced tectonics can be inferred by a small and gradual increase in thickness towards west, even if some faults could have a slight activity.

Intra (middle) Barremian unconformity. Erosional surface, with exposure (karst) in distal areas; clastic inflow from east.

Upper Barremian to middle Aptian sequence (Rey, 1992, 1993). Recorded only in the southern sector. The distribution of sedimentary systems is similar to the sequence below, but a slight reduction in subsidence can be deduced. A transgressive maximum in the lower Aptian (middle Bedoulian) is recorded by isolated reefs and condensed levels.

Upper Aptian unconformity. Marked by significant erosion of underlying deposits and corresponding, in most of the considered area, to an angular unconformity. In the northern sector it results from a regional and broad uplift which leads to halokinesis, dykes intrusion and palaeokarst development (partially filled with bauxitic clays); in this area the three unconformities are condensed, separating the upper Aptian from Berriasian or older deposits, or cutting the basement.

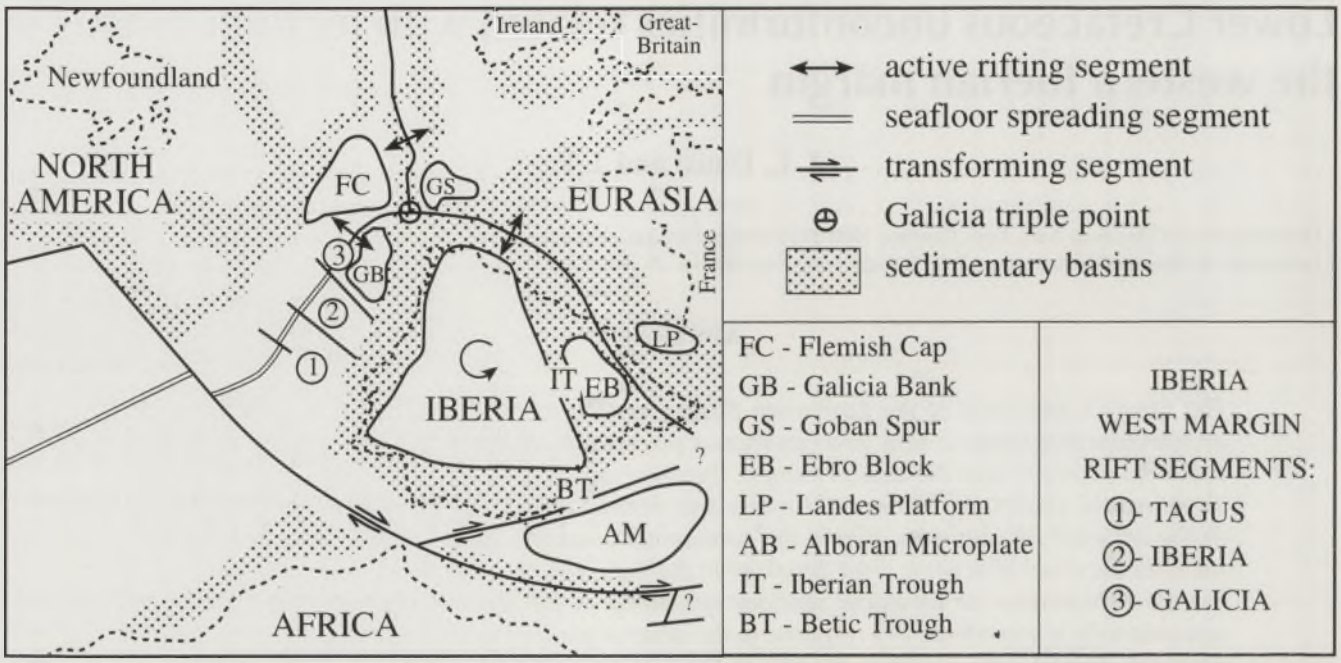


FIGURE 1: *Geodynamic setting of Iberian plate during the Aptian (c. 115 Ma). Modified after Olivet (1996).*

Upper Aptian to lowermost upper Cenomanian package (Berthou, 1984; Rey, 1992, 1993; Dinis, 1999). A major tectonic event was clearly recorded by the sudden inflow of fluvial high-energy deposits all over the basin. Subsequently the sedimentation evince the Albian-Cenomanian transgression (towards NNE), with the oldest onshore marine deposits of early to middle Albian age. This sedimentary volume shows onlap restricted to the most proximal areas. The intrabasinal tectonism was reduced, and essentially related with gentle diapiric uplift.

EXTENSIONAL TECTONICS SYNTHESIS

The western Iberia margin is composed of three rift segments (Galicia, Iberia and Tagus) with similar crustal structure and tectonic style (Whitmarsh & Sawyer, 1996; Girardeau et al., 1998; Fuegenschuh et al., 1998; Fig. 1). However, the main rifting phases and the onset of seafloor spreading progressively migrated northwards to the Galicia triple-point (Wilson et al., 1996; Fuegenschuh et al., 1998; Schärer et al., 2000; Table I), and after to the east.

Tectonic phase	**Tagus Segment**	**Iberia Segment**	**Galicia Segment**
Continental rifting	Beginning (?): Bajocian to early Batonian (Climax [?]: early Tithonian)	late Oxfordian to Berriasian (Climax: latest Oxfordian - early Kimmeridgian)	Berriasian - (early ?) Hauterivian (Climax: latest Berriasian-[early?] Valanginian)
Onset of peridotites and gabbros (mantle exhumation [more probable] or ultraslow seafloor spreading)	Early Tithonian (Chron M22) to latest Valanginian	Late Berriasian / Valanginian to early Barremian	Hauterivian (late ?) - late Aptian
Onset of oceanic crust (initiation of normal speed seafloor spreading)	latest Valanginian / early Hauterivian (Chron M10N)	early Barremian / earliest late Barremian (Chron M3)	late Aptian (within Chron 34-Cretaceous Magnetic Quiet Zone)

TABLE I: *Timing of major extensional events in the western Iberia margin.*

EXTENSIONAL EVENTS AND SEDIMENTARY UNCONFORMITIES–CONCLUSIONS

In general, the subsidence of the central-western Iberian margin rate diminishes along the Early Cretaceous and the sedimentary package shows a post-rifting architecture. The main unconformities of the sedimentary record is tentatively assigned to isostatic and thermal adjustments to the main extensional episodes.

The late Berriasian unconformity can be related with the beginning of mantle exhumation or ultraslow seafloor spreading in the Iberian segment and the onset of oceanic crust (normal speed seafloor spreading) in the Tagus segment.

The Barremian unconformity reveals a major uplift of the sector of the marginal basin (northern), created by the onset of seafloor spreading in the adjacent Iberian segment, coeval with a rifting episode in the Galician western margin.

The onset of seafloor spreading in the Galicia segment probably uplifted the north-western Iberia, producing the Aptian unconformity. The relief generated conduct to a widespread coarse grained deposition in the central and northern western margin of Iberia (Lusitanian, Porto and Galicia basins), and possibly a centrifugal dispersion of the debris of the craton.

The long-term Albian-Cenomanian eustatic rise was a major allogenic depositional control. However, since the Albian, the scissors-like continental breakup of the northern margin of Iberia caused an acceleration in the plate counterclockwise rotation that caused interference of Iberia with Africa (or the Alboran microplate) and Eurasia (Olivet, 1996), creating intraplate transpression. Three cycles were recognised in the upper Aptian to lowermost upper Cenomanian (particularly in the northern sector; Dinis, 1999):

FF1 (Upper Aptian). After a fast initial progradation, a transgression was probably caused by a latest Aptian eustatic rise.

FF2 (Albian). The base of the cycle, an high-energy episode, is tentatively related to the onset of seafloor spreading in the western sector of the Bay of Biscay and a correlative sealevel fall, followed by an eustatic high during the late Albian.

FF3 (Lower Cenomanian - base of upper Cenomanian). A marked progradation of the proximal systems in the base of this cycle can reflect the compression between Iberia and Africa and the transpression with Eurasia, as well as a widespread sealevel drop (eustatic ?). The transgression progressed towards north-east, achieving maximal extension in the earliest late Cenomanian.

REFERENCES

Berthou, P.-Y. (1984): Resumé synthétique de la stratigraphie et de la paléo-géographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas*, 7: 99-120.

Dinis, J.M.L. (1999): *Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica*. Tesis doctoral, Univ. de Coimbra (unpublished), 381 p.

Fuegenschuh, B., Froitzheim, N. and Boillot, G. (1998): Cooling history of granulite samples from the ocean-continent transition of the Galicia margin: implication for rifting. *Terra Nova*, 10: 96-100.

Girardeau, J., Cornen, G., Beslier, M.O., Le Gall, B., Monnier, C., Agrinier, P., Dubuisson, G., Pinheiro, L., Ribeiro, A. and Whitechurch, H. (1998): Extensional tectonics in the Gorringe Bank rocks, Eastern Atlantic ocean: evidence of an oceanic ultra-slow mantelling accreting centre. *Terra Nova*, 10: 330-336.

Olivet, J.-L. (1996): La cinématique de la plaque iberique. *Bulletin du Centre de Recherches et Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 20: 131-195.

Rey, J. (1992): Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inferieur de la region de Lisbonne. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 78: 103-124.

Rey, J. (1993): Les unités lithostratigraphiques du Grupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 79: 75-85.

Schärer, U., Girardeau, J., Cornen, G. and Boillot, G. (2000): 138-121 Ma asthenospheric magmatism prior to continental breack-up in the North Atlantic and geodynamic implicatons. *Earth and Planetary Science Letters*, 181: 555-572.

Whitmarsh, R.B. and Sawyer, D.S. (1996): The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreadding process. In: R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus and D.G. Masson, Eds., *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149: 713-733.

Wilson, R.C.L., Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Zerong, J. and Carbonell, J. (1996): Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberia Abyssal Plain. In: R.B. Whitmarsh, D.S. Sawyer, A. Klaus and D.G. Masson, Eds., *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149: 617-633.

Estudio de la dinámica sedimentaria de la plataforma interna gallega: La Lanzada (NO España)

R. Durán, F. Manso, A.M. Bernabeu, S. García-Gil y F. Vilas

Departamento de Xeociencias Mariñas e Ordenación do Territorio. Universidad de Vigo. 36200, Vigo. r.duran@uvigo.es.

ABSTRACT

Sedimentary and bedforms distribution of the inner continental shelf of La Lanzada (NW Spain) was developed based on side scan sonar and echo-sounder data from two different field campaigns. These results were consistent with data provided by another acoustic technique. Afterwards bottom samples were collected to correlate sound values with sediment type. A characteristic distribution was observed. Bioclastic poorly selected coarse sand, constituting ripples, was located at depths over 20-25 m. Fine moderately well selected sand was placed in the shallower part. These two different fractions were separated by a sharp limit. The ripples have a wavelength from 1 to 1.7 m. Their crests are sinuous and bifurcated which suggests a wave-induced origin. A detailed hydrodynamical study of the area was carried out to confirm this hypothesis. It was observed that coarser sands are related to higher energies. It was also determined that the sedimentary distribution of the area, in terms of composition and granulometry, is also controlled by the wave conditions and the local bathymetry.

***Key words**: inner continental shelf, ripples, grain size, hydrodynamics, acoustic technics.*

INTRODUCCIÓN

A partir del mosaico sonográfico de la Ría de Pontevedra (García-Gil *et al.*, 2000) y de los datos de la campaña MOPU (1991) se desarrolló una cartografía detallada de la parte externa del norte de la ría. De esta manera se identificó un amplio campo de *ripples* similar a los descritos en otras partes del globo (Black y Healy, 1988; Kuijpers *et al.*, 1993; Héquette y Hill, 1995). Estas observaciones fueron corroboradas con otras técnicas acústicas. Posteriormente, se realizó un estudio hidrodinámico de detalle para explicar la distribución del sedimento observada y en particular la génesis de estos *ripples*.

MARCO DE REFERENCIA

El estudio se centra en la plataforma continental interna comprendida entre las Rías de Pontevedra y Arousa (Fig. 1), frente a la playa de La Lanzada (42º 23,5´N - 42º 28´N y 8º 58´W - 8º 52´W).

El rasgo batimétrico más destacado es la presencia de afloramientos rocosos someros (menos de 10 m de profundidad) tanto en el extremo Norte como en la parte Sur del área de estudio, entre la Isla de Ons y Punta Fagilda. La zona occidental presenta hasta 60 m de profundidad. Una pendiente suave sirve de transición hasta la playa de La Lanzada.

Desde el punto de vista geológico, se definen tres dominios. El complejo Cabo de Home-La Lanzada, constituido por micaesquistos y cuarzo-esquistos de grano fino, entre los que se intercalan lechos de cuarcitas y areniscas. Las granodioritas de Caldas de Reis, granito post-hercínico afectado por fracturas y diaclasas de dirección NO-SE y NE-SO. Y los depósitos recientes, constituidos por la playa y el cordón dunar, donde el sedimento predominante son arenas finas siliciclásticas moderadamente bien seleccionadas. La presencia de finos entre estas arenas es prácticamente nula (IGME, 1981).

La zona, al igual que toda la costa oeste gallega está sometida a vientos fuertes del SO durante la época invernal, asociados a tormentas, y a vientos suaves del NO durante la época estival (Perez Alberti, 1982). Estas condiciones meteorológicas juegan un papel importante en el oleaje incidente así como en las corrientes que controlan los procesos de sedimentación en las rías (Vilas *et al.*, 1996).

Las mareas en esta zona son semidiurnas. La amplitud de marea es de 4,1 m en mareas vivas y 1,35 m en mareas muertas, entrando dentro del rango mesomareal (Davies, 1964). Las mareas en la Ría de Pontevedra presentan una pequeña asimetría diurna. La circulación mareal, sigue un patrón antihorario, observándose un flujo neto de salida por el norte y otro de entrada por el sur. El sistema de circulación puede verse afectado por tormentas, que inducen corrientes fuertes de oleaje del SO durante el invierno y del NO durante el verano. Un correntímetro fondeado al sur de la zona de estudio, en la boca norte de la ría (Fig. 2a), registró velocidades de corriente durante los meses de mayo y junio de 1996. Se observaron velocidades máximas de 44 cm/s en dirección NO a 6 m sobre el fondo. La velocidad media era de 7,96 cm/s.

FIGURA 1: *Localización del área de estudio. Las líneas continuas representan los perfiles de sonar de barrido lateral y ecosonda en la campaña MOPU-1991. Las líneas discontinuas representan los perfiles de donar de la campaña XEO-1996 y los puntos definen la posición de las muestras de sedimento.*

Los datos de velocidad de la corriente de marea fueron proporcionados por el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo.

METODOLOGÍA

Los datos de sonar de barrido lateral y ecosonda se tomaron en 1991 y 1996. Se empleó un sonar de barrido lateral Klein 595 operando a dos frecuencias, 100 kHz con un rango de 150 m y 500 kHz con rangos de 200 y 75 m. El sistema de posicionamiento utilizado fue un dGPS Trimble Navigator. Para la correcta localización y orientación geográfica de las fracturas y formas sedimentarias, se corrigió la distorsión producida por la variación en la velocidad del barco.

Las técnicas acústicas fueron utilizadas en una campaña geofísica llevada a cabo en marzo de 1999. Los valores de sonido fueron registrados con un detector multisensor. Estos datos reflejan el sonido medido por un micrófono arrastrado por el fondo marino a una velocidad constante de tres nudos. Estos valores permiten estimar cualitativamente la granulometría de la zona de estudio (Fig. 2b).

Para la recogida de muestras se empleó una draga tipo Van-Veen. La distribución granulométrica se obtuvo siguiendo el método de tamizado en seco, con una columna de 12 tamices desde 0,063 a 4 mm (de –2 a 4 phi). La presencia de material fino era prácticamente nula, por lo que no fue necesario realizar análisis con el sedígrafo. A partir de las distribuciones granulométricas se determinaron los parámetros de media, grado de selección, asimetría y kurtosis. Se calcularon por el método de los momentos (Friedman, 1960). La valoración del contenido de carbonatos se realizó mediante determinación gasométrica con un calcímetro de Bernard en muestra total y después de eliminar la fracción grava.

En el estudio hidrodinámico se utilizaron los modelos numéricos REFDIF, para la propagación de oleaje en la zona de estudio, y H2D para estimar las velocidades de la corriente de marea (G.I.O.C., 1995).

RESULTADOS

A partir de la cartografía de detalle se observaron dos áreas con características diferentes. Hasta 20-25 m de profundidad la reflectividad es baja, a mayor profundidad, es más alta. La

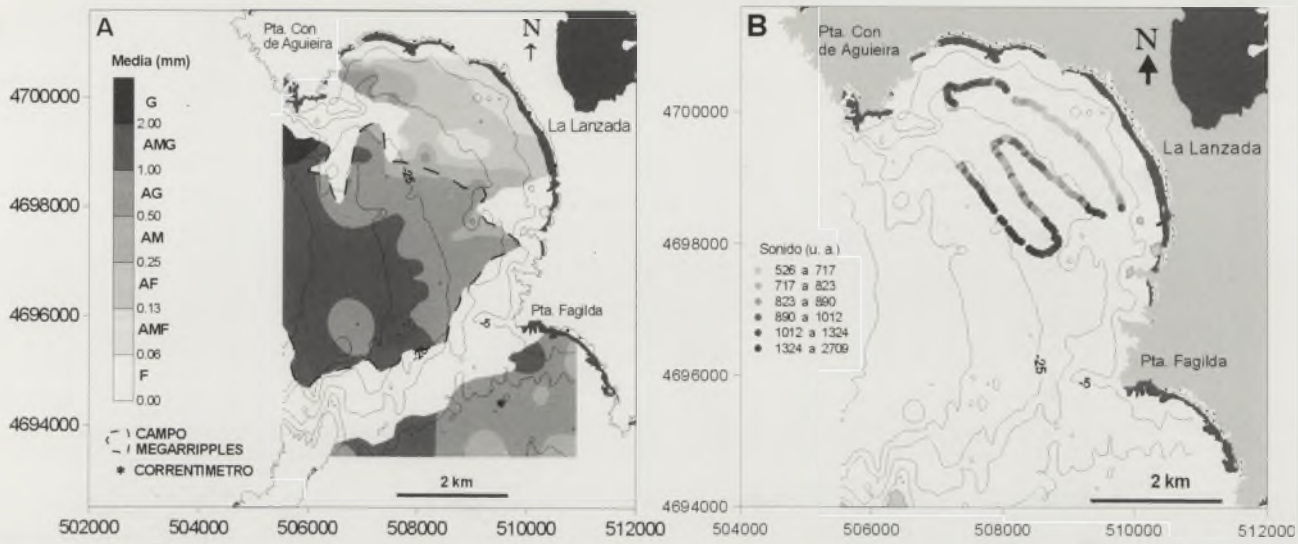


FIGURA 2: *(a) Distribución superficial del sedimento en función de la media (mm). Se muestra la localización del correntímetro y la extensión del campo de ripples. La zona en blanco corresponde a afloramientos rocosos; (b) Valores de sonido (unidades arbitrarias) en la zona submareal de La Lanzada. Los intervalos se definieron de tal forma que cada uno representa el mismo número de valores (16,7%).*

reflectividad esta relacionada con las características texturales y la pendiente del fondo. En la zona de alta reflectividad se localizan unas formas de fondo características, clasificadas como *ripples* (Reineck y Singh, 1980). El campo de *ripples* aparece entre las curvas batimétricas de 15 y 50 m. Las crestas, ligeramente sinuosas y bifurcadas, se orientan según la topografía del fondo. La longitud de onda varía entre 1 y 1,7 m. La escala del sonar y la ecosonda no permitían precisar la altura y asimetría de estas formas.

Los valores de sonido (Fig. 2b) varían tanto en la dirección longitudinal como transversal a la playa de La Lanzada. Según estos valores, existe un aumento progresivo del tamaño de grano entre las curvas batimétricas de 10 y 20 m. Aproximadamente en esta profundidad la granulometría del material es más gruesa de forma generalizada. En sentido paralelo a la línea de costa también se observa un aumento de la granulometría desde el centro de la playa hacia los extremos, donde los afloramientos rocosos son más abundantes.

En cuanto a la distribución textural, las muestras más próximas a la costa están constituidas por sedimentos finos, con medias dentro del rango de las arenas finas (0,17 mm) y se componen fundamentalmente de cuarzo. En las partes más externas y asociados a los afloramientos rocosos el componente mayoritario son arenas gruesas de origen biogénico. Es en este tipo de sedimento donde se localiza el campo de *ripples*.

En la figura 3 se presentan resultados parciales del estudio hidrodinámico. Para un oleaje procedente del NO, el más frecuente en el área de estudio, se puede observar como la onda propagada (con período de 8 s) no comienza a notar el fondo hasta la batimétrica de los 50 m. A partir de este punto el oleaje comienza a modificarse convergiendo su energía en la zona centro-sur de La Lanzada y generándose una zona de menor incidencia en la zona norte. En cuanto a las corrientes generadas por la marea, las figuras 3b y 3c representan las velocidades máximas de llenante y de vaciante. Se puede observar como los mayores valores se restringen a la zona de entrada a la ría donde se produce la canalización de esta corriente. En el resto del área de estudio las corrientes de marea son prácticamente despreciables.

DISCUSIÓN

En las campañas geofísicas desarrolladas por el MOPU de 1991 y por el departamento de Xeociencias Mariñas y el Instituto Español de Oceanografía en 1996 se identificó un campo de *ripples* en la plataforma continental interna, frente a la playa de La Lanzada. En ambos casos, los *ripples* presentaban morfologías similares, reflejando la permanencia de estas estructuras en la zona. La forma bifurcada de sus crestas, así como la alineación de las mismas respecto a las curvas batimétricas sugieren un origen inducido por el oleaje (Reineck y Singh, 1980; Héquette y Hill, 1995). El estudio hidrodinámico llevado a cabo pone de manifiesto la correlación entre las zonas de aparición de las formas de fondo y el área de mayor incidencia del oleaje, con velocidades y alturas máximas. En cuanto a las corrientes asociadas a la marea, en las zonas más profundas los valores de velocidad son despreciables, alcanzando valores máximos (44 cm/s según datos medidos por el correntímetro) en el estrechamiento de entrada a la ría, fuera del campo de ripples.

La distribución superficial de sedimentos viene también determinada por la acción del oleaje y la topografía. Así, las muestras compuestas de arenas finas aparecen en la zona media-norte de la playa de La Lanzada, hasta una profundidad de 25 m, donde el oleaje presenta una incidencia menor. Este área está comprendida entre dos afloramientos rocosos que actúan de barrera frente al oleaje incidente y permiten la acumulación de los materiales más finos. En la zona media-sur de la playa de La Lanzada, asociado al afloramiento rocoso costero y hasta profundidades de 65 m aproximadamente, aparecen los materiales más gruesos, coincidiendo con la parte

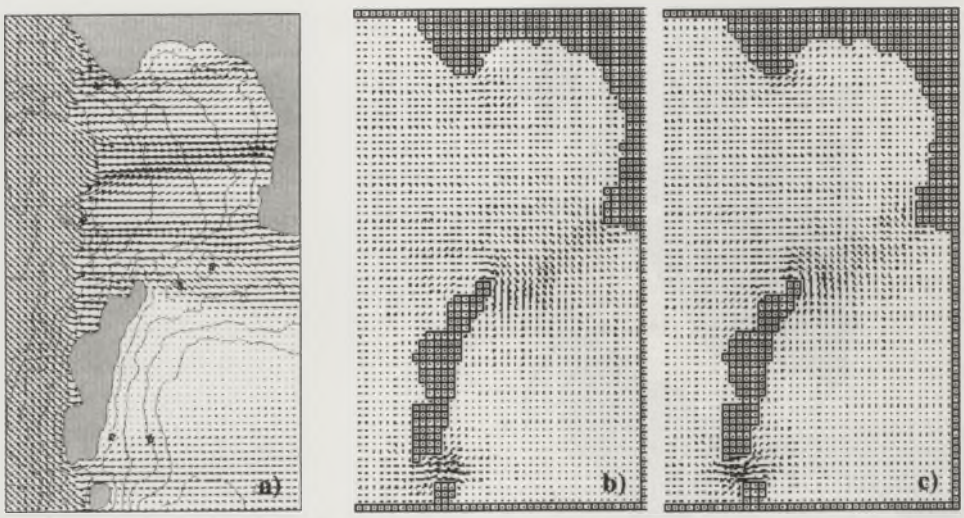


FIGURA 3: *(a) Propagación de oleaje procedente del NO, con condiciones de altura de ola de 1,6 m y período de 8 s. (b) Corrientes de marea máximas generadas por la llenante; (c) corrientes de marea máximas de vaciante. Las flechas definen dirección e intensidad del oleaje (a) o de las corrientes de marea (b, c)*

más expuesta a la acción del oleaje. Los ripples están asociados a este tipo de sedimentos. Además, la correlación de las imágenes de sonar de barrido lateral con muestras superficiales de sedimento, refleja una selección en el tipo de sedimento. Las muestras de arenas gruesas a muy gruesas están pobremente seleccionadas y las muestras de arenas finas están moderadamente bien seleccionadas. El aumento de la selección de las muestras hacia la costa define una tendencia de transporte en la dirección de propagación del oleaje.

Existe una transición marcada de arenas gruesas, bioclásticas, y pobremente seleccionadas a grandes profundidades (> 25 m) a arenas finas, siliciclásticas y moderadamente bien seleccionadas en las zonas más someras (< 25 m). Este cambio brusco refleja la importancia de la acción del oleaje en la distribución textural del área.

CONCLUSIONES

1) Se ha identificado la existencia de un campo de *ripples* en la plataforma continental interna gallega, frente a la playa de La Lanzada. 2) La morfología de estos *ripples* viene caracterizada por crestas ligeramente sinuosas y bifurcadas, con una longitud de onda de 1 a 1,7 m y compuestos por sedimentos gruesos de origen biogénico. 3) La distribución textural presenta arenas gruesas a muy gruesas, pobremente seleccionadas, en las zonas más profundas y arenas finas, moderadamente bien seleccionadas, en las zonas más someras. El paso de un tipo a otro de sedimento es muy marcado. 4) La distribución sedimentaria y de formas de fondo en la zona de estudio está controlada fundamentalmente por la energía incidente del oleaje y por la topografía del fondo (afloramientos rocosos).

AGRADECIMIENTOS

Al departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo los datos de velocidad de la marea utilizados. Este es el trabajo nº 202 del grupo EX1 de la Universidad de Vigo, siendo una contribución a los proyectos: REN2000-1102 MAR (CICYT) y PGIDT00MAR30103PR (Xunta de Galicia) y parcialmente al PGIDT00PXI30105PR (Xunta de Galicia) y IGCP 464.

REFERENCIAS

Black, K.P. y Healy, T.R. (1988): Formation of ripple bands in a wave-convergence zone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 195-207.

Davies, J.L. (1964): A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphology*, 8: 127-142.

Friedman, G.M., (1960): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 514-529.

García-Gil, S., Durán, R. y Vilas, F. (2000): Side scan sonar image and geologic interpretation of the Ría de Pontevedra seafloor (Galicia, NW Spain). *Scientia Marina,* 64: 393-402.

Héquette, A. y Hill, P. R. (1995): Response of the seabed to storm-generated combined flows on a sands arctic shoreface, Canadian Beaufort Sea. *Journal of Sedimentary Research,* A65: 461-471.

IGME (1981): *Mapa Geológico de España, 1:50.000. Hoja nº 184., (El Grove).* Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

Kuijpers, A., Werner, F. y Rumorh, J. (1993): Sandwaves and other large-scale bedforms as indicators of non-tidal surge currents in the Skagerrak off Northern Denmark. *Marine Geology*, 111: 209-221.

Pérez Alberti, A. (1982): *Xeografía de Galicia*. Ed. Sálvora, Montevideo. 210 p.

Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments* (2nd Ed.). Springer-Verlag, Berlín, 549 p.

Vilas, F., García-Gil, E., García-Gil, S., Nombela, M.A., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, O. (1996): *Cartografía de sedimentos submarinos, Ría de Pontevedra. E: 1:5000*. Ed. Xunta de Galicia, Conselleria de Pesca, Marisqueo e Acuicultura, Santiago de Compostela

Ondas de sedimento de origen turbidítico en los márgenes y cuencas profundas del Atlántico

G. Ercilla[1], R.B. Wynn[2], B. Alonso[1] y J. Baraza[1]

1 CSIC, Instituto de Ciencias del Mar. Paseo Juan de Borbón s/n. 08039 Barcelona.
2 Southampton Oceanography Center. European Way. Southampton, SO 14 3ZH. Reino Unido.

ABSTRACT

Sediment wave fields located on the slope of the Selvage Islands (eastern Atlantic), south margin of the Orinoco Valley (Lesser Antillas Sea), and distal continental margin of Colombia (Caribbean Sea) have been studied based on multibeam bathymetry, Topas seismic profiles and sediment cores. These sediment waves occur on deep-sea areas (> 3.300 m water depth), and they are mostly characterised by large waves with crests oriented roughly parallel to the regional slope, assymetric cross-sections that indicate upslope migration, and a progressive downslope decrease in their dimensions. Seismically, they are defined by wavy bedding facies with a thicker sedimentary sequence on the upslope flank than that on the downslope flank. An unchannelised turbidity current origin has been proposed for these sediment wave fields. The sediment waves on the Agadir Basin are manteined by turbidity currents largely sourced from the Selvage volcanic islands; turbidity currents responsible for the Orinoco sediment wave field are interpreted being sourced from the Venzuela, Guyana and Surinam continental margins; and the sediment waves on the Colombia continental margin have been formed beneath turbidity currents which may result from the downslope evolution of slumps and mass-flows.

***Key words**: sediment waves, turbidity currents, Atlantic Sea*

INTRODUCCIÓN

Las ondas de sedimento localizadas en los ambientes marinos profundos constituyen formas deposicionales que pueden ser originadas por corrientes de fondo o por flujos turbidíticos. La terminología utilizada para referirse a este tipo de formas de fondo ha sido diversa, pero en este trabajo, una onda de sedimento se define como una forma de fondo deposicional de grandes dimensiones (generalmente decenas de metros a pocos kilómetros de longitud de onda, y varios metros de amplitud) que es originada por un flujo de corriente sobre el fondo del mar.

En el presente trabajo se analizan tres campos de ondas de sedimento localizadas en el talud de las Islas Selvage adyacente a la Cuenca de Agadir (Atlántico oriental), margen sur del Valle del Orinoco en el Mar de Las Antillas, y margen continental distal de Colombia en el Mar Caribe. Los datos analizados para llevar a cabo este estudio fueron obtenidos en cuatro campañas oceanográficas efectuadas a bordo de los buques BIO-HESPERIDES durante los años 1995 y 1997, y RRS Discovery en el año 1997. Estos datos comprenden el levantamiento de mosaicos batimétricos mediante la sonda multi-haz SIMRAD EM-12, y la obtención de perfiles de sísmica mediante la sonda Paramétrica TOPAS. Asímismo, en la Cuenca de Agadir, el análisis batimétrico y sísmico se vio complementado con el estudio sedimentológico de un testigo de sedimento de pistón de 13 m de longitud.

RESULTADOS: CARACTERISTICAS MORFOSÍSMICAS DE LAS ONDAS DE SEDIMENTO

Ondas de sedimento en las Islas Selvage

Las ondas de sedimento identificadas en el talud norte de las Islas Selvage, adyacente a la Cuenca de Agadir, se localizan a una profundidad de 4.285-4.350 m. Estas ondas de sedimento se extienden talud abajo del flanco de las islas, a lo largo de unos 20 km, desapareciendo antes de alcanzar la zona central de la Cuenca de Agadir. Los gradientes del fondo marino en donde se desarrollan estas formas de fondo varían entre 0,22° y 0,13°, con un decrecimiento general talud abajo. Presentan una amplitud (WH) máxima de 6,2 m y una longitud de onda (WL) que varía entre 0,4 a 1 km. Las dimensiones de las ondas varían con la distancia talud abajo, mostrando un decrecimiento general de su tamaño en la citada dirección, aunque localmente se observa un ligero incremento asociado a la existencia de un alto paleotopográfico. Las razones WL/WH muestran un comportamiento similar. Las ondas de sedimento están sísmicamente caracterizadas por facies estratificadas y presentan un perfil vertical que refle-

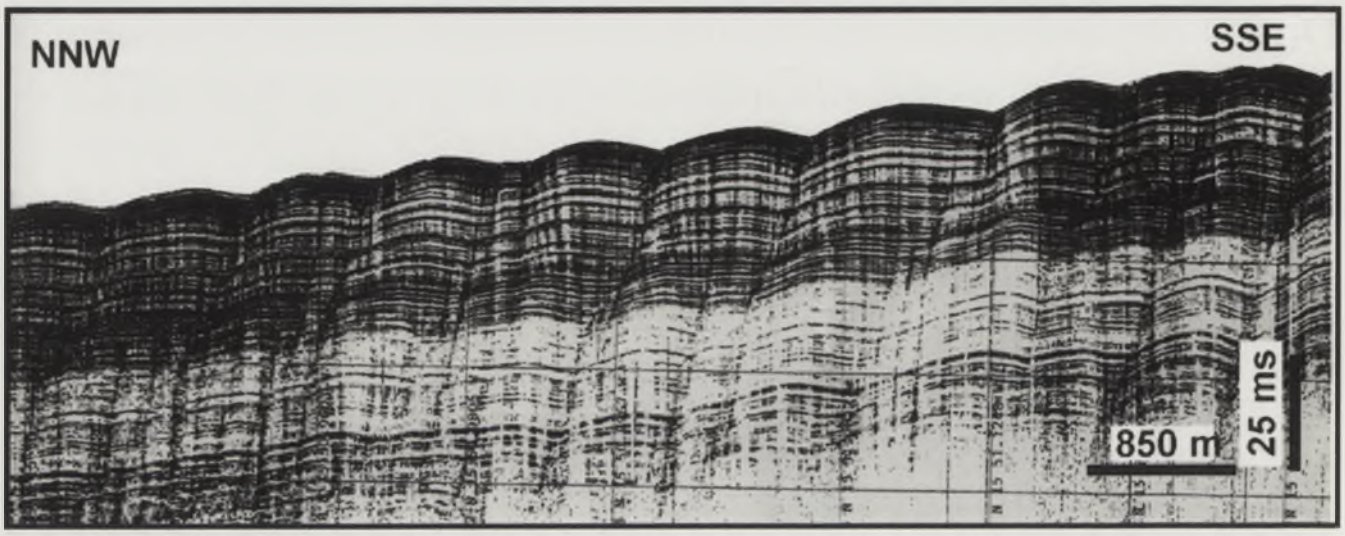


FIGURA 1: *Perfil sísmico de TOPAS mostrando las ondas de sedimento identificadas en el talud norte de las Islas Selvage, adyacente a la Cuenca de Agadir (Atlántico oriental). Nótese la migración talud arriba de las ondas de sedimento (ms: milisegundos).*

ja una migración talud arriba, y un espesor sedimentario mayor en el flanco orientado talud arriba (aproximadamente un 30 %) que en el flanco orientado talud abajo (Fig. 1).

El estudio sedimentológico indica que estas ondas de sedimento están integradas por la alternancia de niveles de turbiditas con fangos hemipelágicos y pelágicos (Wynn *et al.,* 2000a). Los niveles de turbiditas se caracterizan por la presencia de un límite basal erosivo, arenas/limos gruesos en la base, un tamaño granodecreciente hacia techo, y una reducida o ausente bioturbación en la base. El estudio de la fracción arena de las turbiditas indica la presencia de vidrio volcánico y de fragmentos líticos volcánicos, con cantidades minoritarias de cuarzo y biotita. Los sedimentos hemipelágicos y pelágicos comprenden arcillas ricas en foraminíferos donde no se observa la presencia de estructuras sedimentarias (laminaciones, clastos, cambios litológicos bruscos, contactos erosivos,...), lo cual sugiere la ausencia de la acción de un flujo de corriente durante su deposición.

Ondas de sedimento en el Valle del Orinoco

Estas ondas de sedimento se localizan en el margen sur del Valle del Orinoco, el cual forma parte del Sistema Turbidítico distal del Orinoco (Ercilla *et al.,* 2000) (Fig. 2). Este campo de ondas de sedimento se extiende talud abajo de este margen a profundidades de 4.400-4.825 m, y cubre un área de aproximadamente 29.000 km^2. La estratigrafía sísmica de este margen está definida por facies estratificadas con sedimentos de alta continuidad lateral, interrumpidos por la presencia de cuerpos lenticulares y con forma de cuña, compuestos por facies transparentes (Fig. 3); estos cuerpos han sido interpretados como depósitos de flujos en masa que provienen de los márgenes continentales de Venezuela, Surinam y Guayana (Ercilla et al., 2001). Las ondas de sedimento analizadas en este trabajo se desarrollan mayormente sobre un cuerpo sedimentario de estas características.

El mosaico batimétrico refleja que las ondas de sedimento presentan unas crestas paralelas al talud regional. Los perfiles de TOPAS indican que la pendiente regional del citado margen del valle tiene unos gradientes que varían entre 0,14° y 0,48°, y que las dimensiones de las ondas de sedimento son muy irregulares, con WL= 0,11-2,6 km, WH = 1-15 m, y WL/WH = 61-714 (Fig. 3). A pesar de esta gran irregularidad en sus dimensiones, localmente se observa que allí donde las ondas de sedimento no se desarrollan sobre depósitos de flujos en masa, presentan unas dimensiones homogéneas (WL = 2,6 km, WH = 8 m) o decrecen talud abajo hasta desaparecer (Fig. 2).

Las ondas de sedimento son generalmente asimétricas, y el flanco de mayor pendiente es indistintamente el flanco orientado talud abajo o talud arriba. El flanco orientado talud arriba presenta un espesor de sedimento mayor (40 %) que el flanco contrario; esto refleja la existencia de una migración talud arriba, la cual es de aproximadamente 1:40 (40 cm de acumulación vertical = 1 cm de migración talud arriba). Asímismo, el flanco orientado talud arriba está caracterizado por niveles que se adelgazan hacia la cresta de la onda y por presentar una mayor impedancia acústica.

Ondas de sedimento en el margen continental de Colombia

Este campo de ondas de sedimento se extiende desde los 3.300 m hasta más allá de los 3.800 m de profundidad, desarrollándose en el contexto sedimentario del Sistema Turbidítico del Magdalena. Este campo cubre un área de al menos 15.000 km^2, que es aproximadamente una tercera parte del citado sistema turbidítico. Las ondas de sedimento se extienden talud abajo de una cinturón de cicatrices de deslizamientos y áreas afectadas por depósitos de flujos en masa, no identificándose en las áreas afectadas por los principales complejos de canal-dique que caracterizan el sector proximal del sistema turbidítico (Fig. 4).

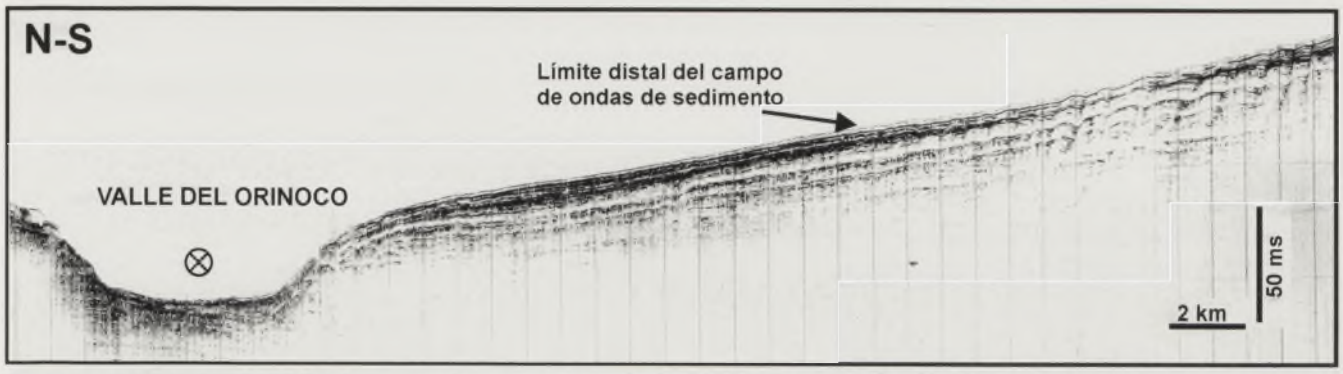


FIGURA 2: *Perfil sísmico de TOPAS ilustrando el campo de ondas de sedimento en el margen sur del Valle del Orinoco. Nótese la disminución progresiva en el tamaño de las ondas de sedimento y su ausencia en las proximidades del eje del valle (ms: milisegundos).*

En planta, las ondas de sedimento indican que sus crestas presentan una orientación más o menos paralela al talud regional, y una trayectoria sinuosa con aparentes bifurcaciones (Fig. 4). Las ondas de sedimento presentan un perfil transversal asimétrico, con el flanco orientado talud arriba más inclinado que el flanco contrario. La WL varía entre 0,5 a 1 km, la WH máxima es de 18 m, y WL/WH oscila entre 70-240. El gradiente regional es de 0,3° a 0,6°.

Sísmicamente, las ondas de sedimento forman un nivel de hasta 50 m de facies estratificada cuyo espesor decrece talud abajo (al menos hasta 30 m). El límite inferior de este nivel es una superficie irregular de alta reflectividad que muestra numerosas roturas de pendiente, las cuales continúan reflejándose en el fondo marino actual. Esta superficie representa el techo de antiguos depósitos de canal-dique que conformaban la parte distal del sistema turbidítico (Fig. 5). El carácter sísmico de las ondas de sedimento indica la presencia de reflectores discontinuos y arqueados en la base que hacia techo evolucionan a reflectores estratificados de mayor continuidad lateral. El espesor del sedimento varía dentro de cada onda, siendo el flanco orientado talud arriba un 30 % más grueso que el flanco orientado talud abajo (Fig. 5). Esta asimetría refleja que las ondas migran talud arriba, con una razón aproximada de 1:5 a 1:30. Por otra parte, el análisis de la distribución vertical de las ondas de sedimento refleja que las WH y WL incrementan hacia techo, y que este incremento está asociado ocasionalmente a la suma de dos o tres ondas más pequeñas.

DISCUSION Y CONCLUSIONES: GÉNESIS DE LAS ONDAS DE SEDIMENTO

Las ondas de sedimento identificadas en las tres zonas de estudio son formas deposicionales y no corresponden a estructuras de deformación dado sus migraciones talud arriba, sus buenas estratificaciones internas, la ausencia

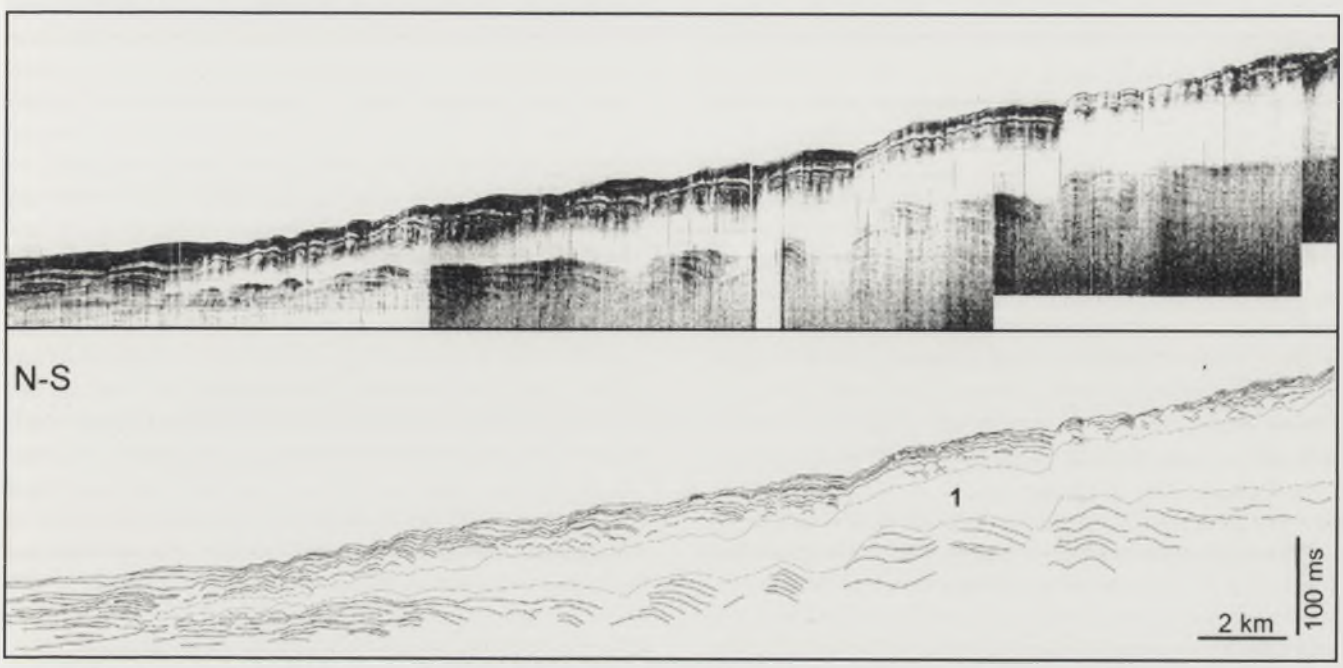


FIGURA 3: *Perfil sísmico de TOPAS ilustrando las dimensiones irregulares de las ondas de sedimento en el margen sur del Valle del Orinoco. La unidad superior compuesta por ondas de sedimento se desarrolla sobre un cuerpo sedimentario transparente (1) formado por depósitos de flujos en masa (ms: milisegundos).*

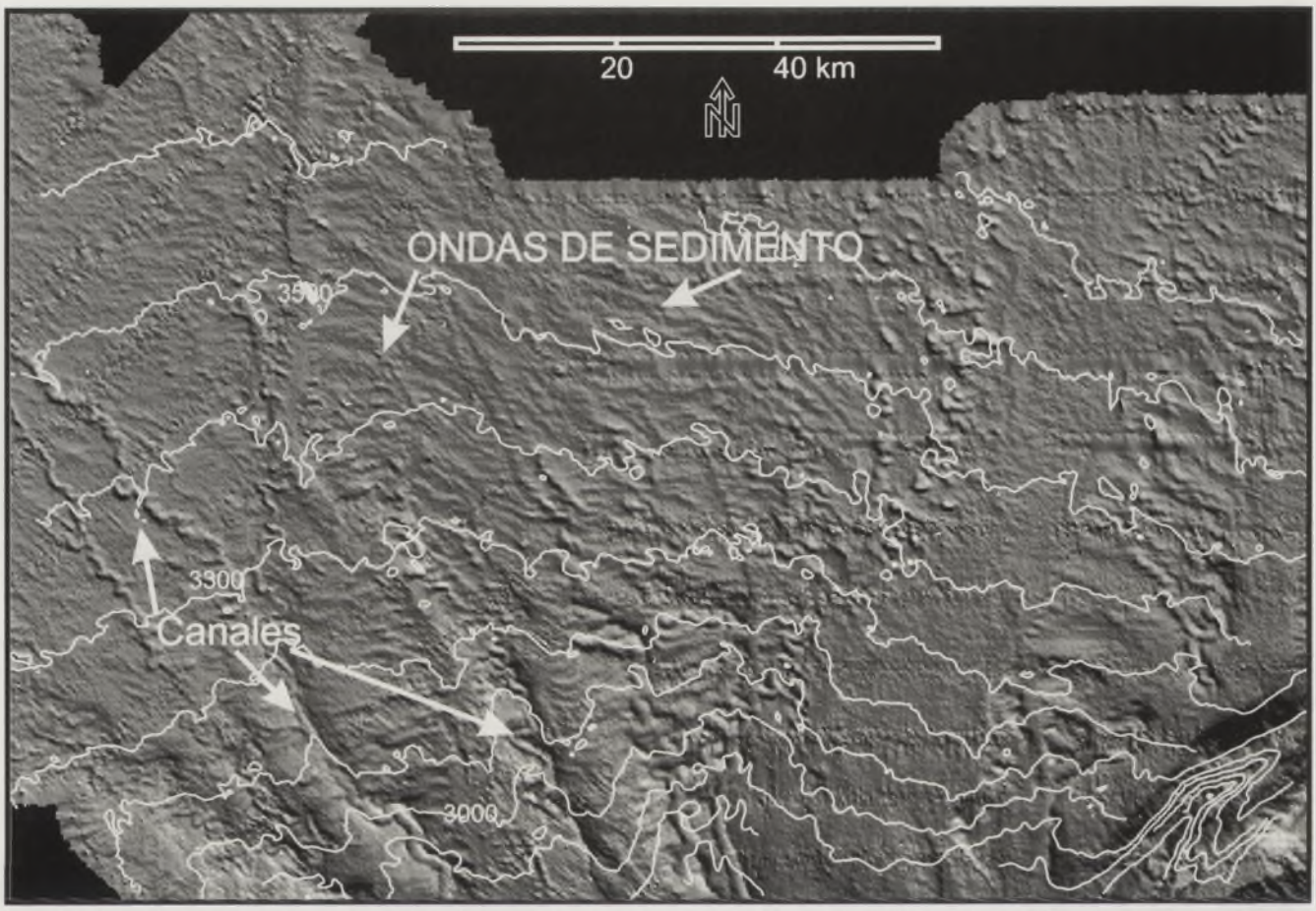


FIGURA 4: *Mapa batimétrico del margen distal de Colombia donde se desarrolla el Sistema Turbidítico del Magdalena, ilustrando las crestas del campo de ondas de sedimento.*

de estructuras de deformación como fallas, y su sedimentación asimétrica. Por lo tanto, el origen de estas ondas puede ser atribuida o bien a corrientes de fondo o bien a flujos turbidíticos.

Los estudios sobre corrientes de fondo son escasos en la zona de Agadir y Orinoco, y ausentes en el margen de Colombia. Allí donde existe la información, ésta indica que la velocidades medidas son inferiores (3-6 cm/s en Agadir; Londslade, 1982) a las requeridas para que se formen ondas de sedimento por corrientes de fondo (9-50 cm/s; Flood, 1988), o bien su dirección es oblicua a las crestas de las ondas, como ocurre en el margen de Colombia, y por lo tanto su génesis tampoco puede ser atribuida a una corriente de fondo.

Por el contrario, hay buenas evidencias morfológicas, sísmicas y de contexto geológico para los tres casos, y además sedimentológicas para las de Agadir, que indican que los tres campos de ondas de sedimento analizados han sido originados por la acción de flujos turbidíticos sin canalizar. Estas evidencias son las siguientes:

1) La alineación de las crestas es paralela al talud. Esto se explica porque las ondas de sedimento generadas por corrientes turbidíticas sin canalizar fluyen talud abajo siguiendo la máxima pendiente regional. Por el contrario, las ondas de sedimento generadas por corrientes de fondo presentan una orientación oblicua a la pendiente regional del talud (Wynn *et al.,* 2000b).

2) La migración talud arriba de las ondas de sedimento sugiere que se forman como antidunas, de forma similar a otras ondas de sedimento generadas por corrientes de turbidez en otras áreas (Normark *et al.,* 1980; Wynn *et al.,* 2000b). Los modelos numéricos basados en los gradientes de talud de un campo de ondas de sedimento indican que este tipo de ondas se generan con flujos turbidíticos cuyo número interno de Froude se ajusta al modelo de antiduna (Wynn *et al.,* 2000a; Ercilla *et al.,* 2001).

3) La disminución del tamaño talud abajo observado en las ondas de sedimento de Agadir y del Orinoco responde a un decrecimiento progresivo en la pendiente del talud regional y en la velocidad de los flujos turbidíticos.

4) El testigo de sedimento recuperado en las ondas de sedimento de Agadir refleja la existencia de depósitos turbidíticos y no de depósitos contorníticos.

5) La estratigrafía regional del Valle del Orinoco indica el predominio de procesos de inestabilidad sedimentaria en la zona, como son los flujos en masa que dan lugar al desarrollo de cuerpos transparentes que alternan con las facies estratificadas. Estos procesos de inestabilidad sedimentaria podrían haber originado flujos turbidíticos que alcanzaban el valle favoreciendo el desarrollo de ondas de sedimento

6) Numerosas roturas de cables submarinos han sido documentados desde los años 50 en el margen continental de Colombia (Heezen, 1956; Heezen y Muñoz, 1965).

FIGURA 5: *Perfil sísmico de TOPAS e interpretación ilustrando el campo de ondas de sedimento en el margen de Colombia, donde se desarrolla el Sistema Turbidítico del Magdalena. Las ondas de sedimento individuales muestran un aumento progresivo en su tamaño hacia techo; nótese también la suma de dos o más ondas de sedimento en una sola onda. El área gris se refiere a antiguos canales-diques y depósitos relacionados (ms: milisegundos).*

Varios estudios han demostrado que estas roturas de cables suelen estar asociadas a la acción de flujos turbidíticos (Gennesseaux *et al.,* 1962; Piper y Aksu, 1987).

Todas estas evidencias indican que el origen y mantenimiento de las ondas de sedimento analizadas están asociadas a la acción de flujos turbidíticos sin canalizar. Para el campo de ondas de sedimento desarrollado en la Cuenca de Agadir, los flujos turbidíticos provienen de las islas volcánicas Selvage. Este origen viene revelado por la presencia de fragmentos de vidrios y líticos de origen volcánico. Las ondas de sedimento localizadas en el margen sur del Valle del Orinoco tienen su origen en los procesos de inestabilidad sedimentaria que acontecen en el margen proximal de Venezuela, Surinam y Guayana y alcanzan el Valle del Orinoco (Ercilla *et al.,* 2001); de hecho, el origen de las corrientes turbidíticas podría relacionarse con eventos de flujos en masa a pequeña escala cuyas transformaciones reológicas aguas abajo originarían flujos turbidíticos sin canalizar. El origen de las ondas de sedimento en el margen continental de Colombia se relaciona con flujos turbidíticos que también resultan de la evolución talud abajo de los deslizamientos y depósitos de flujos en masa que caracterizan al margen proximal adyacente donde se desarrolla el Sistema Turbidítico del Magdalena

.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha estado enmarcado en los proyectos financiados por la CICYT cuyas referencias son AMB95-0196 y ANT95-0889-CO2-01. R.B.W agradece a la Universidad de Southampton y al *Southampton Oceanography Center* por la financiación recibida para la realización de sus estudios.

REFERENCIAS

Ercilla, G. Alonso, B. y Baraza, J. (2000): High resolution morpho-sedimentary characteristics of the distal Orinoco Turbidite System. En: *Deep-Water Reservours of the World* (P. Wiemer y H. Nelson, Eds.) *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special CD-rom.

Ercilla, G., Alonso, B., Wynn, R.B. y Baraza, J. (2001): Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observation from the Orinoco sediment-wave field. *Marine Geology* (en prensa).

Flood, R.D., (1988) A lee wave model for deep-sea mudwave activity. *Deep-Sea Research*, 35: 973-983.

Gennesseaux, M. (1962): Une cause probable des ècoulements turbidites profonds dans le canyon sous-marin du Var (Alpes- Maritimes). *Comptes Rendus à l'Academie des Sciences, Paris,* 254: 2038-2040.

Heezen, B.C. (1956). Corrientes de turbidez del Río Magdalena. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Colombia*, 51: 135-143.

Heezen, B.C. y Muñoz, J. (1965): Magdalena turbidites in deep-sea sediments. *Proceedings 4th Caribbean Geological Conference,* Trinidad, 317-324.

Lonsdale, P.F. (1982). Sediment drifts of the Northeast Atlantic and their relationship to the observed abyssal currents. *Bulletin du Institute Geologie Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 31: 141-150

Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V. y Bowen, A.J., (1980). Sediment waves on the Monterey Fan levee: A preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37: 1-18.

Piper, D.J.W. y Aksu, A.E. (1987): The source and origin of the Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets. *Geo-Marine Letters*, 7: 177-182.

Wynn, R.B., Weaver, P.P.E., Ercilla, G., Stow, D.A.V. y Masson, D.G. (2000a): Sedimentary processes in the Selvage sediment wave field, NE Atlantic: new insights into the formation of sediment waves by turbidity currents. *Sedimentology*, 47: 1181-1197.

Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V. y Weaver, P.P.E. (2000b): Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, 163: 185-198.

Estudio sísmico-acústico del gas somero en la zona externa de la Ría de Arousa (NW de España)

A. Ferrín, S. García-Gil y F. Vilas

Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio. Facultad de Ciencias. Universidad de Vigo. Apdo 874. 36200 Vigo (Pontevedra). aferrin@uvigo.es.

ABSTRACT

Detailed analysis of geophysical profiles (high resolution seismic reflection, side-scan sonar and echo-sounder) have permitted detecting and characterizing the presence of gas within the sediments of the external-part of the Ría de Arousa (NW Spain). Gas accumulations are clearly detectable from high resolution records in the sedimentary infill of the ría. Results reveal the presence of three main types of gas accumulations: acoustic blanking s.s., with a flat top and an average lateral extent of 800 m; acoustic curtains, with convex top and a lateral extent from 100 m to 200 m; and acoustic columns, acoustically transparent and with a lateral extent less than 100 metres. The analysis of side-scan sonar, 3.5 kHz and echo-sounder records reveals that two patterns of gas seeps (acoustic plumes and pockmarks) can be established and mapped in the study area. Finally, the depth of the gas accumulation areas was mapped. Their origin and possible control factors for their special distribution are discussed.

Key words: *high resolution seismic profiles, gas accumulations, gas seeps, rías, Galicia*

INTRODUCCIÓN

La existencia de sedimentos con gas es un fenómeno frecuente, citado a escala mundial. En el medio marino, los sedimentos con gas han sido descritos en todos los subambientes: desde las zonas más profundas de los océanos, pasando por los taludes y plataformas continentales hasta la zona intermareal, más cercana a la costa.

Schüler (1952) fue el primero en mencionar el efecto de enmascaramiento acústico de los sedimentos, en registros de ecosonda de las bahías de Eckernförde y Kiel (SW Mar Báltico), debido a la presencia de gas libre. A este efecto lo denominó *basin effect*. El primer descubrimiento de cráteres del fondo marino atribuidos al escape de gas, localizado debajo de la superficie, fue hecho por King y McLean (1970) en la Scottian Shelf (costa SE de Canadá). Se propuso el término *pockmark* para denominar tales formas. A partir de ese momento se encontraron *pockmarks* en otras muchas áreas del mundo: Bahía de Belfast (Kelley *et al.*, 1994), Golfo de Arabia (Uchupi *et al.*, 1996), Lago Rotoiti en Nueva Zelanda (Pickrill, 1993).

Según Floodgate y Judd (1992), los gases que se encuentran en los sedimentos marinos someros son: dióxido de carbono (CO_2), sulfuro de hidrógeno (SH_2), etano (C_2H_6) y metano (CH_4); cualquiera de ellos se podría originar por procesos biológicos o no biológicos. Estos mismos autores indican que el gas metano (CH_4) es el mismo que puede aparecer en grandes extensiones en sedimentos marinos someros. García-García *et al.* (1999) identifican y cartografían, en la Ría de Vigo, cuatro tipos básicos de acumulaciones de gas y tres tipos de escapes de gas basándose en el análisis de perfiles geofísicos de alta resolución.

MARCO DE REFERENCIA

La Ría de Arousa ocupa una posición central dentro de las Rías Bajas, con una orientación de su eje mayor según la dirección NE-SO. Se localiza entre las coordenadas 42°11'00''N, 42°28'00''N y 9°00'00''O, 8°45'00''O. Ocupa una extensión de 230 km^2, con unas dimensiones máximas superiores a los 28 km en el eje longitudinal y una anchura muy variable por la gran irregularidad transversal de la ría.

Desde el punto de vista geológico, la costa de Galicia forma parte del sector noroccidental del Macizo Ibérico, situándose dentro del cinturón orogénico hercínico, donde los materiales dominantes están constituidos por rocas graníticas y metamórficas.

METODOLOGÍA

La zona de estudio se sitúa en la zona media externa de la Ría de Arousa (Fig. 1). Se han interpretado un total de 640 km de perfiles de sísmica de reflexión, perfilador de fondos, ecosonda y sonar de barrido lateral, orientados N–S con una separación media entre líneas de 250 m. Los registros de líneas de sísmica de alta resolución fueron obtenidos con un EG&G Uniboom Modelo 230 (300J), con una cadencia de 4 disparos por segundo. El perfila-

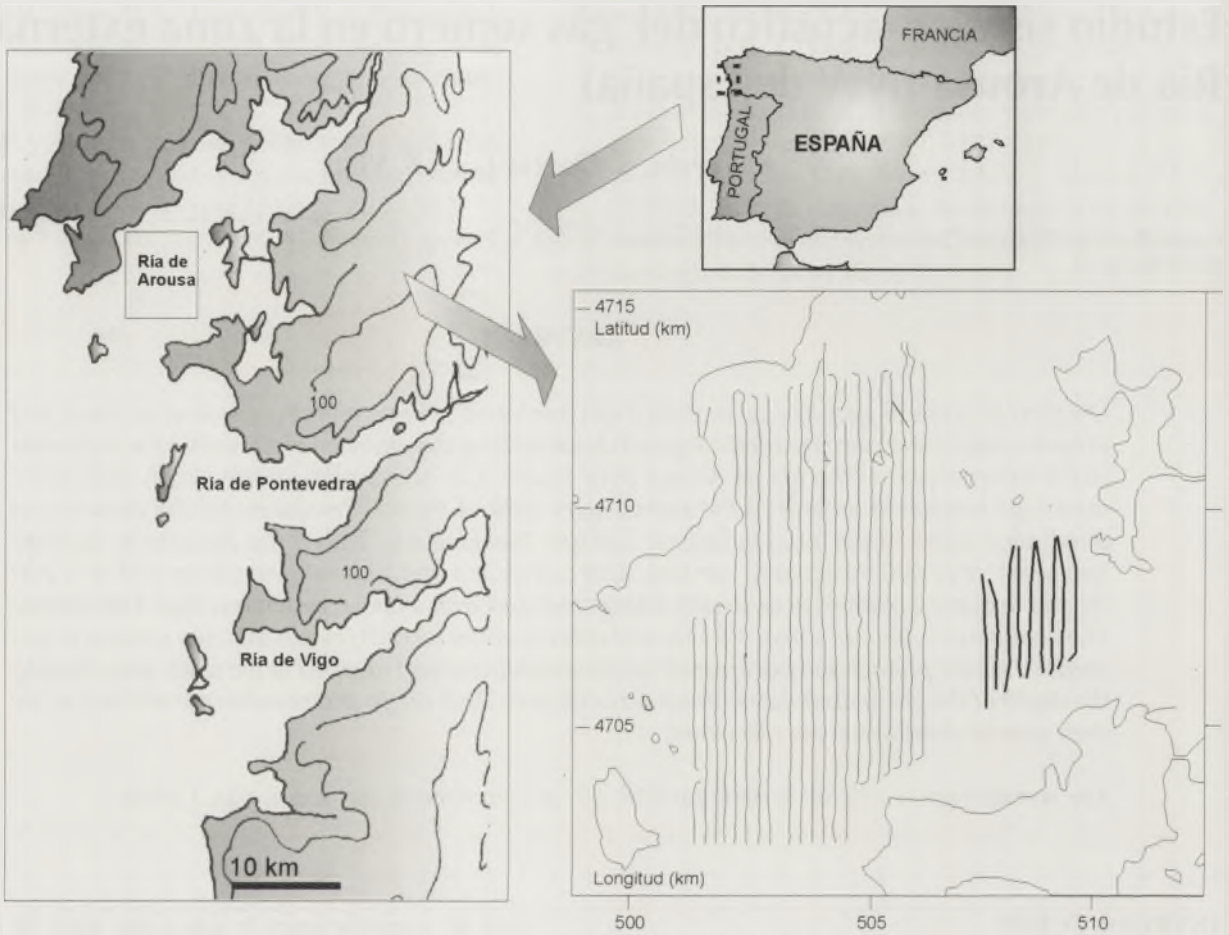


FIGURA 1: *Localización geográfica y situación de los perfiles sísmicos de alta resolución.*

dor de fondos empleado fue el modelo 1036 O.R.E. (3,5 kHz). Los registros de ecosonda se realizaron con el modelo Atlas Deso 20 (33-210 kHz), mientras que los de sonar de barrido lateral se obtuvieron con un equipo Klein 595 (100 kHz, 3 canales), con una covertura lateral de 150 m por banda. Para la navegación y el posicionamiento se utilizó un GPS diferencial, Trimble 4000 RL combinado con una unidad de Trisponder.

RESULTADOS

Evidencias de acumulaciones de gas

Las acumulaciones de gas en el relleno sedimentario de la zona externa de la Ría de Arousa son detectables mediante el análisis de los registros sísmicos de alta resolución. Dado que las acumulaciones resultan ser bastante someras, son identificables también en los registros del perfilador de fondos.

Se distinguen varios tipos de acumulaciones de gas basados en su geometría dimensiones, y caracteres acústicos.

Apantallamientos acústicos s.s. Es el tipo de acumulación más frecuente en el sector medio externo de la Ría de Arousa. Este tipo de acumulación es identificable en aquellas zonas del registro donde éste aparece totalmente enmascarado, como resultado de la absorción de la señal acústica debido a la presencia de gas en los sedimentos, sin que se pueda identificar la fuente generadora de este gas. Su extensión lateral media es de 800 m con una superficie superior plana (Fig. 2).

Cortinas acústicas. Aparecen en los registros, pero con menor frecuencia que las anteriores. Presentan un enmascaramiento total, al igual que en el caso anterior, del registro infrayacente, pero con una extensión lateral menor, entre 100 y 200 m, y una geometría convexa de su parte superior.

Columnas acústicas. Muy poco frecuentes en la zona de estudio. En este caso sí es posible determinar la fuente generadora del gas, dada la transparencia acústica que las caracteriza.

Evidencias de escapes de gas.

El escape de gas de los sedimentos del sector externo de la Ría de Arousa es un hecho constatado de forma indirecta al estudiar los registros de perfilador de fondos, ecosonda y sonar de barrido lateral. Los distintos tipos de escapes de gas en los registros acústicos de la zona son los siguientes:

Plumas acústicas. Este tipo de escape se detecta claramente en los registros de perfilador de fondos y en los de

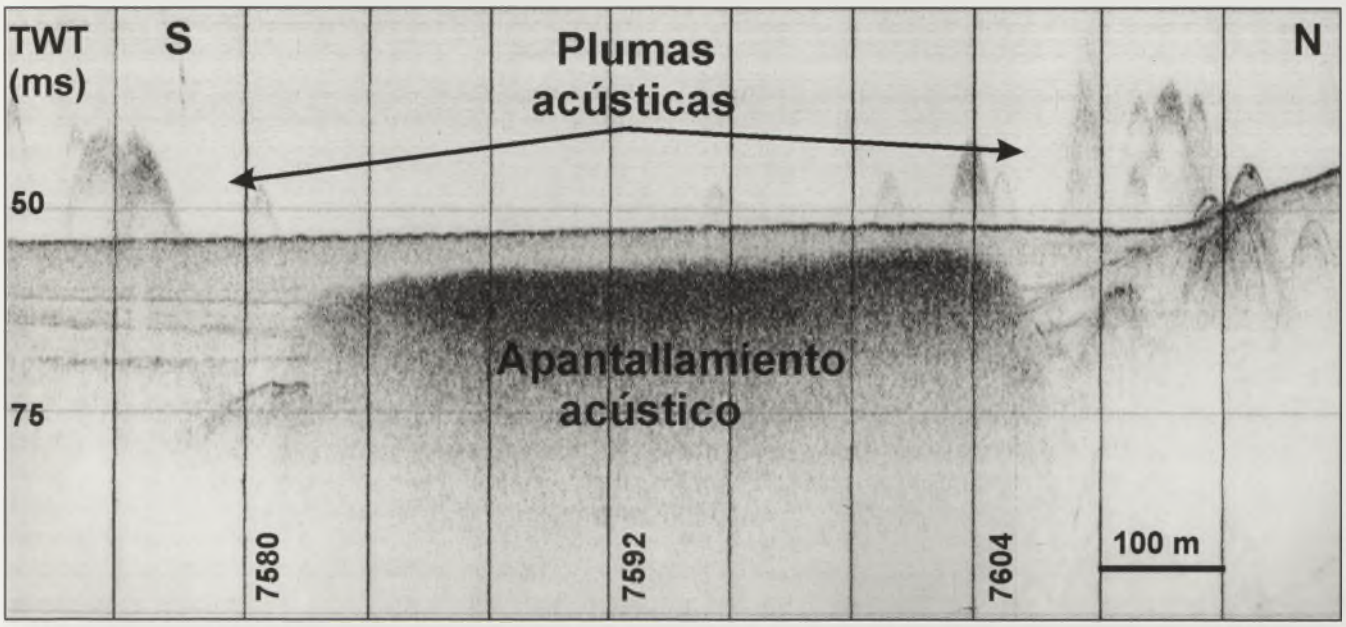


FIGURA 2: *Acumulación de gas tipo apantallamiento acústico s.s. y escapes de gas asociados del tipo pluma acústica. Perfil sísmico (L58) de alta resolución. Perfilador de fondos (3.5 kHz).*

ecosonda. Se observan como una turbidez acústica ascendiendo desde la superficie del fondo y en la columna de agua (Fig. 2). Es frecuente encontrar este tipo de escapes asociados con las zonas de acumulación de gas de las que proceden.

Pockmarks. Depresiones locales en forma de cráter causadas por la removilización del sedimento debido al escape de fluidos. Son fácilmente detectables en los registros de sonar de barrido lateral, donde aparecen como pequeñas manchas muy oscuras, debido a su alta reflectividad, y con una forma, en planta, circular u ovalada (Fig. 3). En el sector estudiado en la Ría de Arousa los *pockmarks* presentan un diámetro de entre 2 y 15 m. En los registros de ecosonda aparecen como depresiones en forma de V con una profundidad media de 0,6 m (Hovland y Judd, 1988). Según Pickrill (1993) el tamaño, la forma y la distribución de los *pockmarks* está controlada, entre otras características, por el tamaño del reservorio y la textura del sedimento. En la Ría de Arousa, los *pockmarks* podrían estar sujetos a un control de facies, tal y como ha

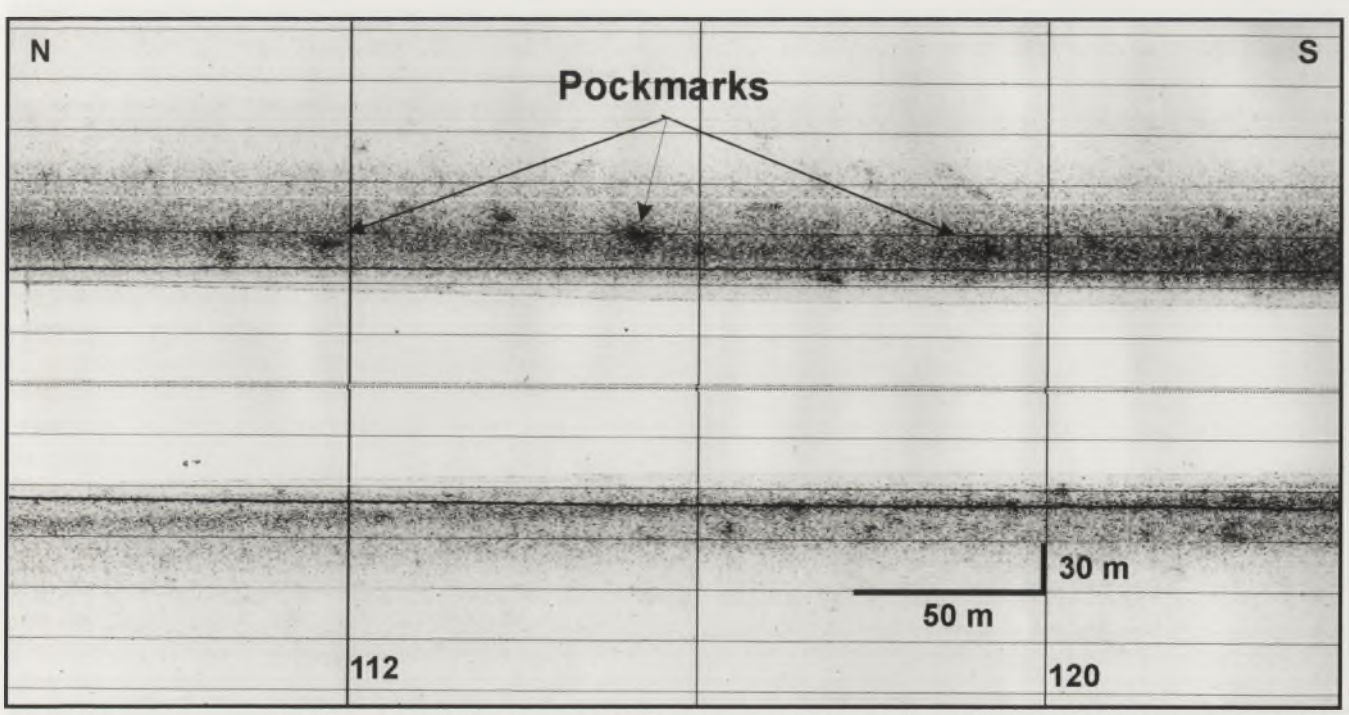


FIGURA 3: *Campo de pockmarks en la superficie del fondo actual de la Ría de Arousa. Perfil L83. Registro de sonar de barrido lateral Klein 595 (100 kHz).*

sido propuesto para la Ría de Vigo por García-García *et al* (1999).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Gas superficial

La cartografía de las acumulaciones de gas evidencia la existencia de cuatro campos diferentes en el sector externo de la Ría (Fig. 4). El campo uno (C1), situado más al norte, ocupa un área de 1,7 km^2; el campo 2 (C2), al suroeste del anterior, ocupa la mayor superficie, 4,6 km^2. El campo 3 (C3), con 0,76 km^2 y el campo 4 (C4), con un área de 0,31 km^2, son mucho menores.

El área total que ocupan las acumulaciones de gas es de 7,4 km^2, lo cual equivale a un 13% del área total de estudio (58,7 km^2). Hay que tener en cuenta que tanto las acumulaciones de gas como los escapes y los *pockmarks* sólo aparecen en la zona coincidente con el eje central de la Ría.

Las acumulaciones de gas aparecen a profundidades de entre 3 y 6 m, estando un 85 % de las mismas a 4 y 5 m. El campo 1 (C1), el más interno de todos, es también el más somero, con una profundidad media de 4 m. Los campos 2 y 3 (C1 y C3) aparecen a una profundidad media de 5 m, con pequeñas zonas a 6 m. El campo 4 (C4), que aparece a una profundidad 5 m, parece extenderse más al sur de lo representado en la figura 4. La limitación para este trabajo impide delimitar su extensión real. La posibilidad de que exista un control batimétrico sobre la profundidad de las acumulaciones de gas de la zona es despreciada tras obtener un relación lineal muy baja (r^2=0,1) entre ambas variables.

Comparando la distribución de los campos con la distribución de los sedimentos superficiales, se observa que los cuatro campos aparecen en coincidencia con sedimentos fangosos, los cuales actuarían como sello, evitando el escape del gas, al igual que ocurre en la Ría de Vigo.

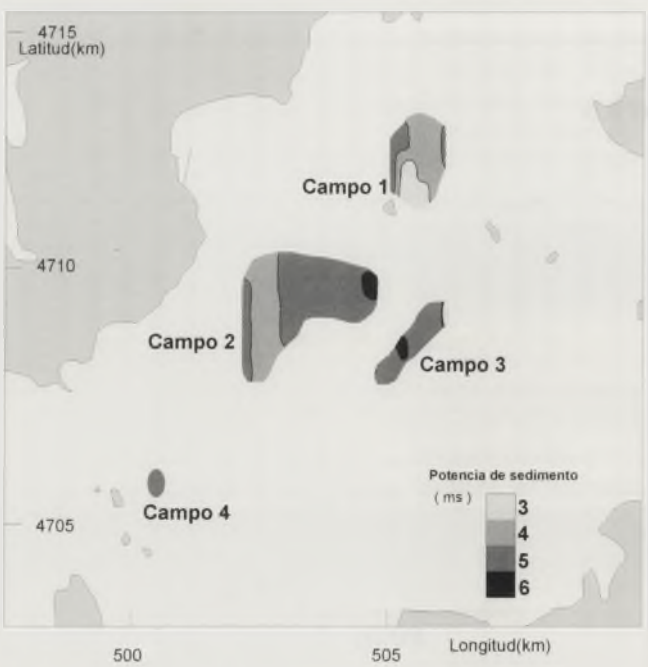


FIGURA 4: *Cartografía de los cuatro campos de acumulaciones de gas en la zona externa de la Ría de Arousa. En tonos de gris la potencia, en milisegundos (ms), de sedimentos existentes por encima del gas acumulado en profundidad.*

Plumas acústicas y *pockmarks*

El análisis de la cartografía de los escapes (plumas acústicas) que aparecen en la zona de estudio permite observar que estos escapes se sitúan principalmente en las zonas entre campos de acumulación de gas. Es de destacar que las coincidencias entre escapes y acumulaciones ocurre donde éstas son más someras. Un amplio porcentaje de los escapes (95%) aparecen en zonas de granulometria muy fina (fangos), pero con un pequeño porcentaje de gravas y arenas, lo cual motivaría el escape del gas. Este hecho está de acuerdo con el control de facies propuesto por García-García *et al.* (1999) en la Ría de Vigo. La comparación de los escapes con la batimetría da como resultado que un 70% de los escapes cartografiados aparecen a profundidades de entre 40 y 60 m. A profundidades menores de 40 m o mayores de 60 m solo hay un 15% respectivamente.

Al igual que los escapes, los *pockmarks* fueron cartografiados tras el análisis de los registros de perfilador y ecosonda. La distribución de los mismos responde a un patrón similar a la de los escapes. Los *pockmarks* aparecen rodeando a los campos, superponiéndose en pocas ocasiones. Un 95% de ellos se encuentran en actuales zonas de sedimentos fangosos con pequeños porcentajes de arena y grava, mientras que el 5% restante lo hacen en zonas arenosas. La batimetría también parece tener una clara incidencia en la presencia de estas estructuras; el 70% de ellas aparecen a profundidades entre 40 y 60 m, mientras que a profundidades mayores casi no están presentes (2,5 %) y a profundidades menores de 40 m se encuentran solo el 27,5%.

El hecho de que tanto las plumas de gas como los *pockmarks* aparezcan mayoritariamente entre 40 y 60 m indicaría que la presión hidrostática, junto a las facies del sello y la presión del gas acumulado son factores interrelacionados que controlan la existencia de los escapes.

El fondo de la zona externa de la Ría de Arousa presenta una densidad de aparición del orden de 7 *pockmarks* por km^2. La profundidad media de estas depresiones es de 0,6 m, mientras que los diámetros, varían entre 2 y 15 m, siendo los más abundantes los de 3 m.

Teniendo en cuenta que la génesis de los *pockmarks* implica una removilización del sedimento suprayacente debido al escape brusco del gas y conocidos tanto el número de *pockmarks* como sus dimensiones (diámetro y profundidad), se estima que el volumen total de sedimento removilizado debido a este tipo de escape de gas en un área de 60 km^2, es del orden de 2.500 m^3 de sedimento.

AGRADECIMIENTOS

Este es el trabajo número 211 del grupo de Investigación EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos PGIDT00PXI30105PR y REN2000-1102 MAR, y parcialmente a los proyectos PGIDT00MAR30103PR e IGCP-464.

REFERENCIAS

Floodgate, G.D. y Judd, A.D.(1992): The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research,* 12: 1145-1156.

García-García, A., Vilas, F. y García-Gil, S. (1999): A Seeping Sea-Floor in a Ria Environment: Ria de Vigo (NW Spain). *Environmental Geology*, 38: 296-300.

Hovland. M., y Judd, A. G. (1988): *Seabed Pockmarks and Seepages (Impact on Geology, Biology and Marine Environment).* Graham & Trotman, Great Britain, 293 p.

Kelley J.T., Dickson S.M., Belknap D.F., Barnhardt W.A. y Henderson M.(1994): Giant sea.bed pockmarks: Evidence of gas escape from Belfast Bay, Maine. *Geology,* 22: 59-62.

Pickrill R.A. (1993). Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New Zealand. *Sedimentology* 40: 813-828.

Schüller, F. (1952): Untersuchungen über die Mächtigkeit von Schlickschichten mit Hilfe des Echographen Zeitung. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 5: 220-231.

Uchupi E., Swift S.A. y Ross D.A. (1996): Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian (Arabian) Gulf. *Marine Geology,* 129: 237-269.

Sedimentación deltaica tras una regresión forzada por la tectónica (Mioceno Superior, borde suroccidental de la Cuenca de Guadix)

F. García [1], J. Fernández[1], J.M. Soria[2] y C. Viseras[1]

1 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva s/n. 18071 Granada. fgarciag@ugr.es.
2 Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Alicante. Apdo. Correos 99. 03080 Alicante.

ABSTRACT

The marine deposits outcropping in the Guadix Basin (Betic Cordillera) are made up of three upper Tortonian stratigraphic units: Unit I (TST: Transgressive Systems Tract), Unit II (HST: Highstand Systems Tract) and Unit III (LST: Lowstand Systems Tract). Unit III had not been identified in the southwest margin of the basin till this paper. This last marine unit is composed by a Gilbert-type delta which lies on the pelagic basin deposits of Unit II. The relative sea-level fall between Units II and III can be quantified on 200 m at least and it carried out a basinward migration of the shoreline of 2 km at least. Unit III developed desattached from the HST-shelf and slope systems, so defining a desattached lowstand systems tract (LST) in this sector of the basin. The tectonic uplifting of Sierra Nevada during uppermost Tortonian triggered the relative sea-level falling. Then, autocyclic factors controlled the Gilbert-type delta migration on a shallow sea poorly connected with the Atlantic and Mediterranean Sea.

***Key words**: Gilbert-type delta, forced-regression, tectonics, Guadix Basin, Spain*

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca intramontañosa de Guadix aparece, limitada por fallas extensionales, en el sector central de la Cordillera Bética. Los sedimentos que la rellenan han sido separados en seis unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades de rango cuencal (Fernández *et al.*, 1996; Soria *et al.*, 1999), que abarcan temporalmente desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario. Las tres primeras unidades (I, II y III) son marinas y de edad Tortoniense superior, mientras que las tres últimas (IV, V y VI) son continentales y su edad comprende desde el Turoliense superior hasta el Cuaternario.

El presente estudio se centra en el extremo suroccidental de la Cuenca de Guadix, adosado a los relieves de Sierra Nevada. Está representado todo el registro estratigráfico marino Mioceno superior de la cuenca (Rodríguez Fernández, 1982; Vera y Rodríguez Fernández, 1988) (Fig. 1). La Unidad I está integrada por dos sistemas deposicionales: plataforma y cuenca pelágica, cuya relación es retrogradante. La Unidad II la forman tres sistemas deposicionales: plataforma, talud y cuenca pelágica, que definen una geometría progradante. Ambas unidades I y II han sido interpretadas por Fernández et al. (1996) como cortejos sedimentarios transgresivos (TST) y de alto nivel (HST), respectivamente. La Unidad III ha sido reconocida en otros sectores de la Cuenca de Guadix (García et al., 2000; Soria et al., 2000) donde se ha definido como un cortejo sedimentario de bajo nivel del mar (LST). De acuerdo con Soria et al. (1998; 1999) la Unidad III se depositó como consecuencia de una rápida e importante caída del nivel del mar, asociada a una etapa de levantamiento tectónico.

Hasta este trabajo no se había reconocido la Unidad III en este sector de la cuenca, donde está representada por un pequeño delta Gilbert que se superpone a las margas pelágicas de la Unidad II (Fig. 1). El afloramiento estudiado se extiende unos 3 km a lo largo del valle del río Fardes en el sector conocido como Umbría de Lopera (UTM N4129-4131 y O478-480).

ANÁLISIS DE FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL SISTEMA DELTAICO

El ejemplo estudiado tiene un espesor de 5 a 15 m, se apoya sobre margas grises de cuenca pelágica, y es cubierto discordantemente por materiales del relleno continental mio-plioceno de la cuenca. La geometría del sistema deltaico es de tipo Gilbert variando las clinoformas en sus diferentes etapas de migración desde oblicuo-tangencial a sigmoidales. Los depósitos del *topset* están bien representados y exhiben espesores del orden de 3 m, y los *foresets* llegan a alcanzar alturas de 9 m desde el *brink point* hasta las capas subhorizontales de los *bottomset*, cuyo desarrollo es de 2-3 m. La secuencia completa está organizada en cuatro asociaciones de facies representativas de los diferentes ambientes sedimentarios reconocidos (Fig. 2).

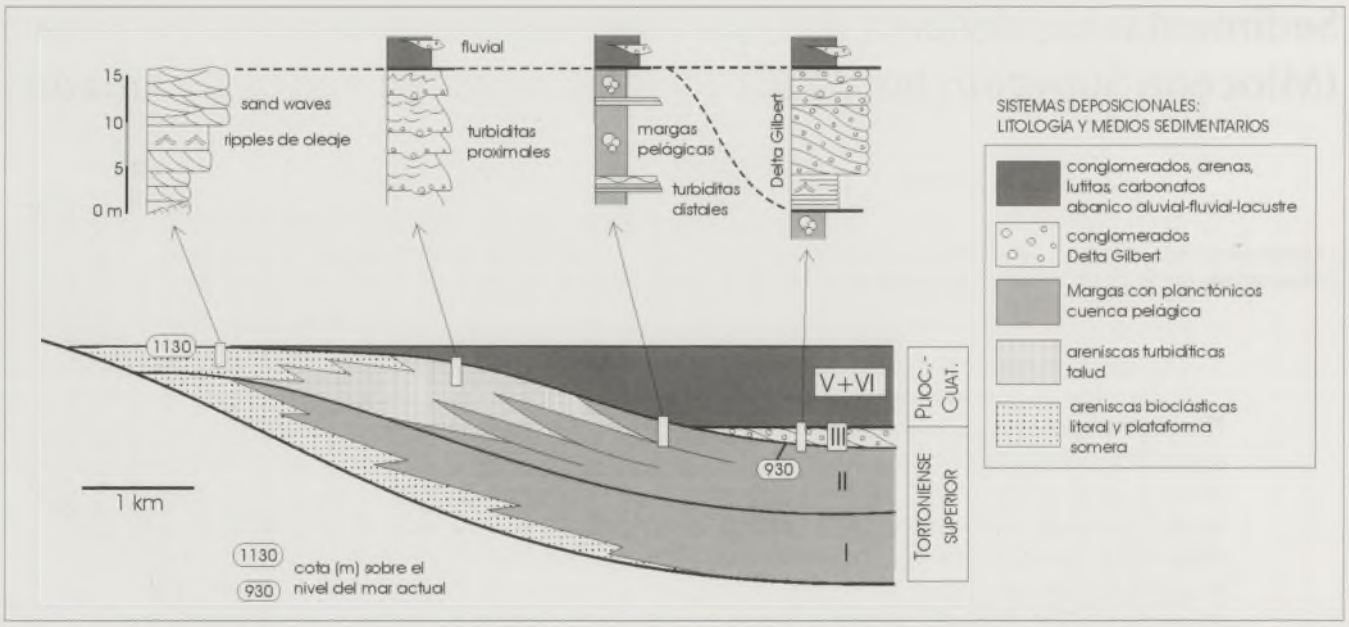


FIGURA 1: *Unidades estratigráficas (I-VI) representadas en el margen suroccidental de la Cuenca de Guadix y columnas sintéticas representativas de cada uno de los sistemas deposicionales que las componen (modificado de Rodríguez Fernández, 1982).*

Topset (T)

Está constituido por cuerpos conglomeráticos canalizados y lenticulares con estratificaciones cruzadas y bases erosivas sobre arenas limosas. Se diferencian los siguientes tipos de facies:

1) Conglomerados canalizados (T1). Son cuerpos de techo plano y base convexa hacia abajo y erosiva, cuya anchura es del rango de 3 a 15 m y el espesor inferior a 1,5 m. Muestran gradación positiva, fábrica clasto-soportada y, a veces difusas estratificaciones cruzadas. Representan los canales distributarios del sistema alimentador del delta en las partes proximales de los topsets.

2) Conglomerados con estratificaciones cruzadas (T2). Constituyen cuerpos lenticulares discontinuos que se acuñan por el techo en sentido proximal y por el muro en sentido distal. Su altura no supera 1,5 m y longitudinalmente se extienden de 3 a 15 m. Están formados por conglomerados soportados por los clastos (dominan los clastos carbonatados con perforaciones de litófagos), sin apenas matriz, con estratificación cruzada dirigida en el mismo sentido de progradación del delta. Cada estrato cruzado presenta una clara gradación positiva. Se interpretan como barras de desembocadura de los canales distributarios ya próximos al *brink point*.

3) Arenas limosas (T3). Alternancias de limos y arenas laminados con estructuras de deformación (laminación *convolute*, pequeños pliegues y fallas inversas) resultado de escape de agua y compactación sobre un sedimento fino con laminación cruzada producida por oleaje y corrientes. Se trata de depósitos de bahía interdistributaria afectados por procesos de licuefacción y fluidificación provocados por el peso de los cuerpos groseros (T1 y T2) que migran sobre ellas.

Playas (P)

Están representadas por un paquete de arenas de 2,5 m de espesor máximo intercaladas entre los depósitos arriba descritos del *topset*. Estos depósitos están ligeramente inclinados en el sentido de progradación del delta, y van adelgazándose hacia la zona proximal hasta chocar contra los cuerpos canalizados (T1) del *topset*. Las estructuras sedimentarias dominantes son laminaciones de oscilación y suaves estratificaciones cruzadas en surco de anchura media 3 m y altura de 30 a 50 cm. Identifican respectivamente el *shoreface* inferior y superior de una playa arenosa.

Foreset (F)

Forma una megaestratificación cruzada con altura media de 7 a 9 m, creciente en el sentido de migración del delta. Las capas muestran espesores de 3 - 0,5 m disminuyendo el tamaño de grano, de conglomerado a arena, en sentido proximal – distal. Muestran generalmente gradaciones positivas. Están soportados por los clastos e imbricados en el sentido de buzamiento del *foreset*. Las arenas que se disponen encima muestran estratificación cruzada planar inclinada en el sentido de migración de los *foreset*. Los *foresets* distales están únicamente compuestos por capas arenosas, con algún clasto embebido, y tienden a horizontalizarse hacia el bottomset. Son capas construidas por avalanchas gravitatorias de conglomerados y arenas que pendiente abajo se han diferenciado en un flujo conglomerático y otro arenoso.

Bottomset (B)

Alternancia de paquetes tabulares subhorizontales de arenas masivas, con espesor variable y creciente hacia

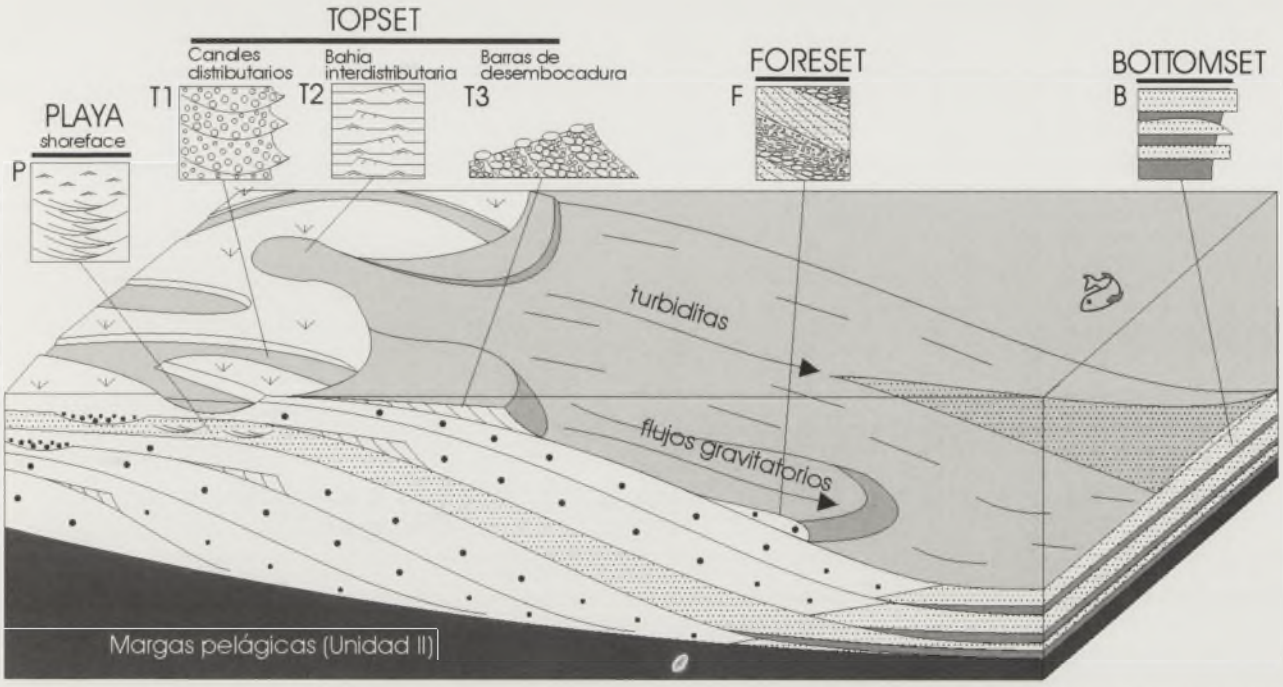


FIGURA 2: *Bloque diagrama en el que se muestra la distribución de los diferentes ambientes sedimentarios del delta y las asociaciones de facies más representativas (ver códigos en el texto).*

arriba entre 10 cm y 1 m, y limos grisáceos más o menos arenosos. Entre las arenas hay clastos metamórficos dispersos y cantos blandos (*rip-up mud clasts*) embebidos. En los paquetes areniscosos se encuentran bioturbaciones (principalmente verticales) y entre la macrofauna hay lamelibranquios (ostreidos, sobre todo) y briozoos. Los limos arenosos se originan por procesos de decantación y cierta tracción del sedimento más fino de los flujos gravitatorios que circulan por los *foresets* mientras que los paquetes arenosos corresponderán a aquellos flujos que por su mayor inercia han superado el *foreset*. Estos flujos probablemente han sufrido procesos de turbulencia comportándose como pequeñas corrientes de turbidez de baja densidad.

PROCESOS DEPOSICIONALES Y FACTORES DE CONTROL

La progradación del delta tiene lugar del orden de 3 km en dirección noreste, coincidente con la dirección de progradación de los depósitos del sistema de plataforma-talud infrayacente. El sistema deltaico está construido por diferentes fases de migración, y en cada una de ellas varía ligeramente la dirección de progradación de las clinoformas, mostrando un patrón radial.

La cuenca de drenaje del sistema deltaico estaría instalada directamente sobre el sustrato metamórfico. La casi completa ausencia de clastos procedentes de la plataforma previa evidencia que los sistemas distributarios debieron atravesar la plataforma y descender por el talud del HST que se comportarían como una superficie de *bypass*. Los sistemas distributarios entrarían en un mar somero, de 15 a 20 m de profundidad según estimaciones batimétricas realizadas a partir de la altura máxima de las clinoformas deltaicas. Ese mar poco profundo favorecería la acción del oleaje sobre los depósitos deltaicos. Los distributarios se canalizarían a través del *topset* del delta formando secuencias negativas al superponerse a las facies finas de bahía interdistributaria. Hacia la zona de ruptura entre el *topset* y el *foreset* (*brink point*) depositarían su carga en forma de barras de desembocadura que migran mar adentro. Donde se produce la ruptura del topset con el *foreset*, parte de esa carga se incorporaría, en forma de avalanchas gravitatorias, a los foresets para pasar finalmente a los *bottomsets*. Cuando entre las diferentes etapas de migración del delta transcurre un intervalo de tiempo de inactividad en los aportes, se generan pequeños sistemas de playas arenosas que recubren las clinoformas deltaicas correspondientes a varias fases de migración. Desde el punto de vista de la dinámica deltaica podrían corresponder a facies de abandono en la actividad del delta.

El relativamente buen desarrollo de los *topsets* evidencia que además de la tendecia progradante del delta hay una cierta agradación. La línea que une los *brink point* de las diferentes clinoformas deltaicas describe una trayectoria ligeramente ascendente hacia el interior de la cuenca, propia de un dispositivo progradante-agradante. Confirmando esta ligera tendencia agradante, los cuerpos descritos en el *topset*, canales distributarios (T1) y barras de desembocadura (T2), se apilan evolucionando hacia arriba a cuerpos de mayores dimensiones.

CONCLUSIONES

La Unidad III de la Cuenca de Guadix está representada en el sector suroeste por un pequeño sistema deltaico que se construyó al pie de los sistemas de plataforma-

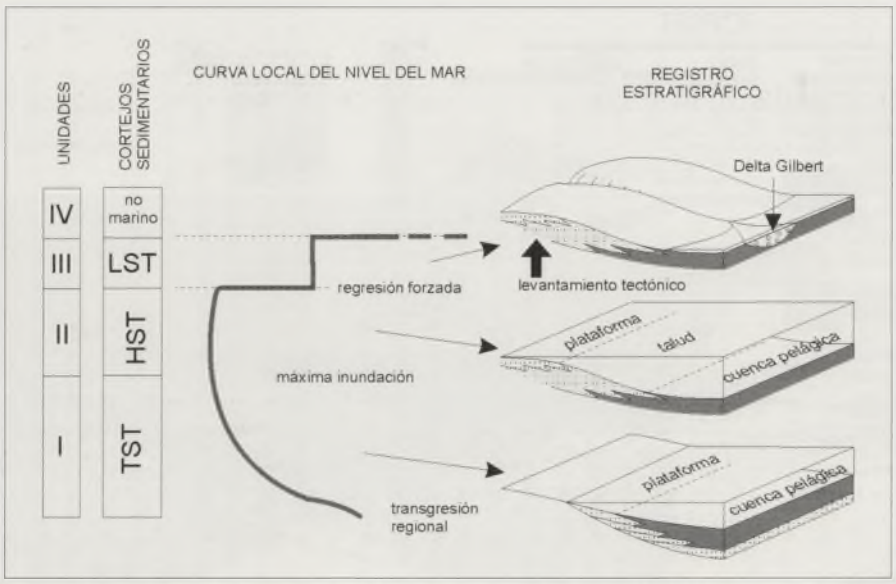


FIGURA 3: *Curva local del nivel del mar a partir de las unidades del relleno marino de la cuenca (I-III) y esquemas representativos de la distribución de sistemas deposicionales para cada uno de los cortejos sedimentarios diferenciados (TST: Transgressive Systems Tract; HST: Highstand Systems Tract; LST: Lowstand Systems Tract).*

talud de la Unidad II. El dispositivo deltaico de la Unidad III progradó en un mar muy somero, del rango de 10 a 15 m de profundidad, lo que implica una importante caída relativa del nivel del mar entre los depósitos de la Unidad II y III (Fig. 3). Esta rápida caída del nivel del mar es superior a 200 m, que es la diferencia de cotas entre los sistemas de plataforma somera de la Unidad II y el fondo sobre el que progradó el delta. La migración de la línea de costas fue como mínimo de 2 km, provocando la desconexión entre los depósitos deltaicos, que migran sobre las margas de cuenca pelágica, y los depósitos de plataforma-talud del cortejo sedimentario de nivel del mar alto anterior. Estas características permiten definir la Unidad III como un cortejo sedimentario de bajo nivel no adosado al HST y desarrollado tras una regresión forzada. El factor que provocó la caída relativa del nivel del mar en este borde de la cuenca fue el levantamiento de Sierra Nevada que comenzó a plegarse en el gran anticlinal, que actualmente conforma su estructura, a finales del Tortoniense (García *et al.*, 2000).

Ligeras variaciones en los factores que controlan los aportes y el espacio de acomodación van a tener una respuesta importante en un delta Gilbert de pequeñas dimensiones que migra en una cuenca marina de escasa profundidad. La construcción del delta se lleva a cabo de manera intermitente con momentos de aporte importante desde los distributarios y progradación del delta, separados por significativas interrupciones, en un contexto de creación de espacio de acomodación debido a ligeras subidas relativas del nivel del mar.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0808 DGESIC y el Grupo de Trabajo RNM 163 (Análisis y Dinámica de Cuencas) de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Fernández, J., Soria, J.M. y Viseras, C. (1996): Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): tectonic control and base level changes. En: *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 353-365.

García, F., Fernández, J. y Viseras, C. (2000): Sedimentación deltaica de grano grueso y actividad tectónica en un borde de cuenca activo. Tortoniense superior. Cordillera Bética. *Geotemas*, 2: 87-91.

Rodríguez-Fernández, J. (1982): El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 224 p.

Soria, J.M., Viseras, C. y Fernández, J. (1998): Late Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution and subsidence history of the central Betic Cordillera (Spain): a case study in the Guadix intramontane basin. *Geological Magazine*, 135: 565-574.

Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. (1999): Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Bétic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 255-266.

Soria, J.M., Fernández, J. y Viseras, C. (2000): Sistemas de Delta y Plataforma en la Cuenca de Guadix (Mioceno Superior, Cordillera Bética): El registro estratigráfico de Regresiones Forzada y Normal. *Geotemas*, 2: 205-208.

Vera, J.A. y Rodríguez Fernández, J. (1988): Una modificación al modelo genético para la Formación Molicias (Tortoniense superior, Depresión de Guadix, S de España). *Geogaceta*, 5: 26-29.

Aplicación de la sísmica de alta resolución (3,5 kHz) al estudio del registro sedimentario reciente de la Ría de Vigo

A. García-García, S. García-Gil y F. Vilas.

Departamento de Geociencias Marinas y O. T. Facultad de Ciencias, Universidad de Vigo. E-36200 Vigo, España. agarciag@uvigo.es.

ABSTRACT

High-frequency (3.5 kHz) subbottom profiles have been studied in the Ría de Vigo (NW Spain) for the first time. The study reveal the presence of 9 main classes of echo characters in the recent sedimentary infill of the ría, which correspond directly to the different sediment type. The echo character mapping and the interpretation are carried out using, in addition, the echosounder data, and the data of recent sediments.

Key words: *echo character, 3.5 kHz subbotom profiler, rías, Galicia*

FAC. CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

INTRODUCCIÓN

El análisis de los registros sísmicos de alta resolución de perfilador de fondos (3,5 kHz) proporciona información sobre la textura, microtopografía, y los procesos erosivos y sedimentarios del registro estratigráfico más reciente (Damuth, 1980; Pratson y Laine, 1989). Esta técnica indirecta ya ha sido empleada, tanto en zonas marinas profundas (Driscoll y Laine, 1996; Zaragosi *et al.*, 2000), como en zonas más someras (Frappa y Pujos, 2000; Lobo y Hernández-Molina, 1998; McClennen, 1989; Reddy y Rao, 1997; Rey, 1993).

La Ría de Vigo ocupa la posición más meridional dentro de las Rías Baixas, con una orientación de su eje mayor según la dirección N75ºE (Fig. 1). La principal característica topográfica submarina de la Ría de Vigo es la presencia de un canal central, dentro de un perfil transversal en forma de uve. Los márgenes están constituidos por las formaciones rocosas existentes en la parte emergida (rocas graníticas y metamórficas). En dicho eje central, se acumulan mayoritariamente sedimentos fangosos en el fondo de la ría, mientras que, en general, la granulometría del sedimento aumenta hacia los márgenes (Vilas *et al.*, 1995).

METODOLOGÍA

La superficie de la Ría de Vigo, de más de 176 km^2, ha sido cubierta por 643 km de registros sísmico-acústicos de alta resolución, siguiendo una malla rectangular con espaciados de 66 m (N-S) y 550 m (E-O) (Fig. 1). Se han interpretado perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución obtenidos con un perfilador de fondos, modelo O.R.E. 1036, trabajando a 3,5 kHz. Además se han utilizado los registros de ecosonda modelo Atlas Deso 20. Para la navegación y posicionamiento se utilizó un GPS diferencial, modelo Trimble 4000 RL, combinado con una unidad de Trisponder. Para el muestreo de sedimentos superficiales, se ha utilizado una draga box core. Las muestras se han tamizado en húmedo y se han estudiado los primeros 5 cm.

DESCRIPCIÓN DE LAS CLASES DE RESPUESTAS ACÚSTICAS (3,5 KHZ) EN LA RÍA DE VIGO

Siguiendo la metodología y clasificaciones propuestas fundamentalmente por Damuth (1980) y Pratson y Laine (1989), se ha elaborado, por primera vez, una clasificación detallada y específica de ecos para la Ría de Vigo, basada en las diferentes respuestas acústicas (3,5 kHz). Se distinguen nueve clases, que se detallan a continuación (Fig. 2):

Clase 1. Eco Transparente. Es una clase de respuesta acústica que permite observar parte del relleno sedimentario infrayacente en la ría, debido a una mayor penetración de la onda. En ocasiones, se observan con detalle los reflectores de las unidades sísmicas; mientras que en otras, sólo se distingue el reflector basal.

Clase 2. Eco Semitransparente. Este eco permite también observar parte del relleno sedimentario de la ría, pero muestra mayor reflectividad que la anterior clase en la superficie del fondo actual. Al igual que en la clase anterior, es posible en ocasiones observar las unidades sísmicas infrayacentes.

Clase 3. Eco Altamente Reflectivo. La principal característica de esta clase de eco es una respuesta acústica altamente reflectiva, opaca, y con un límite muy irregular y erosivo en la parte más superficial.

Clase 4. Eco en Escalón. Esta clase consiste en un eco opaco (reflectividad media), cuya característica es la geometría de hipérbola de gran amplitud. Es un tipo de eco que aparece en áreas muy concretas, donde existe una ruptura de pendiente sedimentaria.

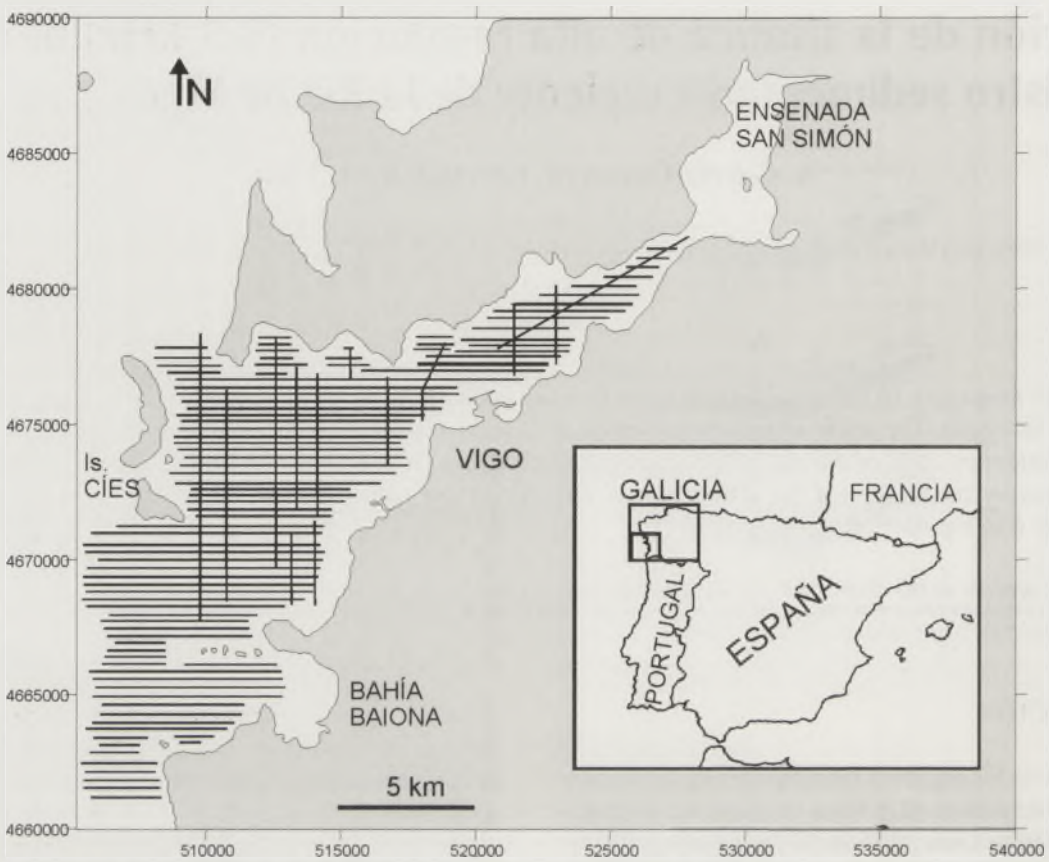


FIGURA 1: *Localización del área de estudio y de la malla de perfiles geofísicos realizados.*

Clase 5. Eco Irregular. Es un eco con geometría de hipérbola de amplitud media, que muestra una inclinación sedimentaria, e internamente, es irregular.

Clase 6. Eco Hiperbolado. Esta clase de eco se caracteriza por la presencia de geometrías de hipérbolas de menor amplitud que las clases anteriores (4 y 5).

Clase 7. Eco Ondulado. La característica general es la presencia de ondulaciones sedimentarias (acumulación y/o erosión) de mayor o menor amplitud.

Clase 8. Eco con Apantallamiento Acústico. Es un eco de transparente a semitransparente, con unidades sísmicas visibles por encima del apantallamiento acústico.

Clase 9. Eco con Formas de "V". Eco que corresponde a depresiones con forma de uve, asociado generalmente al eco anterior.

MAPA DE RESPUESTA ACÚSTICA (3,5 KHZ)

La cartografía de estas clases de eco, ha permitido elaborar un mapa de respuestas acústicas de la Ría de Vigo (Fig. 3). A partir del estudio de dicho mapa, se obtiene que:

El eco transparente se sitúa en el área central de la ría, siendo el eco más frecuente. Lateralmente, hacia el oeste, pasa a eco semitransparente, que ocupa mayoritariamente la zona occidental del área de estudio. Dicho eco aparece en las bocas norte y sur de entrada a la ría, así como al oeste de las islas Cíes; y hacia la boca norte, pasa a eco altamente reflectivo, que además se localiza en las zonas de costa meridionales. Este último tipo de eco se asocia a menudo con afloramientos metamórficos en la ría.

El eco en escalón aparece entre las Islas Cíes, y relacionado con algún alto estructural de la zona norte. Localmente pasa a tipo hiperbolado o transparente. El eco irregular, que es muy local, aparece relacionado con altos estructurales, en la zona central del área. Este eco pasa lateralmente a tipo hiperbolado o transparente. El eco hiperbolado aparece cerca de las islas, así como en las zonas cercanas a costa, sobre todo en el sur y en el oeste, marcando, en general, el límite del basamento aflorante (granítico) o del basamento acústico.

Por último, los ecos con apantallamiento acústico, y con formas en uve, están asociados a la aparición de gas en los sedimentos, situándose preferentemente en el eje central de la ría. Debido a la presencia de gases en el sedimento, se produce la absorción acústica y una respuesta sísmica opaca, que impide observar las unidades sísmicas por debajo de dichos apantallamientos. Las formas en uve que aparecen (clase de eco 9) son producto de escapes del gas acumulado en el interior de los sedimentos de la ría.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se observa una correspondencia entre la distribución de las clases de eco con la distribución de los sedimentos

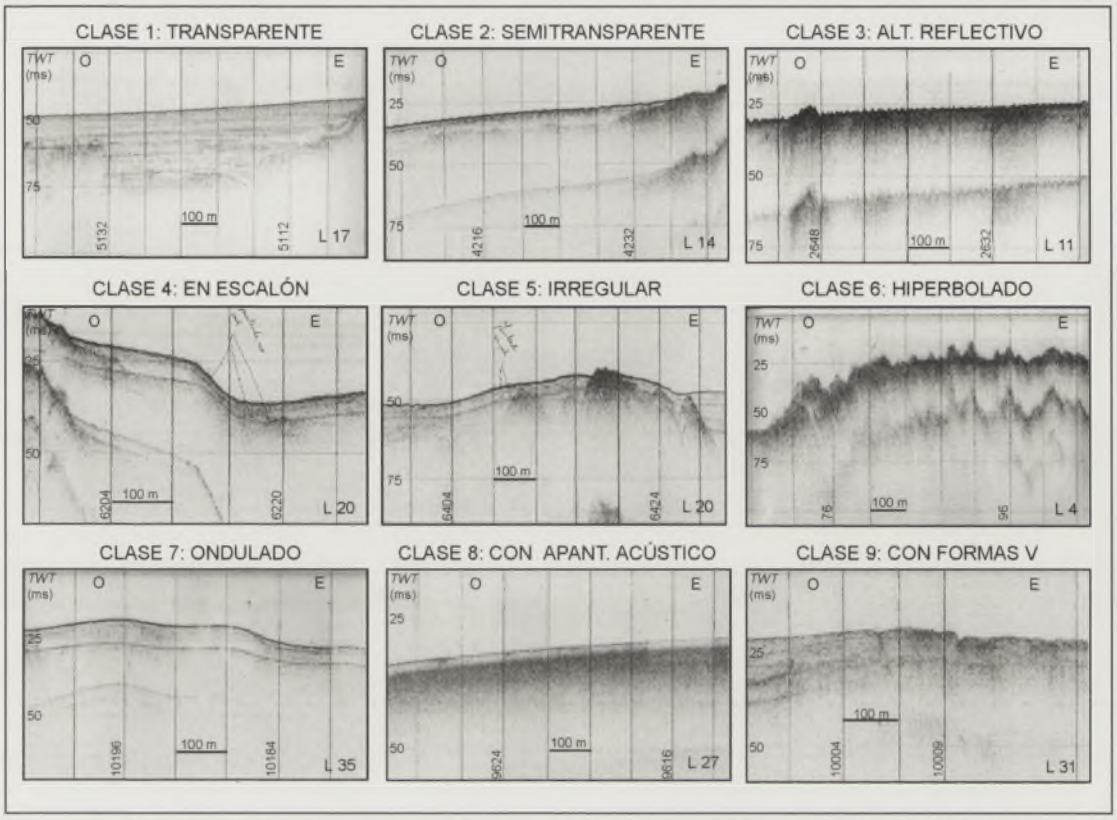


FIGURA 2: *Ejemplos de las nueve clases de respuesta acústica (3,5 kHz) encontradas en la Ría de Vigo.*

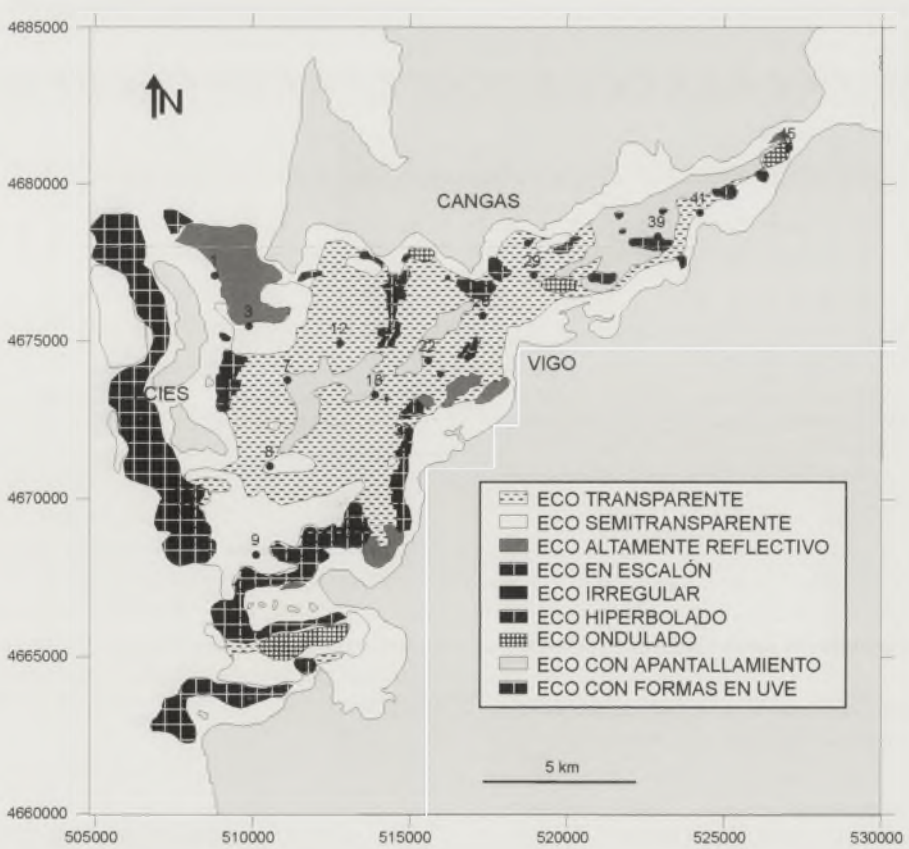


FIGURA 3: *Mapa de distribución de las distintas clases de ecos (3,5 kHz) de la Ría de Vigo, y localización de las muestras de box core.*

en la superficie actual del fondo (Fig. 3). Así, el eco transparente se corresponde con zonas de sedimentos con porcentajes de fango entre 77-97 % (muestras 12, 26, 29, 41); el eco semitransparente, con zonas de material más grueso que el anterior: arenas medias-arenas gruesas en porcentajes de 60-80 % (muestras 3, 8 y 9); el eco hiperbolado, se asocia con zonas de afloramientos de granitos (se recoge "roca" en muestras 20 y 23); o el eco altamente reflectivo, con zonas de afloramientos metamórficos (esquistos en muestra 1).

Tanto los ecos en escalón (fangos con un 30 % de arenas media-gruesa en muestra 4) como los ecos ondulados (fangos con arenas en muestra 45) corresponden, en términos generales, a formas sedimentarias de acumulación y/o erosión. También se observa cómo las clases 8 y 9 asociadas con gas (muestras 12, 26, 29 y 41 para la clase 8, y muestras 7, 18 y 39 para la clase 9) se distribuyen en las zonas centrales-internas de la ría, donde el sedimento está compuesto mayoritariamente por fangos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Paula Diz, del Departamento de Geociencias Marinas y O.T. los datos granulométricos de box core tomados en la ría. Este es el trabajo nº 210 del Grupo EX-1 de la Universidad de Vigo y representa una contribución a los proyectos: PGIDT00PXI30105PR de la Xunta de Galicia y al REN2000-1102 MAR del Programa Nacional. Es también una aportación al Proyecto del IGCP 437.

REFERENCIAS

Damuth, J. E. (1980): Use of high-frequency (3.5 kHz-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38: 51-75.

Driscoll, N. W. y Laine, E. P. (1996): Abyssal current influence on the southwest Bermuda Rise and surrounding region. *Marine Geology*, 130: 231-263.

Frappa, M. y Pujos, M. (2000): Late Quaternary evolution of the French Guiana continental shelf: evidence from 3.5 kHz data. *Marine Geology*, 121: 231-245.

Lobo, F. J. y Hernández-Molina, F. J. (1998): Echo-character analysis as a useful tool for recent sedimentary processes determination on the continental shelf environment. *15th International Sedimentological Congress*, Alicante: 507-508.

MacClennen, C. E. (1989): Microtopography and surficial sediment patterns in the central Gulf of Maine: a 3.5 kHz survey and interpretation. *Marine Geology*, 89: 69-85.

Pratson, L. F. y Laine, E. P. (1989): The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Marine Geology*, 89: 87-126.

Reddy, D. R. y Rao, T. S. (1997): Echo characters of the continental margin, western Bay of Bengal, India. *Marine Geology*, 140: 201-217.

Rey, J. (1993): Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario, *Publicación Especial Instituto Español Oceanografía*, 17: 1-232.

Vilas, F., Nombela, M. A., García-Gil, E., García-Gil, S., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, O. (1995) *Mapa de distribución de los sedimentos del fondo de la Ría de Vigo.* Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura, Xunta de Galicia, 41 p.

Zaragosi, S., Auffret, G. A., Faugères, J.-C., Garlan, T., Pujol, C. y Cortijo, E. (2000) Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology*, 169: 207-237.

Precisiones bioestratigráficas y cartográficas sobre el Cretácico de la Unidad del Cárceles-Carluco. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén)

G.A. de Gea[1], R. Aguado[1] y P.A. Ruiz-Ortiz[2]

1 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Escuela Universitaria Politécnica. C/ Alfonso X el Sabio, Linares (Jaén). gadegea@ujaen.es, raguado@ujaen.es.
2 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus Universitario. 23071. Jaén. paruiz@ujaen.es.

ABSTRACT

A new biostratigraphy and cartography of the Cretaceous rocks croping in the Bedmar–Cuadros valley (Jaén province) is presented. On the basis of these new data, the levels of amalgamated sandstones intercalated in marls and marlstones alternations, that were assigned to the Neogene by Alvaro et al. (1991) are here dated as early Cretaceous. Also, a set of conglomerate beds, that was systhematically assigned by all preceding authors to the Neogene, are dated by us as Cretaceous. The biostratigraphic study presented in this contribution is based mainly on nannofossils and ammonites, but some foraminifera (planktonic and benthonic) have been also studied. Five important hiatuses have been detected in the Lower Cretaceous of the area, which are precisely dated.

***Key words**: biostratigraphy, nannofossils, ammonites, Early Cretaceous, Cárceles-Carluco unit.*

INTRODUCCIÓN

La sucesión de equipos investigadores que a lo largo de la historia han trabajado en el área de Cuadros, al sur de Bedmar (Jaén), ha supuesto que se modifique, ya por tres veces, la datación de la totalidad o parte de los materiales Cretácicos que allí afloran. Variaciones del calibre de considerar a un conjunto de materiales como Cretácico o Terciario, trasciende sin duda el ámbito de discusión de los especialistas. Uno de esos equipos investigadores ha sido el del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 en su edición más reciente (Hoja de Torres, Alvaro *et al.*, 1991), lo que confiere más importancia al tema por la difusión y el prestigio de esta publicación. Es por ello que en esta contribución se presenta una nueva propuesta, la cuarta, que por los datos que la sustentan, creemos mejora sustancialmente las anteriores y que será más perdurable.

ANTECEDENTES

Los datos previos a 1980 sobre el Cretácico Inferior del área de Cuadros asignaban a esta edad todos los materiales sometidos a debate en este trabajo. Ruiz-Ortiz (1980) define la unidad tectónica del Cárceles-Carluco, a la que pertenecen estos afloramientos, e incluye un croquis cartográfico del área de Cuadros en el que hace una diferenciación entre volúmenes de materiales de distinta edad (Fig. 1A). En esta publicación y en algún artículo posterior este autor dedica un estudio detallado a la Fm. Cerrajón, en la cual diferencia varios paquetes de arenisca potentes, en lechos amalgamados y con escasa continuidad lateral, intercalados entre margas y areniscas finas. Sobre estos paquetes sitúa una superficie de erosión sobre la que se disponen conglomerados de cantos de areniscas y de calizas, que data como Mioceno, por correlación con margas situadas en el extremo más occidental del valle (proximidades de Albánchez de Úbeda) de edad Mioceno Medio.

Posteriormente, se publica la cartografía geológica del MAGNA a escala 1:50.000 de la hoja de Torres realizada por Alvaro *et. al.*, (1991) (Fig. 1B), y en la que se incluyen los afloramientos del área de la Ermita de Cuadros (Bedmar). En esta cartografía figura un Cretácico Inferior caracterizado por margas y margocalizas con intercalaciones de areniscas, equivalente a la Fm. Los Villares. Estos autores no diferencian más términos en el Cretácico Inferior y además en la memoria que acompaña a la cartografía afirman que lo que otros autores que les preceden atribuyen a la Fm. Cerrajón, ellos consideran que constituyen en su mayor parte bloques de dicha formación resedimentados en el Mioceno.

En este trabajo se presenta una nueva versión cartográfica (Fig. 1C) elaborada a partir de las anteriores, con modificaciones que han sido realizadas a partir de un completo estudio bioestratigráfico y unas nuevas interpretaciones estratigráficas y sedimentológicas (Ruiz-Ortiz *et al.*, 2001). En esta nueva versión, a la luz de los nuevos

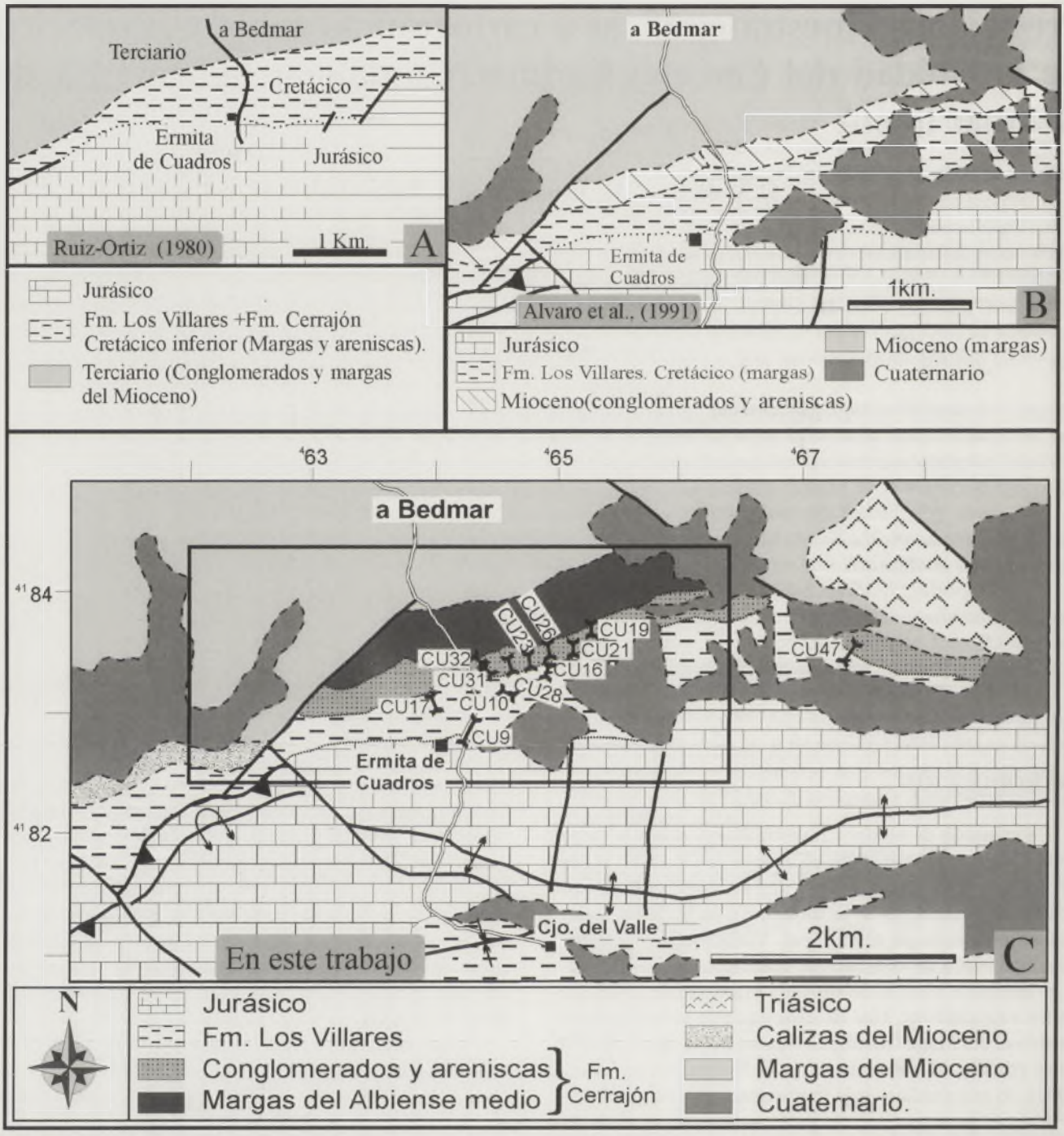


FIGURA 1: *A: Croquis cartográfico del área de Cuadros elaborado por Ruiz-Ortiz (1980). B: Parte de la cartografía de la Hoja de Torres (MAGNA) de Alvaro et al., (1991) en las cercanías de Bedmar. C: Cartografía propuesta en este trabajo al norte de la ermita de Cuadros. Bedmar (Jaén).*

datos bioestratigráficos, se datan como cretácicos ciertos niveles de conglomerados que hasta la fecha habían sido datados como Mioceno por todos los autores anteriores, y se confirma, además, la edad Cretácica de los paquetes de areniscas de la Fm. Cerrajón.

ESTRATIGRAFÍA.

En la figura 2 se representa una sección estratigráfica sintética para el Cretácico Inferior, al norte de la ermita de Cuadros, elaborada a partir de numerosas secciones parciales y de un riguroso control bioestratigráfico. Tal y como se observa en la misma, la estratigrafía al norte de la ermita, para el Cretácico Inferior, está representada por dos unidades litoestratigráficas que son respectivamente la Fm. Los Villares y la Fm. Cerrajón. Estas formaciones presentan notables diferencias con respecto a la sección tipo del sur de Jaén (Ruiz-Ortiz, 1980; Aguado *et al.*, 1996).

La Fm. Los Villares está representada por una alternancia de calizas margosas y margas, con alguna intercalación fina de areniscas, y con abundantes ammonites en

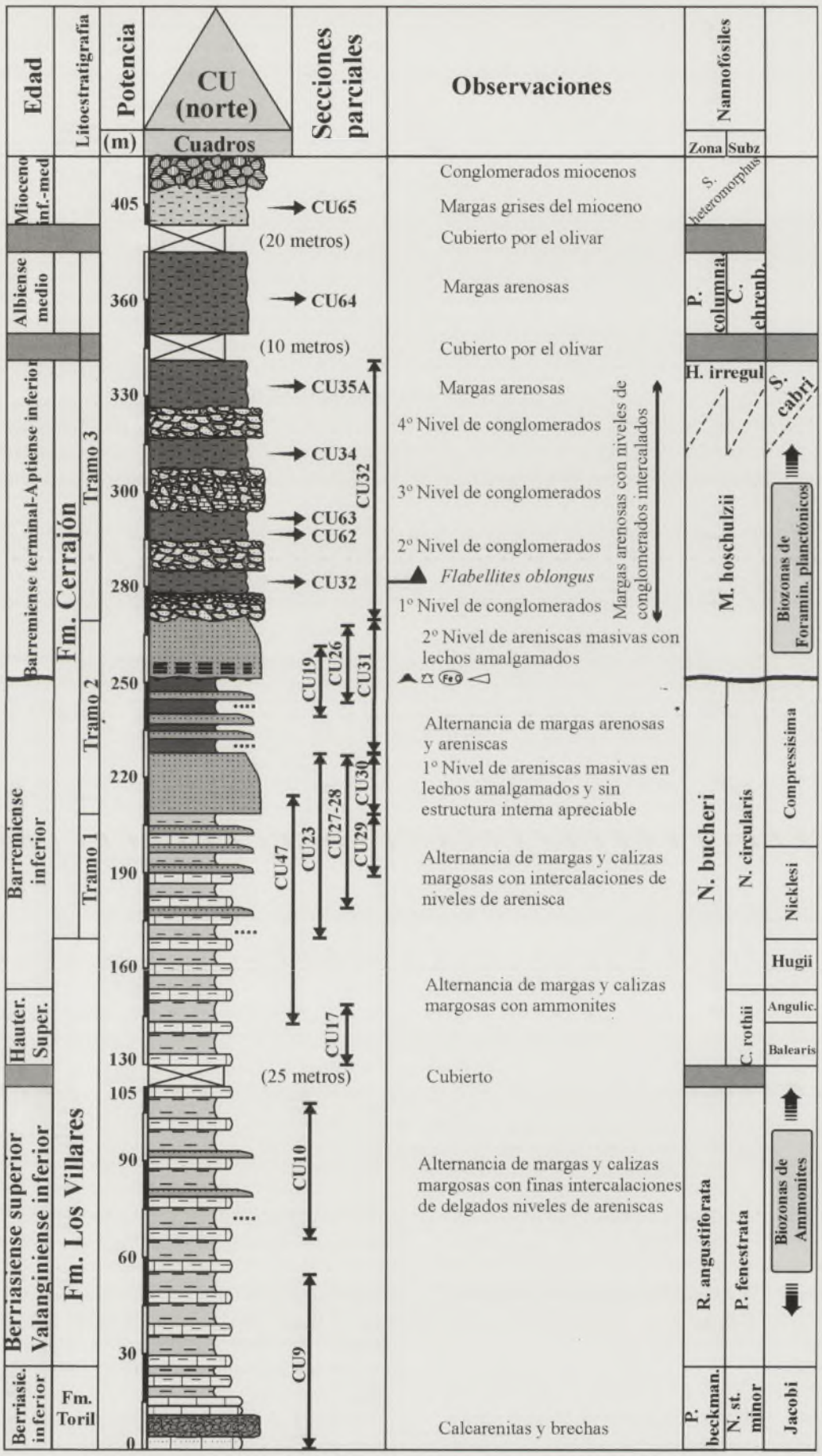


FIGURA 2: *Sección sintética del Cretácico inferior al norte de la ermita de Cuadros.*

la parte alta de la misma. Las intercalaciones de areniscas no se sitúan hacia la base, aunque son de la misma edad que las que afloran en la sección tipo. Uno de los rasgos más significativos de esta formación en este sector (norte de la ermita de Cuadros) es la escasa potencia que presenta, unos 150 m, con respecto a otros sectores más al sur (Gea *et al.*, 2000) o con respecto a otros afloramientos.

La Fm. Cerrajón está caracterizada por tres tramos con notables diferencias entre ellos (Fig. 2). El primer tramo, de 30 m de potencia, está representado por una alternancia de margas y calizas margosas con intercalaciones de niveles de areniscas con potencias entre 5 y 25 cm. El comienzo de estas intercalaciones terrígenas marca el inicio de la sedimentación turbidítica importante en la cuenca del Dominio Intermedio y del Subbético. En este primer tramo es habitual encontrar en las calizas margosas y margas abundantes ammonites.

Sobre este primer tramo se dispone un segundo, caracterizado por dos paquetes de areniscas en lechos amalgamados, entre los que se intercalan 25 m de margas arenosas y niveles finos de areniscas. El primero de ellos, de 20 m de potencia, contiene escasos interestratos limosos y está formado por areniscas constituidas sólo por granos terrígenos, tiene estructura interna masiva y presenta niveles de cantos blandos. El segundo paquete de areniscas, de 15 m de potencia, presenta estructura interna masiva y una composición en la que abundan los granos carbonatados, constituidos por ooides formados a partir de un grano terrígeno y por bioclastos (orbitolinas, lameribranquios, rudistas?, etc...). Este segundo paquete de areniscas presenta en su base una laminación debida a la acumulación de bioclastos (fundamentalmente lamelibranquios y rudistas ?) o bien por la acumulación de cantos blandos. La base de este paquete de areniscas es bastante irregular y contiene marcas de corriente (*flute casts*), que indicarían paleocorrientes N220-240E.

A partir de una superficie erosiva que se sitúa sobre el segundo de los paquetes de areniscas, hemos diferenciado un tercer tramo de 110 m (Fig. 2), caracterizado por la presencia de cuatro niveles de conglomerados, entre los que se intercalan margas arenosas marrones con organismos marinos planctónicos (nanofósiles). El primero de estos niveles de conglomerados se sitúa directamente sobre el segundo paquete de areniscas a través de una superficie erosiva y contiene cantos de areniscas ligeramente redondeados y de tamaños entre 10 y 50 cm, en una matriz arenosa. El segundo nivel de conglomerados presenta características semejantes al anterior. El tercer nivel de conglomerados aflora precedido por un tramo margoso arenoso y contiene mezcla de cantos de arenisca y de calizas, redondeados, en una matriz arenosa. El último de los niveles de conglomerados, al igual que los dos primeros, está formado por cantos de arenisca angulosos sin ninguna organización. Los niveles de conglomerados presentan una escasa continuidad lateral aparentemente acentuada por las condiciones del afloramiento.

Sobre los niveles de conglomerados, y con cierta continuidad, se disponen unas margas arenosas marrones sin intercalaciones de areniscas, de características semejantes a las situadas entre los niveles de conglomerados. La continuidad y la calidad de los afloramientos se pierde notablemente y por tanto, el resto de las observaciones se ha realizado a partir de estudios puntuales en los que no se han observado cambios litológicos destacables. Ya en las proximidades del pueblo de Bedmar se han reconocido niveles de margas grises del Mioceno Medio (Zona de *Sphenolithus heteromorphus* de nanofósiles) sobre las que se superponen, ahora sí, conglomerados de litologías muy diversas y edad Terciario (Langhiense superior).

BIOESTRATIGRAFÍA

En conjunto, se han estudiado un total de doce secciones parciales cuya situación se indica en la figura 1, además de numerosas muestras puntuales por toda el área. En la figura 2 puede verse la posición de las diferentes secciones, así como de las diferentes muestras puntuales estudiadas.

El análisis bioestratigráfico efectuado se ha realizado fundamentalmente mediante el estudio de nanofósiles a partir de la preparación de frotis de muestras blandas sin tratar. También se realizaron algunos levigados, que dieron buenos resultados en las margas situadas por encima de los niveles de conglomerados. En las jornadas de campo se recogió numerosa fauna de ammonites que junto con los datos de otras publicaciones previas (Ruiz-Ortiz, 1980; Braga *et al.*, 1982) ha permitido contrastar los datos bioestratigráficos. En nuestro caso utilizamos como biozonación de referencia las biozonas de nanofósiles propuestas por Aguado (1993) para el Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. La biozonación de ammonites utilizada es la propuesta por Hoedemaecker y Company (1993) con algunas modificaciones propuestas posteriormente por distintos autores.

De acuerdo con los datos obtenidos, que se resumen en la figura 3, se observa que los primeros materiales del Cretácico Inferior, que litoestratigráficamente corresponden a la parte alta de la Fm. Toril, son asignables a la Zona de *Berriasella jacobi* de ammonites, equivalente a la parte alta de la Zona de *Polycostella beckmannii* de nanofósiles, y por tanto, de edad Berriasiense inferior. Sobre estos materiales se detecta una discontinuidad con un hiato asociado que comprendería el Berriasiense medio. El comienzo de la sedimentación de la Fm. Los Villares se produce en el Berriasiense superior, dentro de la Zona de *Retecapsa angustiforata* de nanofósiles y comprende las Subzonas de *Asipetra infracretacea*, *Percivalia fenestrata*, y la parte baja de la zona de *Calcicalathina oblongata* de nanofósiles.

Dentro de la Fm. Los Villares se observa una nueva discontinuidad con un hiato asociado de amplitud Valanginiense superior-Hauteriviense superior (Zonas de *C. oblongata*, *Cruciellipsis cuvillieri* y la parte baja de la de *Nannoconus bucheri*). A partir del Hauteriviense superior, en la Zona de *Crioceratites balearis* de ammonites y dentro de la Subzona de *Conusphaera rothii* de nanofósiles,

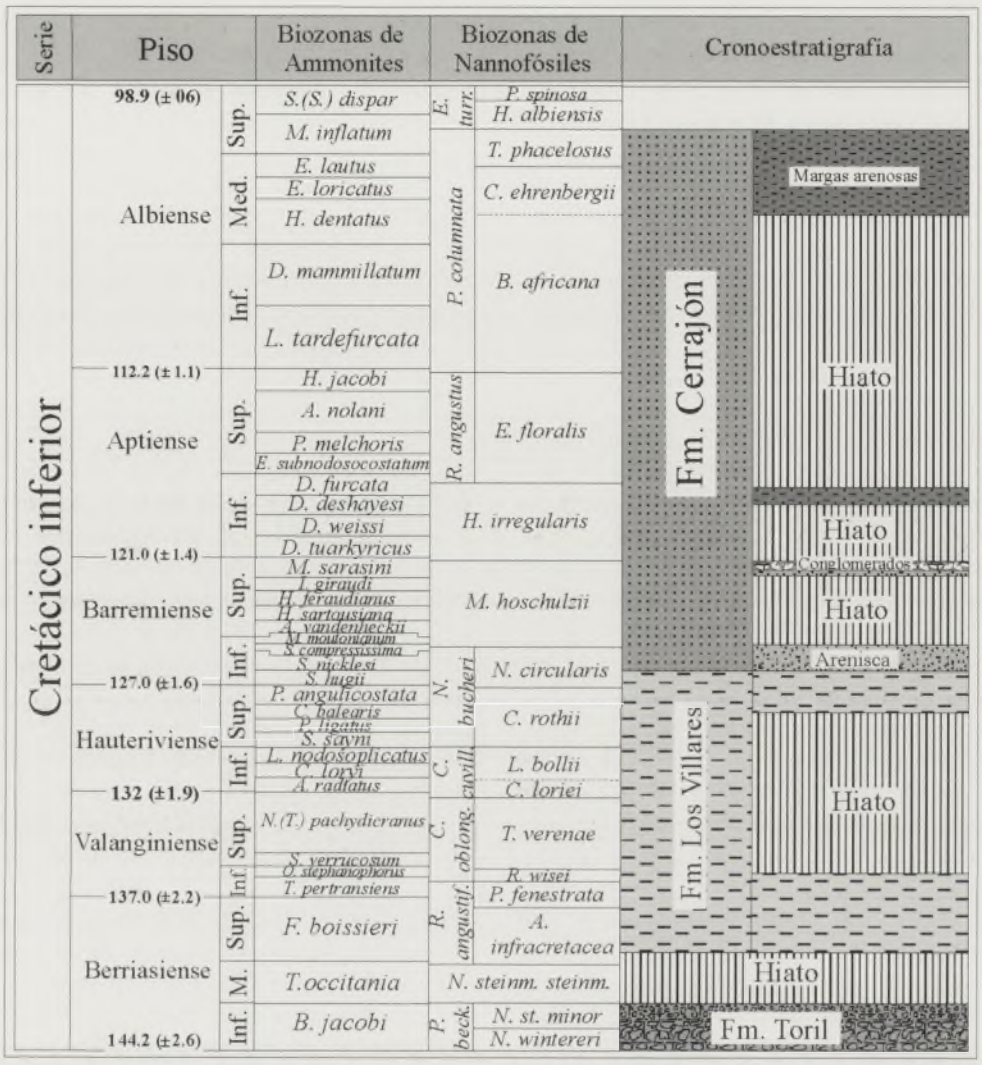


FIGURA 3: *Panel cronoestratigráfico del Cretácico inferior del área norte de la ermita de Cuadros (Jaén).*

se reanuda la sedimentación de la Fm. Los Villares. El depósito de los materiales asignados a esta formación se mantiene hasta el Barremiense inferior (Zona de *Spitidiscus hugii* de ammonites).

El inicio de la sedimentación turbidítica de la Fm. Cerrajón tiene lugar en el Barremiense inferior, con materiales asignados a la Zona de *Subpulchellia nicklesi* de ammonites equivalentes a la Subzona de *Nannoconus circularis* de nanofósiles. Esta formación presenta un carácter episódico con cuatro etapas de depósito separados por tres discontinuidades con hiatos de diferente amplitud (Fig. 3). Los primeros depósitos de la Fm. Cerrajón, que incluyen el tramo 1 y parte del tramo 2 (1° paquete de areniscas y margas suprayacentes), se producen dentro de la Zona de *Nannoconus circularis* de nanofósiles y comprenden las Zonas de *S. Nicklesi* y *Subpulchellia compressissima* de ammonites. Sobre estos materiales se observa una discontinuidad cuyo hiato abarcaría las Zonas de *Moutoniceras moutonianum, 'Ancyloceras' vandenheckii, Heinzia sartousiana, Hemihoplites feraudianus, Imerites giraudi* y la parte baja de la de *Martelites sarasini* de ammonites.

El segundo episodio de sedimentación caracterizado por el segundo paquete de areniscas mas los niveles de conglomerados y los niveles margosos, se ha datado a partir del estudio de las orbitolinas (*Palorbitolina lenticularis* Blumenbach) en el primer caso y mediante nanofósiles en el segundo.

Dos eventos significativos como son las apariciones sucesivas de *Flabellites oblongus* (Bukry, 1969) Crux, 1982 y *Hayesites irregularis* (Thierstein in Roth & Thierstein, 1972) Covington & Wise, 1987 en la parte superior de la Zona de *M. sarasini* de ammonites, caracterizan con nanofósiles el límite Barremiense-Aptiense (Aguado *et al* 1997). Precisamente la presencia de *F. oblongus* y la ausencia de *H. irregularis* en los niveles margosos situados entre los conglomerados (Fig. 2) y la presencia de *P. lenticularis* en la base del segundo paquete de areniscas son los datos que nos permiten afirmar que el segundo episodio de sedimentación de la Fm. Cerrajón se inicia en la parte superior de la Zona de *M. sarasini* de ammonites, equivalente a la parte final de la Zona de *Micrantholithus hoschulzii* de nanofósiles y por tanto, tiene una edad Barremiense terminal (Fig. 3).

Sobre el último nivel de conglomerados se observa una nueva discontinuidad, de edad Aptiense inferior, cuyo hiato comprende la mayor parte de la Zona de *H. irregularis* de nanofósiles (equivalente, por correlación, a las Zonas de *Deshayesites tuarkyricus*, *D. weissi* y parte de la de *D. Deshayesi* de ammonites). La sedimentación nuevamente se reanuda en la parte alta de la Zona de *H. irregularis*, dentro de la Zona de *Schackoina cabri* de foraminíferos planctónicos (Fig. 2 y Fig. 3), con margas arenosas con abundante fauna y flora marina planctónica (foraminíferos planctónicos y nanofósiles).

El Aptiense superior y el Albiense inferior y parte del medio no están representados en estos afloramientos y constituyen otra discontinuidad. Finalmente en el Albiense medio (Subzona de *Cribrosphaerella ehrenbergii*) vuelven a depositarse margas arenosas marrones semejantes a las anteriores.

CONCLUSIONES

Los materiales del Cretácico Inferior situados al norte de la ermita de Cuadros muestran un marcado carácter episódico, y en ellos se reconocen un total de cinco discontinuidades con hiatos asociados de amplitud variable. Los intervalos de tiempo abarcados por estos hiatos son, respectivamente, Berriasiense medio, Valanginiense superior-Hauteriviense superior (p.p.), intra-Barremiense superior, intra-Aptiense inferior y Aptiense superior-Albiense medio (p.p.). Un hecho significativo, es que los intervalos de tiempo representados por discontinuidad son mayores que los intervalos representados por la sedimentación, tanto para la Fm. Los Villares como para la Fm. Cerrajón.

AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este trabajo se ha contado con la financiación proporcionada por los proyectos BTE2000-1151 y PB97-0826 del Ministerio de Ciencia y Tecnología y los Grupos de Investigación RNM-200 y 4064 del Plan Andaluz de Investigación (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

Alvaro, M., Hernández, A., Olmo P. de y otros (1991): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 948 (Torres) del Mapa Geológico de España a escala 1.50.000.* Instituto Tecnológico Geominero de España, 71 p.

Aguado, R. (1993): *Nannofósiles del Cretácico de la Cordillera Bética (Sur de España). Bioestratigrafía.* Tesis doctoral, Univ. de Granada. 413 p.

Aguado, R., Gea G.A. de y Ruiz-Ortiz, P.A. (1996): Datos bioestratigráficos sobre las formaciones cretácicas del Dominio Intermedio en el corte tipo (sur de Jaén). Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta*, 20 (1): 197-200.

Aguado, R., Company, M., Sandoval, J. y Tavera, J.M. (1997): Biostratigraphic events at the Barremian/Aptian boundary in the Betic Cordillera, southern Spain. *Cretaceous Research*,17: 309-329.

Aguado, R., Castro, J. M., Company, M. y Gea, G.A. de (1999): Aptian bioevents. An integrated biostratigraphic analysis of the Almnadich Formation (Inner Prebetic Domain, SE Spain). *Cretaceous Research,* 20: 663-683.

Braga, J.C., Company, M., Linares, A. Rivas, P. y Sandoval, J. (1982): Contribución al conocimiento Bioestratigráfico del Hauteriviense-Barremiense en la Región de Jaén. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 677-689.

Hoedemaeker, Ph.J y Company, M. (reporters) y otros (1993): Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean Region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Revista Española de Paleontología,* 8: 117-120.

Gea, G. A. de, Aguado, R. y Ruiz-Ortiz, P. A. (2000): Diferencias de facies y espesores en secciones vecinas del Cretácico inferior del dominio Intermedio Subbético. (Ermita de Cuadros, provincia de Jaén). *Geotemas*, 1(2): 177-181.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril–Prov. de Granada y Jaén).* Tesis doctoral, Univ. de Granada. 272 p.

Ruiz-Ortiz, P. A., Gea, G. A. de, y Aguado, R. (en este volumen): Sedimentación clástica submarina asociada a escarpes de falla en bloques basculados. Barremiense-Aptiense basal. Cordilleras Béticas. Sur de Bedmar (Jaén). *Geotemas*, 3(2): 65-70.

Uso de biomarcadores en el estudio de materiales del Aptiense inferior de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.

G.A. de Gea[1], F.J. González-Vila[2], O. Polvillo[2], J.M.Castro[1], J.M. Molina[1], R. Aguado[1], y P.A. Ruiz-Ortiz[1]

1 Dpto. de Geología. Universidad de Jaén. Campus Universitario. 23071 Jaén. gadegea@ujaen.es, jmcastro@ujaen.es, jmmolina@ujaen.es, paruiz@ujaen.es.
2 Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología. C.S.I.C. Aptdo. 1052, 41080 Sevilla. fjgon@irnase.csic.es.

ABSTRACT

The biomarkers distribution in the organic matter (OM) of two early Aptian Fms. of the Betic External Zones have been analyzed and compared. The lipid fractions from two samples of each formation has been studied by gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS) In addition the whole OM has been directly characterized by flash pyrolisis (Py)-GC-MS. One of the lithostratigraphic units is the Almadich Fm. of the Prebetic of Alicante, and the other is the Carboneros Fm. outcropping in the Subbetic south of Jaén. They correspond to two very different sedimentary environments. The Almadich Fm. is made up by hemipelagic marls and marlstones deposited in a distal carbonate ramp whereas the samples from the Carbonero Fm. were deposited in a small, restricted and relatively deep basin of the Subbetic. According to the patterns of various biomarkers families (aliphatic hydrocarbons, alcanoic acids and triterpenes), the OM of the Almadich Fm. shows a greater contribution of terrestrial plants and a better preservation than the OM of the Carboneros Fm. The biomarkers study show a good level of correlation with the present paleogeographic interpretation of the area.

Key words: *organic matter, biomarkers, n-alkanes, FAMES, hopanes,*

INTRODUCCIÓN

La acumulación de materia orgánica (MO) en los sedimentos se ve favorecida por la existencia de condiciones euxínicas, las cuales tienen que ver con la dificultad de renovación de las aguas del fondo de la cuenca. Ello puede ser debido, a su vez, a un estancamiento generalizado, de extensión global, del agua profunda marina (Graciansky *et al.*, 1984; Jenkyns, 1986), o a la presencia de restricciones topográficas que generan cuencas, o parte de ellas, aisladas o de difícil acceso para las aguas. La tectónica distensiva característica de los episodios de rifting, como el que afectó a la cuenca de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Cretácico, puede favorecer el desarrollo de este tipo de ambientes.

Otra cuestión distinta es la procedencia de la MO que se acumula en el sedimento. En áreas litorales, o cercanas al litoral, la MO puede provenir del continente o estar constituida por partes de individuos (animales o plantas) de afinidad continental. Por el contrario, en cuencas restringidas ubicadas en medios marino más internos, la única fuente accesible de MO suele ser el propio océano. No obstante, el estudio a nivel molecular de la MO sedimentaria puede ayudar a dilucidar su origen, así como las condiciones medioambientales, la actividad microbiana desarrollada durante el depósito y los procesos diagenéticos primarios. Dicho estudio se basa en la detección y cuantificación de los llamados biomarcadores, sustancias orgánicas cuyas estructuras pueden correlacionarse sin ambigüedad con precursores biosintéticos propios de grupos específicos de organismos.

En esta contribución se presentan los resultados del estudio de biomarcadores en sedimentos margosos del Aptiense inferior en dos contextos paleogeográficos diferentes, donde se han detectado porcentajes elevados de MO. Se trata de un primer intento con el que evaluar el rendimiento de esta metodología y la información que aporta para completar nuestro conocimiento sobre los procesos que acaecieron en el intervalo de tiempo representado por las muestras.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS

Se han seleccionado dos afloramientos con sedimentos relativamente ricos en materia orgánica, y se han extraído dos muestras suficientemente representativas de cada uno de ellos. Ambos afloramientos se encuentran situados en contextos paleogeográficos completamente diferentes.

Dos muestras, identificadas con las siglas CAU (Fig. 1), proceden de la provincia de Alicante, al sur del valle

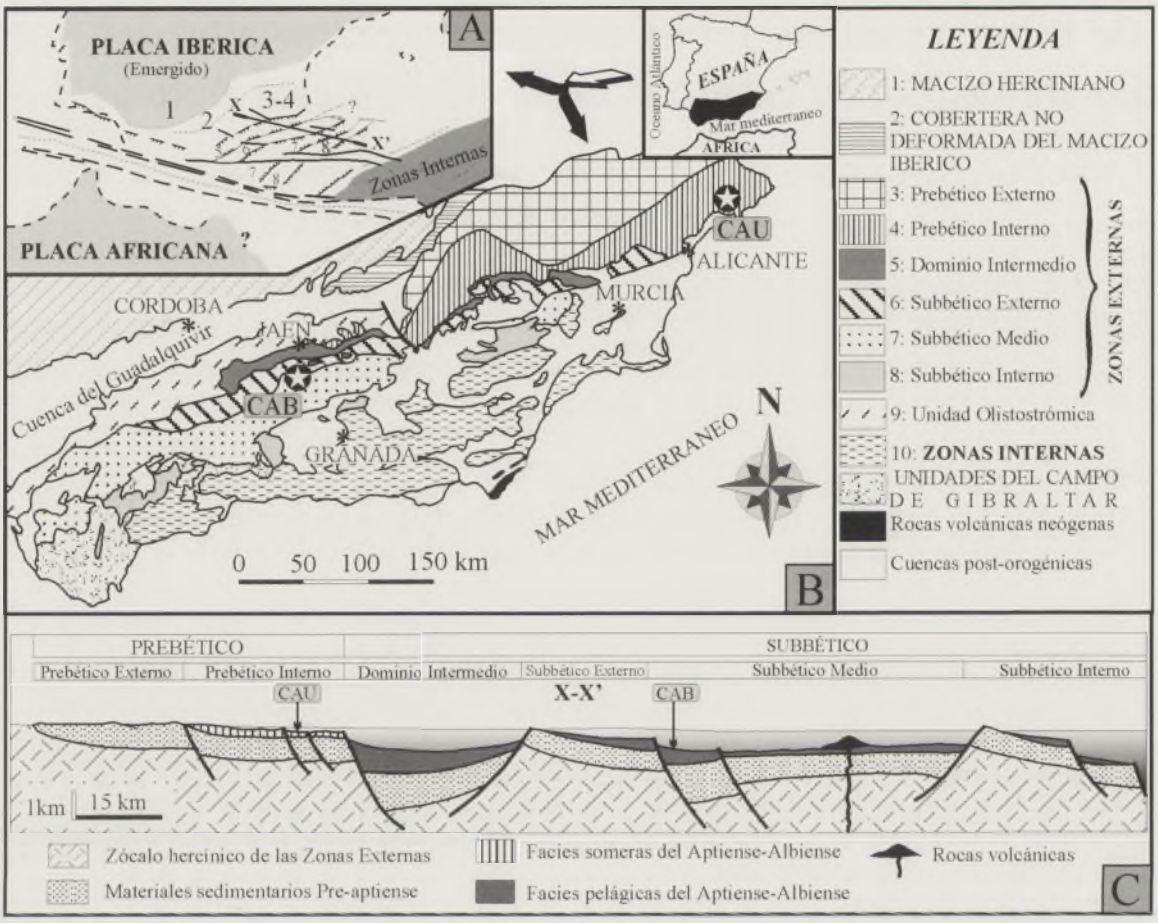


FIGURA 1: *A: Reconstrucción paleogeográfica hipotética durante el Cretácico inferior en el extremo occidental del Mediterráneo, donde se indica la localización de la reconstrucción palinpástica de la Figura 1C. B: Mapa geológico esquemático de las Cordilleras Béticas. C: Reconstrucción palinpástica de la cuenca sedimentaria de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas durante el Aptiense-Albiense (modificado de Vera, 1983).*

del río Jalón (Sierra del Cau), (coordenadas U.T.M. YH 7605 42883). Geológicamente estos afloramientos se atribuyen al Prebético Interno de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Fig. 1B y 1C). Las muestras se han extraído de la Fm. Almadich (Castro, 1998, Aguado *et al.,* 1999) que está caracterizada por sedimentos margoso-arcillosos de color negro-azul y cuya edad es Aptiense inferior (Aguado *et al.,* 1999). Paleogeográficamente, la sedimentación de la Fm. Almadich en el área muestreada tuvo lugar en una rampa carbonatada distal bajo condiciones hemipelágicas y a solo pocos metros de profundidad, con entrada de sedimentos terrígenos desde el continente (Castro, 1998) (Fig. 1C).

Otras dos muestras, identificadas con las siglas CAB (Fig. 1) se han tomado al sur de Jaén, y de Valdepeñas de Jaén (coordenadas U.T.M. VG 292576). Proceden de materiales pertenecientes al miembro II de la Fm. Carbonero (Molina, 1987), constituido por margas arcillosas negras y "radiolaritas" marrones (*wackestone* de radiolarios). La edad de las muestras CAB es Aptiense inferior (Aguado *et al.,* 1993). Estos afloramientos se adscriben paleogeográficamente al área de transición entre las zonas de umbral del Subbético Externo y los surcos del Subbético Medio (Fig. 1C). El ambiente sedimentario estuvo constituido por una cuenca pelágica, relativamente profunda, de pequeñas dimensiones y limitada por fallas.

DATOS ANALÍTICOS

El estudio de biomarcadores se ha realizado mediante cromatografia de gases- espectrometría de masas (GS-MS) a partir de los extractos lipídicos de las diferentes muestras. Los lípidos fueron extraídos usando una mezcla diclorometano-metanol (2:1) durante 24 horas. Los extractos totales fueron concentrados a presión reducida y derivatizados con trimetilsilidiazometano antes de su análisis por GC y GC-MS. Detalles del protocolo de extracción, así como de las condiciones cromatográficas para la separación e identificación de los componentes individuales fueron anteriormente publicadas (del Rio *et al.*,1992). Por otra parte, se ha realizado un estudio de caracterización directa de la MO de las muestras mediante la técnica de pirólisis flash (Py) en conexión con GC-MS, ampliamente utilizada para la caracterización y diferenciación de bio- y geomacromoleculas. Las condiciones de pirólisis y de separación e identificación de los productos liberados han sido idénticas a las utilizadas recientemente para la caracterización de kerógenos (González-Vila *et al.*, 2001).

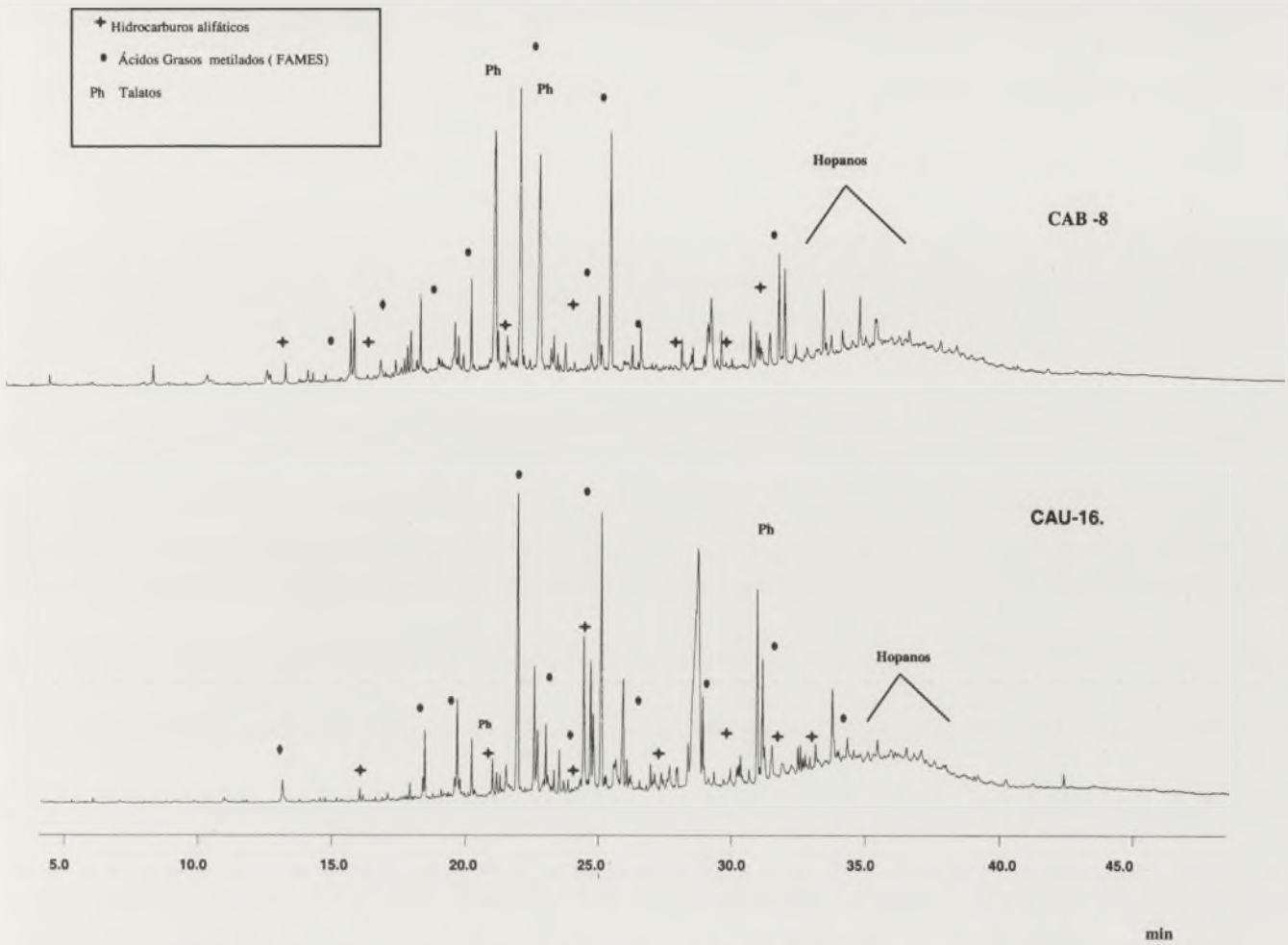


FIGURA 2: *Cromatograma de ión total de la fracción de lípidos metilados de las muestras estudiadas.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la figura 2 se presentan los cromatogramas de ion total (TIC) de dos extractos lipídicos de muestras representativas de las series CAU y CAB, con indicación de la naturaleza química de las principales series de compuestos identificados. Además de dichas series, también se detectaron en los extractos (tras derivatizaciones diversas) cantidades variables de hidrocarburos cíclicos y ramificados, ácidos alifáticos insaturados y ramificados, diácidos, hidroxiácidos, cetonas, aldehidos, esteroles, alcoholes y ceras. No se detectaron hidrocarburos aromáticos, ni fenoles metoxilados, típicos de la degradación de ligninas.

En la figura 3 se presentan cromatogramas reconstruidos de ión simple (SIM), correspondientes a las respectivas distribuciones de tres típicas familias de biomarcadores. Las diferentes trazas corresponden a la monitorización del ion a m/z 85 específico de n-alcanos, el ion a m/z 74 específico de ácidos grasos metilados (FAMES), y el ion a m/z191 típico de triterpenos, indicándose sobre los picos la identidad química de los componentes de las series.

La figura 4 muestra dos pirogramas representativos de la MO de las muestras, en los que se observan similitudes y diferencias significativas. En ambos casos se liberan como productos de pirólisis mayoritarios una serie de pares alcano/alqueno, típicos productos de pirólisis de biopolímeros alifáticos recalcitrantes preservados sin alteración (Nip *et al.*, 1986), aunque la distribución es diferente en cada muestra (C_9-C_{23} en las muestras CAB y C_{14}-C_{20} en las CAU). En ambos casos se detectaron cantidades trazas de ácidos grasos y de fenoles, provenientes de la pirólisis de lípidos y de lignina. Los esteroles y ceras que aparecen al final de los pirogramas son probablemente productos de termoevaporación directa del material lipídico, y no verdaderos productos de pirólisis.

El análisis de los datos permite hacer un conjunto de observaciones: i) en ambas muestras es apreciable la contribución de una doble fuente a la MO deposicional. La distribución de hidrocarburos indica tanto la contribución de material algal y planctónico (homólogos con nº de átomos de $C_{<20}$), como de plantas superiores ($C_{>20}$), si bien este segundo input está mejor señalado en la muestra de la serie CAU, con máximos a C_{27}, C_{31} y C_{33}, típicos componentes de las ceras epicuticulares de plantas vascula-

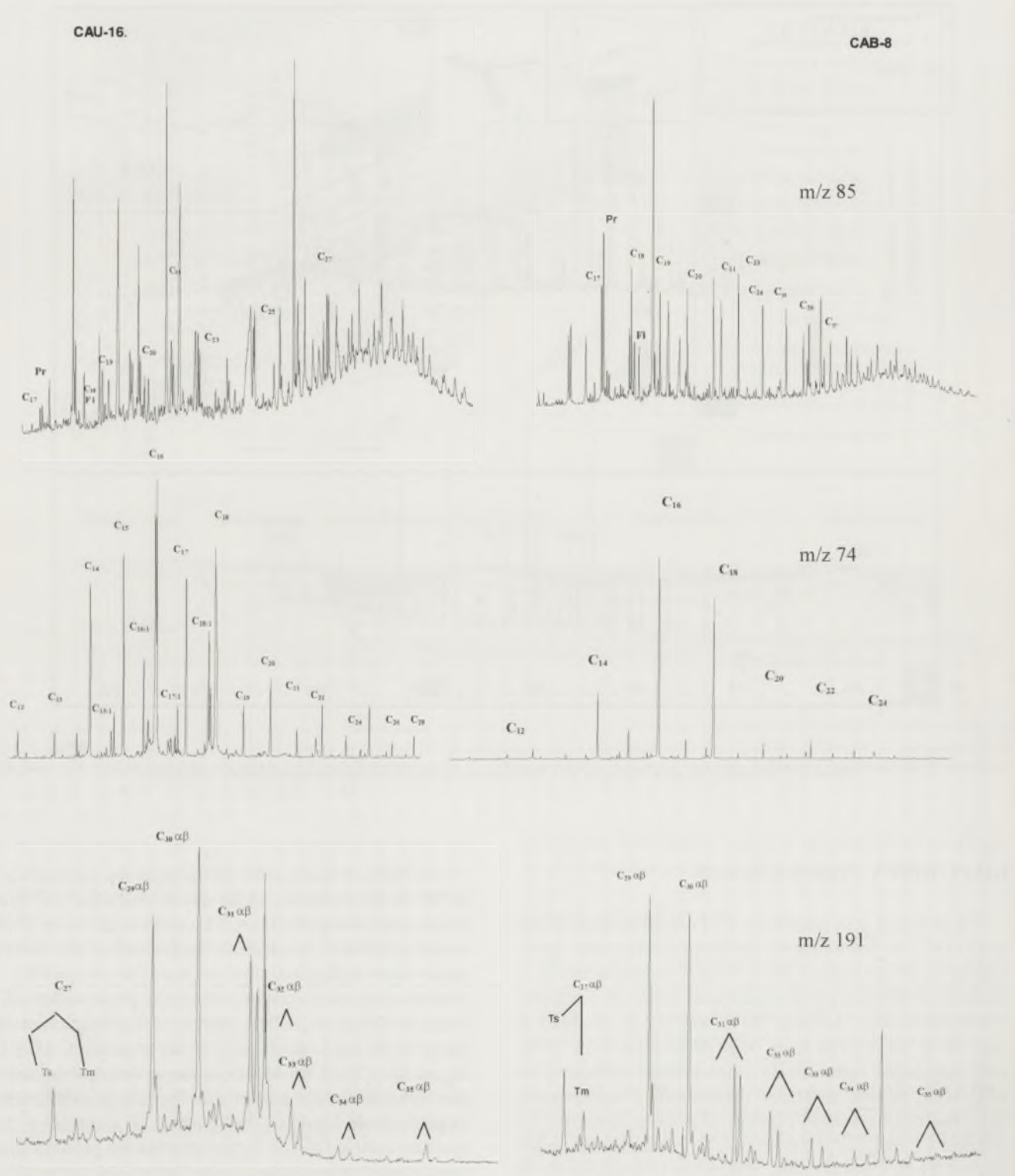


FIGURA 3: *Cromatograma de ión simple, correspondientes a las series de alcanos (m/z 85), ácidos grasos metilados (m/z 74) y triterpenos (m/z 191) de las muestras estudiadas.*

res. Es de señalar la gran diferencia que presenta la relación pristano (Pr)/Fitano (Fi), indicativa del grado anoxidad del ambiente sedimentario, ii) la distribución de FAMES también indica la doble contribución de organismos vivos (homólogos de bajo peso molecular con máximo a C_{16}), y de ceras de plantas superiores (homólogos de alto peso molecular), también más evidente en la muestra CAU. La mayor presencia de insaturados en esta última también es indicativa de una menor alteración (mejor preservación) de la MO depuesta, iii) son especialmente significativas las series de hopanos triterpenoides identificados, típicos biomarcadores de la actividad microbiana, y por tanto de una alteración post-deposicional de la MO, que ha debido ser más activa en las muestras de la serie

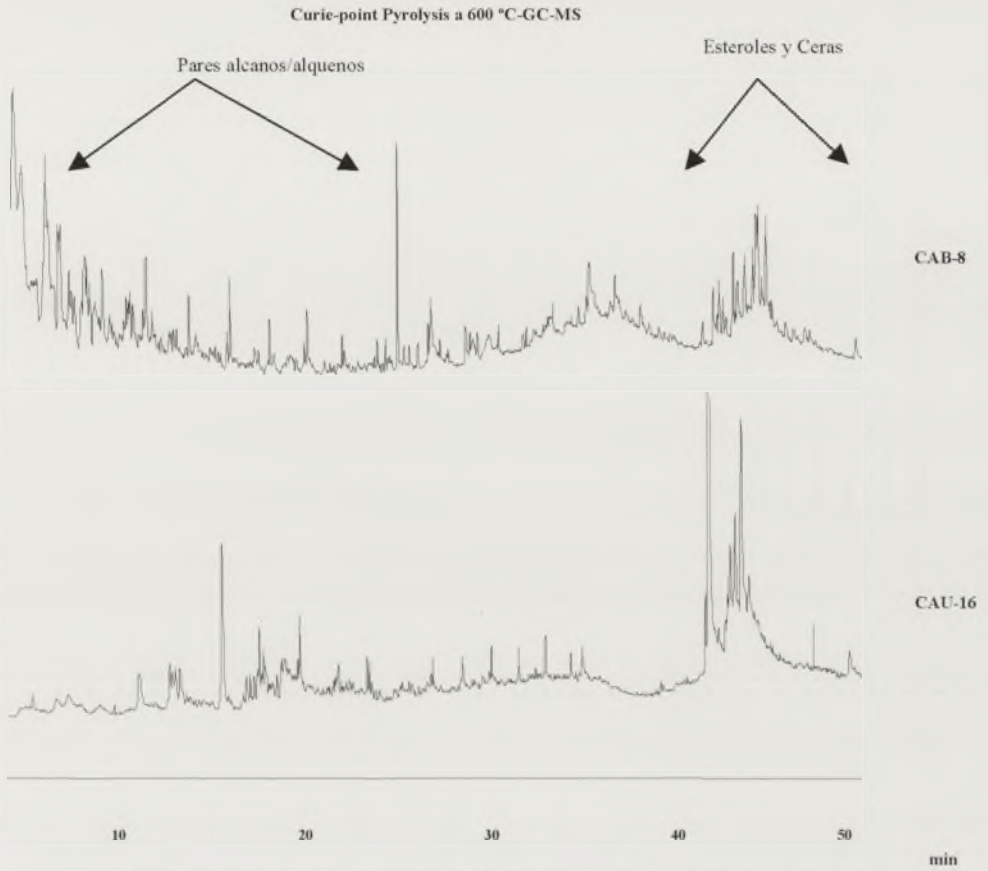


FIGURA 4: *Cromatograma de ión total correspondiente a las pirólisis de las muestras.*

CAB, en las que no se detectaron ácidos insaturados. En ambos casos, la estereoquímica 17a, 21b de los hopanos identificados y la detección de homólogos > C_{29} es indicativa de la inmadurez térmica de la MO en ambas series de muestras.

Finalmente, se debe subrayar la buena correlación existente entre la interpretación de los datos obtenidos y la interpretaciones paleogeográficas realizadas hasta la fecha (Molina, 1987; Aguado *et al.*,1993; Castro, 1998; entre otros), lo que corrobora la bondad del método y su aplicabilidad a otros contextos donde podría aportar argumentos válidos para perfilar los modelos paleogeográficos.

REFERENCIAS

Aguado, R., Molina, J.M. y O'Dogherty, L. (1993): Bioestratigrafía y litoestratigrafía de la formación Carbonero (Barremiense-Albiense?) en la transición Subbético Externo – Subbético Medio (Sur de Jaén). *Cuadernos de Geología Ibérica,* 17: 325-344.

Aguado, R., Castro, J.M., Company, M. y Gea, G.A. de (1999): Aptian bio-events – an integrated biostratigraphic analysis of the Almadich Formation, Inner Prebetic Domain, SE Spain. *Cretaceous Research*, 20: 663-683.

Castro J.M. (1998): *Las plataformas del Valanginiense superior – Albiense superior en el Prebético de Alicante*. Tesis doctoral, Univ. de Jaén, 452 p.

González-Vila, F.J., Amblès, A., del Río, J.C., and Grasset L. (2001): Characterization and differentiation of kerogens by pyrolytic and chemical degradation techniques. *Journal of Analytical Applied. Pyrolysis*, 58/59:315-328.

Graciansky, P.C. de, Deroo, G., Herbin, J.P., Montadert, L., Müller, C., Schaaf, A. Y Sigal, J. (1984): Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous. *Nature*, 308: 346-349.

Jenkyns, H,C. (1986): Pelagic environments. En: *Sedimentary environments and facies* (H.G. Reading, Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 343-397.

Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 518 p.

Nip, M., Tegelaar, E.W., deLeeuw, J.W., Schenck, P.A. and Holloway, P.J. (1986): A new non-saponifiable highly aliphatic biopolymer in plant cuticles: evidence from pyrolysis and 13C-NMR analysis of present day and fossil plants. *Naturwissenschaften*, 73:579-585

del Río, del, J.C., González-Vila, F.J. and Martín, F. (1992): Variation in the content and distribution of biomarkers in two closely situated peat and lignite deposits. *Organic Geochemistry*, 18:67-78.

Vera, J.A. (1983): Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En: *Geología de España*. Libro Jubilar J.M. Ríos. I.G.M.E., 2: 218-251.

Movimiento del fluido alrededor de las conchas de los hipurítidos: efectos de la orientación de las conchas en el suministro y concentración de partículas en las corrientes de alimentación

E. Gili[1] y M. LaBarbera[2]

1 Departament de Geologia, Edifici C. Universitat Autònoma de Barcelona. E-08193 Bellaterra. igpaa@blues.uab.es.
2 Department of Organismal Biology and Anatomy. University of Chicago. 1027 East 57th Street. Chicago. Il 60637, USA. mlabarbe@midway.uchicago.edu.

ABSTRACT

We looked at water flow patterns in a flume around models of hippuritids. Models oriented vertically or inclined upstream showed flow patterns identical to those previously described for cylindrical objects projecting through a boundary layer. Models inclined downstream generate an intense vortex that lifts water off the substrate to bathe the cap (equivalent to the hippuritid left valve). It was hypothesized that a downstream-inclined orientation would have been advantageous in nutrient poor waters because the quantity and variety of available organic particles would have been enhanced. We tested this prediction in a modern marine environment by deploying paired models in subtidal sediments. Model hippuritids were similar to those used in our previous laboratory experiments but equipped with a 1.5 µm filter. Paired models were placed in various orientations and configurations; water was drawn through the pores in the left valve and through the filter of each model. Vertical and upstream-tilted models in unidirectional flow caught similar quantities of organics; downstream-tilted models caught significantly more than both. In oscillating flows, inclined models, either solitary or in aggregations, captured more organics than vertical models. Models in aggregations caught more organics than solitary models; models on the edge of aggregations captured more than those in the center. We conclude that an inclined orientation permitted hippuritids to exploit resources unavailable to vertically-oriented rudists.

***Key words**: experimentation, model bivalves, hippuritid rudists, hydrodynamics*

INTRODUCCIÓN

Los hipurítidos (familia de bivalvos extintos del grupo de los rudistas) poseían una concha muy inequivalva formada por una valva derecha (fija) de morfología cilíndrica y una valva izquierda (libre) más pequeña y operculiforme. Un carácter distintivo de los hipurítidos es la presencia en la capa externa de esta valva de un sistema de canales radiales. Estos canales se abren en el margen interno de la valva alrededor de toda la comisura. El techo de los canales está perforado por numerosos poros pequeños que comunican el sistema con el exterior. Como muchos bivalvos los hipurítidos eran suspensívoros. El sistema de poros y canales de la valva izquierda facilitaba la entrada de agua, funcionando también como mecanismo de filtración (Skelton, 1976). Como todos los rudistas, eran epibentónicos y sésiles. Vivian enclavados en substratos blandos, generalmente fangosos, creciendo hacia arriba elevando toda la comisura. Era un grupo esencialmente gregario y formaron grandes agregados de animales vivos y restos de conchas. Prosperaron en las aguas cálidas someras de los mares del Tethys desde el Turoniense hasta el Maastrichtiense.

La morfología funcional de los hipurítidos ha sido analizada por Skelton (1976) y su paleoecología ha sido también tratada con cierto detalle (Philip, 1972; Skelton y Gili 1991; Gili 1992; Skelton *et al.*, 1995, entre otros). Sin embargo, no tenemos noticia de que se hayan realizado estudios experimentales sobre la morfología funcional de los hipurítidos excepto nuestras (Gili y LaBarbera, 1998) recientes observaciones en el laboratorio sobre el comportamiento hidrodinámico de las conchas de los hipurítidos.

En este artículo, se presentan los resultados de los experimentos hidráulicos encaminados a examinar (a) la influencia de las conchas de los hipurítidos en el movimiento del agua en la capa del fondo, y (b) los efectos de la orientación de las conchas en el suministro y concentración de partículas en las corrientes de alimentación, y su posible influencia en su modo de alimentarse.

RESULTADOS

Movimiento del agua alrededor de individuos aislados

Los experimentos fueron realizados en un tanque de agua dulce de corriente unidireccional segun diseño de

Vogel y LaBarbera (1978) de 2,40 m de largo, 50 cm de ancho y 44 cm de pofundidad, equipado con paredes de cristal y un fondo liso que contenía una caja de arena (50 x 50 cm de sección) en la cual se insertaron conchas y modelos idealizados de hipurítidos (cilindros acrílicos de 2,5 cm de diámetro, provistos de una tapa superior plana). La profundidad del agua se mantuvo constante a 30 cm y la velocidad de la corriente suave (4,6-13 cm/s). El movimiento del agua alrededor de las conchas fósiles y de los modelos se visualizó inyectando un colorante fluorescente y fotografiando los resultados.

La visualización del flujo alrededor de las conchas de los hipurítidos y de los modelos reveló que no había ninguna diferencia significativa entre el comportamiento del flujo generado por las conchas y el generado por los modelos; ambos mostraron un comportamiento similar, característico, dependiente principalmente de la orientación (vertical, inclinado corriente arriba, inclinado corriente abajo) del cilindro. Todas las orientaciones originaron comportamientos superficialmente similares: (1) el fluido cerca de la parte superior del cilindro se aceleraba y pasaba por encima el cilindro, separándose de la parte superior del cilindro en el margen más alto; (2) el fluido que se encontraba con el cilindro entre la base y la parte superior pasaba alrededor del cilindro pudiendo quedar atrapado en la estela (región distinta de alta turbulencia y baja presión) que aparecía detrás del cilindro; (3) el fluido cerca del fondo pasaba alrededor del cilindro, era atrapado en la estela de sotavento del cilindro, y subía en un par de vórtices hasta la parte superior del cilindro donde era acelerado corriente abajo (Fig. 1).

Los cilindros verticales e inclinados corriente arriba mostraron comportamientos similares; en ambos casos, la parte superior del cilindro era bañada con agua que provenía del flujo de la corriente principal. El flujo alrededor de los cilindros inclinados corriente abajo, sin embargo, mostró un comportamiento en dos aspectos claramente distinto del presentado por los cilindros en las otras dos orientaciones. Primero, el flujo se separaba de la parte superior del cilindro en el margen de corriente arriba, de forma que la parte superior del cilindro era bañada con el flujo que provenía de la estela del cilindro. Segundo, los vórtices de detrás de los cilindros inclinados corriente abajo se amplificaban mucho, levantando incluso granos de sedimento a la velocidad de la corriente principal, velocidad en la que el mismo cilindro, en las otras dos orientaciones, no perturbó el sedimento. Los dos vórtices amplificados arrastraban agua de la estela y de la superficie de sedimento, alimentando el flujo del interior de la burbuja de separación de encima la parte superior del cilindro; así, la parte superior era bañada con una mezcla de agua del flujo de la corriente principal y de la superficie de sedimento. La simulación del flujo inhalante (a través de poros en la tapa del cilindro o a través de una abertura entre la tapa y en cilindro) y del flujo exhalante (un par de plumas) no cambió estos comportamientos generales en ninguna de las orientaciones del cilindro o posiciones, relativas al flujo de corriente principal, de las plumas exhalantes.

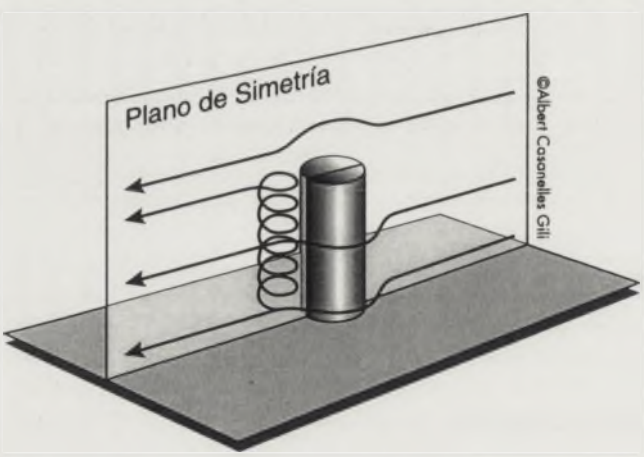


FIGURA 1: *Representación esquemática del flujo generado por un cilindro, según las observaciones realizadas en los experimentos hidráulicos. Diámetro del cilindro: 2,5 cm. Modificado de Gili y LaBarbera (1998).*

Movimiento del agua alrededor de pares de individuos

Para examinar como el espaciado entre vecinos podía afectar al movimiento del agua cerca de los hipurítidos, se realizaron observaciones en pares de individuos situados directamente corriente arriba o corriente abajo uno del otro en diversos espaciados.

Los ejemplares situados muy juntos (separados <1/4 de diámetro) actuaron como un solo cuerpo, comportándose hidrodinámicamente como un único cilindro de sección ovalada en todas las orientaciones.

Para distancias entre individuos de un cuarto a un diámetro, el flujo alrededor de pares verticales o inclinados corriente arriba, fue similar; el flujo alrededor del cilindro de corriente arriba no fue muy diferente del observado en ejemplares solitarios, mientras que la parte superior del cilindro de corriente abajo, como consecuencia de interceptar la estela de turbulencia generada por el cilindro de corriente arriba, fue bañado con una mezcla del flujo de la corriente principal y del flujo remontado de la superficie del sedimento por los vortices de detrás el cilindro de corriente arriba. Los dos cilindros en los pares inclinados corriente abajo en este espaciado mostraron diferencias en el flujo en comparación con el cilindro solitario. Aquí, la parte superior de ambos cilindros fue bañada con una mezcla de agua procedente de la corriente principal y de la estela de cada cilindro. El agua de la estela del cilindro de corriente arriba predominó en cilindros separados unos tres cuartos de diámetro, en pares separados una mitad a un tercio de diámetro procedió a partes iguales de ambas estelas, y el agua de la estela del cilindro de corriente abajo predominó en pares separados por un tercio a un cuarto de diámetro. Los cilindros separados más de un diámetro actuaron como entidades independientes.

Concentración de partículas en las corrientes de alimentación

Estas primeras observaciones sobre el flujo alrededor de modelos de hipurítidos inclinados, explicadas más arriba, sugieren que los hipurítidos así orientados podían haber sido capaces de alimentarse indirectamente de materia orgánica viva y muerta acumulada en la interfase sedimento-agua; los animales orientados verticalmente sólo habrían tenido acceso al material orgánico en suspensión. Para probar esta predicción se realizaron los experimentos que se exponen a continuación.

Se utilizaron modelos de hipurítidos similares a los utilizados en los experimentos anteriores (cilindros acrílicos de 2,5 cm de diámetro) pero estos modelos estaban cubiertos con una tapa de arcilla sintética perforada por numerosos poros y equipados con un filtro de fibra de vidrio de 2 µm. Las observaciones se realizaron en ambientes marinos reales donde podía suponerse que el espectro de partículas disponibles era similar al espectro de partículas que habría estado a disposición de los rudistas durante su vida. Primero se llevaron a cabo observaciones en dos lugares del Mediterraneo, uno con corrientes unidireccionales débiles (2-5 cm/s), y otro expueso a la suave acción de las olas y con corrientes de fondo bidireccionales. Los modelos de rudistas se dispusieron verticalmente, inclinados corriente arriba o inclinados corriente abajo. (En flujos oscilantes las dos orientaciones inclinadas son equivalentes, ya que la dirección de la corriente se invierte en cada ola.) Se trataba de ver cual de los cilindros filtraba mayor cantidad de partículas en suspensión. Utilizando una pequeña bomba de engranaje se capturó agua (1,5 cm^3/s) a través de los poros de la valva izquierda y a través del filtro de cada modelo; después de filtrar el agua (se tuvo gran precaución que ambos modelos filtraran agua a la vez y que la cantidad de agua filtrada por cada modelo fuera la misma) se retiró y secó el filtro, se midió y carbonizó el peso seco para obtener el total de materia orgánica capturada. En corrientes unidireccionales, la materia orgánica capturada por el par de modelos verticales o por el par formado por un modelo vertical y otro inclinado corriente arriba no fueron significativamente diferentes. Sin embargo, los modelos inclinados corriente abajo capturaron sensiblemente más materia orgánica (17%) que los modelos verticales. En flujos oscilantes, los modelos inclinados capturaron también el 16% más de materia orgánica que los modelos verticales. Todos estos resultados fueron para pares de modelos situados 30 cm uno de otro en el fondo del mar. Como los hipurítidos eran organismos gregarios, también se observaron los efectos de la presencia y posición en un agregado en la captura de partículas orgánicas. (Todos los experimentos se realizaron en flujos oscilantes.) Los modelos en el magen de un agregado capturaron un 14% más de materia orgánica que aquellos que se encontraban en el centro del agregado. Comparando un modelo situado en el centro de un agregado (aparentemente el peor sitio para estar) con un modelo solitario, el modelo en un agregado capturó 21% más de partículas orgánicas. Se realizaron observaciones similares en una plataforma carbonatada moderna, en San Salvador, Bahamas, en un ambiente carbonatado cálido más similar al ambiente en el que vivieron los hipurítidos. Los resultados fueron idénticos. En flujos unidireccionales, los modelos inclinados corriente abajo capturaron el 36% más de materia orgánica que los modelos verticales. En flujos oscilantes, los modelos inclinados capturaron un 14% más de materia orgánica que los modelos verticales.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El comportamiento del flujo observado alrededor de los fósiles y modelos idealizados de hipurítidos son similares a los observados alrededor de otros cilindros. (Ver, por ejemplo, Carey 1983; Eckman y Nowell 1984; Johnson 1988; Vogel 1994). A diferencia del comportamiento clásico detrás de un cilindro infinitamente largo, donde la estela esta dominada por los vórtices de Karmen (ver Vogel 1994), los cilindros proyectantes que terminan dentro del campo del flujo producen vórtices helicoidales corriente abajo que originan un pronunciado movimiento hacia arriba desde la base hasta el extremo libre del cilindro. Así, las partículas transportadas por el flujo cercano al fondo o erosionadas del fondo alrededor de la base del cilindro pueden ser puestas en resuspensión por los vórtices helicoidales, aumentando localmente la concentración de partículas en la capa del fondo. Dado que la mayor parte del agua que filtraban los hipurítidos entraba por los poros de la superficie externa de la valva superior, los animales orientados verticalmente o inclinados corriente arriba filtrarían principalmente agua del flujo principal; los animales inclinados corriente abajo filtrarían una mezcla de agua del flujo principal y agua remontada de la interfase sedimento-agua (enriquecida con bacterias, protistas bentónicos y partículas orgánicas detríticas). Una posición inclinada corriente abajo tendría ventaja en aguas pobres en nutrientes, ya que incrementaría la cantidad y variedad de partículas orgánicas disponibles. El fitoplancton parece ser el mejor alimento para los bivalvos suspensívoros y los rudistas muy probablemente se alimentaban de fitoplancton, pero las partículas orgánicas detríticas y/o los procariotas y protistas bentónicos puede que constituyeran una dieta suplementaria, particularmente durante periodos de poca disponibilidad de fitoplancton.

Nuestros experimentos muestran que el espaciado entre vecinos corriente arriba - corriente abajo afecta el movimiento del agua cerca de los hipurítidos fósiles y de los modelos. Parece claro que los grupos de cilindros aumentan la resuspensión de partículas en substratos no cohesivos en la capa del fondo. Estas observaciones implican que, en aguas pobres en nutrientes, los hipuritidos podían haberse alimentado mejor en presencia de un vecino que aislados.

Estas observaciones son consistentes con las observaciones de campo sobre las posiciones de los rudistas. Por ejemplo, Gili (1992) y Skelton *et al.* (1995) registraron

un crecimiento preferencial de los rudistas en el sentido de las corrientes dominantes en los agregados de rudistas elevadores en la plataforma de Sant Corneli en los Pirineos centro-meridionales. En esta misma zona, se encuentran también litosomas de hipurítidos orientados horizontalmente, presumiblemente debido al efecto de una tempestad. Aunque la mayoría de hipuritidos murieron sofocados en el sedimento, algunos individuos sobrevivieron y prosiguieron su crecimiento. Estos individuos reemprendieron el crecimiento en una orientación inclinada idéntica a la que muestran los nuevos individuos en las capas sobreyacentes. Esta observación demuestra que la orientación inclinada que comunmente muestran los hipurítidos fue resultado del crecimiento activo de los animales y no el resultado pasivo de la acción de las corrientes o las olas.

AGRADECIMIENTOS

Los experimentos en el laboratorio fueron realizados durante una estancia de EG (Estancias de Investigadores Españoles en Centros de Investigación Extranjeros, 1996) en la Universidad de Chicago. Los experimentos en el mar se llevaron a cabo en el marco del proyecto NATO CRG 971551. Este trabajo es una contribución al proyecto DGES PB97-0135-CO2-02.

REFERENCIAS

Carey, D. A. (1983): Particle resuspension in the benthic boundary layer induced by flow around polychaete tubes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40 (Suppl. 1): 301-308.

Eckman, J.E. y Nowell, A.R.M. (1984): Boundary skin friction and sediment transport about an animal-tube mimic. *Sedimentology*, 31: 851-862.

Gili, E. (1992): Palaeoecological significance of rudist constructions: a case study from les Collades de Basturs (Upper Cretaceous, south-central Pyrenees). *Geologica Romana*, 28: 319-325.

Gili E. y LaBarbera M. (1998): Hidrodynamic behaviour of hippuritid rudist shells: ecological consequences. *Geobios*, 22: 137-145.

Johnson, A. S. (1988): Hydrodynamic study of the functional morphology of the benthic suspension feeder Phoronopsis viridis (Phoronida). *Marine Biology*, 100: 117-126.

Philip J. (1972): Paléoécologie des formations à Rudistes de Crétacé supérieur - L'exemple du sud - est de la France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12: 205-212.

Skelton P. W. (1976): Functional morphology of the Hippuritidae. *Lethaia*, 9: 83-100.

Skelton, P.W. y Gili, E. (1991): Palaeoecological classification of rudist morphotypes. En: *1st International Conference on Rudists, (Beograd, 1988)*. Serbian Geological Society, Special Pubication, 2: 71-86.

Skelton P. W., Gili E., Vicens E. y Obrador A. (1995): The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 107-126.

Vogel, S. (1994): *Live in Moving Fluids*. Princeton University Press, 467 p

Vogel, S. y LaBarbera, M. (1978): Simple flow tanks for research and teaching. *Bioscience*, 28: 638-643.

Evidencias bioestratigráficas de los procesos erosivos ocurridos durante el Mioceno Medio. Estados Anzoategui y Monagas. Cuenca oriental de Venezuela.

C. de Guerra, M. Bolívar, N. Di Gianni y H. Sanchez.

Exploración y Producción, Petróleos de Venezuela. Laboratorio Geológico. Apartado 6301. Puerto La Cruz. Venezuela.

ABSTRACT

Recent biostratigraphic studies, based on palynomorphs, foraminifera and calcareous nannofossils analises, in addition with sedimentological and well log characterization, have confirmed the tectonic evolution and magnitude of the erosive processes occurred during Miocene time in the eastern basin of Venezuela. In the study area, the stratigraphic section is represented by a Cretaceous marine sequence deposited in a passive margin tectonic regime, a Paleogene sequence which reflects minor erosive effects or hiatuses, and a Neogene sedimentary package deposited in a very active margin. During the lower part of the early Miocene, as a consequence of the Caribbean plate drift, the platform subsided progressively to the south and southeast, the shoreline is oriented southward and the main detritic source is located in a northwest direction. At the end of the early Miocene-lowermost middle Miocene, compressive effects continued and the Pirital block is uplifted. Over 5,500 meters of Cretaceous and Tertiary sediments previously deposited on a passive margin regime were eroded. Well P11 shows a Cretaceous-Tertiary boundary represented by Barremian sediments overlain by a middle Miocene unit. During middle-late Miocene the Pirital block deepens and rapidly dips to the south. On top of this paleosurface, the Morichito Fm. is deposited reworking Cretaceous and Tertiary strata formerly eroded. In the wells P11, P6 and P7 this lithostratigraphic unit exhibits conditions of restricted marine environments. A major compressive tectonic event took place during the late Miocene and the Pirital high is formed. A great part of the middle-Miocene Morichito Fm. dissappeared by erosion, as can be observed in well P5 where it is totally absent. Over 1,500 meters of sediments were eroded during this time.

Key words: *biostratigraphic studies, Miocene, tectonic, erosion, Morichito Fm.*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo tiene como objetivo mostrar con nuevas evidencias bioestratigráficas, basadas en estudios de palinomorfos, foraminíferos y nanoplancton calcáreo, la actuación de los eventos tectónicos y la magnitud de los procesos erosivos durante el Mioceno, tiempo en el cual se sucedieron una serie de movimientos transpresivos dextrales que generaron las primeras estructuras compresivas, que a su vez fueron modificadas por la llegada de corrimientos posteriores.

El área de estudio se encuentra ubicada al norte del conjunto estructural de Anaco, Tala y el corrimiento de Pirital y al sur de los corrimientos Cerro Pelado y Mundo Nuevo (Fig. 1). La columna estratigráfica, hasta ahora perforada, está conformada por una secuencia cretácica de aproximadamente 3.000 m de espesor, sedimentada en un extenso margen pasivo que se profundizaba hacia el norte, en un período que va desde el Barremiense hasta el Maastrichtiense. Durante el Paleógeno, no se han identificado sedimentos depositados durante los períodos Paleoceno Inferior, Eoceno Inferior, Eoceno Superior y Oligoceno Inferior.

La presencia de intervalos en los que dominaron los procesos erosivos y/o sin sedimentación, permitieron una sedimentación interrumpida dentro de esta secuencia. Durante el Neógeno, la sedimentación se llevó a cabo dentro de un margen tectónico muy activo, por lo que las relaciones estratigráficas de las secuencias que representan las diferentes épocas del Mioceno, son muy variables. A principios del Mioceno Inferior, asociado a los movimientos transpresivos dextrales entre la placa Caribe y la de América del Sur, toda la plataforma oriental se hunde hacia el este y sureste y la línea de costa se desplaza hacia el sur. Por primera vez, la fuente detrítica principal se ubica al noroeste y la sedimentación ocurre en condiciones más someras hacia el oeste, mientras que se dan condiciones marinas más profundas hacia el este de la cuenca.

A finales del Mioceno Inferior/base del Mioceno Medio, los efectos compresivos del norte continúan y se ori-

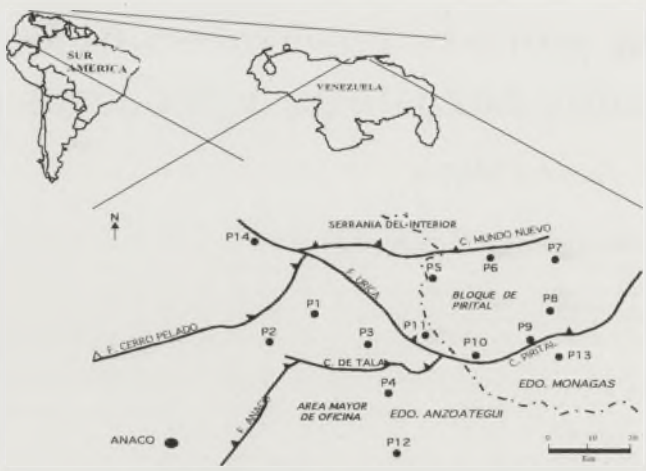


FIGURA 1: *Área de estudio con los principales rasgos estructurales*

ginan levantamientos como consecuencia del plegamiento y desplazamiento de toda la serranía. Se levantó el bloque de Pirital y se erosionó la cobertera cretácica y terciaria, previamente depositada en un margen pasivo. En el pozo P11, se erosionaron aproximadamente unos 5.500 m de espesor, que representan casi toda la columna estratigráfica hasta ahora perforada en la cuenca. Los resultados de los estudios muestran un contacto discordante entre sedimentos del Mioceno Medio y del Aptiense. Según se deduce del registro estratigráfico de los pozos P5, P6 y P7 la erosión en la zona oriental es menos intensa y se observa en algunos casos, una sección estratigráfica preservada desde el Maastrichtiense temprano hasta el Barremiense.

Durante el Mioceno Medio a Superior el corrimiento de Pirital se hunde y se inclina rápidamente hacia el sur y se deposita la Fm. Morichito, cuyos sedimentos se alimentan de la secuencia cretácica/terciaria, previamente erosionada. Actualmente se interpreta que esta sedimentación se restringió al este de la falla de Urica, ya que hacia el oeste y sur del área los resultados de los estudios bioestratigráficos, sedimentológicos y sísmicos, indican que no existe registro sedimentario que pueda ser correlacionado con esta secuencia. En los pozos P1 y P3, ubicados al oeste de la falla de Urica, la discordancia está definida por el contacto entre sedimentos del Plioceno/ Pleistoceno y clásticos del Mioceno Inferior y Paleoceno respectivamente.

A finales del Mioceno Superior ocurre un evento tectónico compresivo mayor, el corrimiento de Pirital y el sistema de fallas de Urica se reactivan, se genera el alto de Pirital y gran parte de la cobertura Mioceno Medio discordante desaparece por erosión. En el pozo P5 esta secuencia está completamente erosionada y se preserva en los pozos P6, P7, P11, P10 y P8, con un espesor variable que se incrementa claramente hacia el noreste. El espesor máximo erosionado durante esta época es de aproximadamente 1.500 m.

CONCLUSIONES

- La integración de los resultados bioestratigráficos, sedimentológicos y sísmicos, permitió datar los eventos tectónicos ocurridos durante el Mioceno, asociar los espesores erosionados para cada época y establecer una correlación con las secciones estratigráficas perforadas en la cuenca. Estos argumentos son fundamentales para definir la evolución geológica y el sistema petrolífero del área.

- Los mayores espesores erosionados están asociados al levantamiento del bloque de Pirital, ocurrido entre finales del Mioceno Inferior y la base del Mioceno Medio. El pozo P11, muestra la evidencia de que en el área fueron erosionados aproximadamente 5.500 m de espesor de la columna estratigráfica, y la sedimentación posterior durante el Mioceno Medio a Superior, marca la ocurrencia de uno de los eventos tectónicos más fuertes originados en la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

A P.D.V.S.A. por permitirnos documentar la información y publicar este trabajo.

Desarrollo de calcretas en sistemas semiáridos coluviales de la provincia de Jaén

R. Jiménez Espinosa y J. Jiménez Millán

Departamento de Geología. Universidad de Jaén. Campus Universitario. 23071 Jaén. respino@ujaen.es, jmillan@ujaen.es.

ABSTRACT

Quaternary colluvial deposits from the Prebetic of External Zones of Betic Cordillera in Jaén (SE Spain) contain several levels of calcretes separating two colluvial units. We could distinguish profiles with three different horizons: (i) cemented gravels horizons; (ii) massive-laminar horizons; and (iii) chalky horizons. Different textural components, such as, calcified filaments, rounded peloids, coated grains and an alveolar septal matrix are widely found in these horizons. In this area, calcrete formation was controlled by the microbial activity related with plant roots. The cemented gravels and chalky horizons were developed where colluvial inputs provided enough space for the growing of plants. The massive-laminar horizon was formed by intense carbonate precipitation episodes under high water availability conditions. These special conditions were provided by the reduction of permeability produced by the underlying cemented gravels horizon. Preservation of this profile could be caused by a new colluvial deposit that covered the previously formed horizons.

Keywords: *calcretes, colluvial deposits, Quaternary, Betic Cordillera, SE Spain.*

INTRODUCCIÓN

El término calcreta puede definirse como una acumulación básicamente de carbonato cálcico, próxima a la superficie, cuya formación dentro de la zona vadosa o freática es llevada a cabo por procesos edáficos o de aguas subterráneas o una combinación de ambos (Wrigth and Tucker, 1991; modificada por Khadkikar *et al.*, 1998). Existen numerosos estudios relacionados con calcretas desarrolladas sobre superficies de depósitos cuaternarios en regiones de climas áridos y semiáridos, especialmente coronando superficies de abanicos del Pleistoceno (Alonso-Zarza *et al.*, 1998).

Este estudio pretende revelar la influencia de los procesos que ocurren en la superficie de depósitos coluviales Cuaternarios que producen la formación de calcretas bajo condiciones semiáridas.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

Los depósitos coluviales que contienen calcretas se desarrollaron sobre materiales que pertenecen a los afloramientos más suroccidentales de la Zona Prebética de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Fig. 1A). El área de estudio se caracteriza por la presencia de un sustrato carbonatado Cretácico sobre el que existen sedimentos margosos del Mioceno. Estos materiales han sido afectados por dos sistemas de plegamiento con orientación NE-SW y NW-SE cuya interferencia produjo la formación de culminaciones anticlinales ocupadas por materiales Cretácicos que alternan con cubetas de margas del Mioceno. Esta disposición estructural y litológica ha permitido el desarrollo de colinas aisladas con crestas carbonatas rodeadas por terrenos deprimidos de materiales margosos. Así, la geomorfología actual está controlada litológicamente y estructuralmente, caracterizándose las zonas carbonatadas por la presencia de cuestas y *hog-backs* definidos por las superficies estratigráficas Cretácicas existentes entre las calizas que alternan con algunos niveles de margas y areniscas (Fig. 1B). Estas estructuras se encuentran afectadas por fallas transversales que desarrollan grandes escarpes sobre los que se disponen los depósitos coluviales.

Los depósitos coluviales contienen dos unidades separadas por una calcreta (Fig. 2A). Estas unidades están compuestas por depósitos de gravas que contienen clastos angulosos de calizas cuyo tamaño varía entre 0,5 y 2 cm, si bien es posible encontrar algunos bloques dispersos de mayor tamaño (hasta 20 cm). Los clastos están incluidos en una matriz margosa compuesta por microclastos de caliza y cuarzo (20-40 μm) rodeados por arcillas y un entramado de fibras de calcita. En algunas zonas pobres en matriz, los clastos de caliza desarrollan formas estalagmíticas. El límite entre las unidades coluviales es sólo puesto de manifiesto por la presencia calcretas cuya base desarrolla un débil horizonte Cmk en la base del perfil edáfico. El espesor completo de la calcreta es de aproximadamente 30 cm y su continuidad lateral de unos 10 m.

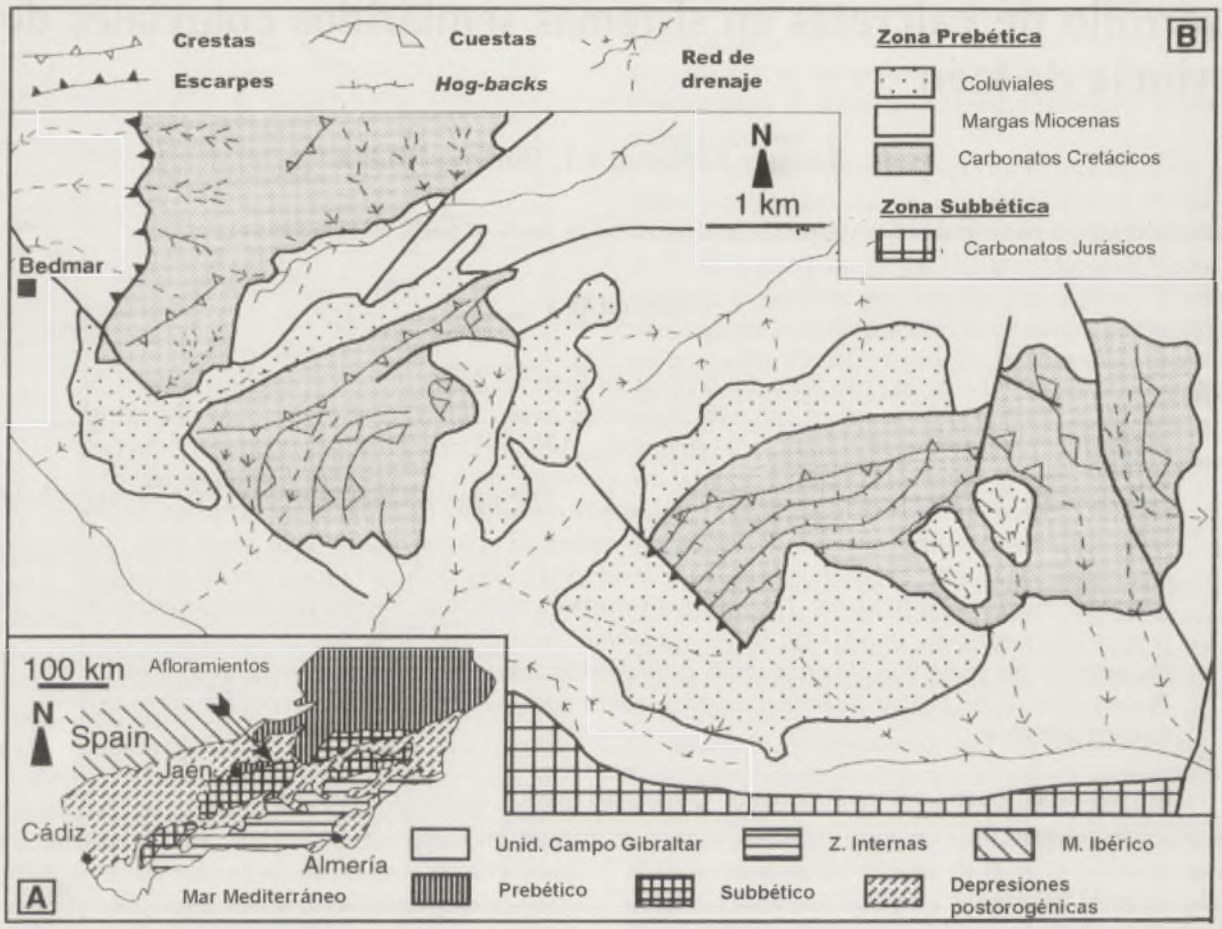


FIGURA 1: *(A) Contexto geográfico y geológico del área de estudio. (B) Mapa geológico y geomorfológico de la zona estudiada mostrando los depósitos coluviales que contienen los perfiles de calcretas y los materiales del Cretácico Prebético y del Mioceno sobre los cuales se desarrollan.*

PERFIL DE LAS CALCRETAS

Los perfiles de las calcretas estudiadas contienen tres horizontes morfológicos: horizonte de gravas cementadas, horizonte masivo-laminar y horizonte terroso (Fig. 2B).

Horizonte de gravas cementadas

Este horizonte constituye la base de los perfiles estudiados y aparece directamente sobre el sustrato coluvial. Se encuentra relativamente endurecido y está formado por clastos angulares incluidos en una matriz porosa de carbonatos blancos. La matriz está compuesta por calcita micrítica y contiene clastos cuyo tamaño varía entre 200 y 500 µm, desarrollándose en los poros estructuras alveolares. Este contenido en matriz se incrementa progresivamente hacia arriba. Por otra parte, los clastos son muy irregulares y muestran evidencias de disolución, además el estudio de microscopía electrónica ha revelado que la superficie de estos clastos está cubierta por una red irregular de filamentos calcificados en forma de "Y", cuya pared esta formada por calcita micrométrica. Hemos observado estos filamentos también dentro de la matriz porosa que se encuentran frecuentemente relacionados con cuerpos esféricos de unas 80 µm de diámetro.

Horizonte masivo-laminar

Este horizonte se localiza entre el de gravas cementadas y el terroso. Se trata de un horizonte muy endurecido y delgado cuyo espesor promedio es de aproximadamente 1 cm. Su base presenta una laminación muy fina con geometría ondulada adaptada a los clastos del horizonte de gravas cementadas, de modo que en esta zona, láminas compactas de micrita de 100 µm de espesor alternan con láminas porosas similares a las del cemento del horizonte infrayacente. Cubriendo a esta zona laminada, se encuentra un nivel masivo de 0,5 cm de espesor que presenta una microfábrica detrítica con presencia dispersa de granos detríticos. En la matriz se identifica un entramado de grietas planares y poros tubulares orientados, principalmente paralelos a la laminación infrayacente, los cuales pudieron generarse por acomodación de raíces.

Horizonte terroso

Se trata de un horizonte blando y granular de potencia media que oscila alrededor de los 10 cm. Su base se adapta a la superficie superior del horizonte masivo-laminar y se encuentra compuesto mayoritariamente por peloides redondeados y granos recrecidos cuyo tamaño varía entre

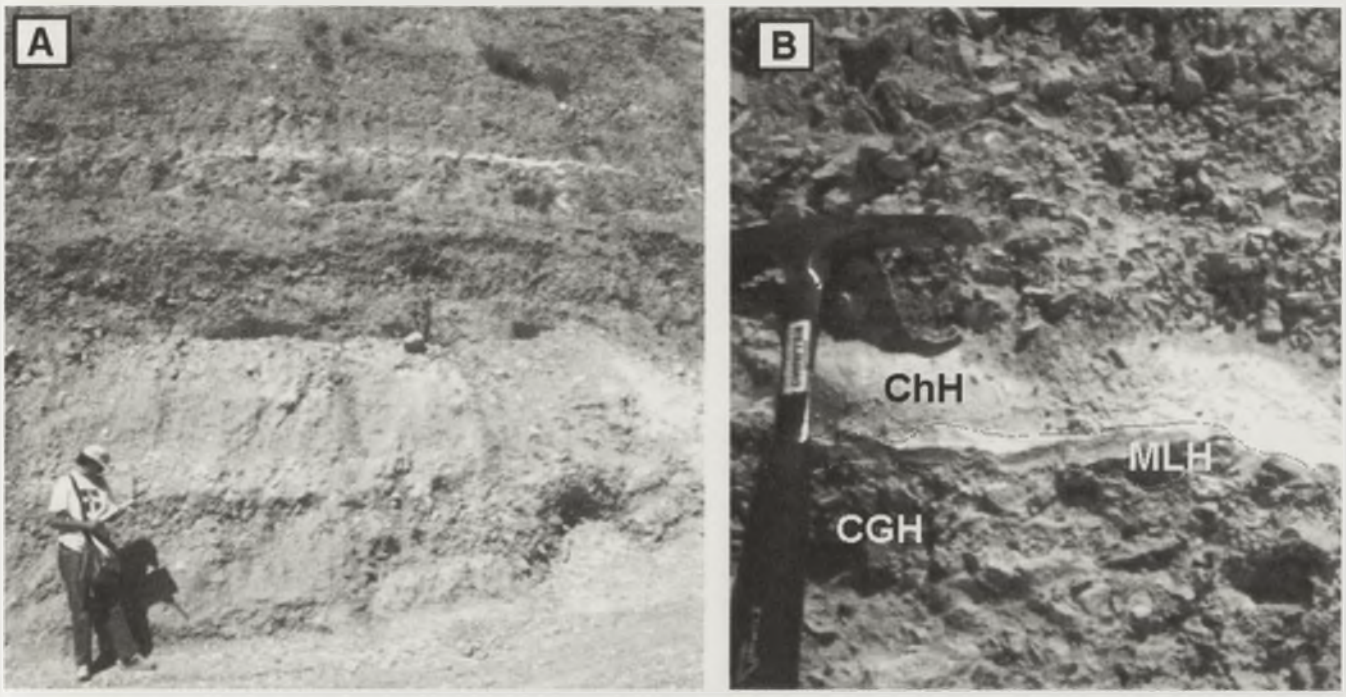


FIGURA 2: *(A) Unidades coluviales separadas por la presencia de un perfil de calcreta. (B) Horizontes distinguidos en el perfil de la calcreta. CGH: horizonte de gravas cementadas. MLH: horizonte masivo-laminar. ChH: horizonte terroso.*

20 y 300 µm. Estos recrecimientos están formados por una lamina fina (5 µm) de calcita micrítica. Por otro lado, la matriz se caracteriza por la gran abundancia de filamentos calcificados, algunos de los cuales muestran cristales de calcita perpendiculares a la orientación del filamento, aunque también existen filamentos sin calcificar.

ORIGEN DE LAS CALCRETAS

La formación de los distintos niveles de calcretas depende de la importancia de diferentes factores que actúan en las laderas donde se producen los depósitos coluviales, tales como la disponibilidad de agua, el crecimiento de las raíces y la morfología de la ladera.

La mayoría de los materiales estudiados se caracterizan por la presencia de fibras de calcita que corresponden posiblemente a *Microcodium*. En este caso, el desarrollo de formas en "Y" y la morfología de los filamentos no calcificados parecen indicar que su origen se encuentra en la actividad de hongos (Klappa, 1979; Phillips *et al.*, 1987; Goudie, 1996). Además, la existencia de poros tubiformes y grietas sugiere que esta actividad estuvo relacionada con las raíces de las plantas. Otros datos que indican que la mayor parte de los carbonatos neoformados tuvieron un origen edáfico mediado por actividad bacteriana son la presencia de peloides, granos recubiertos y estructuras alveolares. Por ello, de acuerdo con Wright and Tucker (1991) estas calcretas se clasifican como biogénicas o calcretas-ß.

El depósito biogénico de los carbonatos estuvo afectado por distintas variables que determinaron la formación de los horizontes observados. Así, la existencia de zonas de baja pendiente en la superficie del depósito coluvial puede generar áreas de elevada humedad que favorece una colonización rápida de las plantas. La actividad de las raíces aceleró el proceso de precipitación de los carbonatos endureciendo el horizonte Cmk y produciendo el horizonte de gravas cementadas, lo cual propició una reducción de la porosidad y de la permeabilidad. De esta forma, pudieron formarse microláminas de agua en el horizonte suprayacente que favorecieron una precipitación intensa de carbonato micrítico siguiendo las raíces de las plantas extendidas lateralmente por la dificultad que existía para atravesar el horizonte de gravas cementadas, dando lugar así a la formación del nivel masivo-laminar. La aparición del horizonte terroso encima del masivo-laminar puede explicarse por la superposición de un nuevo depósito coluvial que generó el espacio y el material apropiado para que ocurriera una nueva colonización de plantas con un sistema de raíces que favoreció la formación de peloides, recubrimientos de granos y entramado de filamentos mediados por la actividad biológica. Por último, la preservación del perfil observado debió producirse por el depósito de un nuevo depósito coluvial que selló los horizontes formados hasta ese momento.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los Grupos RNM 179 y 122 de la Junta de Andalucía.

REFERENCIAS

Alonso-Zarza, A.M., Silva, P.G., Goy, J.L, y Zazo, C. (1998): Fan-surface dynamics and biogenic calcrete

development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia). *Geomorphology,* 24: 147-167.

Goudie A.S. (1996): Organic agency in calcrete development. *Journal of Arid Environments,* 32: 103-110.

Klappa, C.F. (1979): Calcified filaments in Quaternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment. *Journal of Sedimentary Petrology,* 49: 955-968.

Khadkikar, A.S., Merh, S.S., Malik, J.N. y Chamyal, L.S. (1998): Calcretes in semiarid alluvial systems: formative pathways and sinks. *Sedimentary Geology,* 116: 251-260.

Phillips, S.E., Milnes, A.R. y Foster, R.C. (1987): Calcified filaments: an example of biological influences in the formation of calcrete in South Australia. *Australian Journal of Soil Science,* 25: 405-428.

Wright,V.P. y Tucker, M.E.. (1991): Calcretes: An introduction. En: *Calcretes* (V.P. Wright y M.E. Tucker, Eds). Blackwell, Oxford, 352 p.

Morfología y dinámica del *debris flow* submarino BIG'95

G. Lastras[1], M. Canals[1], R. Urgeles[1], J.E. Hughes-Clarke[2]

1 GRC Geociències Marines. Universitat de Barcelona. Spain.
2 Ocean Mapping Group. University of New Brunswick. Canada.

ABSTRACT

Sea-floor bathymetric and backscatter data is used to image one of the youngest major landslides in the Northwestern Mediterranean Sea. The landslide, a 26 km³ debris flow, covers 2,000 km² of the Ebro continental slope and base-of-slope offshore Spain. A pattern of low backscatter large sediment blocks which moved downlope while keeping their internal coherence separated by topographically low high backscatter lineations of coarse sediment is shown in the sea-floor images. The results of the interpretation of these features provide fundamental insights on the behaviour of submarine debris flows from which hydrocarbon search could greatly benefit.

***Key words**: slope stability, debris flow, backscatter, Ebro Margin, Western Mediterranean*

INTRODUCCIÓN

El Mediterráneo es una región activa geodinámicamente hablando. Muchas de sus sub-cuencas y de los territorios que las rodean están intensamente afectados por terremotos y por actividad volcánica. Esta actividad puede tener, y ha tenido, dramáticas consecuencias sobre la estabilidad del sedimento acumulado en estas cuencas, produciendo una gran cantidad de movimientos de masa submarinos; por citar algunos ejemplos, aquellos descritos por Gallignani (1982), El-Robrini *et al.* (1985), Huson y Fortuin (1985) o Rothwell *et al.* (2000).

El Mar Balear, en comparación con otras sub-cuencas mediterráneas, es relativamente poco activo. A pesar de esto, también se han descrito en ella diferentes e importantes movimientos de masa (Canals, 1985; Field y Gardner, 1990). Presentamos en este artículo los resultados del estudio del más grande y reciente movimiento de masa descubierto en esta sub-cuenca, el *debris flow* BIG'95.

MÉTODOS

Durante la campaña BIG'95 a bordo del B.I.O. Hespérides en 1995, realizada en el margen continental del Ebro, se observó un cuerpo sedimentario que presentaba facies sísmicas transparentes y caóticas mediante perfiles de muy alta resolución (sonda paramétrica TOPAS, Fig. 1). Este depósito fue interpretado como el resultado del mayor *debris flow* (flujo de derrubios) nunca observado en esta zona del Mediterráneo. Este gran deslizamiento submarino, llamado BIG'95, como la campaña en que fue identificado, cubre un área aproximada de 2.000 km² (unas cuatro veces el área de la isla de Ibiza) del talud y de la base del talud del Ebro, y, en sus partes más distales, del Canal de Valencia.

Posteriormente, se han realizado dos campañas oceanográficas más en el área del deslizamiento, que han permitido disponer de un conjunto de datos muy completo para el estudio de este depósito sedimentario. En la cam-

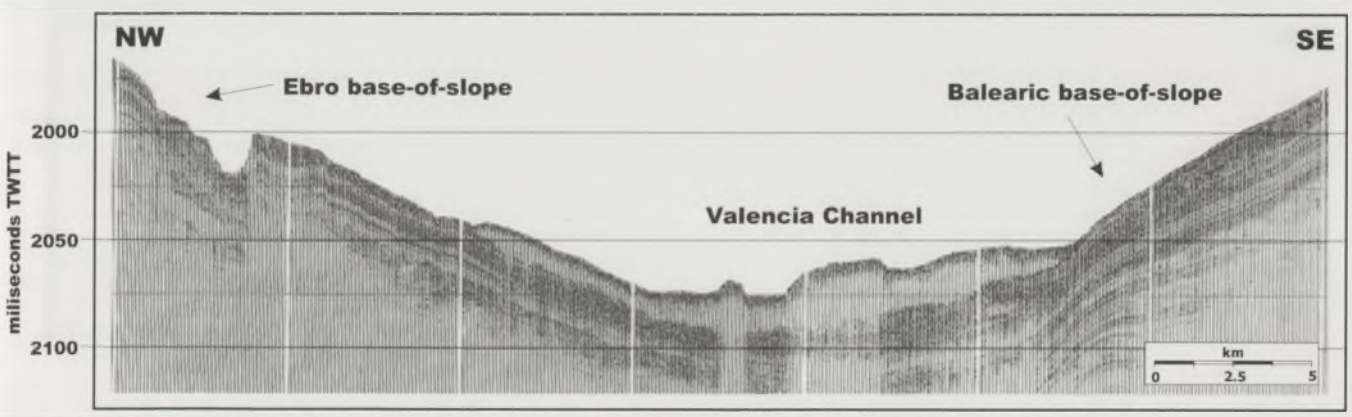


FIGURA 1: *Perfil sísmico de muy alta resolución de sonda paramétrica TOPAS de la zona distal del deslizamiento. Estos perfiles permitieron descubrir desde el primer momento la presencia del depósito, pues en ellos se muestra claramente una unidad de facies sísmica transparente, correspondiente al deslizamiento, en el techo de la serie sedimentaria estratificada. Localización del perfil, en figura 2.*

paña ya mencionada (BIG'95) se obtuvieron datos de batimetría de multihaz (EM-12E), perfiles de muy alta resolución (sonda paramétrica TOPAS), imágenes de sonar de barrido lateral (TOBI). Dos años más tarde se realizó la segunda campaña, a bordo del R/V L'Atalante, durante la que se obtuvo más recubrimiento de batimetría de multihaz (EM-12 Dual), perfiles de 3.5 kHz y en la que se recuperaron siete testigos de sedimento. Finalmente, en el año 1999 se realizó la hasta ahora última campaña en la zona a bordo del B.I.O. Hespérides, durante la que se obtuvo recubrimiento batimétrico de la plataforma (EM-1002), nuevos perfiles de TOPAS y perfiles sísmicos de alta resolución (*air-gun*).

SITUACIÓN Y MORFOLOGÍA

El *debris flow* BIG'95 está situado mar adentro frente a la ciudad de Castellón, al este de las Islas Columbretes, entre 39° 30' N y 40° 10' N, y 0° 55' E y 1° 55' E. Cubre un área de aproximadamente 2.000 km^2 entre los 600 y 2.000 m de profundidad y tiene un volumen total de unos 26 km^3 (Canals *et al.*, 2000). Las imágenes obtenidas mediante sonda multihaz de morfología del fondo marino y de intensidad de retrodifusión sonora han permitido el estudio en detalle de este deslizamiento (Fig. 2). Se han diferenciado cuatro áreas de morfologías claramente diferenciadas dentro del área del depósito (Fig. 3):

El área fuente, donde están presentes las diferentes cicatrices que han dado lugar al depósito, se encuentra por encima de los 1.300 m de profundidad. La cicatriz principal, de morfología sinuosa y 20 km de longitud, está orientada W-E de forma que su extremo occidental se encuentra a 600 m y su extremo oriental a 1.230 m de profundidad. Tiene una altura de 200 m y una pendiente de entre 5 y 17°. El escarpe de la cicatriz, según se puede observar en los perfiles sísmicos, continúa en el subsuelo como una falla normal con buzamiento hacia el sur que está relacionada claramente con una estructura en forma de domo

FIGURA 2: *Mapa combinado de intensidad de retrodifusión (en color; verdes, intensidad alta; azules y rojos, intensidad baja) y batimétrico (sombreado y curvas de nivel, iluminación desde el norte), que muestra la disposición en forma de bloques (Bl.) y depresiones entre bloques ("flow lines") de la parte intermedia del deslizamiento. A = cicatriz principal; B-E = cicatrices secundarias; Val. Ch. = Canal de Valencia. Se muestra la localización del perfil de la figura 1.*

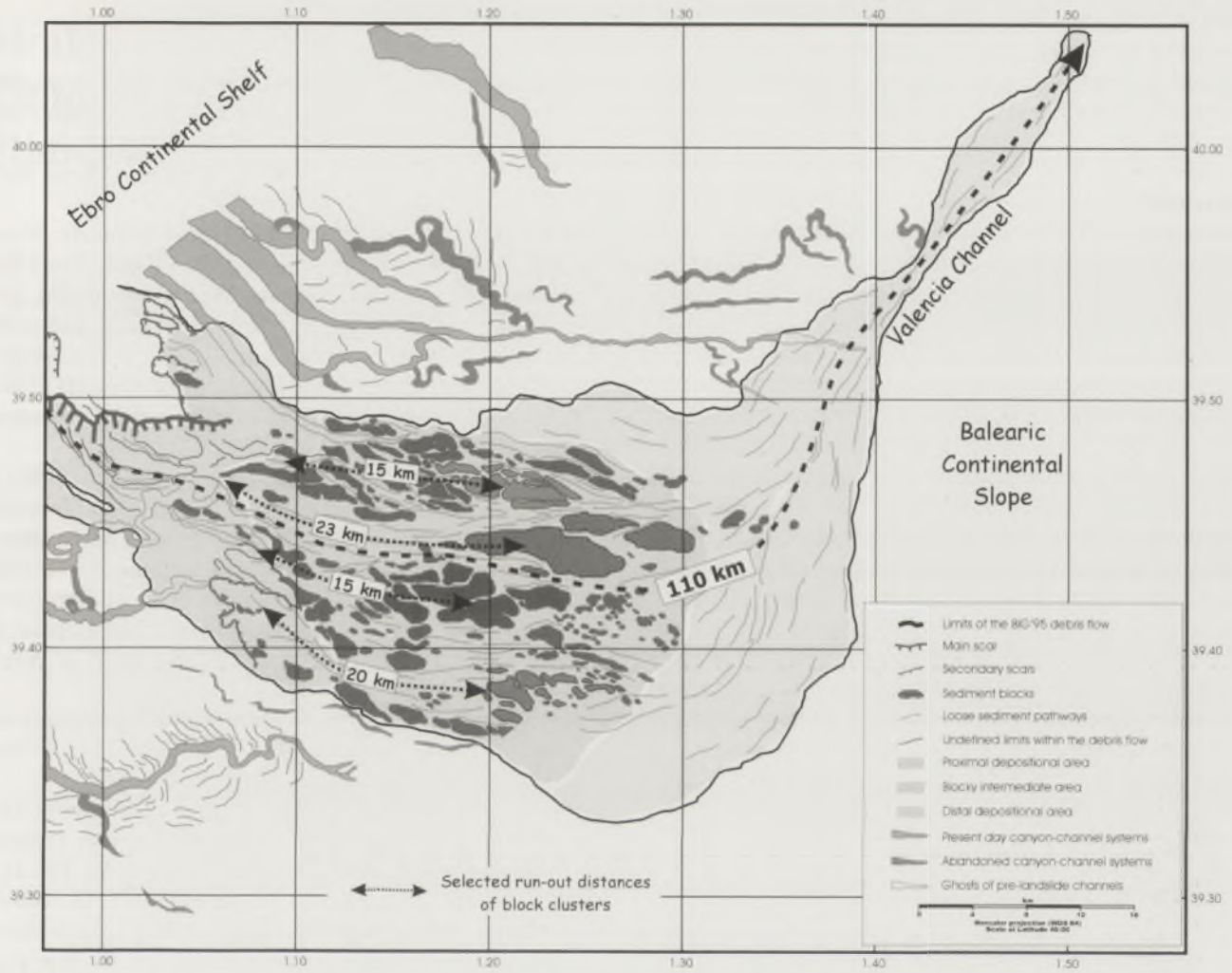


FIGURA 3: *Esquema de interpretación del mapa de la figura 2. Para su realización también se han tenido en cuenta otros datos obtenidos en las diferentes campañas realizadas. Muestra, entre otros aspectos, la situación de los bloques, cicatrices y depresiones lineales. En colores naranja, verde, violeta y azul se han diferenciado cuatro grupos de bloques encajantes entre si (ver texto para explicación) y para cada uno de ellos se han calculado las distancias recorridas (run-out). El color de relleno de fondo muestra las diferentes áreas diferenciadas en el texto.*

de naturaleza volcánica. A parte de la cicatriz principal, se han podido identificar otras cuatro cicatrices secundarias, de diferentes morfologías e importancia, que permiten inferir la complejidad del movimiento de masa.

El área de depósito proximal se encuentra situada al pie de la cicatriz principal y hasta los 1.400 m de profundidad y se caracteriza por ser relativamente plana, con pendientes inferiores a 1°. Constituye el principal depocentro del *debris flow*. En esta zona, el depósito alcanza los 135 m de potencia y nunca es menor de 60 m.

El área de depósito intermedia está situada entre los 1.400 m y los 1550 m. Su pendiente media es de 1,15° aunque en algunos lugares alcanza los 4,5°. El depósito aquí no alcanza los 40 m de potencia. En esta área se puede observar la presencia de grupos de bloques de sedimento, algunos de hasta 25 km^2 y 35 m de altura, que presentan una intensidad de retrodifusión baja, separados por pequeñas depresiones lineales que presentan, en contraste, una retrodifusión alta y, por tanto, unas características sedimentológicas distintas (Fig. 2).

El área de depósito distal, por debajo de los 1.550 m y hasta alcanzar el Canal de Valencia, está dominada por materiales de similares características a aquellos presentes en las depresiones entre los bloques del área deposicional intermedia. En este área prácticamente plana (<1° de pendiente), el depósito apenas alcanza los 15 m, aunque en la zona del Canal de Valencia, rellenado por el depósito del *debris flow*, se acumulan potencias de hasta 35 m.

En general, en la zona proximal, el movimiento de masa fluyó hacia el sudeste, girando hacia el este en la zona intermedia hasta alcanzar el talud balear, a partir de donde, dirigido por la topografía, fluyó hacia el noreste para terminar rellenando parte del Canal de Valencia.

CONCLUSIONES: DINÁMICA DEL *DEBRIS FLOW*

A partir de los datos obtenidos mediante las diferentes técnicas, se puede deducir una sucesión de acontecimientos que dio lugar al depósito final observado. Por diferentes posibles motivos (p.e., vulcanismo, sismicidad, altas

tasas de sedimentación o cambio en las condiciones del agua) una parte importante del sedimento acumulado en el talud del Ebro colapsó formando la cicatriz principal observada. A continuación, diferentes cicatrices secundarias se formaron talud abajo, a partir de las cuales se desgajaron grandes bloques de sedimento fino y muy fino (y por tanto, con baja intensidad de retrodifusión) característico de la base de talud que se desplazaron hacia el este recorriendo algunos más de 20 km (Fig. 3). Durante el recorrido, los grandes bloques se partieron en bloques más pequeños, siempre conservando la coherencia interna, hasta dar la morfología que se observa actualmente.

Del mismo modo en que se formaron cicatrices secundarias talud abajo de la principal, también se formaron otras cicatrices talud arriba, de las que fluyó material más grueso propio del talud superior y medio (y por tanto, de alta intensidad de retrodifusión) que enterró parte de la cicatriz principal y continuó desplazándose talud abajo entre los bloques antes descritos hasta alcanzar la zona distal y el Canal de Valencia, a más de 100 km de distancia.

El estudio del complejo deslizamiento BIG'95 proporciona nuevos datos sobre el comportamiento dinámico de los movimientos de masa submarinos, de los que la industria de exploración petrolera se puede beneficiar en gran medida, pues la exploración se traslada a zonas cada vez más profundas del talud y por tanto más susceptibles de inestabilidad sedimentaria.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado en el marco del proyecto COSTA (EC-VFP, Continental Slope Stability, EVK3-1999-00028) y del proyecto GRANDES (CYTMAR, MAR98-0347) con el apoyo de una beca FPI del Ministerio de Educación, Cultura y Deportes.

REFERENCIAS

Canals, M.(1985): *Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertura sedimentaria plio-cuaternaria*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 618 p.

Canals, M., Casamor, J.L., Urgelés, R., Lastras, G., Masson, D.G., Berné, S. y Alonso, B. (2000): The Ebro Continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mast wasting processes. *Gulf Coast Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 20th Annual Research Conference*, Houston, Texas (Ed. en CD-Rom).

El-Robrini, M., Gennessseaux, M. y Mauffret, A. (1985): Consequences of the El-Asnam Earthquakes: Turbidity Currents and Slumps on the Algerian Margin (Western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 5: 171-176.

Field, M.E. and Gardner, J.V. (1990): Pliocene-Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: A prograding-slope model. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 721-733

Gallignani, P., 1982. Recent sedimentation processes on the Calabria continental shelf and slope (Tyrrhenian Sea, Italy). *Oceanologica Acta*, 5: 494-500.

Huson, W.J. and Fortuin, A.R., 1985. The Lithinion Slide: A large submarine slide in the South Cretan Trough, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 65: 103-111

Rothwell, R.G., Reeder, M.S:, Anastasakis, G., Stow, D.A.V., Thomson, J. y Kähler, G. (2000). Low-stand emplacement of megaturbidites in the Western and Eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology*, 135: 75-86.

Stratigraphical distribution of ammonites and inoceramids in the Cenomanian/Turonian transition at Cassis (Bouches-du-Rhône, SE France) and Ganuza (Navarra, N Spain)

G. López [1,2], J. Philip[2], F. Cecca[2] and R. Martínez[1]

1 Departament de Geologia (Paleontologia). Fac. Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. Spain. gregori.lopez@blues.uab.es, Ricard.Martinez@uab.es.

2 Centre de Sédimentologie et Paléontologie. UMR 6019, case 67. Université de Provence. 3 place Victor Hugo. 13331 Marseille cedex 03. France. jphilip@newsup.univ-mrs.fr, Fabrizio.Cecca@newsup.univ-mrs.fr.

ABSTRACT

Two complete sections on the Cenomanian/Turonian transition are discussed, showing their possible proposal as reference sections in the definition of the base of the Turonian stage. The Cassis section is located at Bouches-du-Rhône, south-eastern France, while the Ganuza section is located at Navarra, northern Spain. Both sections show a more complete sedimentary record than the sequence at Pueblo, Colorado (USA), proposed as a Global Boundary Stratotype Section for the base of the Turonian stage. Cassis and Ganuza sections record many of the biostratigraphical data used to define the Cenomanian/Turonian boundary: ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, ostracods and nannoplankton. The distribution of two of them (ammonites and inoceramids) is herein discussed. Ammonite species in both sections are quite different and thus the relationship between ammonite and inoceramid zones in each section deserve different remarks.

Key words: *ammonites, inoceramids, Cenomanian/Turonian boundary, Cassis, Ganuza.*

INTRODUCTION

The Cenomanian has become one of the least controversial among the Cretaceous stage boundaries, especially by the discovery of a worldwide oceanic anoxic event and a possible mass extinction (Bengtson, 1996). Numerous biostratigraphical data have been used as markers for the Cenomanian/Turonian boundary. Two of the most widely accepted fossil markers for this boundary are ammonites and inoceramids. This paper focus on the distribution of ammonites and inoceramids in two sections at southern Europe: the Cassis section located at Bouches-du-Rhône, SE France, and the Ganuza section located at Navarra, N Spain.

CASSIS SECTION

The Cassis region (Bouches-du-Rhône, southeast France) enable to study in detail the Cenomanian-Turonian transition of two different environments: basin and carbonate platform with rudists (Jolet *et al.*, 1997, in press). Geographical proximity of both environments as well as interconnection of their characteristic sedimentary sequences are favourable evidences to build accurate bio-lithostratigraphical correlations.

The Cassis section crops out along the coast, to the south of the town of Cassis, between the "Pointe des Lombards" and the lower part of the Suberyan Cliffs through the Anse Ste Madelaine, Pointe Corton and Anse de l'Arène. At Cassis the Cenomanian rests uncorformably on the upper Aptian. A lithostratigraphic and sequence stratigraphy study has recently been carried out on this section (Philip, 1998).

The exceptionally favourable outcrop conditions in the Cassis-la Bédoule region allows detailed litho and biostratigraphic correlations between basin (Cassis) and platform (la Bédoule) facies, on a sequence of less than ten kilometres long. The integrated biostratigraphy in both areas is based on ammonite, planktonic foraminifera, inoceramid, rudist and ostracod faunas (Jolet, 1996; Jolet *et al.*, 1997, in press).

The Cassis section shows a thick marl sequence which ranges from the upper Cenomanian (Guerangeri and Geslinianum Zones) to the middle Turonian (Woollgari Zone). The lower part of this sequence is bevelled towards the platform where it is replaced by a hardground overlain by a glauconitic level related to Nodosoides Zone. The glauconitic deposits, with *Mammites nodosoides*, can be related to a maximum flooding phase.

The discovery of an abundant ammonite fauna gives way to establish a detailed biochronologic framework for the Cenomanian-Turonian transition, referring it to the standard scale. Four ammonite zones have been recognised, characterising the late and topmost

Cenomanian, and the early and middle Turonian. The poorly preserved ammonites, recently described by one of us (Cecca, in press), enabled us to recognize the late Cenomanian Geslinianum and Juddii Zones, the early Turonian Nodosoides and possibly the middle Turonian Woollgari Zones.

Planktonic foraminifera, inoceramid, rudists and ostracod biozones have been calibrated with the ammonite standard biozones. Inoceramids are mainly represented by some species of the *Mytiloides* lineage. Nevertheless, the first occurrences of *Mytiloides wiedmanni* and *M. kossmati* in the lower part of the upper Cenomanian ammonite zone (Geslinianum Zone) at Cassis discourage to use both inoceramid species as possible markers of the Cenomanian/Turonian boundary, and thus the relationship between ammonite and inoceramid zones must be discussed.

GANUZA SECTION

The section at Ganuza, northern Spain, is a composite section of an expanded Cenomanian-Turonian (C/T) transition where the *Whiteinella archaeocretacea* Zone is about 45-50 m thick (Lamolda *et al.*, 1997). It is located to the west of Estella, in the eastern Bascocantabrian Region. The Ganuza section represents deposition on a subsiding platform. There is no evidence of stratigraphic gaps in the sequence which consist of an alternation of marl, marly limestone and limestone, with marl becoming more common towards the top, and some silty beds occurring towards the base. The sediments were deposited in a middle-outer shelf environment, according to the ostracod and foraminifera assemblages recovered (Lamolda *et al.*, 1997).

The upper Cenomanian and lowermost Turonian succession at Ganuza is very complete, showing a rich fossil record, both macro- and microfossils. Such characteristics make this section especially suitable for characterising the Cenomanian/Turonian boundary. Nevertheless, at Ganuza section, the ammonite record is not very abundant and shows some gaps in the species distribution (Lamolda *et al.*, 1989, 1997; Santamaría, 1992, 1995); thus the Cenomanian/Turonian boundary must be placed by means of other biostratigraphical markers. The Geslinianum Zone is recognised by the first occurrences of worldwide ammonite species *Euomphaloceras septenseriatum* and *Calycoceras naviculare*, and this zone is followed by 15 m of no ammonite record. *Kamerunoceras* sp. is the first Turonian ammonite recognised at Ganuza, while *Kamerunoceras calvertense* is recorded 25 m above it and *Mammites nodosoides* is recorded 5 m above. Thus the Cenomanian/Turonian boundary at Ganuza is determined by an integration of all biostratigraphical markers available.

Inoceramids are very abundant in the lower Turónian of Ganuza and all species belong to genus *Mytiloides*. Many of the species shows a worldwide distribution and some of them also occurs at Cassis section. The first occurrence of the planktonic foraminifer *Helvetoglobotruncana helvetica* in levels coeval with *Kamerunoceras* sp. and *Mytiloides submytiloides*, and below first occurrence of *Mytiloides kossmati kossmati* is a good index for characterising the Cenomanian/Turonian boundary (Lamolda *et al.*, 1997).

DISCUSSION

The Turonian Working Group of the Subcomission on Cretaceous Stratigraphy for Global boundary Stratotype Sections proposed the base of Bed 86 in the section at Rock Canyon anticline west of Pueblo, Colorado, USA, as a base of the Turonian stage (Bengtson, 1996).

On the basis of the comparison of the Pueblo reference section with that studied at Cassis it appears that the latter displays a more complete sedimentary record for the Cenomanian/Turonian boundary. The stratigraphic interest of the Cassis section just lies in the clear correlations that can be established between carbonate platform with rudists and basinal facies with ammonites, inoceramids and planktonic foraminifera. Moreover, correlations can be established with Cenomanian and Turonian classical stratotype regions. All arguments herein discussed support, in our sense, the proposal previously presented by Jolet *et al.* (1997) in considering the Cassis section as a reference section of the Cenomanian-Turonian boundary. Other detailed data referring to the geochemistry of both trace elements (Mn) and stable isotopes ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}C$), as well as on nannoplankton are in the way to be published and they will complete the results herein discussed (Jolet *et al.*, in press).

The Cenomanian/Turonian boundary in the Ganuza section should lie within the 1 m thick interval between samples GZ 56 and GZ 57. A good proxy for this boundary is the first occurrences of both *Mytiloides kossmati* and *Kamerunoceras* sp. Successive occurrences of planktonic foraminifera and nannoplankton characterise the completeness of C/T transition and may be a good proxy for the C/T boundary. Nevertheless, the relationship between ammonite and inoceramid zones at Cassis and Ganuza show important differences, and a more accurate analysis and discussion on their relationship with other biostratigraphical markers is in progress.

Comparison of bed thickness between *Rotalipora greenhornensis* and *R. cushmani* and the FO of the nannofossil species *Quadrum garnetri* events, recognised worldwide, with coeval sections elsewhere, has revealed that the Ganuza succession is about five times thicker than that at Pueblo, Colorado (USA), seven times that at Dover, Southeast England, and twice that at Eastbourne, southern England (Lamolda *et al.*, 1997).

REFERENCES

Bengtson, P. (compiler) and Cobban, W.A., Dodsworth, P., Gale, A., Kennedy, W.J., Lamolda, M.A., Matsumoto, T., Reyment, R.A., Seibertz, E. and Tröger,

K.A. (1996): The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique - Sciences de la Terre*, 66 supp: 69-79.

Cecca, F. (in press): The ammonites of the Cenomanian-Turonian transition of Anse de l'Arène section (Cassis, SE France). *Geobios*, 34, 2.

Jolet, P. (1996): *Etude stratigraphique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique: le Turonien de Provence (S.E. France)*. Thèse Doctoral, Univ. Provence, 221 p.

Jolet, P., Philip, J., Thomel, G., López, G. and Tronchetti, G. (1997): Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomanien-Turonien. La coupe de Cassis (Bouches-du-Rhône, France): proposition d'un hypostratotype européen. *Comptes Rendus de l'Académie Sciences Paris*, 325: 703-709.

Jolet, P., Philip, J., Cecca, F., Thomel, G., López, Tronchetti, G. and Babinot, F. (in press): Integrated platform/basin biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (S.E. France). *Geobios*, 34, 2.

Lamolda, M.A., Gorostidi, A., Martínez, R., López, G. and Peryt, D. (1997): Fossil occurrences in the Upper Cenomanian-Lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 18: 331-353.

Lamolda, M.A., López, G. and Martínez, R. (1989): Turonian integrated biostratigraphy in the Estella Basin (Navarra, Spain). In: *Cretaceous of the Western Tethys* (J. Wiedmann, Ed.). Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 145-159

Philip, J. (1998): Sequences and systems tracks of mixed carbonate-siliciclastic platform-basin sttings. The Cenomanian-Turonian stages of Provence Southeastern France). In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, (P.C. de Graciansky, T. Jacquin, and E.Vail, Eds), Society of Economic Paleontologists and. Mineralogists, Special Publication 60. 387-395.

Santamaría, R. (1992): Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma nord-castellana y la cuenca navarro-cántabra. Parte I. Bioestratigrafía y sistemática: Phylloceratina, Ammonitina (Desmoceratáceae y Hoplitaceae) y Ancyloceratina. *Treballs Museo Geologic Barcelona*, 2: 171-268.

Santamaría, R. (1995): Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma nord-castellana y la cuenca navarro-cántabra. Parte II. Sistemática: Acanthoceratáceae. *Treballs Museo Geologic Barcelona*, 4: 15-131.

Respuesta sedimentaria a la formación de pliegues y cabalgamientos en el margen SE de la cuenca del Ebro

M. López-Blanco

Departament d'Estratigrafia i Paleontologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitària. 08028 Barcelona. miguel@natura.geo.ub.es.

ABSTRACT

The Catalan Coastal ranges are an Alpine structural unit in the NE of the Iberian Peninsula. The Paleogene sedimentary evolution of the SE basin margin is closely related to the tectonic evolution of the adjoining Catalan Coastal ranges, a transpressive chain characterized mainly by contractional structures. The syntectonic condition of the Paleogene deposits of the Ebro basin is evidenced by facies directly related to the growth of structures, thinning, fanning and truncation of sedimentary units towards the growing structures, as well as by abrupt changes in clasts composition. A tectonosedimentary evolution of ~17 My has been deduced: a) folds and thrusts involving Mesozoic rocks were developed during Ypresian (resulting in the deposition of Mesozoic cover derived breccias); b) large-scale fold growth mostly from Lutetian to early Bartonian (leading to progressive unconformities, fanning and growth strata); c) out of sequence basement-involving thrusting during Lutetian and Bartonian (development of large alluvial fans). These events did not take place simultaneously along the 30 km long basin margin studied; there is a clear NE to SW migration of the deformation, observed along the whole Catalan Coastal ranges and the South Pyrenean foreland basin.

Key words: *progressive unconformities, growth strata, intercutaneous thrust wedges, alluvial syntectonic sedimentation, Ebro basin.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Ebro es una cuenca de antepaís asimétrica cuyo margen SE está asociado al desarrollo de las cadenas costeras catalanas (CCC) (Fig. 1). La estructuración transpresiva de las CCC dió lugar al desarrollo de una serie de unidades sedimentarias, relacionadas con su evolución tectónica (Anadón, 1978). La respuesta sedimentaria a la estructuración se refleja en la composición de los clastos, evolución de las facies, madurez textural, presencia de discordancias locales y regionales así como considerables variaciones de potencias tanto perpendicularmente como paralelamente al margen.

Las CCC están situadas entre la cuenca del Ebro y el surco de Valencia (Fig. 1) y su estructura refleja la sobreimposición de estructuras compresivas, producidas durante el crecimiento de una cadena transpresiva de intraplaca paleógena (Anadón *et al.*, 1985) y extensionales, generadas al convertirse en el margen W del surco de Valencia a partir del Oligoceno superior (Roca y Guimerà, 1992). La estructura de la cadena paleógena es el resultado de un sistema de cabalgamientos de zócalo dirigidos hacia el NW, relacionados con fallas direccionales senestras de orientación NE-SW (Guimerà, 1984, Anadón *et al*, 1985). El sistema de cabalgamientos aflora principalmente en una estrecha franja orientada NE-SW (cadena Prelitoral) situada entre la cuencas del Vallès-Penedès y del Ebro (Fig. 1).

Las rocas que constituyen este margen de la cuenca del Ebro y cadena Prelitoral se pueden subdividir en zócalo hercínico, cobertera triásica y Paleógeno. El zócalo hercínico está constituido por rocas del Ordovícico intruidas por granitoides del Carbonífero. La cobertera mesozoica está representada por una sucesión incompleta del Trías Germánico formada por el Buntsandstein, Muschelkalk inferior, medio y superior y, localmente, facies Keuper. La estratigrafía del Paleógeno en esta zona ha sido estudiada por Anadón (1978) y López Blanco (1996) y consiste en una serie de unidades continentales que hacia la cuenca, pasan a depósitos marinos (Grupo Santa Maria) durante el Bartoniense. Las diferentes unidades y formaciones, así como sus relaciones, se muestran en la figura 2.

ESTRUCTURA

La estructura frontal de la cadena Prelitoral en el area estudiada es básicamente de tipo contraccional y se resume en la figura 3. Dicha estructura consiste principalmente en una serie de cuñas intracutáneas de cabalgamiento dirigidas hacia el antepaís con su sinclinal de antepaís asociado, a su vez cortados por un cabalgamiento fuera de

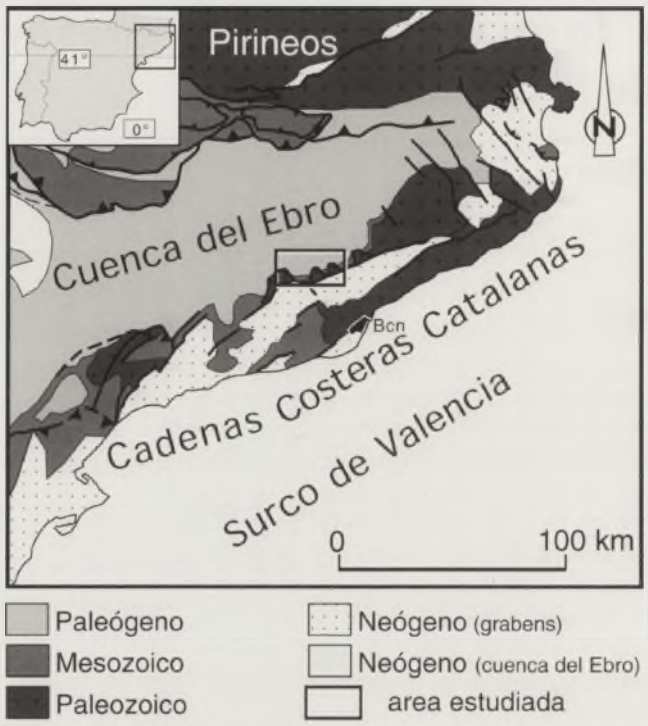


FIGURA 1: *Mapa geológico del NE de la península Ibérica mostrando las principales unidades geológicas.*

secuencia de gran escala dirigido también hacia el antepaís (Fig. 3).

Las cuñas intracutáneas de cabalgamiento pueden ser profundas (involucrando materiales del zócalo y cobertera inferior) o someras (involucrando materiales de la cobertera triásica). Debido a la presencia de varias cuñas en una misma sección, el bloque inferior del cabalgamiento fuera de secuencia está muy deformado por cabalgamientos y retrocabalgamientos (que delimitan las cuñas) que dan lugar a un sinclinal de antepaís complejo. El cabalgamiento fuera de secuencia de lugar a una serie de grandes láminas cabalgantes de zócalo.

Existen una serie de discordancias sintectónicas que afectan desde los depósitos de la fm. El Cairat hasta los conglomerados de Montserrat (Figs. 2 y 3), asociadas al crecimiento de pliegues relacionados con el emplazamiento de las cuñas intracutáneas de cabalgamiento.

Una estructura mayor presente en esta zona es una zona de salbanda de falla ancha y casi vertical de orientación ENE-WSW a ESE-NNW (Fig. 3), interpretada como una falla direccional. Los cabalgamientos se enraizan en esta zona de falla (Julià y Santanach, 1984) por lo que su movimiento sería simultáneo.

Existen también una serie de fallas transversales de buzamiento alto que afectan tanto a la cadena Prelitoral como a los depósitos de la cuenca del Ebro y que, en ocasiones, limitan porciones de la cadena con estilos de deformación diferentes.

EVOLUCIÓN DEL MARGEN DE LA CUENCA

La evolución tectonosedimentaria del margen estudiado se resume en la Tabla I. En las cinco secciones se ha observado una evolución similar: 1) Emplazamiento de cuñas de cabalgamiento intracutáneas someras que dan lugar a la deposición de brechas monomícticas derivadas de la cobertera triásica y a la formación de discordancias sintectónicas y *growth strata*. 2) Plegamiento relacionado con el emplazamiento de las cuñas intracutáneas de cabalgamiento profundas que da lugar a la formación de *growth strata* y discordancias sintectónicas. 3) Emplazamiento de cabalgamientos fuera de secuencia de gran escala que dan lugar al desarrollo de abanicos aluviales y sistemas fluviales.

A pesar de existir una evolución similar en todo el margen, los episodios tectónicos no son sincrónicos a lo largo de los 30 km estudiados. El caracter diacrónico a gran escala de la estructuración del margen SE de la Cuenca del Ebro ya fué citado por Anadón *et al.*, (1985). En la zona E (Sant Llorenç del Munt), los tres episodios están bastante juntos en el tiempo (secciones de Ripoll y Matadepera). Incluso los episodios 2 y 3 parecen ser simultáneos o alternantes durante un período de tiempo relarivamente corto. En la zona W, la evolución es similar pero entre el emplazamiento de las cuñas intracutáneas de cabalgamiento someras y profundas hubo un período sin evidencias claras de actividad tectónica.

Las brechas de El Cairat (de edad comprendida entre el Ilerdiense inferior y pre-Luteciense según Anadón, 1978) son la respuesta sedimentaria al emplazamiento de las cuñas intracutáneas de cabalgamiento. Así, el emplazamiento de éstas se pudo producir durante el Ypresiense.

El emplazamiento de las cuñas profundas, es diacrónico y más joven cuando nos desplazamos de NE a SW (Tabla I). Hacia el NE se produjo en el Cuisiense-Luteciense (Anadón, 1978). En las secciones del SW se desarrolló durante el Luteciense superior-Bartoniense inferior.

Las láminas cabalgantes fuera de secuencia también se emplazaron de forma diacrónica. En Sant Llorenç del Munt (NE), estas estructuras comenzaron su movimiento en el Cuisiense-Luteciense. En Coll Cardús, el emplazamiento comenzó en el Bartoniense (~41 M.a.). En la sección de Sant Salvador, el cabalgamiento es posterior a la cuña marina de Monistrol, es decir, post ~39.7 M.a. En la sección de Montserrat el emplazamiento se inició en el Bartoniense, entre ~39.7 y ~39 M.a. La edad del último movimiento de estos cabalgamientos no está bien definida ya que no encontramos depósitos terciarios que fosilicen las estructuras.

CONCLUSIONES

A lo largo de la porción estudiada de las CCC, la mayor parte de las meso- y macroestructuras paleógenas son contractivas y probablemente se enraizan en una falla direccional senestra de gran escala. La evolución tectónica es similar en todas las secciones estudiadas, comenzando por el emplazamiento de cuñas intracutáneas de cabalgamiento someras, seguidas por el crecimiento de un gran sinclinal de antepaís (asociado al emplazamiento de cu-

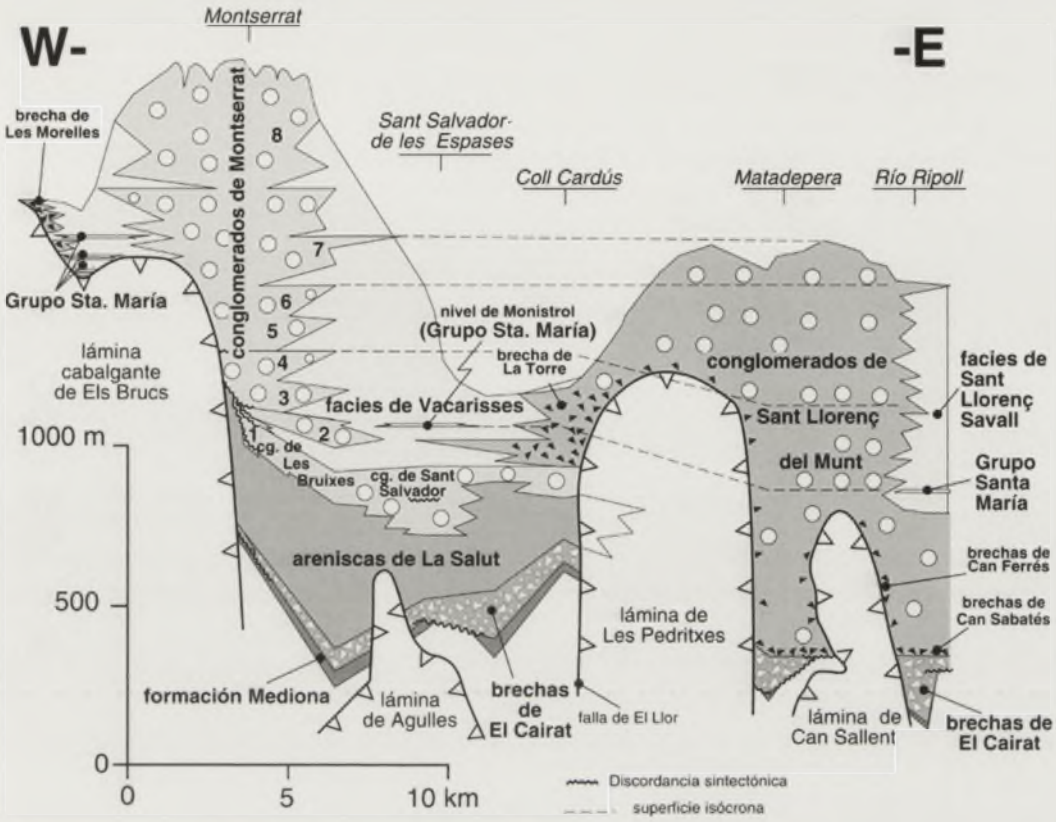


FIGURA 2: *Panel estratigráfico del Paleógeno del margen SE de la cuenca del Ebro. Fm. Mediona: lutitas rojizas con paleosuelos (Thanetiense-Ilerdiense). Brechas del Cairat: brechas de clastos triásicos con lutitas, areniscas y conglomerados (Ilerdiense y pre-Luteciense). Areniscas de La Salut: areniscas rojas con lutitas y conglomerados (Cuisiense-Luteciense). Conglomerados de Montserrat: conglomerados polimícticos de aluviales en los que dominan los clastos de la cobertera mesozoica (Luteciense-Bartoniense). Conglomerados de Sant Llorenç del Munt: conglomerados polimícticos aluviales en los que dominan los clastos del zócalo (Cuisiense-Bartoniense). Niveles de Can Sabater, Can Ferrés, La Torre y Les Morelles: brechas de clastos de materiales del zócalo. Facies de Vacarisses y de Sant Llorenç Savall: lutitas rojas con intercalaciones conglomeráticas y arenosas que representan los depósitos distales aluviales. Grupo Santa María: depósitos marinos y costeros bartonienses.*

ñas intracutáneas de cabalgamiento profundas) y finalizando con el emplazamiento de cabalgamientos fuera de secuencia que involucran materiales de zócalo.

Las cuñas intracutáneas pueden ser compuestas y se suelen organizar en secuencias de bloque inferior (*piggy back*). El plegamiento progresivo sinsedimentario queda registrado en toda una serie de discordancias sintectónicas localizadas en diferentes posiciones estratigráficas en cada una de las secciones.

Existe una serie de fallas transversales que alteraron el estilo deformacional de la cadena y controlan la situación de paleovalles que alimentan los principales sistemas aluviales (Monserrat y Sant Llorenç del Munt).

La duración mínima de la tectónica de cabalgamientos en este area es de 17 M.a. Esta deformación comenzó en el sector NW y se propagó con el tiempo hacia el SW. Esta migración de pequeña escala (~30 km) de las estructuras hacia el SW, está de acuerdo con las observaciones de otros autores a lo largo de los 200 km de las CCC (Anadón *et al.*, 1985). Esta migración de la deformación hacia el SW se puede relacionar con el desencadenamiento y comienzo de la actividad tectónica por la transmisión de los esfuerzos hacia el S desde el margen N de la placa ibérica bajo los Pirineos (Vergés *et al.*, 1998)

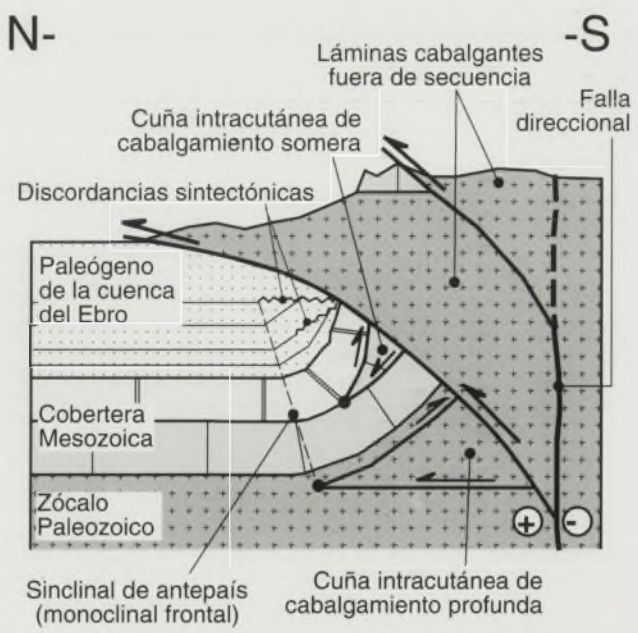


FIGURA 3: *Corte geológico idealizado donde se resume la estructura de la cadena Prelitoral en la zona estudiada.*

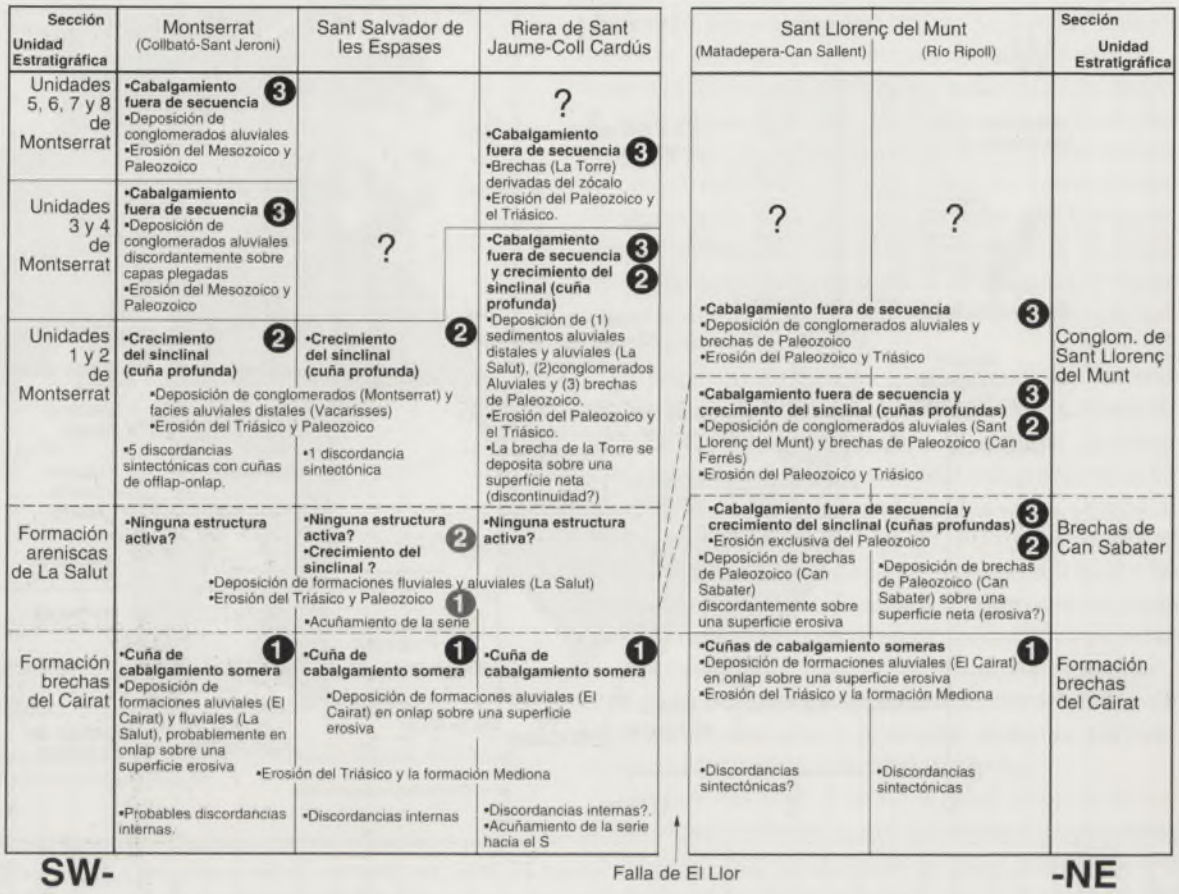


TABLA I: *Cronología de la evolución tectonoestratigráfica en cinco secciones a través de la cadena Prelitoral y la cuenca del Ebro y en cinco episodios diferentes. Los números en círculos negros indica diferentes episodios en la evolución. 1: cuñas intracutáneas de cabalgamiento someras -CICS-, 2: formación del sinclinal debido al emplazamiento de cuñas intracutâneas de cabalgamiento profundas -SA (CICP)- y 3: cabalgamientos fuera de secuencia -CFS-. Los números encerrados en círculos blancos indican cierta incerteza.*

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fué financiado por la Generalitat de Catalunya (Grup de Recerca: Geodinàmica i Anàlisi de Conques CIRIT 1999 SGR 00064) y por el Ministerio de Educación y Ciencia (CAICYT proyecto nº PB97-0882-c03-01).

REFERENCIAS

Anadón, P. (1978): *El Paleógeno continental anterior a la transgresión Biarritziense (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (prov. de Tarragona y Barcelona).* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona. *Estudios Geológicos*, 34: 341-440.

Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. y Santanach, P. (1985): Paleogene strike-slip tectonics and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. En: *Strike-slip Tectonics and sedimentation* (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37: 303-318.

Guimerá, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the NE Iberia Peninsula. *Geological Magazine,* 121: 413-420.

Julià, R. y Santanach, P. (1984): Estructuras en la salbanda de falla paleógena de la falla del Vallés-Penedés (cadenas costeras catalanas): su relación con el deslizamiento de la falla. En*: I Congreso Español de Geología*, Comunicaciones, 3: 47-59.

López-Blanco, M. (1996): *Estratigrafía secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica).* Tesis doctoral, Univ. de Barcelona.

Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). En: *Geology and Geophysics of the Valencia trough, Western Mediterranean* (E. Banda y P. Santanach, Eds). *Tectonophysics*, 203 : 203-218.

Vergés, J., Marzo, M., Santaeulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A. y Giménez-Montsant, J. (1998): Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. En: *Cenozoic Foreland basins of western Europe.* (A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher, y M. Fernàndez, M., Eds), Geological Society London, Special Publications, 134: 107-134.

Análisis sísmico-acústico de alta resolución del gas somero en la Ría de Muros-Noia (NO España)

J. Magariños-Álvarez, S. García-Gil y F. Vilas

Departamento de Geociencias Marinas y O. T. Facultad de Ciencias. Universidade de Vigo. 36200 Vigo (Pontevedra). jma@uvigo.es.

ABSTRACT

Analysis and interpretation of high-resolution seismic reflection and side-scan sonar records has been performed in order to detect shallow gas signatures in the Ría de Muros-Noia (NW Spain). Four main types of gas accumulations have been distinguished: 1) acoustic blanking s.s., with a flat top surface and kilometric extent, 2) acoustic curtains, with a convex top surface and less than a hundred meters of lateral extent, 3) acoustic columns, with an enhanced reflector at the top, and 4) acoustic turbidity. Mapping of these features reveals the presence of a large gas field where gas accumulates from the close seabed surface up to 8 m. Two gas escape features have been also recognised: 1) acoustic plumes into the water column, rising up to 20 m above the seafloor, and 2) pockmarks on the present seabed, easily recognised as high reflectivity areas in the side-scan sonar records.

Key words: *high-resolution seismics, gas accumulations, gas seeps, rías, Galicia.*

INTRODUCCIÓN

Los sedimentos con gas en el medio marino son un fenómeno descrito a escala mundial en diferentes ambientes, tales como dorsales mediocеánicas, márgenes convergentes y plataformas de márgenes pasivos. Schüler (1952) fue el primero en mencionar el efecto de enmascaramiento acústico de los sedimentos, en registros de ecosonda de las bahías de Eckernförde y Kiel (SO Mar Báltico), debido a la presencia de gas libre. Este efecto lo denominó *Basin Effect*. En los registros sísmicos la presencia de gas en los sedimentos provoca la atenuación y dispersión de la energía acústica, disminuyendo su penetración, produciendo un efecto de apantallamiento acústico (*gas blanking, acoustic masking, acoustic turbidity*; Hovland y Judd, 1988).

Diversos artículos han descrito asimismo la presencia de gas en zonas costeras, tales como bahías o estuarios, de todo el mundo. A lo largo de las costas españolas se han encontrado acumulaciones de gas somero en diversos ambientes marinos, como el talud del Golfo de Cádiz (Ercilla y Baraza, 1996) y las Rías Baixas: Muros-Noia (Acosta, 1982), Arousa (Rey, 1993, García-Gil *et al.*, 2000), Pontevedra (García-Gil *et al.*, 1999b) y Vigo (García-García *et al.*, 1999).

MARCO DE REFERENCIA

La Ría de Muros–Noia ocupa la posición más septentrional y es la de menor tamaño dentro de las Rías Baixas, con una orientación de su eje mayor en dirección N60ºE (Fig. 1). Su forma es de embudo en planta, con 125 km^2 de superficie, 12,5 km de longitud en su eje mayor, y una anchura muy variable, que va desde 1,3 km hasta 7,9 km. Aunque en su interior se localizan algunas pequeñas islas, la mayor de las cuales es Isla Quiebra (situada en la parte más interna de la ría), a diferencia de las otras tres Rías Baixas (Vigo, Pontevedra y Arousa) en la entrada de la Ría de Muros-Noia no aparece ninguna isla que actúe de protección frente a la alta energía de los temporales del SO. En la boca de la ría se alcanzan profundidades de 51 m, mientras que en la cabecera la profundidad disminuye hasta 5,5 m. La batimetría y el régimen hidrodinámico controlan la distribución sedimentaria de los fondos de la Ría de Muros-Noia.

Desde el punto de vista geológico, la costa gallega se encuadra dentro del cinturón orogénico hercínico. En la región de la Ría de Muros-Noia se distinguen varios dominios geotectónicos sobre los que se suponen varios fenómenos de deformación y metamorfismo, que han dado como resultado un substrato rocoso formado principalmente por rocas graníticas y metamórficas (metasedimentos). A estas últimas se les atribuye edades comprendidas entre el Precámbrico y el Silúrico, mientras que el emplazamiento de masas graníticas tuvo lugar a lo largo del ciclo hercínico, durante y con posterioridad a las fases de deformación, originando en algunos casos metamorfismo de contacto. La tectónica post-hercínica se caracteriza por la generación de importantes sistemas de fracturación que siguen lineaciones SO-NE, N-S y ONO-ESE. Algunas de estas fracturas fueron reactivadas durante el Mioceno-Plioceno, produciendo basculamientos de bloques. Estos movimientos pueden haberse extendido hasta el Cuaternario (Pannekoek, 1966; García-Gil *et al.*, 1999b).

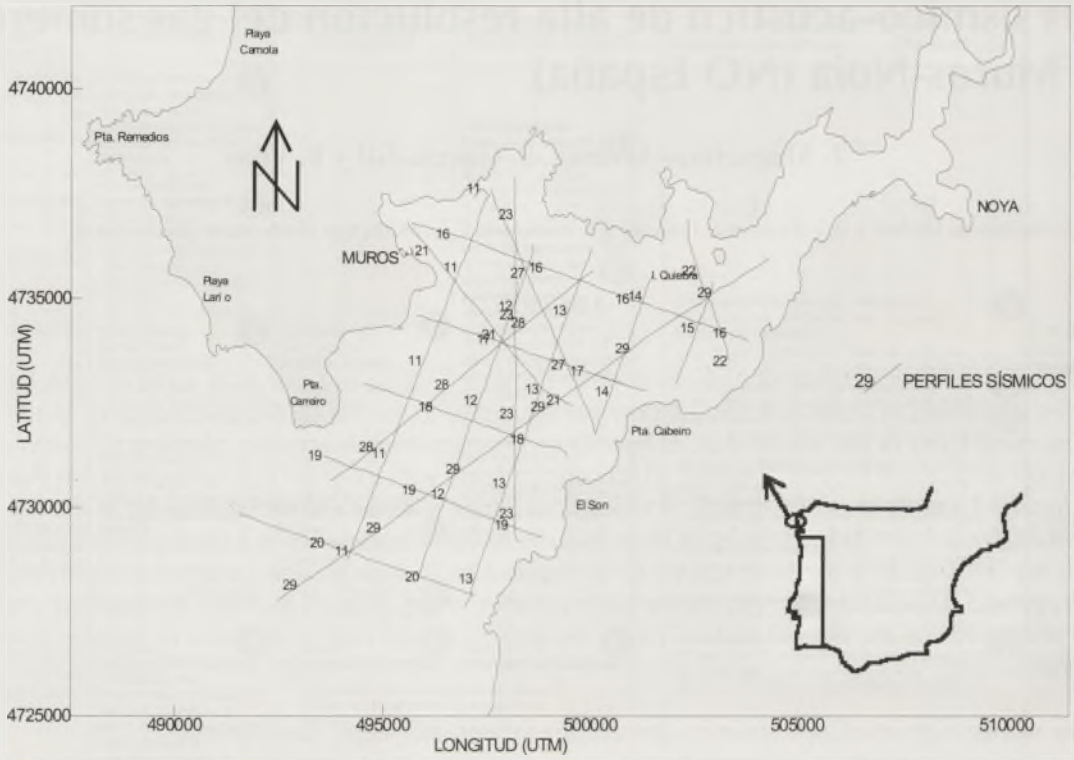


FIGURA 1: *Localización geográfica y situación de la malla de perfiles geofísicos realizados.*

METODOLOGÍA

Durante la campaña geofísica realizada en la Ría de Muros-Noia en abril de 1999 a bordo del B/O "Mytilus" se obtuvo un total de 169 km de registros sísmico-acústicos de alta resolución, siguiendo una malla rectangular con las líneas espaciadas de 1,5 km a 2 km (Fig. 1). Se han interpretado perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución obtenidos usando un Geopulse (Bubble Pulser SPR-1200), cuya onda se recibe en una serie de 8 hidrófonos. También se realizaron registros con un perfilador de fondos trabajando a 3,5 kHz. Además se han utilizado registros de sonar de barrido lateral (375 kHz) con una cobertura lateral de 150 m, y se empleó una ecosonda modelo KODEN CVS-106 para determinar la profundidad. Para la navegación y el posicionamiento se ha usado un DGPS, modelo FURUNO GP-35, combinado con una unidad de Trisponder.

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Las acumulaciones de gas presentes en el relleno sedimentario de la Ría de Muros-Noia son claramente reconocibles en los perfiles sísmicos de alta resolución, tanto en los registros de Geopulse como en los de perfilador de fondos (de forma mucho más clara y evidente en estos últimos).

A partir de la clasificación de gas somero establecida para la Ría de Vigo por García-Gil *et al.* (1999a), basada en la respuesta sísmica, geometría y dimensiones, el análisis de los registros sísmicos permite identificar en la Ría de Muros-Noia cuatro tipos principales de acumulaciones de gas: 1) Apantallamientos acústicos *s.s.*; 2) Cortinas acústicas; 3) Columnas acústicas; y 4) Turbidez acústica.

Los apantallamientos acústicos *s.s.* (Fig. 2) son las formas de acumulación de gas más frecuentes en la Ría de Muros-Noia. Pueden ser identificados por el total enmascaramiento del registro sísmico por debajo de la parte superior del gas, lo que no permite establecer una conexión con la fuente generadora del gas. La extensión lateral varía entre 0,7 km y 7,6 km, siendo su parte superior plana. Las cortinas acústicas (Fig. 2) son mucho menos frecuentes que los apantallamientos. También en este caso se produce un total enmascaramiento del registro sísmico. La parte superior de esta acumulación muestra una geometría convexa con una extensión lateral media de 25 m, no siendo posible establecer la conexión con la fuente del gas.

Las columnas acústicas aparecen en los registros sísmicos como perturbaciones verticales, que en ocasiones llegan a dar zonas totalmente transparentes. El límite superior se detecta por una reflexión bastante fuerte acompañada de inversión de fase. En este caso es posible establecer una relación con la fuente generadora de gas. Suelen aparecer relacionadas con apantallamientos y cortinas acústicas.

La turbidez acústica es relativamente frecuente en la Ría de Muros-Noia. Se observa como una perturbación más o menos intensa del registro sísmico, por lo que en ocasiones es posible continuar los reflectores a través de esa zona. No es posible, sin embargo, establecer la relación con la fuente generadora de gas. El origen de esta distorsión del registro está en la dispersión de energía

acústica debida a la presencia de gas en los sedimentos. Asimismo, se distinguen en la Ría de Muros-Noia dos tipos diferentes de formas de escape de gas, equivalentes a las descritas por García-Gil *et al.* (1999a), visibles en la columna de agua y/o sobre la superficie del fondo: 1) Plumas acústicas, y 2) *pockmarks*.

Las plumas acústicas (Fig. 2) se detectan en los registros del perfilador de fondos (3,5 kHz) como una perturbación acústica en forma de "pluma" ascendente, desde la superficie del fondo, a través de la columna de agua, llegando a elevarse hasta 20 m de altura. Pueden aparecer aisladas o formando campos de plumas. Es frecuente la presencia de algún tipo de acumulación de gas infrayacente a las plumas, siendo esta su fuente generadora.

Los *pockmarks* (Fig. 3) son la evidencia morfológica de la expulsión de gases y agua, y aparecen como depresiones locales en forma de cráter sobre la superficie del fondo (Hovland y Judd, 1988). Estas formas de escape de gas son fácilmente detectables en los registros de sonar de barrido lateral, y aparecen como pequeñas manchas muy oscuras (alta reflectividad) con una geometría entre circular y ovalada. En los registros del perfilador de fondos muestran una sección típica en forma de "V" sobre la superficie del fondo.

La cartografía de los apantallamientos revela la presencia de un extenso campo de gas, en el cual este se acumula desde casi la superficie del fondo hasta zonas donde alcanza los 8 ms (6,4 m) de profundidad. Cuando el gas

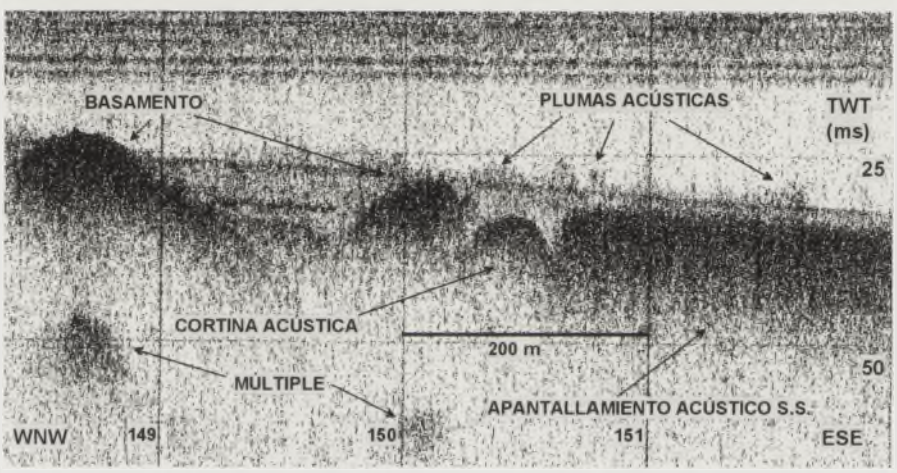


FIGURA 2: *Acumulaciones de gas de los tipos apantallamiento acústico s.s. y cortina acústica, y escapes asociados del tipo pluma acústica. Línea L-16. Perfilador de fondos (3,5 kHz). Anotación de disparos cada 200 m.*

se acumula cerca del fondo es muy frecuente la aparición de campos de *pockmarks* (Fig. 4), los cuales son fácilmente reconocibles en los registros de sonar de barrido lateral (Fig. 3). También es bastante frecuente observar en los registros sísmicos la presencia de escapes (plumas) en la columna de agua (Fig. 2), asociados a, o en la proximidad de, las zonas donde se producen las acumulaciones de gas (Fig. 4).

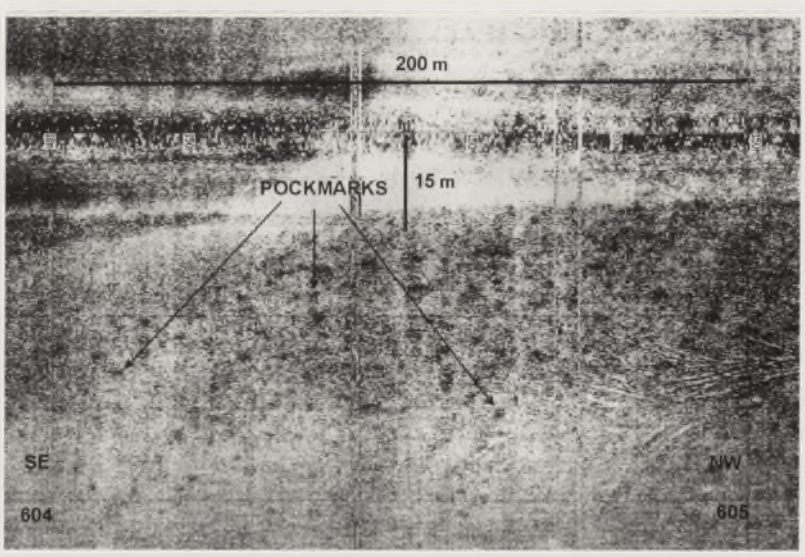


FIGURA 3: *Campo de pockmarks en la superficie del fondo actual de la Ría de Muros-Noia. Línea L-21. Registro de sonar de barrido lateral (375 kHz). Marcas de disparo cada 200 m. Cobertura lateral de 75 m por cada banda; líneas horizontales de escala cada 15 m.*

FIGURA 4: *Zona con acumulaciones de gas en la Ría de Muros-Noia. Se indican también aquellas zonas donde se localizan escapes (plumas acústicas y pockmarks).*

Se aprecia que, en general, la profundidad del gas es mayor en la parte más occidental del campo, donde también existe una mayor profundidad de la columna de agua. Esto mismo ha sido observado en la Ría de Vigo (García -Gil *et al.*, 1999a) y en la Ría de Arousa (García-Gil *et al.*, 2000).

Según lo expuesto para la Ría de Vigo por García-Gil *et al.* (1999a), el metano podría ser el gas mayoritario contenido en los sedimentos de la Ría de Muros-Noia, originándose por degradación bacteriana de la materia orgánica. Los fangos que conforman la unidad estratigráfica holocena constituirían el sello para las acumulaciones de gas.

Dentro del campo se aprecia una distribución espacial, desde su zona más interna hacia las zonas más externas, de los distintos tipos de acumulaciones y escapes de gas consistente en: 1) los apantallamientos acústicos *s.s.* ocupan las partes centrales del campo, 2) las cortinas acústicas rodean a los anteriores, 3) suelen aparecer a continuación las columnas y turbidez acústicas y 4) por último, en las zonas más externas se localizan las formas de escape (plumas y pockmarks). Esto también ha sido observado en la Ría de Vigo por García-Gil *et al.* (1999a), quien señala que las distintas formas de acumulación de gas podrían estar relacionadas con el porcentaje de gas contenido en los sedimentos, siendo este mayor en los apantallamientos acústicos *s.s.* y cortinas acústicas, y menor en los otros tipos de acumulaciones. Indica también la importancia de las facies como factor de control, tanto lateral como vertical, en la distribución del gas y en el hecho de que este se acumule o escape.

AGRADECIMIENTOS

Este es el trabajo nº 203 del Grupo de Investigación EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos PGIDT00PXI30105PR y REN2000-1102 MAR, y parcialmente a los proyectos PGIDT00MAR30103PR e IGCP-464.

REFERENCIAS

Acosta, J. (1982): Apantallamientos acústicos en la ría de Muros y Noya y en el Margen Continental de Cádiz. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 8: 125-149.

Ercilla, G. y Baraza J. (1996): Evidencias de gas en sedimentos del talud del Golfo de Cádiz. *Geogaceta*, 20: 180-182.

García-García, A., Vilas, F. y García-Gil, S. (1999): A Seeping Sea-Floor in a Ria Environment: Ria de Vigo (NW Spain). *Environmental Geology*, 38: 296-300.

García-Gil, S., García-García, A. y Vilas, F. (1999a): Identificación Sísmico-acústica de las Diferentes Formas de Aparición de Gas en la Ría de Vigo (NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 301-307.

García-Gil, S., Vilas, F., Muñoz, A., Acosta, J. y Uchupi, E. (1999b): Quaternary Sedimentation in the Ría de Pontevedra (Galicia), Northwest Spain. *Journal Coastal Research*, 15: 1083-1090.

García-Gil, S., Díez, R., Domínguez, L., Ferrín, A. y Vilas, F. (2000): High Resolution Seismic Analysis of Gas Accumulations in the Internal Sector of Ría de Arousa (Galicia, NW Spain). En: *3º Simpósio sobre a Margem Continental Ibérica Atlántica,* Abstract.

Hovland. M., y Judd, A. G. (1988): *Seabed Pockmarks and Seepages (Impact on Geology, Biology and Marine Environment).* Graham & Trotman, Great Britain, 293 p.

Pannekoek, A.J. (1966): The Ria Problem. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardardrijkskundig Genootschap*, 83: 289-297.

Rey, J. (1993): *Relación morfo-sedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario.* Instituto Español de Oceanografía, Publicaciones Especiales. Madrid, 17, 233 p.

Schüler, F. (1952): Untersuchungen über die Mächtigkeit von Schlickschichten mit Hilfe des Echographen. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 5: 220-231.

Sedimentología de la Formación Puentellés entre Arenas de Cabrales y Panes (Estefaniense de Picos de Europa, E de Asturias)

O. A. Merino Tomé[1], J. R. Colmenero[1] y J. R. Bahamonde[2]

1 Universidad de Salamanca. Depto. de Geología. Plaza de la Merced s/n. 37008 Salamanca. bolanos@gugu.usal.es, colme@gugu.usal.es.
2 Universidad de Oviedo. Depto. de Geología. Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. jrbaham@asturias.uniovi.es.

ABSTRACT

The Puentellés Fm. is an upper Kasimovian (Dorogomilosky)-lower Gzhelian carbonate unit that outcrops in the northern thrust units of the Picos de Europa Region (Cantabrian Mountains, E Asturias). In the sector betwen Arenas de Cabrales and Panes, two stratigraphic members can be diferentiated in this unit. Its deposition took place in a carbonate ramp developed in a shallow marine basin with limited water circulation, situated in front off the trhust units of the northeastern sector of the Manto del Ponga region. During the sedimentation of the lower member, this carbonate ramp was connected toward the North with fan-deltaic systems dominated by catastrophic flooding with carbonate provenance areas that was being deformated. This systems accumulated huge volumes carbonate breccias and conglomerates, lithic sandstones (calcithites) and lithoclastic to bioclastic grainstone-packstones, that form shelf lobes in the proximal sectors of the carbonate ramp.

***Key words**: Puentellés Fm., Stephanian, Picos de Europa, Stratigraphy, Sedimentology.*

INTRODUCCIÓN

La región de Picos de Europa (Zona Cantábrica) está integrada por un conjunto imbricado de unidades cabalgantes, orientadas en dirección E-O y con vergencia S, emplazadas durante las últimas etapas de la deformación varisca en el Carbonífero superior. Las sucesiones paleozoicas presentes en ella pueden dividirse en tres conjuntos sedimentarios limitados por discontinuidades: un conjunto inferior cambro-ordovícico; otro intermedio integrado por unidades casi exclusivamente carbonatadas de edad Devónico superior-Carbonífero superior (Westfaliense D-Cantabriense basal); y, finalmente, un conjunto superior de edad Cantabriense-Estefaniense.

Estos últimos materiales están bien representados en el sector septentrional de la Región de la depresión de Gamonedo-Cabrales y su prolongación hacia el E. Su estudio ha sido abordado por numerosos autores desde diferentes puntos de vista. Martínez-García y Villa (1999) dividen la sucesión carbonífera existente en cinco formaciones a las que, de muro a techo, denominan: Gamonedo, Demúes, Puentellés, Cavandi y Mestas de Con. De ellas, la Fm. Puentellés es subdividida a su vez en un miembro basal formado por areniscas con restos de plantas de edad Estefaniense B, y otro superior constituido por calizas datadas como Kasimoviense superior (Dorogomilovsky). Su techo puede alcanzar, al menos localmente, una edad Gzheliense inferior (Villa y Van Ginkel, 1999).

Recientemente, Merino-Tomé (2001) ha considerado los materiales del miembro inferior de la Fm. Puentellés de Martínez-García y Villa (1999) como una unidad independiente para la que propone, de forma provisional, la denominación de Unidad Terrígena Inferior, reservando el nombre de Fm. Puentellés para los depósitos carbonatados de edad Dorogomilovsky-Gzheliense inferior. En el área comprendida entre Arenas de Cabrales y Panes, el espesor de esta unidad carbonatada alcanza hasta 325 m en las escamas más septentrionales, reduciéndose de forma notable hacia el S, y en ella pueden diferenciarse dos miembros representables cartográficamente y que muestran diferentes características estratigráficas y sedimentológicas (Figs. 1 y 2):

- Miembro inferior. Con espesores variables entre 8 y 110 m. Está compuesto por brechas y conglomerados calcáreos, areniscas líticas calcáreas, calizas *grainstone-packstone*, calizas *mudstone-wackestone* margosas, y calizas *bafflestone* de algas filoides y de algas *Anthracoporella*, que frecuentemente tienden a organizarse en secuencias de hasta 25 m de espesor con carácter grano y estratodecreciente.

- Miembro superior. Tiene espesores comprendidos entre 150 y 225 m y presenta una gran homogeneidad litológica en toda la zona estudiada. Está constituido principalmente por calizas *mudstone-wackestone* pseudonodulosas y oscuras, con intercalaciones de calizas *grainstone-packstone*, calizas *bafflestone* de *Anthracoporella* y calizas micríticas con texturas peloidales y cementos fibrosos marinos.

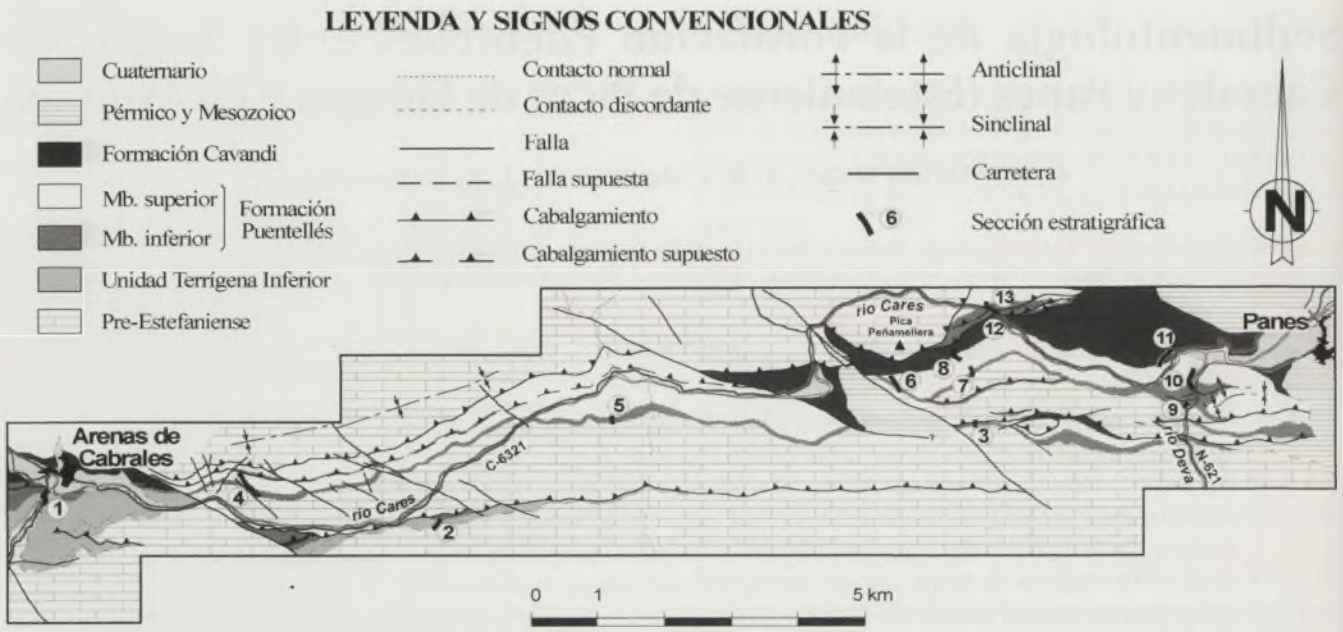


FIGURA 1: *Esquema cartográfico del área estudiada y situación de las secciones estratigráficas realizadas (Modificado de Merino-Tomé, 2001).*

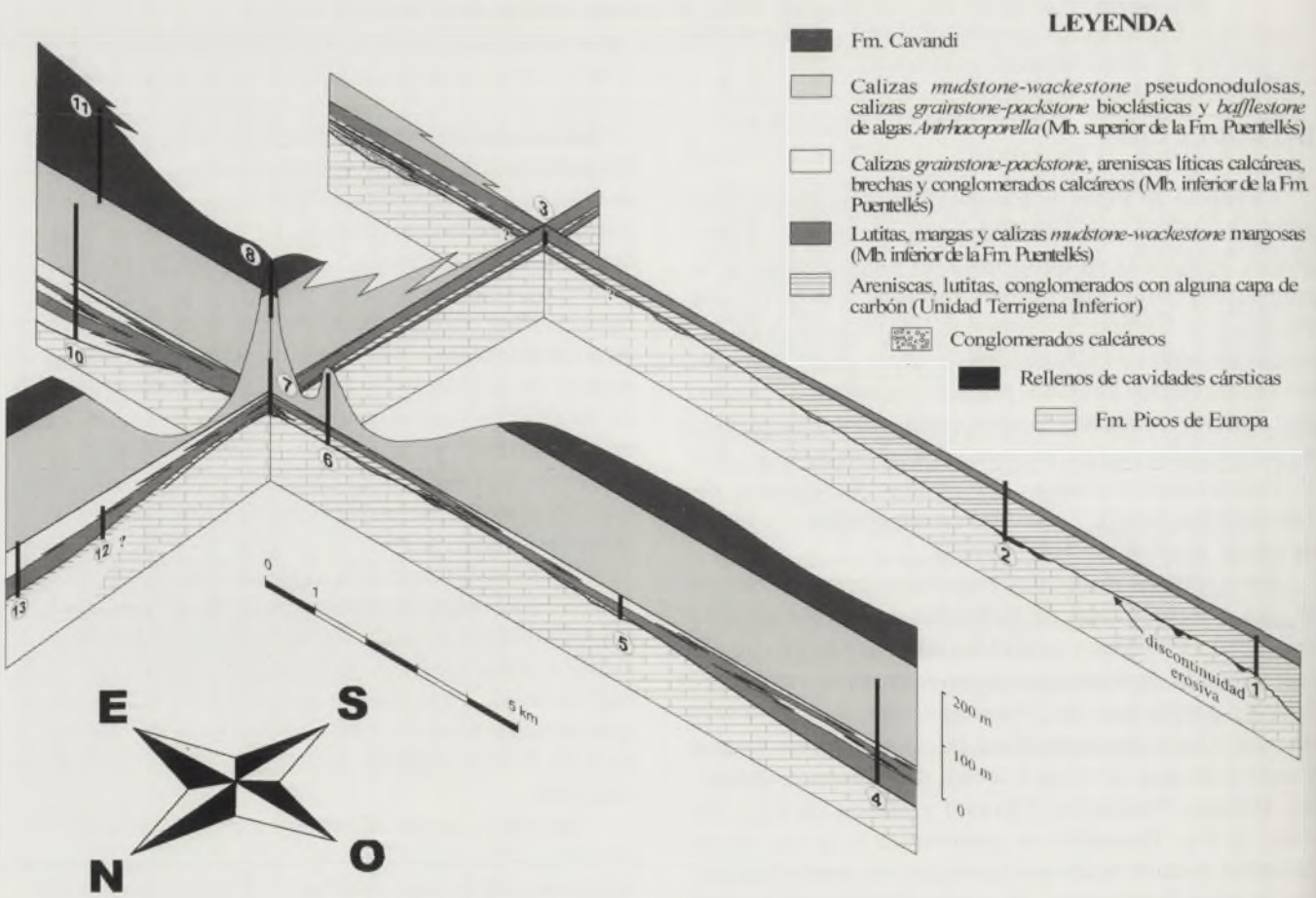


FIGURA 2: *Diagrama de correlación de las secciones estratigráficas.*

SEDIMENTOLOGÍA.

El estudio sedimentológico realizado ha permitido reconocer en la Fm. Puentellés 16 tipos de facies y 6 asociaciones de facies correspondientes a ambientes marinos de abanicos aluviales costeros y de rampa carbonatada con contaminación terrígena.

El miembro inferior de la misma registra la sedimentación en una rampa carbonatada parcialmente restringida que estuvo conectada hacia el N con abanicos aluviales costeros dominados por avenidas catastróficas, según el modelo propuesto por Mutti *et al.* (1996), (Merino-Tomé, 2001; Villa y Bahamonde, *en prensa*) (Fig. 3A). Estos sistemas recibían aportes procedentes de áreas fuente más septentrionales (correspondientes al sector nororiental de Manto del Ponga) y de composición mayoritariamente carbonatada que estaban siendo deformadas. Acumularían, en las zonas litorales y de plataforma próximas a ellos, grandes volúmenes de brechas, conglomerados y calizas *grainstone-packstone* bio y litoclásticas que constituirían extensos lóbulos de prodelta-plataforma. Estos depósitos serían, en la mayoría de los casos, el resultado de la sedimentación a partir de flujos hiperconcentrados y corrientes turbidíticas generadas en las áreas de desembocadura durante la llegada de flujos catastróficos y avenidas de origen subaéreo.

El miembro superior está constituido por depósitos acumulados en una rampa carbonatada de baja energía libre de aportes siliciclásticos (Fig. 3.B). En los sectores más someros preservados de dicha rampa se formaron barras y *shoals* bioclásticos cuyas partes protegidas constituyeron un substrato adecuado para el crecimiento de comunidades algales dominadas por el alga *Anthracoporella*. Estas colonias llegaron a formar potentes bioconstrucciones en dominios más profundos y de menor energía situados en las zonas de transición a la rampa distal. Finalmente, en las áreas más profundas, se desarrollaron bioconstrucciones de tipo *mud mound* o *build-up*.

CONCLUSIONES

La Fm. Puentellés es una unidad carbonatada de edad Kasimoviense superior (Dorogomilovsky)-Gzheliense basal dentro de la cual pueden reconocerse dos miembros representables cartográficamente en el sector estudiado. El estudio sedimentológico de la misma en el sector indicado ha permitido la individualización de 16 tipos de facies y 6 asociaciones de facies características de ambientes de frente deltaico y prodelta de abanicos aluviales costeros y de rampa carbonatada. La sedimentación se produjo en una rampa carbonatada desarrollada en una cuenca marina somera parcialmente restringida, situada por delante de las unidades cabalgantes que constituyen el sector nororiental del Manto del Ponga, que durante depósito del miembro inferior, estuvo conectada hacia el N con abanicos aluviales costeros dominados por avenidas catastróficas. Estos sistemas recibían aportes procedentes de áreas madre carbonatadas más septentrionales que estaban siendo deformadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha contado con financiación del Proyecto D.G.I.C.Y.T. (PB-95/1040). Se agradece la colaboración de la Dra. E. Villa, N. Heredia, P. Barba y L. P. Fernández.

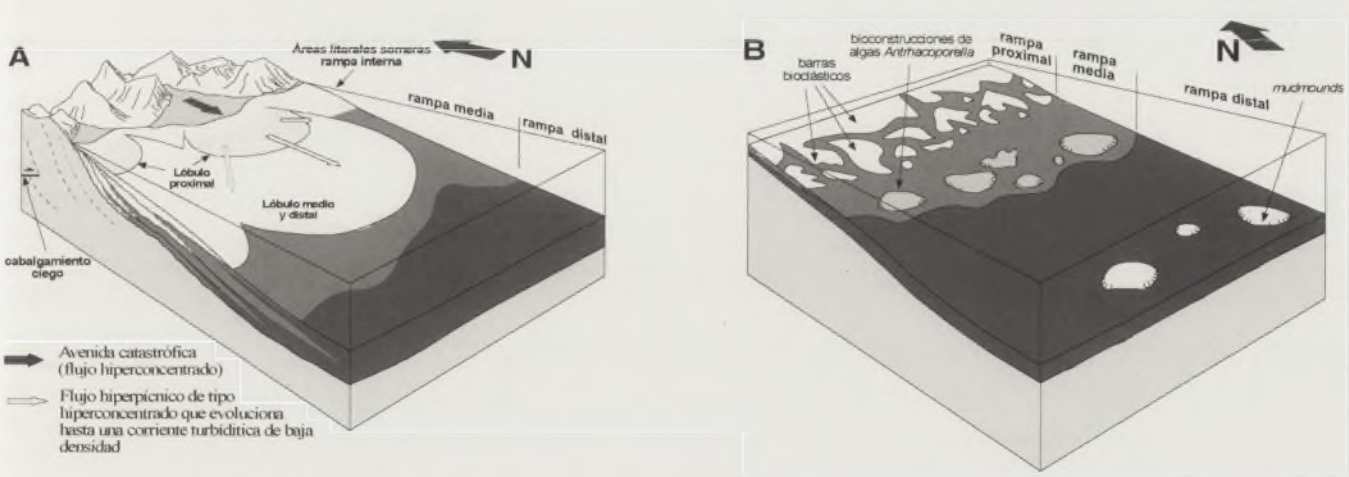


FIGURA 3.A: *Bloque diagrama aplicable al sector septentrional de la cuenca durante el depósito del miembro inferior de la Fm. Puentellés (Merino-Tomé, 2001). B: Modelo sedimentario establecido para el miembro superior de la Fm. Puentellés. En ambos casos, la distribución de los diferentes ambientes sedimentarios se basa fundamentalmente en la distribución de las asociaciones de facies en las secciones estudiadas.*

REFERENCIAS

Martínez-García, E. y Villa, E. (1999): El desarrollo de las unidades alóctonas del área de Gamonedo-Cabrales (Picos de Europa, Asturias, NW de España). *Geogaceta*, 24: 219-222.

Merino-Tomé, O. A. (2001): *Estratigrafía y Sedimentología de la Formación Puentellés entre Arenas de Cabrales y Panes (Asturias)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Salamanca (inédita), 207 p.

Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. (1996): The importance of ancient fluviodeltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorias. Sccienza. Geologia Padova*, 48: 233-291.

Villa, E. y Bahamonde, J. R. (en prensa): Accumulations of Ferganites (Fusulinacea) in shallow marine turbidite deposits from the Carboniferous of Spain. *Journal of Foraminiferal Research*.

Villa, E. y Van Ginkel, A. (1999): First record of Gzhelian fusulinids of northern Spain. *Revista Española de Paleontología*, volumen homenaje al Profesor Truyols, 205-216.

Datación arqueomagnética del Castro de As Laias (NO España). Su contribución al desarrollo de la Curva de Variación Secular para Iberia.

K. Mohamed[1], D. Rey[1], G. Méndez[1] y M. E. Evans[2]

1 Departamento de Geociencias Marinas y O. T. Universidad de Vigo. 36200, Vigo (Pontevedra). kmohamed@uvigo.es, danirey@uvigo.es, mendez@uvigo.es.
2 Institute of Geophysics, Meteorology and Space Physics. University of Alberta. Edmonton. Canada T6G 2J1. evans@probe.phys.ualberta.ca.

ABSTRACT

Three burnt silos from the recently disappeared Castro de As Laias located in Ourense (NW Spain) have allowed to test the reliability of archaeomagnetic methods for dating historical fires. AF and thermal demagnetization were carried out to isolate the characteristic component of magnetization. The demagnetizing behaviour makes possible to identify the principal magnetic carrier mineral as multidomain (MD) and/or pseudo-single domain (PSD) magnetite. The characteristic remanent magnetization (ChRM) of silos LA-2 and LA-3 showed that they burnt at the same time. Results for silo LA-1 were inconclusive. Additional radiocarbon dating on charcoal from silo LA-2 gives an age of 181±61. This results contribute to a better definition of a Secular Variation Curve (SVC) for the early Christian Age in Iberia.

***Key words**: archaeomagnetism, Secular Variation Curve, Castro, Galicia, dating*

INTRODUCCIÓN

El arqueomagnetismo es la disciplina que estudia la remanencia magnética de los objetos arqueológicos. Se fundamenta en la capacidad que tienen ciertos materiales como las cerámicas, hornos, barros cocidos o determinadas estructuras incendiadas, para conservar una imanación remanente estable. En esta remanencia está registrada la dirección del campo geomagnético de la época en que el objeto adquirió esta imanación. El registro del campo geomagnético ambiental se debe a la propiedad que poseen ciertos minerales para organizarse magnéticamente al enfriarse por debajo de cierta temperatura. Esta propiedad se llama ferromagnetismo y la temperatura a la que ocurre se denomina temperatura de bloqueo (T_b), y es específica de cada mineral.

El objetivo de las técnicas arqueomagnéticas es determinar la edad del objeto mediante el establecimiento del momento en que éstos se enfriaron por última vez por debajo de la temperatura de bloqueo (T_b). Para llevar a cabo esta datación es necesario comparar la dirección del campo magnético remanente, o vector arqueomagnético, del objeto arqueológico (i.e., un horno para cerámicas) con la Curva de Variación Secular (CVS) del campo geomagnético de la zona del yacimiento.

En España este tipo de trabajos son todavía muy escasos (Pares *et al.*, 1992; Oyamburu *et al.*, 1996; Núñez *et al.*, 1998), no existiendo una CVS específica bien definida. Es precisamente la definición de esta curva un objetivo que hemos de proponernos a medio plazo, ya que permitiría dotar no solo a la arqueología sino también a la geología del Cuaternario de un método de datación que completase y ratificase las dataciones establecidas por otros métodos.

AREA DE ESTUDIO

El muestreo se realizó en el desaparecido castro de As Laias, que estaba situado en el término municipal de Cenlle, Ourense (NO España) (Fig. 1). Este castro fue destruido casi totalmente durante la construcción de la A525.

Este yacimiento ha sido estudiado en detalle por la empresa Terra-Arqueos, S. L., quien asigna el conjunto a la época romana. El objeto del estudio fueron una serie de losetas cuadrangulares de adobe de entre 1 y 4 m^2 (Fig. 2). Éstas aparecen en el interior de un recinto claramente independizado del resto del yacimiento y situado en una zona elevada del mismo. Este espacio se interpreta como un lugar comunitario de almacenamiento de grano en silos individuales. Su estructura consistía en una base vegetal revestida de arcilla y cubierta por otra estructura vegetal, probablemente paja.

La base estaba formada por tablas recubiertas de arcilla. Los datos arqueológicos indican que la estructura colapsó durante un incendio. La lenta combustión de los materiales ricos en materia orgánica situados bajo los escom-

FIGURA 1: *Localización del castro de As Laias (Ourense) estudiado en este trabajo.*

bros favoreció la formación de minerales capaces de registrar el campo magnético al enfriarse por debajo de su T_b.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se muestrearon tres silos, que denominamos de oeste a este, LA-1, LA-3 y LA-2. De cada uno de ellos se obtuvieron entre 20 y 30 muestras orientadas (Fig. 3). La orientación precisa de las muestras se realizó adhiriendo unas placas cuadradas de metacrilato de 2 x 2 cm sobre el material arcilloso que constituye la base de los silos. Sobre las placas se dibujaron unas marcas referenciadas al Norte magnético. El valor de la brújula se corrigió con respecto a la declinación magnética local en el momento del muestreo, tomando como referencia el modelo International Reference Geomagnetic Field (IRGF) de 1999. Las muestras se extrajeron utilizando sierras y espátulas. Se conservaron en un ambiente seco y a temperatura ambiente. La forma y tamaño de las muestras se adaptó a las dimensiones estándar de los instrumentos de medida. La remanencia se midió en un magnetómetro criogénico (2G Enterprises 3-axes DC-SQUID 755R).

Se desimanaron 26 muestras por campos alternos (AF) con valores de campo pico a 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 100, 120, 140 y 160 mT. Los resultados de la desimanación por AF se contrastaron con los de la desimanación térmica de tres especimenes representativos de cada horno. La desimanación térmica se llevó a cabo en un horno no inductivo y aislado magnéticamente (Schonstedt TSD-1). Las temperaturas máximas para cada etapa de calentamiento-enfriamiento fueron 75, 100, 200, 300, 350, 400, 450, 475, 500, 525, 550, 575, 600, 650 y 700 °C. Por último, trece muestras seleccionadas se desimanaron térmicamente después de haberse completado la desimanación por AF, especialmente aquellas en las que la desimanación por AF no fue completa. El objeto de este procedimiento fue el de descartar la posible existencia de una componente característica no aislada anteriormente.

El aislamiento de las componentes estables se realizó utilizando el método de análisis de la componente principal de Kirschvin (1980). Su cálculo se realizó utilizando el programa de análisis interactivo de datos paleomagnéticos IAPD de Torsvik (1986). Una vez obtenidas las direcciones de imanación características (ChRM) de cada muestra se determinó la dirección promedio de cada silo utilizando la distribución de Fisher (1953) y sus estimadores correspondientes. La declinación e inclinación promedio de cada silo se comparó con la curva de referencia más cercana, en este caso la de París (Bucur, 1994). Para ello fue necesario transformar el valor de la declinación e inclinación de las muestras a las coordenadas geográficas de París. Para realizar esta transformación se empleó el método de la conversión vía polo (CVP) (Noel y Batt, 1990). El análisis de los datos así obtenidos se realizó considerando que este método se basa en la asunción de un campo geomagnético dipolar, y por tanto solo es aplicable a escala regional.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados indican que la mayoría de las muestras poseen una única componente de imanación, que se manifiesta tras la eliminación de una componente viscosa que rápidamente desaparece durante el proceso de desimanación. La desimanación por campos alternos fue capaz de eliminar la mayoría de la remanencia en las muestras del silo LA-3. Para los silos LA-2 y LA-1 la imanación residual al finalizar el proceso fue de 15-25 %.

Los diagramas de Zijderveld (Fig. 4) permitieron identificar una componente con una tendencia clara hacia el origen, que consideramos como la ChRM de las muestras, incluso en aquellos casos en los que éstas no se haya desimanado por completo. Las muestras del silo LA-1 y LA-3 pierden el 50 % de la remanencia original entre 15 y 25 mT. Las correspondientes al LA-2 lo hacen entre 30 y 40 mT. Estos datos permiten considerar que el mineral portador de remanencia es magnetita, principalmente de tamaño multidominio (MD) en los dos primeros y pseudomonodominio (PSD) en el silo LA-2.

Las muestras desimanadas térmicamente perdieron prácticamente toda la remanencia original al fin del proceso. No fue posible desimanar térmicamente las muestras del silo LA-3 debido a su fragilidad. En la mayoría de las muestras el mayor porcentaje de remanencia se pier-

FIGURA 2: *Fotografía de la zona del asentamiento donde se encontraban los silos, señalados en la foto.*

FIGURA 3: *Croquis de la zona superior del asentamiento donde aparecieron los silos.*

de en torno a los 500-550 ºC, indicando que la principal portadora de remanencia es la magnetita. Las direcciones medias obtenidas para los silos LA-2 y LA-3 (Fig. 5) se proyectan sobre la Curva de Variación Secular (CVS) de París (Bucur, 1994). La inclinación obtenida para el silo LA-1 es anómalamente alta. Posiblemente la posición de este silo haya sido alterada durante los trabajos arqueológicos. La fragmentación observada en el mismo parece apoyar esta hipótesis.

Los silos La-2 y LA-3 presentan direcciones cercanas a las calculadas para los siglos I-II d.C. Dada la gran estabilidad del campo geomagnético en esa época, no es posible diferenciar fácilmente las direcciones del mismo entre los años 100 a.C. y 500 d.C. Esta característica hace necesario aumentar el número de muestras a fin de reducir al máximo el error y poder datar con precisión en este rango de edades.

La empresa Terra-Arqueos, S. L. realizó una datación por ^{14}C sobre carbón vegetal en el silo LA-2. Según esta datación el silo LA-2 se incendió en el año 181 ± 61. De este modo y considerando que las direcciones de los silos LA-2 y LA-3 son estadísticamente indistinguibles podemos datar el incendio de los silos LA-2 y LA-3, que muy posiblemente ardieron simultáneamente, como ocurrido entre los años 100 y 200 d.C.

Por otro lado, la existencia de esta datación independiente permite aportar nuevos datos al desarrollo de una CVS para Iberia, aportando datos procedentes de la zona de influencia del macizo Hespérico. Esto es de gran importancia para establecer una curva de referencia con la

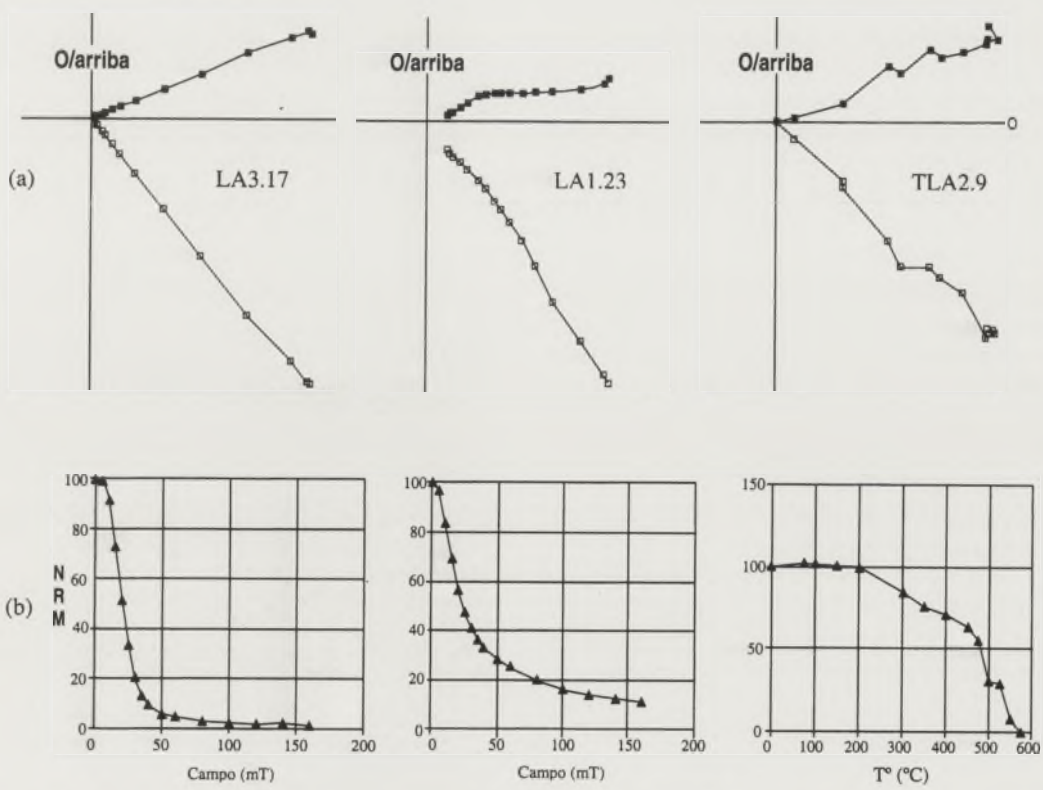


FIGURA 4: *Diagramas de Zijderveld de tres muestras representativas, una de cada silo (a). Se muestran tambien las curvas de pérdida de remanencia (b).*

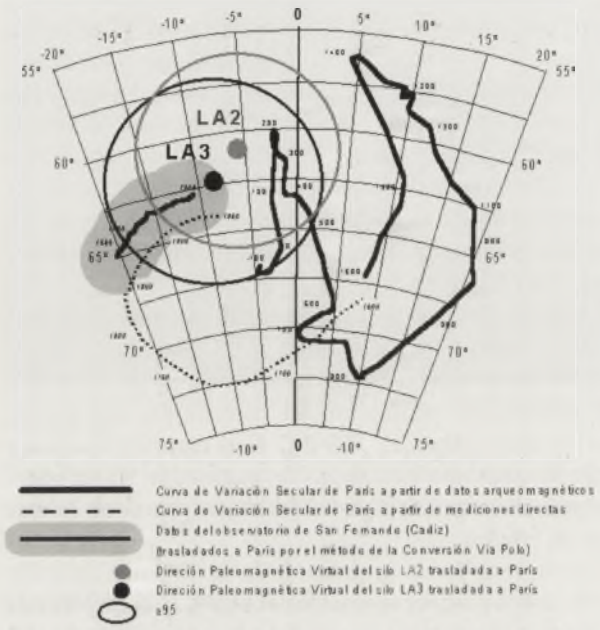


FIGURA 5: *Comparación de las direcciones medias de cada silo con la Curva de Variación Secular de París (Bucur, 1994).*

que realizar dataciones paleomagnéticas de los últimos 10.000 años en materiales portadores de remanencia adquirida en esta zona. El desarrollo de una curva de estas características es muy importante en estratigrafía para la datación y correlación de series estratigráficas del Cuaternario. La posibilidad de realizar dataciones de alta resolución y bajo coste es crítica para profundizar en el conocimiento de los mecanismos de cambio climático y mejorar los modelos que se desarrollan en la actualidad.

CONCLUSIONES

Basándose en los datos de desimanación se concluye que el principal portador de la remanencia en estos silos es la magnetita, principalmente MD en los silos LA-1 y LA-3 y PSD en el silo LA-2.

Las direcciones promedio obtenidas permiten acotar el incendio de los silos LA-2 y LA-3 entre los años 100 y 200 d.C. No se puede precisar una fecha del silo LA-1 puesto que su estructura ha sufrido alteraciones posteriores que restan fiabilidad a los datos. Por otro lado y como conclusión metodológica, la datación magnética en los 5 primeros siglos de la Era Cristiana hace necesario el análisis de un número elevado de muestras, a fin de reducir al mínimo el error y poder situar con precisión la dirección obtenida dentro de la CVS para esta época de estabilidad del campo geomagnético. Estos datos son relevantes para la calibración de una CVS para Iberia en general y para la mitad NO de la península en particular.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo nº 209 del grupo EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos 2000-1102 MAR de la CICYT, y parcialmente a los proyectos PGDIT00-MAR30103PR y PGDIT00-PX13105PR de la XUGA. Agradecemos a la Dirección Xeral de Patrimonio Cultural, a D. Francisco Fariña Busto, director del Museo Arqueolóxico de Ourense, a Terra-Arqueos S. L. y a D. Felipe Arias Vilas, director del Museo Arqueolóxico do Castro de Viladonga, su apoyo a la realización de este proyecto.

REFERENCIAS

Bucur, I. (1994): The direction of the terrestrial magnetic field in France, during the last 21 centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87: 95-109.

Fisher, R. A. (1953): Dispersion on a sphere. *Proceedings Royal Society of London*, 217: 295-305

Kirschvink, J. L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699-718

Noel, M. y Batt, C.M. (1990): A method for correcting geographically separated remanence directions for the purpose of archaeomagnetic dating. *Geophysical Journal International*, 102: 753-756.

Núñez, J.I., Osete, M.L. y Tarling, D. (1998): Datación arqueomagnética del taller del horno del sector D. El paleomagnetismo como técnica de datación arqueológica. En: *Excavaciones arqueológicas en el alfar romano de la Venta del Carmen, Los Barrios, Cádiz* (D. Bernal Casasola, Ed.), *Ediciones Universidad Autónoma de Madrid*, 307-324.

Oyamburu, L., Villalaín, J.J., Osete, M. L., Zarzalejos, M. y Blasco, C. (1996): Estudio paleomagnético del yacimiento de Villa del Pañuelo (Villamanta, Madrid). *Geogaceta*, 20: 1044-1046.

Pares, J.M., De Jonge, R., Pascual, J.O., Bermudez, A., Tovar, C.J., Luezas, R.A. y Maestro, N. (1992): Archaeomagnetic evidence for the age of a Roman pottery kiln from Calahorra (Spain). *Geophysical Journal International*, 12: 533-537.

Torsvik, T. H. (1986): *Interactive Analysis of Palaeomagnetic Data (Computer Software Package)*. University of Bergen, Norway.

Origen de las variaciones magnéticas en sedimentos de la Ría de Pontevedra (NO de España)

K. Mohamed, D. Rey, B. Rubio y F. Vilas

Dpto. de Geociencias Marinas y O. T. Univ. Vigo. 36200, Vigo (Pontevedra). kmohamed@uvigo.es, danirey@uvigo.es, brubio@uvigo.es, fvilas@uvigo.es.

ABSTRACT

The magnetic properties of three cores from the Ria de Pontevedra (NW Spain) were determined to characterise their variability in terms of origin and diagenetic evolution of the magnetic minerals present. Three cores were taken from the inner, middle and external parts of the ria along its longitudinal axis. The low field magnetic susceptibility (c) of cores 2 (middle) and 3 (external) was higher at their upper part, rapidly decreasing with depth until a constant value was reached. Core 1 (internal) generally showed lower but more stable susceptibility values with depth. Frequency dependence of susceptibility (c_{fd}) and IRM acquisition curves were obtained to study the origin of the observed variability in susceptibility. This data set was completed with total Fe and S, determined by XRF and sequential extractions of Fe. The results showed a strong correlation between c and Fe/S ratio with depth. Fe-rich oxides and oxihydroxides dominate the upper portion of the cores located in high energy areas (external and middle). The importance of sulfidic phases increase with depth in these areas, and completely dominates the sediment in low energy areas (internal). H_{cr} indicates a greater importance of the harder magnetic phases with depth in high energy areas. This is explained by the ongoing of dissolution and/or authigenic processes affecting the magnetic minerals with depth.

Key words: *environmental magnetism, magnetic susceptibility, diagenesis, rias, marine sediments*

INTRODUCCIÓN

El magnetismo ambiental estudia los procesos ambientales, sus mecanismos y alteraciones a través del examen de las propiedades magnéticas de los materiales geológicos. Se ha aplicado con éxito al estudio de las variaciones climáticas y a la detección de la contaminación antrópica en una gran variedad de ambientes sedimentarios (Maher y Thompson, 1999).

Una de las principales fuentes de ingresos de la Ría de Pontevedra es la explotación de sus recursos biológicos y el turismo. Por tanto, la comprensión de los procesos diagenéticos, y su efecto sobre la biodisponibilidad de contaminantes como los metales pesados, es crítica en las Rías. El presente estudio hace uso de estas técnicas para mejorar el conocimiento de dichos procesos en este tipo de ambientes sedimentarios.

ÁREA DE ESTUDIO

La Ría de Pontevedra es una de las Rías Baixas gallegas. Su morfología, hidrodinámica, influencia antropogénica y la presencia estacional del afloramiento costero condicionan sus características sedimentológicas.

La distribución textural de los sedimentos superficiales está controlada principalmente por el clima marítimo. La energía del oleaje es mayor hacia su parte externa y sus márgenes. De este modo, los sedimentos finos se acumulan en el eje central de la ría y hacia su parte interna. La materia orgánica aparece siempre asociada a los materiales finos y su concentración aumenta hacia las zonas más internas. Los sedimentos más gruesos son también los más ricos en carbonato cálcico biogénico, aumentando su importancia hacia los márgenes y zonas externas (Vilas *et al.*, 1996).

Trabajos previos (Rey *et al.*, 1997; López-Rodríguez *et al.*, 1999; *Rey et al.*, 2001) demuestran que la textura condiciona la distribución superficial de la susceptibilidad magnética de bajo campo (χ) (Fig. 1). Los valores más altos de c están relacionados con altos contenidos de fango, esto es, a lo largo del eje longitudinal de la Ría. La c también tiende a aumentar hacia la zona más externa y expuesta de las Rías, donde las condiciones de oxigenación son más intensas, favoreciendo la formación de óxidos y oxihidróxidos de Fe.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se extrajeron tres testigos de gravedad de entre 60 y 90 cm de longitud a lo largo del eje longitudinal de la ría, en el sector externo, medio e interno (Fig. 1). Se tomaron muestras cada 3 cm y se determinaron las características texturales (granulometría, contenido en $CaCO_3$ y contenido en materia orgánica).

La χ se midió con un puente de susceptibilidad y su dependencia con la frecuencia (χ_{df}) en un sensor de fre-

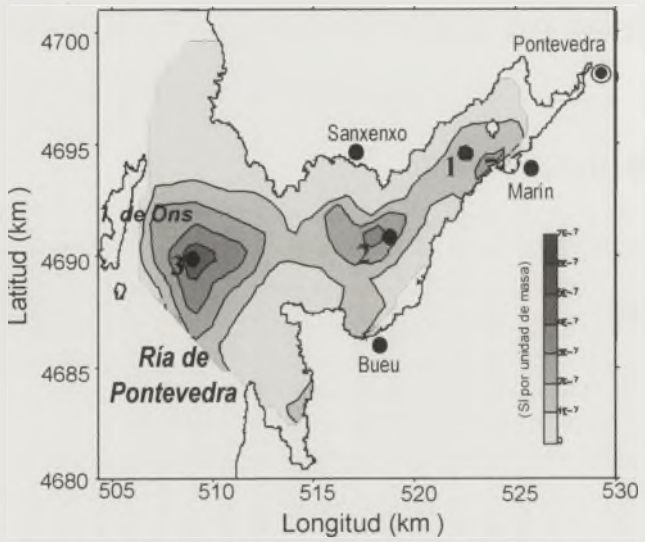


FIGURA 1: *Localización de la Ría de Pontevedra. Distribución superficial de la susceptibilidad magnética y localización de los testigos.*

cuencia dual. Se obtuvieron curvas de adquisición de remanencia para cada muestra alcanzando un campo máximo de 3 T. Tras someterlas a este campo se les aplicaron campos progresivamente mayores y de sentido contrario, con el objeto de determinar la fuerza coercitiva de remanencia (Hcr). La remanencia se midió en un magnetómetro de tipo spinner. Se realizaron análisis elementales mediante fluorescencia de rayos X (FRX). Las muestras más representativas se observaron al microscopio electrónico de barrido (MEB) y se realizaron análisis puntuales con la microsonda (EDX). Con el objetivo de determinar a que fracción del sedimento está ligado el Fe se realizó una extracción secuencial siguiendo el método de Ure *et al.* (1993).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Mineralogía

Los resultados del análisis de microscopía electrónica muestran la presencia de 3 tipos de constituyentes mineralógicos que contribuyen a la c. Por un lado existe una componente detrítica compuesta por minerales de Fe como ilmenohematitas. La componente antropogénica se indentifica mediante la aparición de cenizas volantes de forma esférica, ricas en Fe , así como por otros fragmentos de material ferromagnético discreto más grueso. Durante las primeras etapas de la diagénesis, la reducción asociada a la oxidación de la materia orgánica, favorece la disolución de los óxidos y oxihidróxidos de Fe. Este Fe sirve de fuente para la formación de una tercera componente. Los minerales autigénicos identificados son sulfuros de Fe, tanto monosulfuros, como piritas u otros minerales de composición intermedia entre estos dos términos. La aparición de pirita es una clave para la identificación de los minerales magnéticos más importantes en profundidad, ya que dos de sus precursores, la greigita y la pirrotina son ferrimagnéticos y por tanto capaces de conservar una remanencia estable. Además de los sulfuros de Fe, también se identificaron otros minerales de Fe autigénicos como la goetita, que aparece principalmente en forma de reemplazamientos totales o parciales de conchas.

Propiedades magnéticas

Los testigos más externos tienen un valor mayor de c en la parte superior (Fig. 2). Su magnitud disminuye progresivamente en profundidad hasta que alcanza un valor bastante estable, muy similar para los tres testigos. El espesor de esta capa de susceptibilidad decreciente es mayor hacia la parte externa de la ría.

La χ_{df} es del 7% en los 15 primeros cm del testigo más externo (Fig. 2), indicando que hay minerales de tamaño superparamagnético (SP) que contribuyen a la susceptibilidad magnética en esta zona. Estos minerales son el resultado de la precipitación y disolución diagenética en esta capa. A partir de esta profundidad y hasta los 25 cm aproximadamente su valor es próximo a 0%, indicando la disolución completa de los minerales de este tamaño. Por debajo de esta profundidad el valor de χ es inferior a la sensibilidad del instrumento. Para los testigos medio e interno no se obtuvieron suficientes valores por encima del ruido como para realizar una interpretación fiable.

Las medidas de remanencia indican que la Hcr superficial parece estar muy influenciada por las condiciones de oleaje, apareciendo los valores menores hacia la parte externa de la ría, donde el oleaje es más intenso y por lo tanto la oxigenación es mayor (Fig. 3).

La variación en profundidad de este parámetro (Fig. 3) permite observar que la capa superior de los testigos externo y medio, de alta c, está dominada por minerales de baja Hcr, tomando valores de 25 a 40 mT, típicos de magnetita. A profundidades intermedias se observa un incremento brusco de la Hcr. Esta capa, de 6-9 cm de espesor, está dominada por los minerales magnéticamente más duros de toda la secuencia.

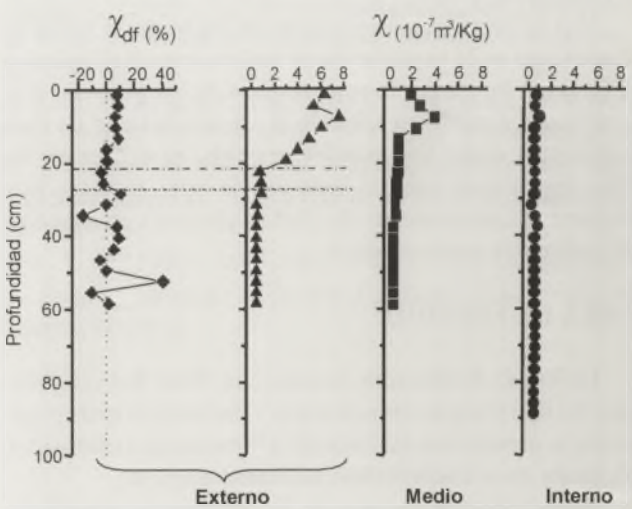


FIGURA 2: *Variación de la susceptibilidad con la profundidad para los tres testigos. Para el testigo más externo se muestra además la variación con la profundidad de su dependencia con la frecuencia .*

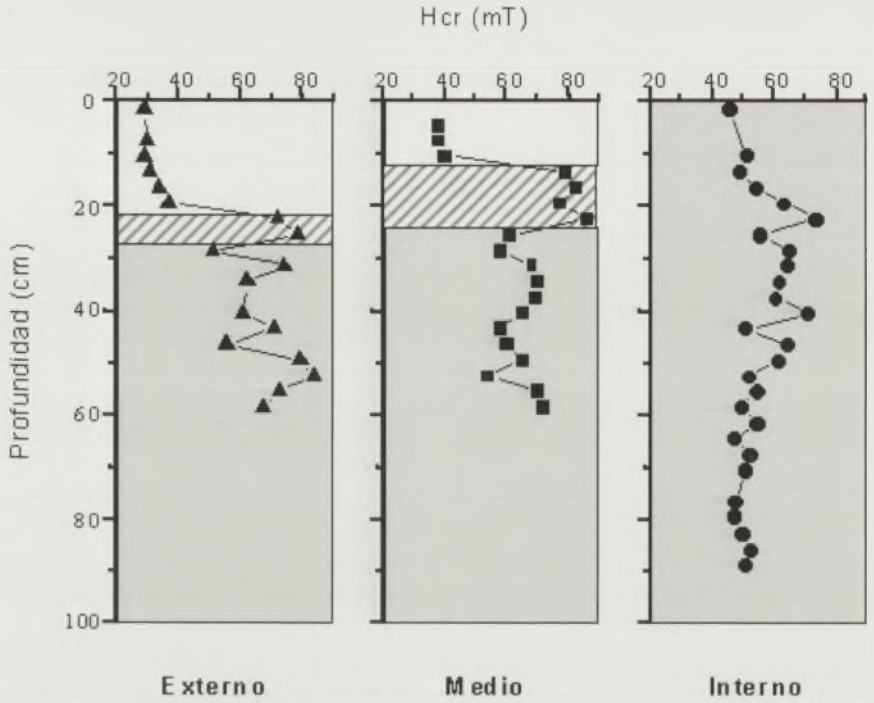


FIGURA 3: *Evolución en profundidad de la fuerza coercitiva de remanencia (Hcr) para los tres testigos. En los testigos más externos es posible diferenciar tres capas basándose en esta propiedad.*

A más profundidad la Hcr desciende gradualmente, no llegando en ningún caso a alcanzar el valor de superficie. Los minerales portadores de la remanencia a esta profundidad son probablemente sulfuros de Fe precursores de la pirita, como la greigita y la pirrotina, como parecen indicar los valores de Hcr medidos en esta capa.

La interpretación de este comportamiento está en relación con la disolución de los óxidos de Fe de baja Hcr de las capas superiores a medida que la oxidación de la materia orgánica genera condiciones cada vez más reductoras. Los oxihidróxidos de Fe más abundantes, también se disuelven, pero su desaparición completa es posterior. Al mismo tiempo que se disuelven éstos, precipitan sulfuros de Fe, más estables bajo condiciones reductoras. El máximo de Hcr aparece por tanto entre la disolución completa de la goetita y la zona dominada por los sulfuros de Fe.

Por otro lado, la variación vertical de las propiedades magnéticas en los tres testigos permite ver como el espesor de la capa superior disminuye a medida que nos acercamos a la parte interna, mientras que el de la capa inferior gana importancia. Este patrón indica que las condiciones fisicoquímicas de la parte inferior del testigo externo, como consecuencia de la variación en el límite redox, se van haciendo más someras hacia las zonas internas de la ría.

En la parte interna, las condiciones reductoras se alcanzan antes por la existencia de una mayor abundancia de materia orgánica en disposición de ser oxidada, a la vez que hay una menor disponibilidad de oxígeno con que hacerlo. Esto explica que en la parte interna de la ría no se encuentren las dos capas de baja y alta coercitividad que aparecen en los sectores externo y medio.

Los resultados geoquímicos confirman las interpretaciones previas (Rubio *et al.*, en prensa). En la parte interna de la ría, el Fe está ligado principalmente a la materia orgánica y a los sulfuros, siendo menor el porcentaje de Fe asociado a los óxidos, los oxihidróxidos o al existente en posiciones cambiables. Por el contrario, en las zonas del sector externo y medio de la ría son los óxidos y los oxihidróxidos los que contienen la mayor cantidad de Fe, superior al porcentaje ligado a las otras fases. Sin embargo, en estas zonas la importancia relativa del Fe ligado a la materia orgánica y a los sulfuros aumenta, ya que el Fe contenido en las fases oxidadas y el situado en posiciones cambiables disminuye con la profundidad.

Para confirmar el origen diagenético de las variaciones observadas en las propiedades magnéticas se comparó la susceptibilidad de cada muestra con una relación entre el Fe y el S totales (2*Fe/S). La línea horizontal en la figura 4 representa la estequiometría de la pirita. La dependencia de este parámetro con la diagénesis viene dada por el hecho de que, como el producto final de la reducción en un ambiente marino con Fe disponible es la pirita, a medida que progresa la piritización, esta relación tiende a 1 (Fig. 4). En el gráfico se puede ver como para los valores altos de susceptibilidad magnética, las muestras están muy alejadas del valor correspondiente a la estequiometría de la pirita, mientras que los de valor intermedio y bajo de susceptibilidad, están progresivamente más cerca. Además, podemos observar como las muestras superficiales de los testigos externo y medio son las más alejadas de esta relación, mientras que las más profundas de estos testigos y todas las del testigo 1 son las más cercanas.

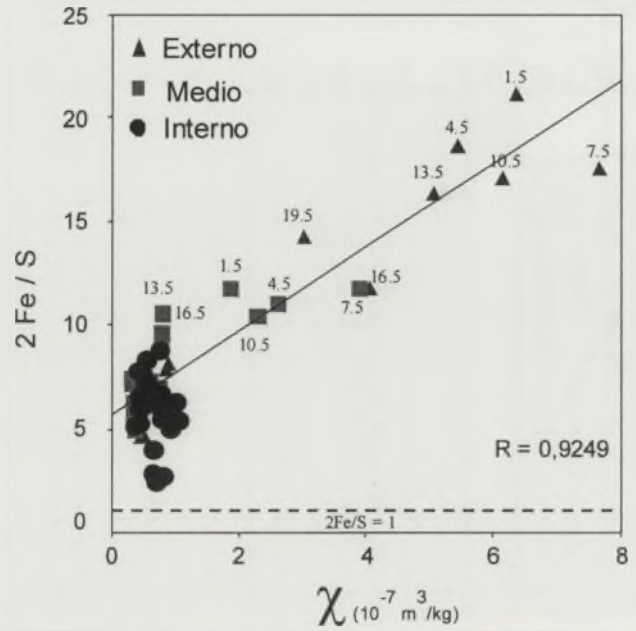


FIGURA 4: *Relación entre la susceptibilidad y la relación 2Fe/S. Los números indican la profundidad de la muestra.*

Este comportamiento indica que el proceso que libera Fe y lo deja disponible para la nucleación y crecimiento cristalino de pirita, está relacionado con la disminución de χ, y por tanto, ésta está controlada diagenéticamente.

CONCLUSIONES

Basándonos en las propiedades magnéticas de remanencia, los sedimentos de las zonas de la Ría de Pontevedra más expuestas al oleaje presentan 3 niveles diferenciados, al menos en lo que se refiere al primer metro de sedimento estudiado. La capa más superficial está dominada claramente por minerales de baja coercitividad, principalmente óxidos de Fe. Los valores más altos de c están originados por estos minerales. La capa situada a profundidad intermedia presenta una mayor contribución de minerales de alta coercitividad, posiblemente goetita que todavía no se ha disuelto por completo. Por último, en la capa más profunda, los parámetros de remanencia parecen controlados por la presencia de sulfuros de Fe ferrimagnéticos.

En los sedimentos situados en las zonas más internas de la ría, como las condiciones reductoras se desarrollan muy rápido y son más intensas, no se aprecia la existencia de las dos capas superiores y, por tanto, su señal magnética está determinada por sulfuros de Fe.

Por otro lado se puede concluir que la variabilidad de la c se debe a una evolución diagenética, en la que los óxidos de Fe superficiales, más susceptibles, se disuelven en los primeros centímetros, dando paso a otras fases magnéticas cuya respuesta frente a la aplicación de un campo magnético externo, es menor, como los sulfuros de Fe.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo nº 208 del grupo EX1 de la Universidad de Vigo. Es una contribución a los proyectos 2000-1102 MAR de la CICYT y FMRX980247 de la Unión Europea, y parcialmente, a los proyectos PGDIT00-MAR30103PR y PGDIT00-PX13105PR de la XUGA. Agradecemos a F. Heller del ETH de Zürich en Suiza el apoyo prestado para su realización.

REFERENCIAS

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

Maher, B. y Thompson, R. (Eds.) (1999): *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press, 390 p.

Rey, D., López-Rodríguez, N., Rubio, B., Vilas, F. y Mohamed, K. (2001): Propiedades magnéticas de los sedimentos marinos: el caso de las Rías Baixas. *Cuadernos de geología Ibérica*, 26: 239-257.

Rey, D., Pazos, O., López-Rodríguez, N., Vilas, F., Rubio, B. y Gago-Duport, L. (1997): Origin of seabed susceptibility signal variations in coastal stuarine-like sediments of NW Spain. *Annales Geophysicae*, 12: Sup. C105.

Rubio, B., Pye, K., Rae, J. E. y Rey, D. (en prensa). Sedimentological characteristics, heavy metal distribution and magnetic properties in subtidal sediments, Ria de Pontevedra, NW Spain. *Sedimentology*.

Ure, A. M., Quevauviller, P. H., Muntau, H. y Griepink, B. (1993): Speciation of heavy metals in soils and sediments. An account of the improvement and harmonization of extraction techniques undertaken under the auspices of the BCR of the Commission of the European Communities. *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*, 51:135-151.

Vilas, F., García-Gil, S., García-Gil, E., Nombela, M. A., Alejo, I., Rubio, B. y Pazos, O. (1996): *Cartografía de sedimentos submarinos. Ría de Pontevedra (Mapa 1: 50000 y memoria)*. Xunta de Galicia. Consellería de Pesca, Marisqueo y Acuicultura, 40 p.

Interrelación entre sedimentación y vulcanismo submarino durante el Jurásico Medio (NW de Benalúa de las Villas, provincia de Granada, Subbético Medio)

J.M. Molina [1] y J.A. Vera [2]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071, Jaén. jmmolina@ujaen.es.
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071, Granada. jvera@ugr.es.

ABSTRACT

The sediments interbedded and covering the jurassic submarine volcanic rocks in an area of the Median Subbetic are studied. The volcanic rocks are composed by about twenty submarine volcanic flows interbedded in a rhythmic alternance of limestone/marls (Zegrí Fm.). The accumulated thickness of the volcanic rocks can measure 500 m and the related sediments have ammonites of Toarcian and Aalenian age. On the upper flows, shallowing upward sequences, 5-10 m thick, have been recognized, having in the upper part oolitic limestones, in some places, with palaeokarst surfaces. These Bajocian oolitic limestones were deposited in isolated carbonate platforms developed on the volcanic edifices. The maximum depositional depth of the pelagic sediments located between the volcanic rocks would be similar to the volcanic edifices height, or to the accumulated thickness of the volcanic rocks, moreover the interbedded sediments.

***Key words**: Isolated carbonate platform, Jurassic, Subbetic, palaeobathymetry, guyots.*

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años los autores estudian la interrelación entre la sedimentación y el vulcanismo submarino jurásico, del Subbético Medio. Pretenden, además, la búsqueda de argumentos sedimentológicos y/o paleoecológicos, que determinen la profundidad del depósito de los materiales pelágicos del Subbético. Los resultados más novedosos consisten en el reconocimiento de afloramientos de calizas oolíticas, de tipo bahamiano, que se depositaron en plataformas carbonatadas aisladas, de aguas marinas someras, desarrolladas sobre los edificios volcánicos, constituyendo *guyots* (Vera *et al.*, 1997; Molina *et al.*, 1999; Molina y Vera, 1999, 2000, 2001).

En el presente trabajo se estudia uno de los sectores más interesantes para conocer la interrelación entre la sedimentación y el vulcanismo submarino del Jurásico Medio, ya que presenta cortes con unas excelentes condiciones de observación.

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área estudiada se localiza al NW de Benalúa de las Villas (prov. de Granada), dentro de la Hoja 991-I (Frailes) del mapa topográfico nacional a escala 1:25.000. Los cuatro mejores cortes se sitúan en las áreas cuyas coordenadas UTM son: arroyo de Almendralejo (desde 389457 a 392468), río Colomera al sur del cortijo de Maquinilla (desde 357437 a 358456), Puerto de la Taza (desde 333451 a 353456) y cortijo de Abejanar (desde 339475 a 344466).

Desde el punto de vista geológico se localiza en el Subbético, nombre de la unidad geológica de las Zonas Externas Béticas, así como del dominio paleogeográfico del margen continental sudibérico en el que se depositaron los materiales de dicha unidad, caracterizadas por la presencia de facies pelágicas jurásicas a partir del Domeriense con notables variaciones de espesor (Vera, 2001). Dentro del Subbético se ubica en el Subbético Medio, subdominio paleogeográfico caracterizado por la presencia de rocas volcánicas submarinas jurásicas intercaladas entre los sedimentos pelágicos, así como por la presencia de facies radiolaríticas (Fm. Radiolarítica Jarropa, O'Dogherty *et al.*, 1997). Los materiales estudiados en este trabajo son justamente los infrayacentes a la formación radiolarítica.

Se ubica en la Hoja 991 (Iznalloz) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000, en los flancos de una estructura sinclinal, que en la memoria del mapa se nombra como «sinclinal del Cortijo de las Monjas» (Díaz de Neira *et al.*, 1992), cuyo eje tiene una dirección WSW-ENE, que se levanta hacia el WSW (Fig. 1). Dos cortes corresponden al flanco sur del sinclinal (río Colomera y Almendralejo), otro al flanco norte (Abejanar) y el último al sector más occidental, donde se levanta el eje del sinclinal (Puerto de la Taza).

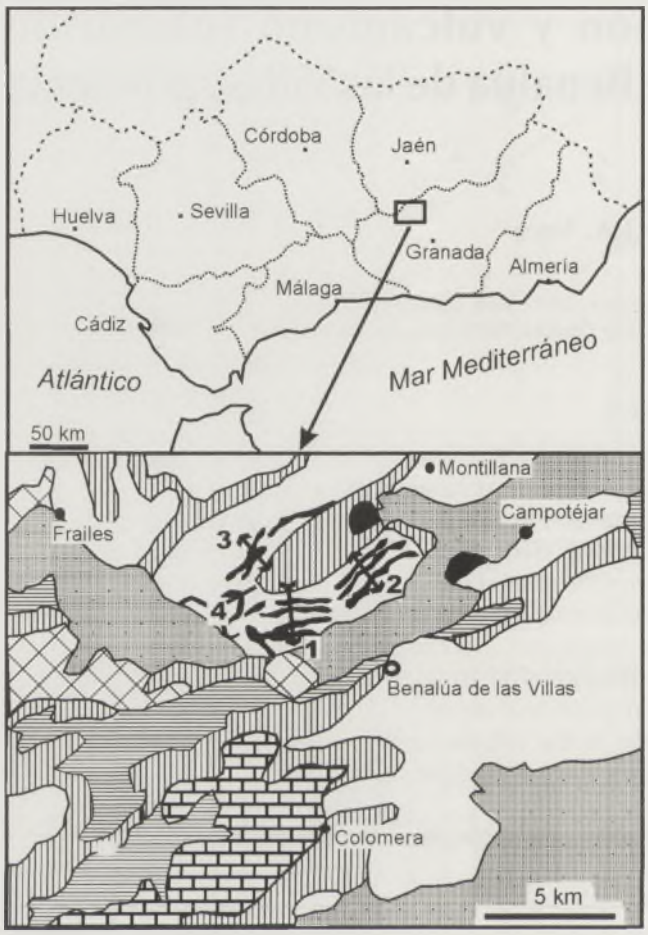


FIGURA 1: *Localización geográfica y geológica del área estudiada. Leyenda: 1.- Corte tipo (río Colomera al Sur del cortijo de Maquinilla). 2.- Arroyo de Almendralejo. 3.- Cortijo de Abejanar. 4.- Puerto de la Taza.*

RESULTADOS

El mejor corte (corte tipo), se localiza en el río Colomera al sur del cortijo de Maquinilla. La sección estratigráfica levantada en la ladera occidental del río (Fig. 2), tiene un espesor de más de 900 m. Los términos inferiores son las rocas infrayacentes a la colada volcánica más antigua, consistentes en una alternancia rítmica de calizas/margas (Fm. Zegrí) con fauna de ammonites del Toarciense. La colada inferior tiene 230 m de espesor y presenta lavas almohadilladas (*pillow* lavas) indicando que se trata de una colada submarina. Sobre ella se sucede una alternancia de tramos sedimentarios de la citada Fm. Zegrí y nuevas coladas volcánicas submarinas. Hasta el metro 680 los ammonites de las intercalaciones sedimentarias son del Aaleniense, en ellas hay, además, *Chondrites* y *Zoophycos*. Hacia el metro 655 se ven las primeras estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*. A partir del metro 660 en todas las intercalaciones sedimentarias del Bajociense, se observan secuencias de somerización que se inician con calizas micríticas con filamentos y terminan con calcilimolitas con estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky* y con el techo ondulado.

Sobre la última colada están los términos más interesantes. Los 80 m superiores (Fig. 2A) presentan nueve secuencias de somerización en las que el tramo superior es de calizas oolíticas, con ooides típicamente bahamianos. Son *grainstone* con oolitos, oncoides, foraminíferos (*Nautiloculina, Protopeneroplis, Trocholina,* etc.) algas calcáreas (*Dasycladaceae*), crinoides y corales solitarios. El techo del último tramo de calizas oolíticas es una superficie de paleokarst. Las calizas oolíticas son muy semejantes a las de la Fm. Camarena (Bajociense-Bathoniense) del Subbético Externo.

En la ladera oriental del río los 50 m superiores, situados sobre la colada volcánica más moderna, presentan siete secuencias de somerización, todas con un tramo superior de calizas oolíticas (Fig. 2B). Se observan dos superficies de paleokarst (techos de las secuencias 3 y 5), una con cavidades de más de tres metros de profundidad y 12 m de longitud, con paredes muy abruptas, rellenas de los sedimentos correspondientes a la parte inicial de la siguiente secuencia de somerización, semejantes a las observadas y descritas en otras localidades del Subbético Medio (Montejícar, Molina *et al.*, 1999).

En otros cortes se tienen datos complementarios. En el del arroyo de Almendralejo, 3 km al este del corte tipo, las calizas oolíticas de tipo bahamiano aparecen por encima de la colada volcánica más alta, destacando en el paisaje (Molina y Vera, 1999, Lámina III) y constituyen la parte superior de secuencias de somerización en cuya la parte inferior hay calcilimolitas con estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky*. En el corte del Puerto de la Taza se han levantado secciones estratigráficas parciales de mucho detalle, a lo largo del camino de Montillana a Trujillos, 1,5 km al oeste del corte tipo y se han reconocido 15 coladas volcánicas con un espesor acumulado de 200 m. Las calizas oolíticas de tipo bahamiano aparecen siempre por encima de la colada superior, pero en este corte se limitan a dos tramos (uno de 1 m y otro de 2 m) ambos en el techo de secuencias de somerización que terminan en superficies de paleokarst. En el corte levantado en el camino que sale hacia el norte del cortijo de Abejanar, 2 km al NW del corte tipo, hay excelentes condiciones de observación, aunque con capas verticales o invertidas. Hay 26 coladas con un espesor acumulado de unos 250 m y la diferencia más notable consiste en la presencia de calizas oolíticas en las intercalaciones sedimentarias entre coladas, a partir de la quinta colada.

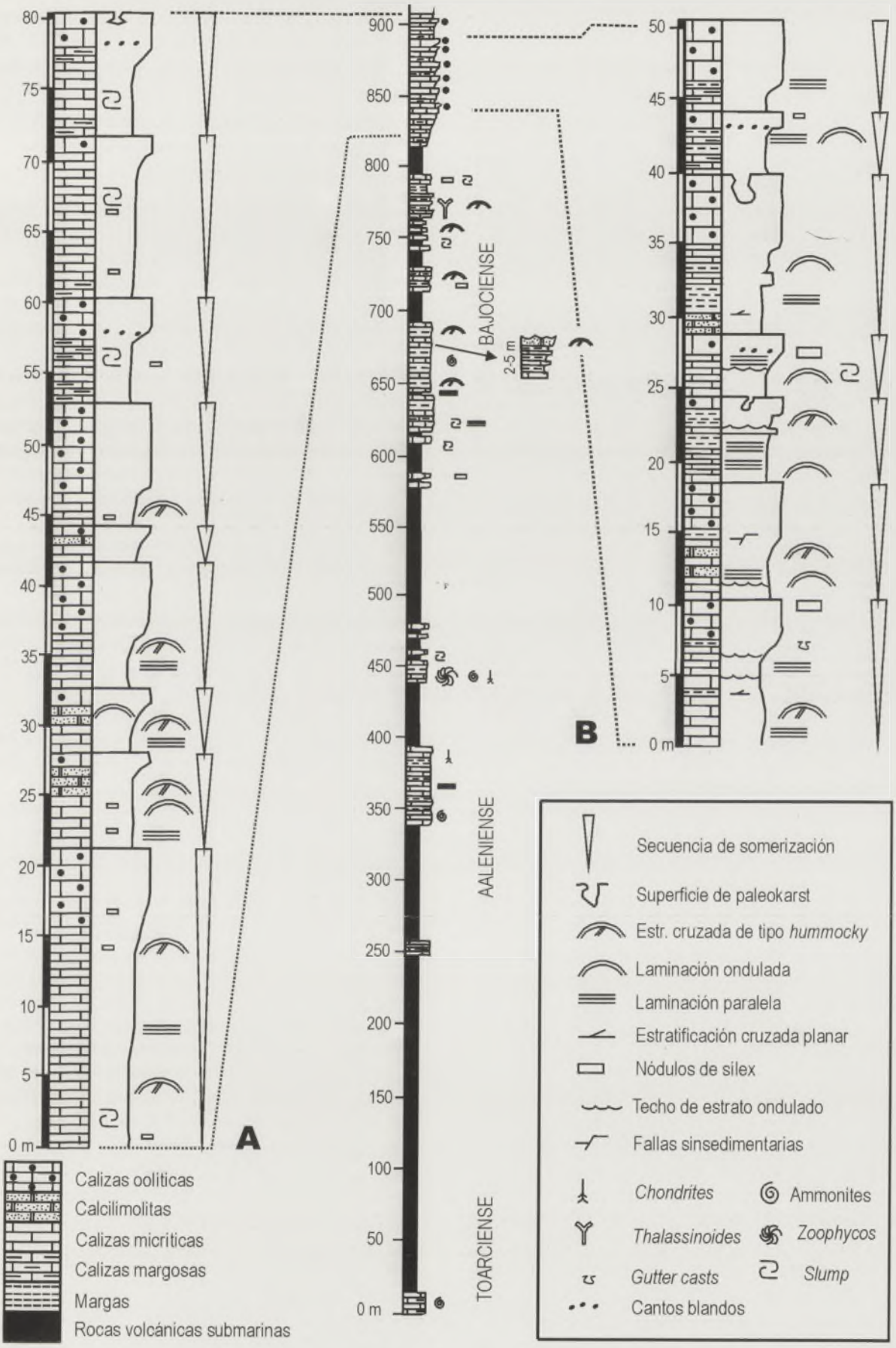


FIGURA 2: *Sección estratigráfica de la Fm. Zegrí en el corte tipo. A.- Perfil estratigráfico de los términos superiores en la ladera occidental del río. B.- Perfil estratigráfico en la ladera oriental. Explicación en el texto.*

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La presencia de calizas oolíticas (*grainstone*) con ooides típicamente bahamianos, es un argumento decisivo para afirmar que se trata de depósitos en plataformas carbonatadas, marinas, de aguas someras. La escasa extensión lateral de estas facies nos permite, además, afirmar que son plataformas aisladas desarrolladas en la parte superior de los edificos volcánicos, constituyendo *guyots* (Vera *et al.*, 1997; Molina y Vera, 1999, 2000). En el sector aquí estudiado se puede deducir la extensión de estos *guyots*, ya que en el corte del Puerto de la Taza estaríamos en el borde oeste de los mismos, que a 1 km al este del cortijo de Abejanar desaparecen las rocas volcánicas y las calizas oolíticas y que hacia el este de arroyo de Almendralejo igualmente desaparecen ambas rápidamente. Estas plataformas aisladas tendrían 3-4 km de longitud y 2-3 km de anchura.

La asociación de facies con términos de calcilimolitas con estratificaciones cruzadas de tipo *hummocky* indica que éstas se formaron en medios marinos afectados por las olas de tormentas. Todo ello induce a pensar que los sedimentos pelágicos relacionados con las facies descritas, que forman parte de las secuencias de somerización, también son depósitos de una profundidad moderada. Puesto que sobre los edificios volcánicos se llega al nivel del mar, se puede deducir que la profundidad de los depósitos pelágicos que rodeasen a dichos edificios sería, como máximo, la altura de los mismos, o sea, la suma de los espesores acumulados de las rocas volcánicas y los sedimentos intercalados, por lo que estaríamos a pocos centenares de metros de profundidad.

Esta interpretación de batimetría moderada es coherente con interpretaciones anteriores basadas en la presencia de superficies de paleokarst en facies pelágicas del Jurásico de diferentes subdominios del Subbético (Vera *et al.*, 1988) y con la presencia de facies marinas someras por debajo y por encima de las facies radiolaríticas (Molina *et al.*, 1999), que permitieron afirmar que incluso éstas, tradicionalmente consideradas como profundas, son depósitos de pocos centenares de metros de profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dra. A. Linares y Dr. J. Sandoval, sus opiniones y comentarios y a este último la clasificación de los ammonites recolectados por ellos. Igualmente agradecen a los Dres. J.P. Calvo, A. Martín-Algarra y P.A. Ruiz-Ortiz sus consideraciones. Este trabajo constituye una parte de los resultados de los proyectos de investigación PB96-0429 y PB96-1430 de la DGES.

REFERENCIAS

Díaz de Neira, J.A., Enrile, A., Hernaiz, P.P. y López-Olmedo, F. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 991 (Iznalloz)*. ITGE, Madrid.

Molina, J.M., O'Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1999): Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, southern Spain): palaeobathymetric and biostratigraphic considerations. *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, 150: 309-330.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (1999): Sedimentación marina somera sobre edificios volcánicos submarinos (Jurásico medio-superior, Subbético Medio, Cordilleras Béticas). En: *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*. Asociación de Geólogos y Geofíscos Españoles del Petróleo, Madrid, 91-106.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2000): Plataformas carbonatadas aisadas (guyots) en el Jurásico del Subbético. *Geogaceta*, 27: 107-110.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2001): Interaction between sedimentation and submarine vulcanism (Jurassic, Subbetic, southern Spain). *Geogaceta*, 29: 179-182.

O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): La Formación Radiolarítica Jarropa: definición y significado en el Jurásico subbético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 53: 145-157.

Vera, J.A. (2001): Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.) Memoires du Museum National Histoire Naturel, 186: 109-143.

Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P., Bea, F. (1997): Jurassic guyots on the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova*, 9: 163-166.

Vera, J.A., Ruiz-Ortiz, P.A., García-Hernández, M. y Molina, J.M. (1988): Paleokarst and related pelagic sediments in the Jurassic from Subbetic Zone, Southern Spain. En: *Paleokarst* (N.P. James y P.W. Choquette, Eds.) Springer Verlag, New York, 364-384.

Cantos blandos en tempestitas con estructuras sedimentarias de deformación (Mioceno, Cuenca del Guadalquivir; Porcuna, provincia de Jaén)

J.M. Molina[1] y J.A. Vera[2]

1 Universidad de Jaén. Departamento de Geología. Campus Universitario. 23071 Jaén. jmmolina@ujaen.es.
2 Universidad de Granada. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. 28071 Granada. jvera@ugr.es.

ABSTRACT

Mud pebbles in Upper Miocene calcarenitic tempestites with soft-sediment deformation structures of the Guadalquivir Basin (Southern Spain) are analysed. The mud pebbles are always restricted to part of the stratigraphic sections, in exclusive association with calcarenitic tempestites with soft-deformation structures. They are interpreted as the result of erosion of marls, interbedded between the dominant calcarenites, both with a low degree of lithification. This marls were eroded by storms and redeposited as rip-up clasts. In the soft-sediment deformation structures the liquefaction of the calcarenites with the mud pebbles was triggered by pore pressure changes induced by cyclic and residual stress of storm waves. The upper part or the complete beds of previous storm events were reworked and redeposited by later depositional storm events with the mixture of older and subsequent sediments. The amalgamated nature of these deposits shows that the building of these beds implied multiple processes of erosion, deposition and liquefaction, related to the effect of individual storms or periods of important storms. The mud pebbles horizons represent a substantial loss in stratigraphic resolution due to widespread erosion of the marls deposited in the carbonate ramp.

Key words: *mud pebbles, tempestites, soft-sediment deformation structures, Miocene, Guadalquivir Basin*

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos estudiados se sitúan en los escarpes inmediatamente al S y W del pueblo de Porcuna, y en las canteras existentes al SE del mismo pueblo (Fig. 1). Pertenecen a una unidad autóctona de la Cuenca del Guadalquivir de edad Tortoniense superior-Messiniense (Unidad de Porcuna; Roldán *et al.*, 1992) que se dispone horizontalmente o ligeramente inclinada hacia el N sobre otras unidades olistostrómicas o autóctonas de la Cuenca del Guadalquivir. En esta unidad con un espesor total máximo observable de aproximadamente 140 m se diferencian: una formación inferior, de margas con alguna intercalación calcarenítica, de unos 90 m de espesor, y otra formación superior, donde se encuentran los afloramientos estudiados en este trabajo, de calcarenitas de tamaño de grano de arena fina a media bastante homogéneo y en el que se pueden diferenciar a su vez tres miembros (Fig. 2). El miembro inferior calcarenítico, de aproximadamente 10 m de potencia, con contacto muy recubierto con las margas infrayacentes y abundantes estructuras de deformación sedimentaria y estratificación cruzada de tipo *hummocky*, denominado "zamarrón" por los canteros del lugar. El miembro intermedio, con unos 20 m de potencia, explotado en algunas canteras, también de calcarenitas en bancos de 10 a 20 cm de espesor medio y con algunas intercalaciones de tamaño milimétrico a centimétrico de margas. Estas separaciones son aprovechadas por los canteros para obtener buenas placas de piedra para construcción. En este tramo intermedio destaca la presencia, especialmente hacia la mitad y parte más alta, de algunos niveles más potentes de hasta 1 m de espesor, con estructuras de deformación, siempre asociadas como en el caso anterior a estructuras de tipo *hummocky*. El miembro superior, de unos 20 m de potencia, corresponde a calcarenitas tableadas con techos y muros planos en bancos de 10 cm por término medio, que alternan con limos y margas, cada vez más abundantes hacia techo.

En el miembro inferior calcarenítico y en la parte alta del miembro intermedio (Fig. 2) aparecen abundantes estructuras de tipo estratificación cruzada *hummocky* siempre relacionadas con estructuras de deformación sedimentaria interpretadas como debidas a licuefacción inducida por el efecto cíclico del oleaje de tormentas (Alfaro *et al*, 1996; Molina *et al.*, 1998) y con abundantes cantos blandos cuyo estudio es el objetivo principal de este trabajo. Estas facies se depositaron en un ambiente de rampa carbonatada (rampa media) básicamente entre el nivel de base

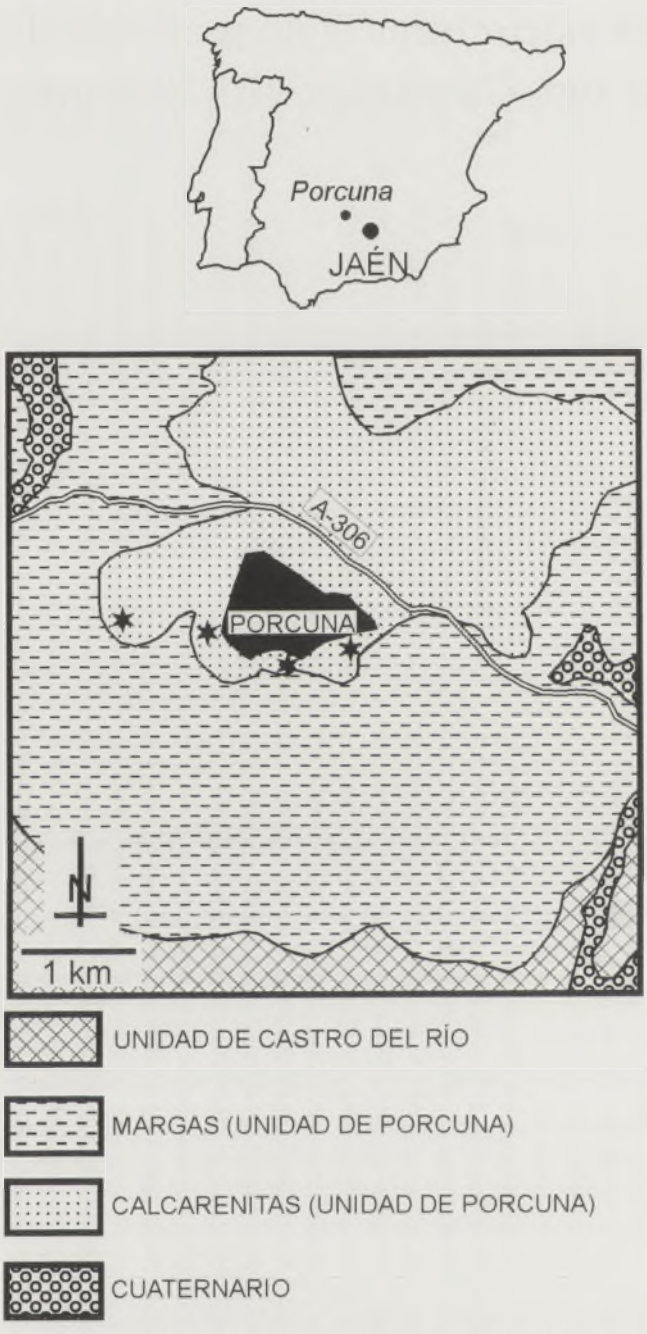


FIGURA 1: *Situación y mapa geológico de los principales afloramientos estudiados*

del oleaje normal y el nivel de base de las olas de tormentas, y considerando que durante el Neógeno, la Cuenca del Guadalquivir estaba conectada con el Oceano Atlántico, en ella se pudieron producir importantes tormentas.

DATOS Y RESULTADOS

Los cantos blandos son clastos intraformacionales o intraclastos producidos por la erosión y/o deformación de sedimento blando lutítico o margoso, sin cementar, justo después de su depósito. Estos clastos de lutita o marga son incorporados en depósitos ligeramente más modernos, generalmente arenosos. Los cantos blandos que reciben distintos nombres en la bibliografía escrita en inglés (*mud pebble, mud chip, clay chip, shale clast, rip-up clast*) pueden ser los únicos restos de la presencia de este sedimento de tamaño de grano más fino o lutítico, depositado temporalmente en subambientes de baja energía entre las facies arenosas o calcareníticas predominantes.

Las calcarenitas, en las que se encuentran los cantos blandos, tienen un tamaño de grano bastante homogéneo, con diámetro entre 0,1 y 0,4 mm y están compuestas, en orden de abundancia, fundamentalmente por pequeños bioclastos, fragmentos de cuarzo muy anguloso con un diámetro medio de 0,2 mm, foraminíferos y micas. Localmente aparecen abundantes bioclastos de mayor tamaño de tipo ostreas de hasta 4 cm e intercalaciones de margas de espesor centimétrico y discontinuas en la lateral.

Las calcarenitas presentan estratificación cruzada de tipo *hummocky* afectada por estructuras sedimentarias de deformación. Esta estratificación *hummocky* aparece formando láminas cruzadas con ángulos de unos 8º por término medio, con morfología de estratos de muro plano y techo con forma de montículo con dimensiones máximas de hasta 50 cm en la vertical y 760 cm en la horizontal. Son abundantes las superficies de amalgamación, disponiéndose los conjuntos amalgamados de capas de calcarenitas unos sobre otros sin nada o muy poco sedimento lutítico o margoso que los separe. En el primer caso estas capas arenosas presentan separaciones marcadas

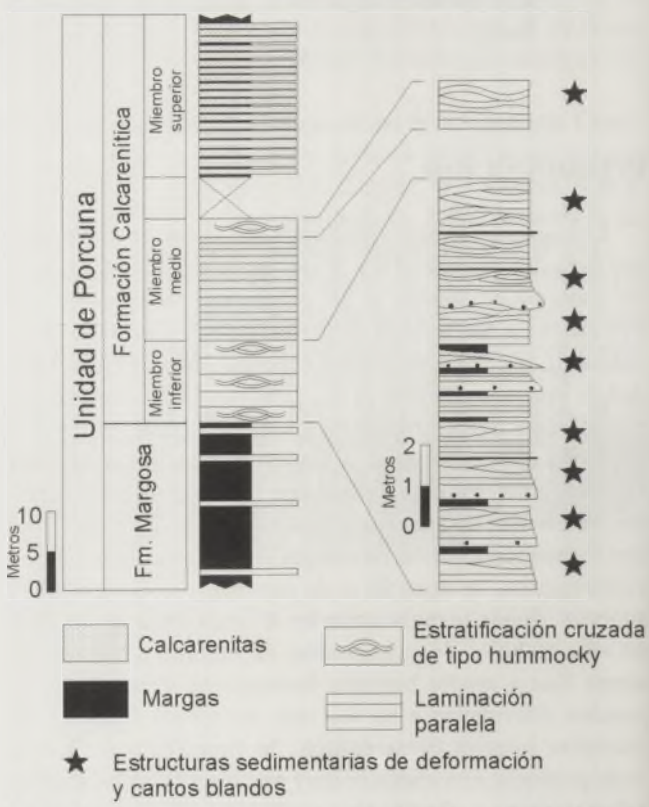


FIGURA 2: *Sección estratigráfica simplificada de la unidad de Porcuna y situación de las tempestitas, mostrando la localización de las estructuras de deformación sedimentaria, estratificación cruzada de tipo hummocky y cantos blandos analizados.*

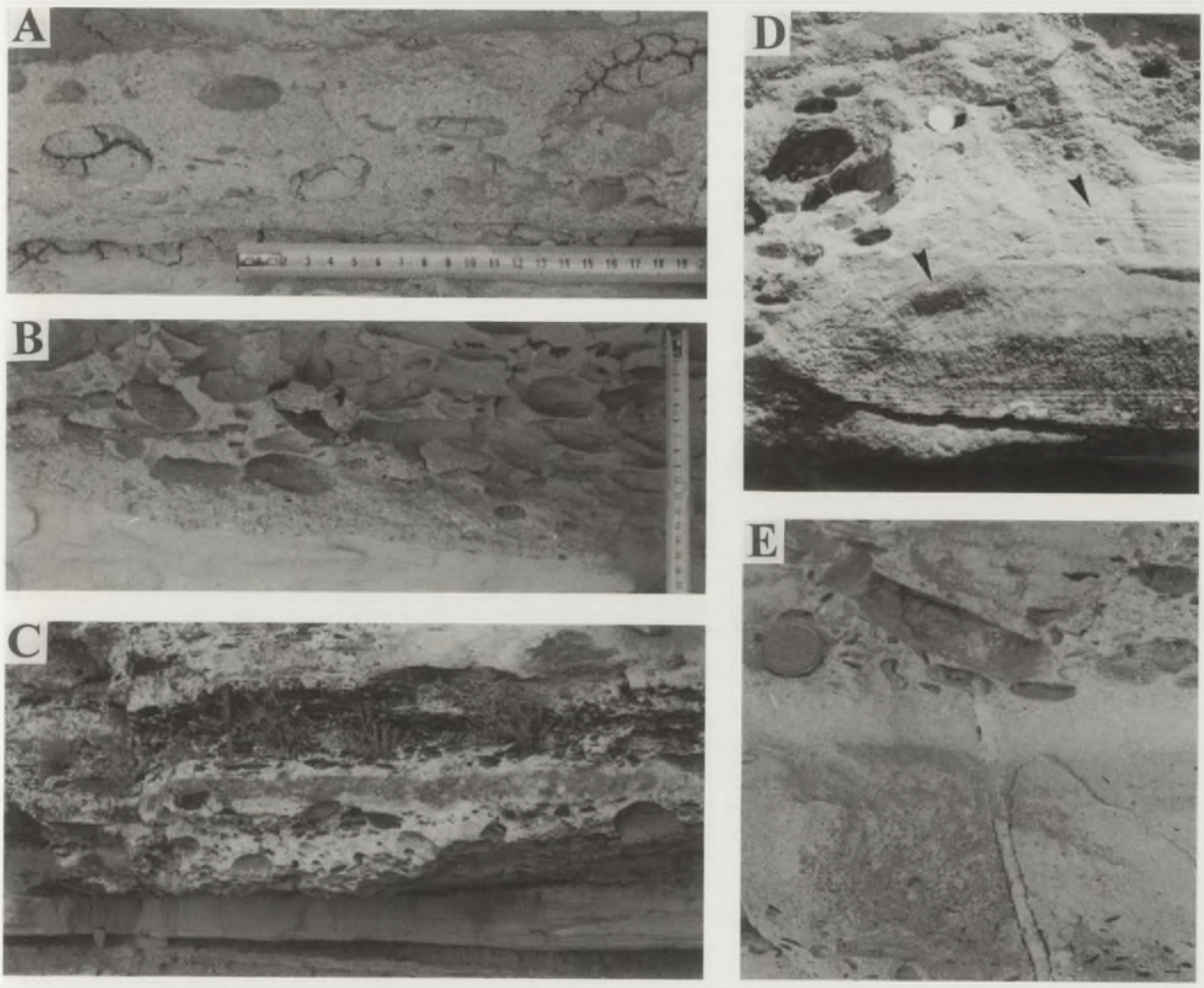


FIGURA 3: *Ejemplos de niveles de cantos blandos. A) Aspecto de detalle de los cantos blandos en que puede observarse su baja esfericidad y gran redondeamiento. Escala en cm. B) Parte superior masiva con cantos blandos, con un contacto neto con la parte inferior de calcarenitas de tamaño de grano más fino sin cantos blandos. Escala en cm. C) Contacto erosivo en forma de canal de los niveles de calcarenitas con cantos blandos. D) Detalle del contacto erosivo (marcado por las flechas) entre los niveles con cantos blandos a la izquierda, y la calcarenita con laminación paralela a la derecha. El diámetro de la moneda es 25 mm. E) Burrow casi vertical atravesando un canto blando. El diámetro de la moneda es 25 mm.*

solamente por una cicatriz interna que lateralmente desaparece.

Los cantos blandos aquí estudiados son margosos y tienen un diámetro máximo de 80 cm, aunque predomina el tamaño de 5 por 2,5 cm, abundan mucho los de 1 cm por 0,4 cm en la horizontal y vertical respectivamente (Figs. 3A, B, C y D). Tienen forma mayoritariamente discoidal o algo elipsoidal, con baja esfericidad pero de aspecto subredondeado a redondeado, y aparecen en una matriz calcarenítica de aspecto masivo o con estructuras de deformación sedimentaria como las descritas en Molina *et al.* (1998), con claros signos de licuefacción y algunas formas erosivas (Figs. 3C y D). Los cantos blandos se encuentran en niveles que pueden alcanzar hasta 1 m de espesor e individualmente se disponen mayoritariamente según la horizontal, pero existen algunos inclinados en los que se ha podido medir una dirección N 10 E e inclinación hacia el W lo que daría, de acuerdo con la imbricación, un sentido de la paleocorriente o movimiento hacia N 80 W. En el muro de los estratos calcareníticos son abundantes los *gutter* y *pot casts*, y más localmente las marcas de corriente de tipo *flute casts* y *tool marks*, que indican paleocorrientes de sentido hacia N 50 W .

Cabe destacar la presencia de *burrows* verticales o inclinados rellenos de arena que atraviesan los cantos blandos de margas (Fig. 3B). Se trata de bioturbación principalmente de asociación de tipo *Skolithos-Cruziana* de alta diversidad (Pemberton y MacEarchen, 1996) generalmente desarrollada en condiciones de alta energía asociada con arenas bien seleccionadas en movimiento por corrientes.

CONCLUSIONES

Los cantos blandos estudiados se habrían originado como resultado de la acción erosiva de corrientes, generadas por tempestades sobre el fondo marino margoso con

sedimento blando sin consolidar, que sería arrancado o roto formando estos *rip-up clasts*. Estos clastos blandos serían incorporados a las arenas sin consolidar y posteriormente licuefactadas por la acción cíclica del oleaje de las tormentas. La formación de estos niveles de cantos blandos fue muy temprana como lo demuestra su forma redondeada, y el que estén atravesados por *burrows*.

Los cantos blandos de margas retrabajados en las tempestitas que alcanzan espesores localmente de más de 1 m implican importantes procesos de erosión y/o canibalismo en el fondo marino como los descritos por Einsele (2000). Estos términos significan que tempestitas potentes preexistentes fueron truncadas, o tempestitas de menos espesor fueron completamente retrabajadas por tormentas posteriores y su material fue incorporado a nuevas capas de tormentas. Este proceso pudo ocurrir repetidamente, hasta que un evento extremadamente grande de tormentas finalmente produjo un lecho que pudo ser preservado.

Estas importantes fases erosivas que generan los cantos blandos analizados en este trabajo probablemente reflejan eventos de tormentas de una magnitud muy considerable e inusual que produjeron una erosión y retrabajamiento muy importante del fondo marino

Los cuerpos amalgamados están formados por la repetida y rápida migración de los *hummocky* calcareníticos a través de la plataforma, que no facilitan de este modo que se preserven los sedimentos más finos, pues éstos van siendo erosionados de forma continuada por la acción del oleaje de las tormentas. La profundidad y extensión areal de la erosión del fondo marino asociada con estos depósitos es difícil de determinar. Sin embargo, su aparición debe de reflejar una considerable pérdida de continuidad o resolución estratigráfica debida a la erosión de la sección.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido financiado por los proyectos de la DGIYCYT PB-96-0429 y PB-96-1430 de la DGES.

REFERENCIAS

Alfaro, P., Molina, J.M., Moretti, M. y Soria, J.M. (1996): Estructuras sedimentarias de deformación originadas por licuefacción en depósitos de tormentas (Mioceno de la Cuenca del Guadalquivir, provincia de Jaén). *Geogaceta*, 20: 311-314.

Einsele, G. (2000): *Sedimentary basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer, Berlín, 792 p.

Roldán, F.J., Lupiani, E., Villalobos, M. (1992): *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 925 (Porcuna)*. ITGE, Madrid

Molina J.M., Alfaro P., Moretti M. y Soria J.M. (1998): Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*, 10: 145-150.

Pemberton, S.G. y MacEarchen, J.A. (1996): The ichnological signature of of storm deposits: The use of trace fossils in event stratigraphy. En: *Paleontological events: stratigraphic, ecological and evolutionary implications* (C.E. Brett y G.C. Baird, Eds.). Columbia University Press, New York, 73-109.

Registro marino de cambios climáticos milenarios en el Mar de Alborán en el último ciclo glaciar

A. Moreno[1], I. Cacho[2] , M. Canals[1], M. F. Sánchez-Goñi[3], M. A. Prins[4], J. O. Grimalt[5] y F.J. Sierro[6]

1 Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geología Marina. Universidad de Barcelona. C/ Marti i Franques, s/n. 08071 Barcelona. España.
2 University of Cambridge. The Godwin Laboratory. Pembroke Street. Cambridge CB2 3SA. U.K.
3 EPHE. Paléoécologie et Paléoenvironments marins. DGO, UMR-CNRS 5805. Université Bordeaux 1. Avenue des Facultés. 33405 Talence. France.
4 Faculty of Earth Sciences. Vrije Universiteit. 1081 HV Amsterdam. The Netherlands.
5 Departamento de Química Ambiental (ICER-CSIC). Jordi Girona, 18. 08034 Barcelona. España.
6 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca. España.

ABSTRACT

The Mediterranean region was particularly sensitive to climatic and hydrological changes of millennial-centennial scale occurred during the last glacial cycle. Detailed studies carried out in the IMAGES core MD 95-2043 (Alboran Sea) indicate a synchrony between changes in sea surface temperature (SST) and in the vegetation cover of the Iberian Peninsula. End-member modelling of grain-size distributions and Si/Al record large millennial oscillations indicating an increase of Saharan eolian dust input to the Western Mediterranean during cold stadials. These results point to the atmospheric circulation as the main mechanism responsible for the interlatitudinal transmission of rapid climatic variability, thus adding further elements to the debate about the driving mechanisms of the D/O variability in the Mediterranean region and in higher latitudes.

***Key words**: Paleoclimatology, last glacial cycle, teleconnections, grain-size, organic geochemistry*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El estudio isotópico de los testigos de hielo de Groenlandia ha permitido definir una serie de oscilaciones climáticas en el último periodo glaciar conocidas como los *ciclos Dansgaard/Oeschger (D/O)* (Dansgaard *et al.*, 1993). Dichos ciclos han sido identificados ulteriormente en numerosos registros marinos y continentales de diferentes lugares del mundo (ver la compilación realizada por Leuschner y Sirocko, 2000). Los ciclos de D/O consisten en una serie de intervalos cálidos (interestadios) y fríos (estadios) que se caracterizan por presentar fases rápidas de calentamiento (pocas décadas) seguidas de enfriamientos progresivos (centenares de años). Estos intervalos se dieron en secuencias de interestadios cada vez más fríos, culminando en descargas masivas de icebergs al Océano Atlántico Norte, lo que se conoce como *eventos de Heinrich (HE)*. Sin embargo, los mecanismos responsables de esta variabilidad climática de escala milenaria, así como las causas de la relación temporal entre zonas alejadas, son cuestiones todavía por resolver. Una de las hipótesis propuestas es la inestabilidad de los casquetes polares que, no obstante, falla al intentar explicar registros fuera de la influencia del Atlántico Norte. Actualmente se considera que las variaciones en la intensidad de la circulación termohalina durante el último ciclo glaciar juegan un papel muy importante en estas oscilaciones climáticas (Boyle, 2000), aunque también se ha propuesto que los cambios en la circulación atmosférica hayan podido ser los que desencadenan los ciclos de D/O, o al menos el medio de transmisión del cambio climático.

Para llevar a cabo nuestra investigación hemos tenido en cuenta estudios previos en el testigo MD 95-2043 del Mar de Alborán (Mediterráneo Occidental), los cuales han mostrado la sensibilidad de dicha cuenca a los cambios climáticos de escala sub-orbital, tanto en lo que concierne a las temperaturas superficiales marinas (SST) (Cacho *et al.*, 1999) como a los cambios en la vegetación continental. El presente trabajo recopila los resultados e interpretaciones de los estudios anteriores y añade nuevos datos sobre el Estadio Isotópico 3 (OIS3) que permiten analizar mejor la evolución climática de los sistemas marino y continental, compararla con la obtenida en los testigos de hielo de Groenlandia con el fin de alcanzar una correlación hemisférica y proponer el mecanismo conductor de las oscilaciones climáticas de D/O en la cuenca Mediterránea (Fig. 1).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Modelo de edad

El modelo de edad del testigo MD 95-2043 para el intervalo aquí considerado se basa en la correlación del registro de temperaturas superficiales del Mar de Albo-

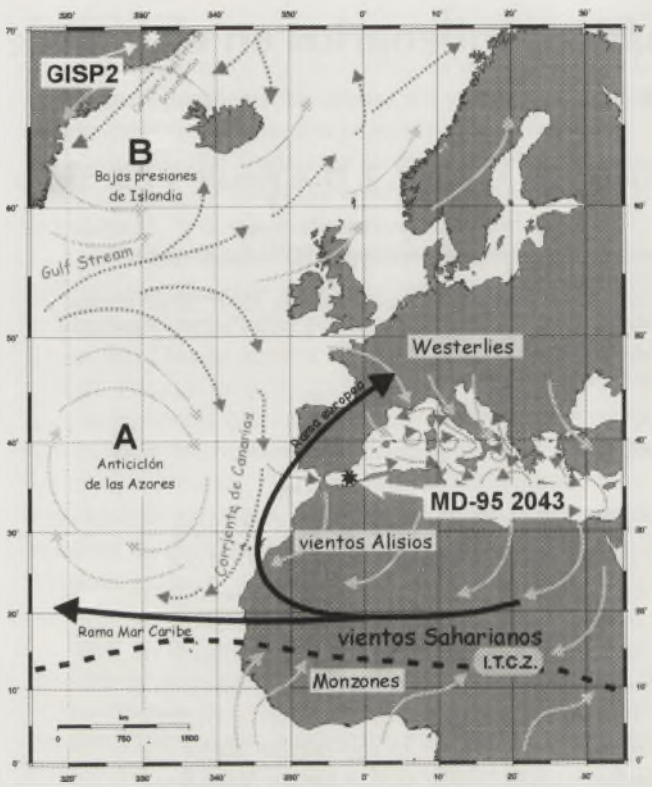


FIGURA 1: *Situación geográfica del testigo (International Marine Global Change Studies- IMAGES) MD 95-2043 del Mar de Alborán y del testigo de hielo Greenland Ice Sheet Project (GISP2). Las flechas discontinuas en gris oscuro representan las principales corrientes marinas; en gris claro, los rasgos distintivos de la circulación atmosférica y en negro los vientos del Sahara que transportan polvo hacia el Mar del Caribe y el Mar Mediterráneo. La Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), los monzones, los alisios y los Westerlies están también indicados. Las bajas presiones de Islandia y el anticiclón de las Azores están representados en su posición media a lo largo del año.*

rán con las temperaturas atmosféricas de Groenlandia representadas por el $\delta^{18}O$ del testigo de hielo GISP2 (Cacho *et al.*, 1999), como se muestra en la figura 2a.

Temperaturas marinas superficiales (SST)

Las SST fueron obtenidas mediante el índice de insaturación $U^{k'}_{37}$, que mide la relación entre unos compuestos lipídicos (alquenonas de 37 carbonos) que forman parte de la materia orgánica sedimentaria. Estos compuestos son sintetizados por microalgas del fitoplancton marino (principalmente cocolitofóridos) que forman alquenonas más o menos insaturadas en función de la temperatura del agua en la que crecen. Las alquenonas son muy resistentes a la degradación preservándose en sedimentos marinos y con ellas su señal térmica (representada con el índice de insaturación $U^{k'}_{37}$). El registro de SST del testigo del Mar de Alborán marca claramente los ciclos de D/O (Fig. 2b), demostrando así que la rápida relación entre los sistemas atmosférico y oceánico postulada para el Atlántico Norte se extiende a la región Mediterránea (Cacho *et al.*, 1999).

Neogloboquadrina pachyderma (s)

Este foraminífero planctónico es típico de aguas frías, por lo que actualmente no se encuentra en el Mar de Alborán. Sin embargo, aparece en sincronía con los HE registrados en el testigo estudiado (Fig. 2c), lo que indicaría la entrada de aguas Atlánticas de origen polar durante esos períodos (Cacho *et al.*, 1999).

Isótopos en conchas de foraminíferos bentónicos

El $\delta^{13}C$ medido en foraminíferos bentónicos (Fig. 2d) va ligado a la formación de agua profunda que tiene lugar en el Golfo de León inducida por los vientos *Westerlies*. Cuando estos vientos son más intensos estimulan la producción y hundimiento de agua fría y densa. Esta masa de agua también ocupa las profundidades del Mar de Alborán estableciendo la conexión entre ambas áreas. El registro de $\delta^{13}C$ sugiere unas condiciones mejores de ventilación durante los intervalos fríos de los ciclos de D/O. Así se ha interpretado que los *Westerlies* tienen una variabilidad de escala milenaria ligada a los ciclos D/O (Cacho *et al.*, 2000).

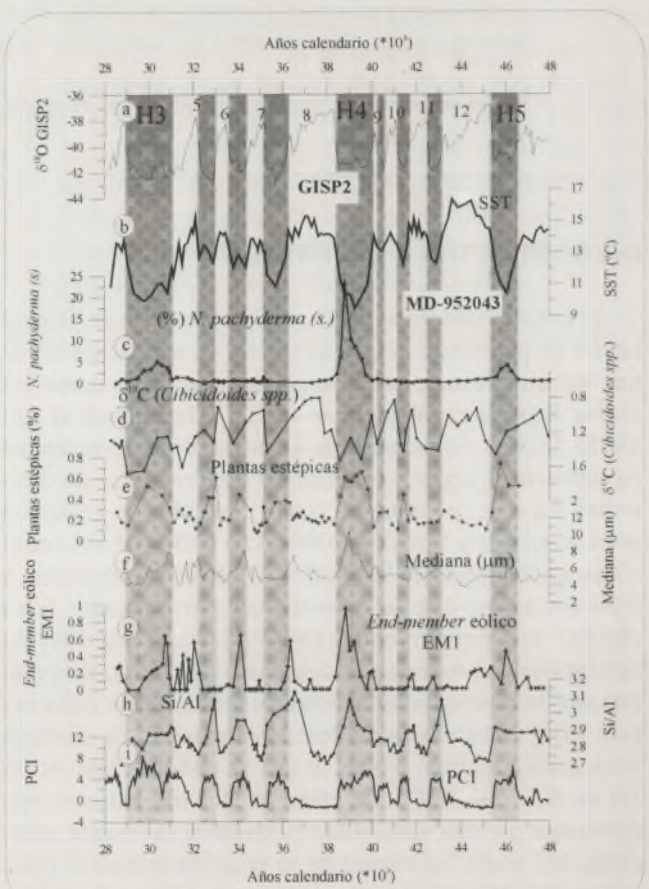


FIGURA 2: *(a) Curva $\delta^{18}O$ del testigo de hielo (GISP2); (b) reconstrucción de las SST basada en la medida de la composición relativa de alquenonas C_{37} insaturadas; (c) abundancia relativa (%) del foraminífero N. pachyderma (s) en el testigo MD 95-2043; (d) $\delta^{13}C$ Cibicidoides spp.; (e) abundancia (%) de polen de plantas estépicas; (f) mediana de la distribución granulométrica de la fracción terrígena de las muestras; (g) end-member eólico (EM 1); (h) relación Si/Al y (i) índice de circulación polar (PCI).*

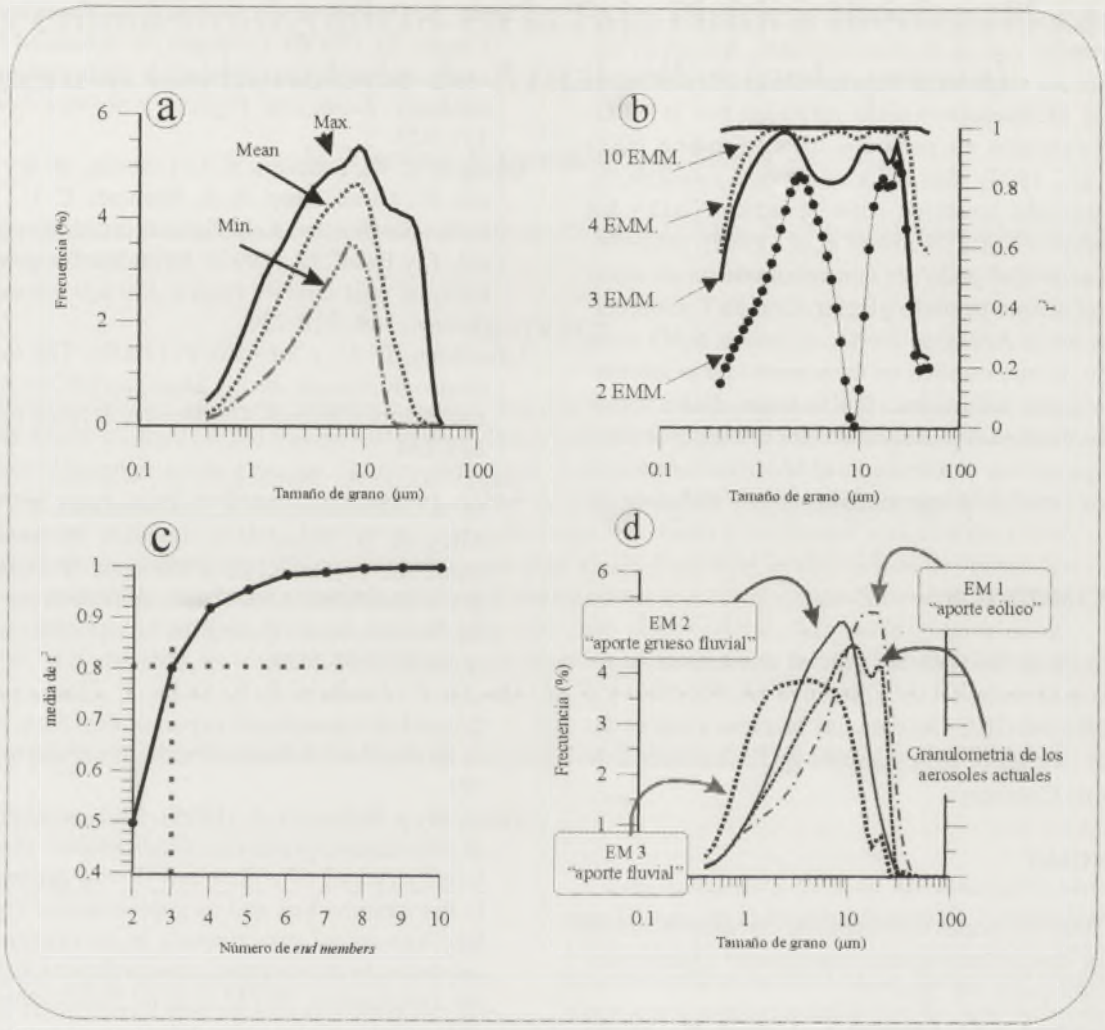


FIGURA 3: *Modelización de los end-members de las distribuciones granulométricas. (a) frecuencias máxima, mínima y media registradas en cada clase de tamaño de grano; (b) coeficientes de determinación (r^2) representados en función de los tamaños de grano para distintas soluciones de número de end-members y (c) media del coeficiente de determinación en función del número de end-members calculados para estimar el mínimo requerido para una aproximación satisfactoria de los datos (Prins y Weltje, 1999). (d) Representación e interpretación de los tres end-members junto con la granulometría de aerosoles saharianos recogidos actualmente en Cataluña.*

Vegetación

El registro polínico muestra una clara alternancia entre vegetación estépica (árida) y vegetación arbórea (húmeda) siguiendo los estadios e interestadios de D/O. Estos registros resaltan los HE como las fases de aridez más extrema a lo largo del periodo de tiempo estudiado (Fig. 2e). Por lo tanto, las condiciones secas y frías en la Península Ibérica fueron características de los estadios mientras que las húmedas y templadas lo fueron de los interestadios.

Granulometría de la fracción terrígena y aporte de polvo del Sahara

El Mar de Alborán está bajo la influencia del transporte de polvo sahariano, especialmente en los periodos más áridos y con vientos más intensos. Después del estudio granulométrico de la fracción terrígena de las muestras de Alborán y el posterior tratamiento de los datos mediante un modelo de *end-members* (Fig. 3), la mediana y el *end-member* eólico se han representado en las figuras 2f y 2g. Con estos indicadores y la relación Si/Al (Fig. 2h), indicadora de la abundancia de cuarzo, podemos afirmar que los periodos identificados como más fríos y áridos gracias a las interpretaciones anteriores, también se caracterizaron por vientos saharianos más intensos y condiciones más áridas en el Norte de África.

Estos últimos resultados han sido comparados con un índice de circulación polar (*Polar Circulation Index*-PCI) que se obtuvo a partir del contenido en polvo desértico y sales marinas del testigo de hielo GISP2 (Mayewski *et al.*, 1994) (Fig. 2i). La gran similitud entre las series de datos sugiere una rápida conexión entre Groenlandia y el Mar Mediterráneo. Por lo tanto, la intensificación de la circulación atmosférica podría ser el mecanismo buscado para explicar las variaciones climáticas de escala milenaria en el testigo del Mar de Alborán. La actual Oscilación del Atlántico Norte (NAO), causada por la diferencia de presión atmosférica entre el anticiclón de las Azores y las

bajas presiones de Islandia, combina la circulación atmosférica subtropical con la de altas latitudes. Así, se ha demostrado que los vientos que transportan polvo del Sahara o Sahel al Mediterráneo están influidos por la NAO, siendo más intensos en periodos de alto índice NAO (Moulin *et al.*, 1997). Basándonos en que actualmente existe una estrecha conexión entre el índice NAO y las SST del Atlántico Norte (Rodwell *et al.*, 1999), proponemos que su actividad pudo ser controlada de modo similar durante el último período glaciar. Con SST anómalamente bajas en el Atlántico Norte, el índice NAO sería muy elevado, lo que implica un incremento de la intensidad de los vientos saharianos. Por lo tanto, dicho índice explicaría los diferentes escenarios meteorológicos y oceanográficos que se han detectado en el Mediterráneo Occidental en los estadios e interestadios de los ciclos de D/O.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido posible gracias a la concesión de una beca de la Generalitat de Catalunya (A. Moreno) y a la financiación del GRC Geociencias Marinas a través del programa de Grupos de Investigación de Excelencia de la Generalitat de Catalunya.

REFERENCIAS

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: 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.

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.

Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Bloomfield, P., Bond, G., Alley, R. B., Gow, A. J., Grootes, P., Meese, D. A., Ram, M., Taylor, K. C. y Wumkes, W. (1994): Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41.000 years. *Science*, 263: 1747-1751.

Moulin, C., Lambert, C. E., Dulac, F. y Dayan, U. (1997): Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 387: 691-694.

Prins, M. y Weltje, G. J. (1999): End-member modeling of siliciclastic grain-size distributions: the late Quaternary record of eolian and fluvial sediment supply to the Arabian Sea and its paleoclimatic significance. En: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*, SEPM Special Publications, 63: 91-111.

Rodwell, M. J., Rowell, D. P. y Folland, C. K. (1999): Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398: 320-323.

Errores cronoestratigráficos en la Faja Pirítica Ibérica. El caso de la Secuencia Carbonatada de Aznalcóllar (nota previa)

C. Moreno, F. González y S. Sierra

Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Campus de La Rábida. 21819 Palos de la Frontera, Huelva. carmor@uhu.es, fbarrio@aldoc.uhu.es, sonia@uhu.es.

ABSTRACT

The Aznalcóllar Carbonate Sequence is constituted by black shales surrounding carbonate lenses. The black shales contain lowermost upper Visean palynomorphs and the carbonate lenses have lower Visean conodont faunas. Sedimentological, petrographical and biostratigraphical analysis of the sequence confirms a turbiditic character of the carbonate lenses and an autochthonous character of black shales. Until now, conodont age has been considered synchronous with carbonate sedimentation. This study evidences that fossils included in the carbonate lenses are reworked clasts. Miospore assemblage of black shales points to a 10 m.y. span between conodonts age and deposition time. This is a case of study that casts doubt on the chronostratigraphical data of the IPB obtained from fossils of carbonate lenses with similar facies to the Aznalcóllar Carbonate Sequence.

Key words: *Iberian Pyrite Belt, calcareous arenites, black shales, Carboniferous, palynomorphs.*

INTRODUCCIÓN

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) está constituida fundamentalmente por rocas sedimentarias detríticas con escaso contenido faunístico y por rocas volcánicas de diferentes tipos. La mayoría de las dataciones sobre las que se asientan las bases cronoestratigráficas generales de la FPI fueron proporcionadas por la fauna fósil contenida en los escasos lentejones carbonatados existentes en la región (Boogaard, 1967; Boogaard y Schermerhorn, 1975; Routhier *et al*., 1978; Schermerhorn, 1971; Strauss, 1970). Escasean los estudios paleopalinológicos en comparación con otras áreas hercínicas similares, probablemente debido a la dificultad de extracción de los palinomorfos y al mal estado de conservación de la materia orgánica contenida en las pizarras negras de la FPI. La ausencia de dataciones isotópicas es evidente en los trabajos anteriormente citados en función de sus fechas de publicación.

Todo lo anterior ha favorecido el uso reiterativo de las dataciones en base a los fósiles contenidos en los lentejones carbonatados. La escasez de datos de edad en las rocas de la FPI, sus frecuentes y bruscos cambios de facies y de potencias y, por último, el alto grado de tectonización de sus materiales ha propiciado que no exista consenso sobre una columna estratigráfica de detalle aplicable a toda la región, y que cualquier dato cronoestratigráfico sea altamente valorado. Probablemente el contenido fosilífero de las calizas ha cegado su significado sedimentológico y paleogeográfico, que aunque en proporción mínima respecto a otras rocas revelan datos significativos.

Este trabajo se centra en los lentejones carbonatados que afloran en el distrito minero de Aznalcóllar (Fig. 1). Contrastando los datos sedimentológicos y petrográficos de estas calizas, la edad de los fósiles que contienen y las dataciones proporcionadas por las asociaciones de esporas de las pizarras negras encajantes, se confirma el carácter turbidítico de los depósitos calcáreos, se evidencia el error de las dataciones previas que consideraron sincrónicos fósiles y sedimentación y, por último, se data de manera precisa el depósito de los lentejones carbonatados en cuestión. Las condiciones de conservación de las calizas de Aznalcóllar y de los palinomorfos de las pizarras negras asociadas son mejores que los de la media regional y permiten considerar éste trabajo como un caso de estudio a seguir en todos y cada uno de los lentejones "datadores" de la FPI, con el fin de cotejar la edad obtenida y, en su caso, plantear y corregir posibles errores cronoestratigráficos.

MARCO GEOLÓGICO

La FPI constituye una banda de 200 km de largo y 40 km de anchura que se extiende desde el Atlántico, al sur de Lisboa, hasta las proximidades de Sevilla (Fig. 1). Contiene numerosos yacimientos de sulfuros polimetálicos, entre ellos destacan los de tamaño gigante y supergigante como Riotinto, Tharsis, Sotiel, Aznalcóllar, Aljustrel y Neves-Corvo.

La FPI representa una cuenca marina que evolucionó desde una plataforma somera de topografía homogénea hacia un paisaje sumamente complejo constituido por

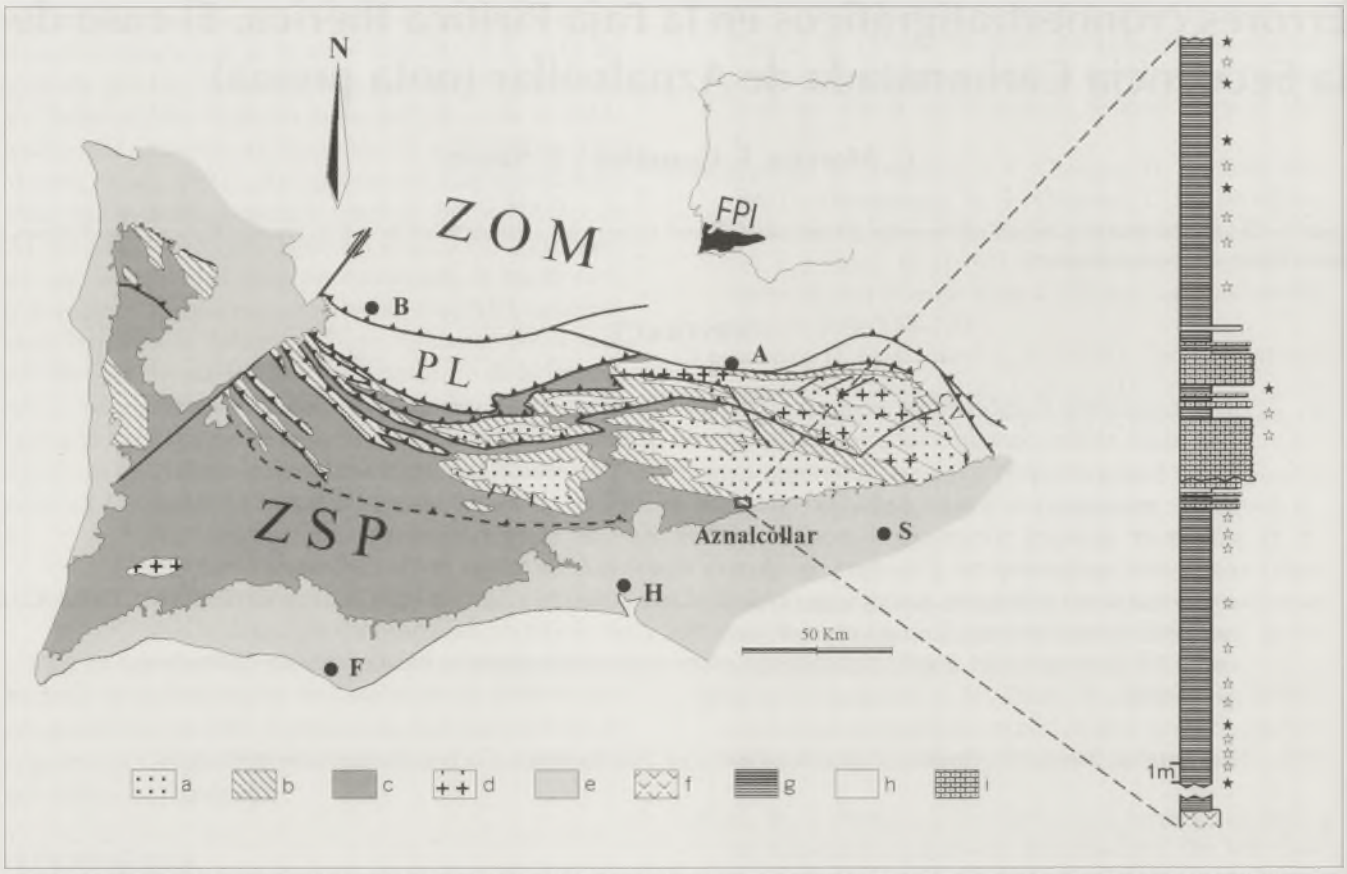


FIGURA 1: *Esquema del mapa geológico de la Faja Pirítica Ibérica y de la columna estratigráfica de la secuencia carbonatada de Aznalcóllar (los asteriscos rellenos corresponden a muestras de pizarra con contenido palinológico bien conservado. Los asteriscos blancos indican muestras estériles). LEYENDA: a) Grupo PQ; b) Complejo Vulcano-Sedimentario; c) Grupo Culm; d) Rocas Plutónicas; e) Cobertera Post-Paleozoica; f) Pillow lavas; g) Pizarras negras; h) Cineritas; i) Arenitas calcáreas. CV) Cuenca Pérmica del Viar; FPI) Faja Pirítica Ibérica; PL) Pulo do Lobo; ZOM) Zona de Ossa-Morena; ZSP) Zona Surportuguesa. POBLACIONES: A) Aracena; B) Beja; F) Faro; H) Huelva; S) Sevilla.*

numerosas subcuencas con diferente tasa de sedimentación, a modo de *horts* y *grabens*, que evolucionó a un surco subsidente de fondo ondulado (Moreno *et al.*, 1996).

El registro estratigráfico de la FPI está constituido por materiales devónicos y carboníferos que se agrupan en tres unidades estratigráficas mayores (Schermerhorn, 1971) que reflejan su evolución paleogeográfica. De muro a techo son: a) Grupo Pizarroso Cuarcítico (PQ), de edad Devónico, constituido por una potente serie detrítica con conglomerados y lentejones carbonatados hacia el techo; b) Complejo Vulcano Sedimentario (CVS), Devono-Carbonífero, formado por vulcanitas félsicas y máficas intercaladas en rocas sedimentarias de diverso origen, entre las que se incluyen los sulfuros masivos que caracterizan a la región, pizarras negras, areniscas, niveles de jaspes manganesíferos y lentejones carbonatados; y c) Grupo Culm, de edad Carbonífero, compuesto esencialmente por alternancias de pizarras, areniscas y algunos conglomerados constituyendo secuencias características de depósitos turbidíticos. Todos los materiales de la FPI están afectados por la fase Astúrica de la Orogenia Hercínica que dio lugar a una deformación de tipo *thin-skined* y un metamorfismo de grado bajo a muy bajo.

LA SECUENCIA CARBONATADA DE AZNALCÓLLAR

La secuencia carbonatada aflora en el canal de derivación del embalse de la mina de Aznalcóllar, al sur de la corta antigua (Fig. 1). Está constituida por una serie pizarrosa, a veces cinerítica, que engloba lentejones carbonatados que contienen *Mestognathus cf. neddensis* y *Cavusgnathus naviculus*, conodontos del Viseense inferior (Hofstetter *et al.*, 1979), edad también asignada a las calizas y, por ampliación, a la secuencia completa. Este dato cronoestratigráfico ha ido utilizándose sucesivamente en trabajos posteriores. La potencia real de la secuencia es difícil de conocer, pues está constituida por la repetición tectónica de la asociación calizas y pizarras. Su potencia aparente es de varios cientos de metros.

Lentejones carbonatados

De manera individual los lentejones carbonatados tienen una potencia media de 11 m. Están constituidos por capas cuyo espesor varía entre 10 y 150 cm. Las capas mas finas alternan con niveles pizarrosos, tienen una

geometría tabular, con superficies de estratificación planas y nítidas, y un ordenamiento interno masivo a escala del afloramiento. Los niveles mas gruesos pueden presentar geometría tabular, a veces con muros erosivos, o morfología de duna con muros planos y techos suavemente ondulados, su ordenamiento interno está constituido mayoritariamente por una marcada laminación horizontal; granuloclasificación y láminas de *megaripples* pueden verse también en alguna ocasión. Es posible que alguno de estos niveles mas potentes sea una amalgama de capas más finas.

Litológicamente son arenitas calcáreas o calciarenitas constituidas por un armazón micrítico que incluye fragmentos de equinodermos (placas y artejos) y otros fósiles (foraminíferos, corales, algas y restos no clasificados), de plagioclasa, de rocas volcánicas y sedimentarias, también granos de cuarzo, de filosilicatos, granos de pirita, fragmentos recristalizados imposible de atribuir y fragmentos minúsculos de componentes minoritarios entre los que destacan apatito, rutilo y pirita. La roca presenta una textura secundaria de origen tectónico.

El análisis conjunto de los datos de campo y de microscopio indica que estos lentejones son producto del redepósito de corrientes gravitacionales. Las partículas fueron transportadas desde una plataforma que, aunque dominantemente terrígena, incluía algunas edificaciones orgánicas carbonatadas, a modo de parches arrecifales. Algunas partículas extracuenca también fueron arrastradas y depositadas al pie de la pendiente o talud de manera semejante a las descritas por Herbig y Bender (1992). Periodos de tranquilidad "interturbidíticos" permitieron no solo la decantación del polvo en suspensión, sino también el depósito de lodo autóctono (pizarras negras).

Pizarras negras

Las pizarras negras que engloban los lentejones de arenitas calcáreas representan la litología dominante de la secuencia carbonatada. Generalmente constituyen paquetes con potencias superiores a 20 m. También aparecen como niveles centimétricos interestratificados con las capas carbonatadas y como litoclastos incluidos en las arenitas calcáreas.

Para el análisis palinológico se tomaron 24 muestras (Fig. 1) que fueron sometidas al tratamiento habitual en este tipo de estudio. Siete de ellas fueron productivas y proporcionaron palinomorfos que permiten diferenciar dos grupos: a) Esporas y acritarcos retrabajados (*Auroraspora macra*, *Geminospora spongiata*, *Grandispora equinata*, *Retusotriletes incohatus*, *Rugospora flexurosa*, *Vallatisporites vallatus* y *Verrucosisporites nítidus*. *Maranhites* spp., *Gorgonisphaeridium* spp., *Leiosphaeridia* spp. y *Tasmanites*). b) Esporas contemporáneas al depósito que corresponden a la biozona NM (*Raistrickia nigra-Triquitrites marginatus*) de Neves *et al.* (1972). Las esporas con mayor valor cronoestratigráfico de este grupo son: *Raistrickia nigra*, *Perotriletes tesellatus*, *Crasispora aculeata*, *Corbulispora cancellata* y *Monilospora mutabilis*.

El límite superior de la biozona NM corresponde al tránsito entre los pisos Asbiense/Brigantiense mientras que su base se sitúa por encima del límite inferior del Asbiense. Por tanto la edad de las muestras de las pizarras, y consecuentemente de la secuencia carbonatada de Aznalcóllar, corresponde al Viseense superior más bajo.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La edad considerada hasta ahora para los lentejones carbonatados de Aznalcóllar a partir de la presencia de conodontos corresponde al Viseense inferior (Hofstetter *et al.*, 1979), sin embargo el análisis palinológico de las pizarras que los engloban proporciona una edad Viseense superior más bajo (Asbiense), definida por la biozona NM. Entre ambas edades dista un periodo de al menos 10 m.a.

Considerando que las arenitas calcáreas son de carácter turbidítico, los conodontos que contienen deben suponerse también resedimentados y por lo tanto su edad es más antigua que la del depósito. La edad de la secuencia carbonatada de Aznalcóllar es Viseense superior más bajo (biozona NM), y ha sido proporcionada por la asociación de esporas anteriormente descrita.

Este trabajo nos permite poner en duda las dataciones realizadas en la Faja Pirítica Ibérica en facies similares a las aquí estudiadas. Plantea además la necesidad de revisar los datos que permitan cotejar las edades proporcionadas y, en su caso, corregir posibles errores cronoestratigráficos. Todo ello sin considerar las modificaciones de la columna estratigráfica local que esto supone.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a A. Maestre y J. Fernández (Boliden-Apirsa) las facilidades que en todo momento hemos tenido dentro del área minera de Aznalcóllar. Este trabajo ha sido subvencionado por la CICYT (Proyecto PB98-0960), la Junta de Andalucía (Grupo PAI RNM 173) y la Universidad de Huelva (PPI).

REFERENCIAS

Boogaard, M. Van Den (1967): *Geology of the Pomarao region (southern Portugal)*. Grafisch Centrum Deltro Rotterdam, 113 p.

Boogaard, M. Van Den y Schermerhorn, L. J. G., (1975): Conodont faunas from Portugal and southwestern Spain. Part 2. A Famennian conodont fauna at Cabezas del Pasto. *Scripta Geologica*, 28: 1-36.

Herbig, H. y Bender, P., (1992): A eustatically driven calciturbiditesequence from the Dinantian II of the eastern Rhenisches Schiefergebirge. *Facies*, 27: 245-262.

Hofstetter, J. P., Lécolle, M. y Stoppel, D. (1979): Découverte et datation dúne faune du Viséen inférieur dans calcaires du sud-est d´Aznalcóllar (Sevilla), Espagne. Conséquences pour línterprétation métallogé-

nique de l´amas sulfuré voisin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 288: 855-858.

Moreno, C., Sierra, S. y Sáez, R. (1996): Evidence for catastrophism at the Famenian-Dinantian boundary in the Iberian Pyrite Belt. En: *Recent Advences in Lower Carboniferous geology*, (P. Strogen, I.D. Somerville y G.L. Jones, Eds.). Geological Society Special Publication, 107: 153-162.

Neves, R., Guein, K. J., Clayton, G., Ionnides, N. y Neville R. S. W., (1972): A scheme of miospore zones for the British Dinantian, En *Comptes Rendus Congress Inernational Stratigraphie Geologie Carbonifere*, 7 Krefeld, 1: 357-365.

Routhier, P., Aye, F., Lécolle, M., Moliere, E. P., Picot, P. and Roger, G., (1978): La Centure Sud-Iberique à amas sulfurés dans sa partie espagnole mediane. *Mémoires du Bulletin de Recherches Géologiques et Minières*, 94: 265 p.

Schermerhorn, L. J. G., (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero de España*, 82: 239-268.

Strauss, G. K., (1970): Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 77, 266 p.

Deformación sinsedimentaria en umbrales pelágicos: el ejemplo de El Rollo (Jurásico de la Sierra de Algayat, provincia de Alicante)

L.M. Nieto[1], A. Estévez[2], J.M. Molina[1] y P.A. Ruiz-Ortiz[1]

1 Departamento de Geología. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. lmnieto@ujaen.es, jmmolina@ujaen.es, paruiz@ujaen.es.
2 Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Apartado 99. Alicante. antonio.estevez@ua.es.

ABSTRACT

The El Rollo outcrop belongs to the easternmost part of the Sierra de Algayat (External Subbetic, Alicante province). The Jurassic is made up of the Gavilán, Zegrí, Veleta and Upper Ammonitico Rosso (U.A.R.) Fms. The last lithostratigraphic unit has two members, the lower (Bathonian age) and the upper (Oxfordian-earliermost Berriasian age). The materials of this formation constitute a relatively tight syncline, the limbs of which consist mainly of rocks of the U.A.R. Fm. lower member. The fold shows a typical growth geometry with thin upright limbs and thick subhorizontal hinges. Its core is composed by nearly horizontal rocks of the U.A.R. Fm. upper member. The syncline, bounded by two antithetic normal palaeofaults, stretches N135E. These faults give rise to a narrow subsiding graben where the deposition of the U.A.R. Fm. took place simultaneously to the fracturing process.

***Key words**: Jurassic, pelagic swell, synsedimentary tectonic, listric palaeofault, growth syncline.*

INTRODUCCIÓN

Diversos autores (Molina, 1987; Rey, 1993; Nieto, 1997; por ejemplo) han indicado que la actividad tectónica simultánea a la sedimentación de los materiales jurásicos fue muy intensa, siendo la responsable de los cambios bruscos de facies y potencias que se observan en ellos. Estos mismos autores han puesto de manifiesto la individualidad tectónica y sedimentaria de cada uno de los umbrales pelágicos, de manera que, aún perteneciendo a una misma unidad tectónica y representando un mismo umbral, las diferencias entre los afloramientos pueden ser enormes. Nieto (1997) propuso para el Subbético Externo de las provincias de Murcia y Alicante que los diferentes umbrales pelágicos estaban delimitados por sistemas de fracturas normales, con direcciones medias aproximadas a N-S y E-W. El primer sistema de fracturas posiblemente tuvo un comportamiento transtensivo (Molina y Ruiz-Ortiz, 1990).

Uno de estos umbrales estaba constituido por la Unidad de Algayat-Crevillente (Nieto, 1997). En ella se ha reconocido una compleja estratigrafía de los materiales jurásicos, fuertemente controlada por los fenómenos tectónicos sinsedimentarios, de naturaleza distensiva. En esta unidad se pueden diferenciar tres áreas, una meridional, coincidente con buena parte de la Sierra de Crevillente, otra septentrional, representada por la Sierra de Algayat (Fig. 1C) y otra central, que estaría conformada por los afloramientos de materiales jurásicos existentes entre las dos anteriores.

Cabe destacar que, en un contexto de paleomargen distensivo (Figs. 1A y B), con sistemas de umbrales pelágicos delimitados por fracturas extensionales, pudieron desarrollarse sistemas de pliegues, con directrices aproximadas a N-S. Nieto *et al.* (1992) relacionaron el desarrollo de estas estructuras con procesos de tectónica salina, activos durante todo el Jurásico y, cuya etapa de máxima actividad se concentró en el Cretácico Inferior (Nieto *et al.*, 2001).

En este trabajo se analiza un afloramiento del extremo oriental de la Sierra de Algayat (fig. 1C), conocido como El Rollo (Fig. 1D), donde se ha observado un sinclinal de dirección NW-SE limitado por dos paleofallas normales. La estratigrafía de esta zona fue estudiada por Nieto (1997), quien atribuyó esta sierra al Subbético Externo.

ESTRATIGRAFÍA

La secuencia estratigráfica jurásica de la Sierra de Algayat está constituida por la Fm. Gavilán (Lías inferior), la Fm. Zegrí (Domeriense-Aaleniense), la Fm. Veleta (Bajociense) y la Fm. Ammonítico Rosso Superior (Bathoniense-Berriasiense basal).

La Fm. Gavilán está constituida por calizas de plataforma somera, en las que predominan las microfacies de *grainstone* de oolitos y peloides. Generalmente, en el muro de la formación se encuentran dolomías, que progresivamente van cambiando hacia las calizas de plataforma somera mencionadas con anterioridad. En su techo se observa una morfología irregular, interpretada como un paleokarst (Nieto, 1997).

La Fm. Zegrí es una alternancia de calizas margosas y margas, ambas en lechos de espesor decimétrico; las microfacies dominantes son *mudstone* de bioclastos y de

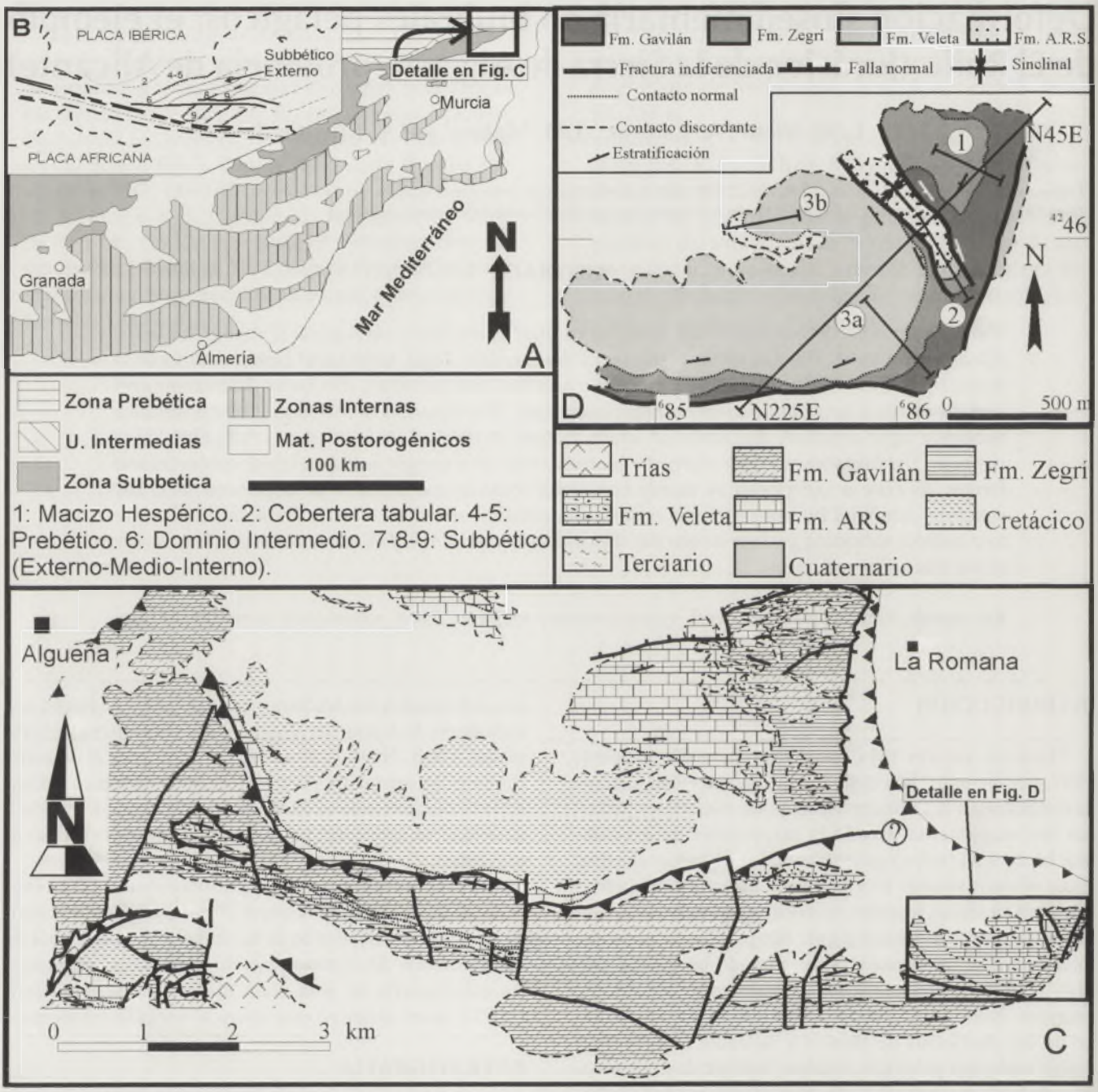


FIGURA 1: *A: Esquema geológico de la parte centro-oriental de la Cordillera Bética. B: Reconstrucción palimpástica del Paleomargen Sudibérico para el Jurásico superior (tomada de Martín-Algarra, 1987). C: Mapa geológico simplificado de la Sierra de Algayat. D: Esquema geológico del afloramiento de El Rollo.*

espículas de esponjas. El límite entre esta formación y la suprayacente se caracteriza por la existencia de varios niveles con *hardgrounds* incipientes.

La Fm. Veleta está compuesta por calizas y calizas margosas, con sílex. Las microfacies son *wackestone* y *packstone* de "filamentos". Algunos niveles calizos, que muestran laminaciones de tipo *hummocky*, han sido interpretados como tempestitas, de acuerdo con los criterios propuestos por Molina *et al.* (1997). Las microfacies de estos niveles son *grainstone* de peloides con "filamentos". El techo de la Fm. Veleta sólo se ha visto en las secciones 2 y 3b (Fig. 2).

En los afloramientos de la Fm. Ammonítico Rosso Superior (Fm. A.R.S.) situados en la parte occidental de la Sierra de Algayat (Fig. 1C y sección 3b de la Fig. 2), se distinguen dos tramos, uno inferior constituido por margocalizas nodulosas rojas del Oxfordiense y otro superior, compuesto por calizas nodulosas, ligeramente margosas, de edad Kimmeridgiense-Berriasiense basal.

En el afloramiento de El Rollo, esta formación presenta bastantes particularidades (sección 2, Fig. 2). Al igual que en el resto de la Sierra de Algayat, se diferencian dos tramos; el inferior, compuesto por calizas margosas nodulosas de colores rojos y blancos, con interca-

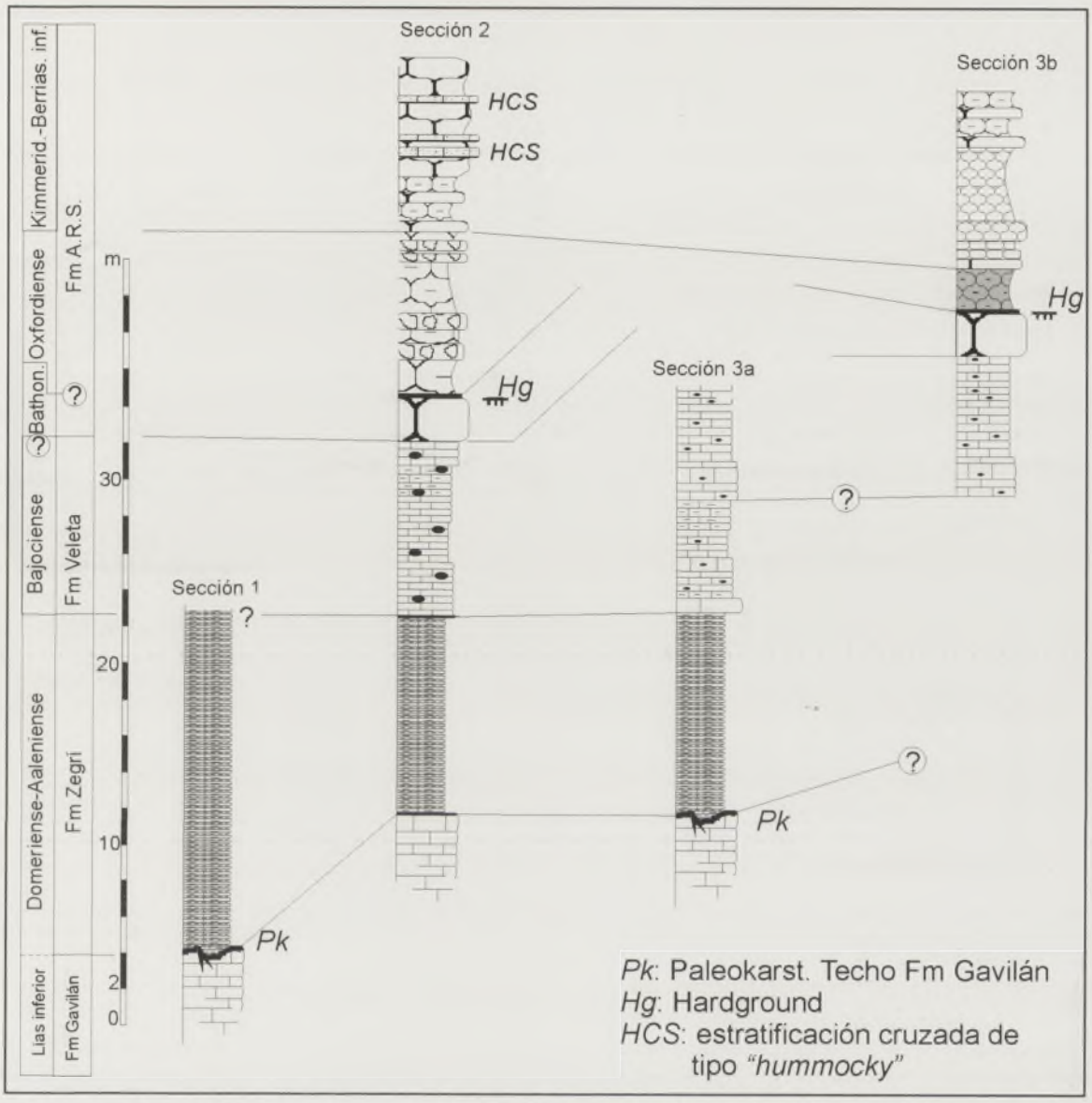


FIGURA 2: *Secciones estratigráficas del afloramiento de El Rollo (véase la figura 1D para la situación de las columnas estratigráficas).*

laciones de niveles calizos nodulosos bien compactados, y conglomerados intraformacionales; la microfacies es de *mudstone* de "filamentos", peloides y radiolarios. Estas microfacies son similares a las que se han encontrado en otros afloramientos que han sido datados como Bathoniense, por lo que pensamos que esta debe de ser la edad de estos materiales, mientras no se disponga de datos más precisos. El tramo superior está constituido en su totalidad por calizas nodulosas rojas, bien compactadas que esporádicamente presentan intercalaciones de calcarenitas (*packstone* de *Saccocoma*) con laminaciones cruzadas. Las microfacies predominantes son *wackestone* de *Protoglobigerinas* (microfacies muy características del Oxfordiense) y *mudstone* de calpionellas (*Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella* sp. y *Calpionella parvula* REMANE); estas últimas nos permiten asignarle una edad Tithónico-Berriasiense basal. En él son abundantes las discordancias internas entre estratos o grupos de estratos.

ESTRUCTURA

El afloramiento de El Rollo muestra una estructura monoclinal (Figs. 1D y 3) con direcciones y buzamientos medios en torno a N30E/15°NW, en el área de la sección 1 (Fig. 1D), y direcciones próximas a E-W y buzamientos similares a los anteriores, al oeste de las secciones 3a y 3b (Fig. 1D). Esta estructura monoclinal está limitada al E y S por dos fracturas con direcciones próximas a N20E y E-W, respectivamente (Fig. 1D). En su parte central (área de la sección 2, Fig. 1D) la estructura se hace más compleja (Fig. 3). Se observa que las Fms. Gavilán, Zegrí y Veleta cambian su dirección y buzamiento, pasando a tener valores medios de N135E/35°NE respectivamente, al oeste de la sección 2, y la misma dirección, pero buzamiento de 65°SW al este de esta misma sección.

La Fm. A.R.S., muestra una estructura sinclinal, en el sector de la columna 2 (Figs. 1D y 3), con perfil bastante

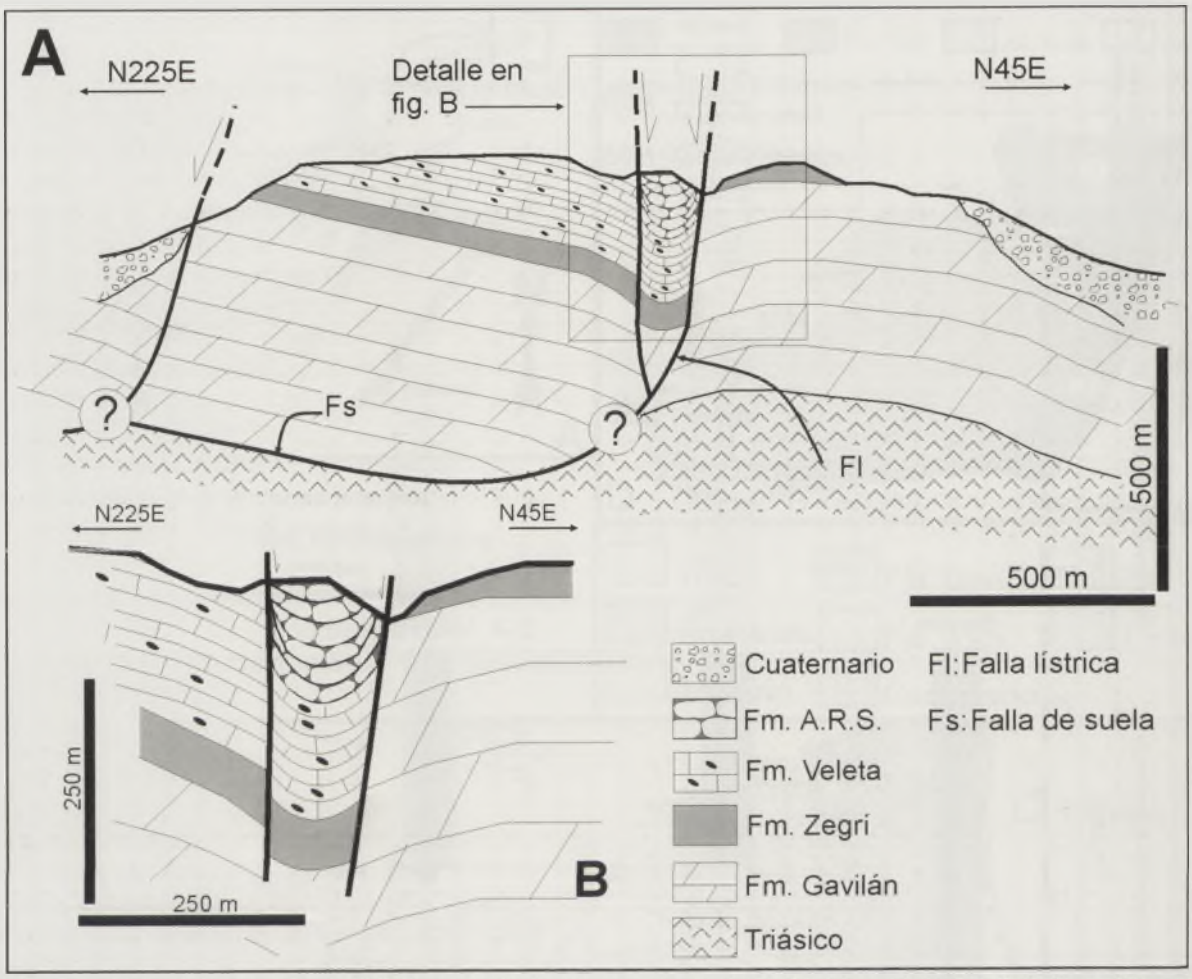


FIGURA 3: *Corte geológico de la estructura de El Rollo perpendicular al sinclinal de la Fm. A.R.S. (dirección N45E). En la figura 1D se muestra la posición de este corte geológico.*

apretado, especialmente claro en los materiales más antiguos. Los flancos muestran cambios de buzamiento muy importantes, desde verticales en los materiales más antiguos (de edad posiblemente Bathoniense, de acuerdo con sus microfacies), en contacto con las formaciones anteriores (Fig. 3), hasta prácticamente subhorizontales (buzamientos menores a 10º) en los materiales más modernos (de edad Tithónico-Berriasiense basal, a juzgar por la presencia de calpionellas). La dirección aproximada del eje de este pliegue es N135E. En el flanco occidental del pliegue se observan pequeños deslizamientos a favor de superficies de estratificación que están tapizadas por pátinas de óxidos de hierro, así como niveles de conglomerados intraformacionales en el seno de las calizas nodulosas.

En el flanco oriental (Fig. 3), las calizas nodulosas, verticales, muestran en su base un nivel de 30 a 40 cm de espesor, compuesto por una brecha con cantos angulosos de sílex y otros, redondeados, de calizas nodulosas, que se apoya sobre una superficie que afecta tanto a la Fm. Gavilán como a la Zegrí.

Por otra parte, las charnelas de los diferentes estratos de la Fm. A.R.S. muestran un fuerte engrosamiento, especialmente en los más antiguos, que va disminuyendo gradualmente hacia techo. Se origina así una geometría propia de un pliegue de crecimiento en la que la sedimentación es sincrónica de la deformación.

MODELO

La estructura descrita en el apartado anterior se justifica a partir de los siguientes datos: 1) existencia de sendas flexiones en los materiales infrayacentes a la Fm. A.R.S., a ambos lados de las dos fallas, que delimitan la franja donde aparece esta formación plegada (Figs. 1D y 3), 2) la posición subvertical de los flancos del sinclinal constituido por la antedicha formación, 3) la presencia de deslizamientos, de conglomerados monogénicos y de brechas poligénicas, y 4) la distribución de potencias observada en los materiales de la Fm. A.R.S., donde se detecta engrosamiento en la charnela del pliegue y adelgazamiento en los flancos. Tras la sedimentación de las calizas con sílex de la Fm. Veleta, se generó la falla normal, posiblemente lístrica, que limita el flanco oriental del sinclinal, y, para compensar el espacio generado por la distensión, se desarrolló una falla antitética, que es la que limita el flanco occidental del sinclinal. Ambas fallas actuaron sincrónicamente a la sedimentación de los materiales de la

Fm. A.R.S. (Figs. 1D y 3). Por un lado, estas fracturas generaron la flexión de las capas correspondientes a las unidades litoestratigráficas anteriores a la Fm. A.R.S. y, por otro, delimitaron una zona, ligeramente más subsidente que las de los bloques contiguos. Este hecho favoreció la deformación simultánea a la sedimentación de la Fm. A.R.S. en una estrecha franja como consecuencia del hundimiento provocado por la actuación de estas paleofallas. Esta estructura responde en definitiva a un sinclinal de crecimiento con charnela engrosada y flancos adelgazados, resultante de la acomodación de distintos bloques delimitados por fallas lístricas.

La estructura descrita se desarrolló en el seno de un umbral pelágico, afectado por fracturación sinsedimentaria. Ruiz-Ortiz *et al.* (1990) han descrito sistemas de fracturas normales, desarrollados también en umbrales pelágicos, que actuaron simultáneamente a la sedimentación de la Fm. A.R.S. A pesar de la existencia de áreas ligeramente más subsidentes que otras, durante el Bathoniense y el Jurásico Superior, en este umbral predominó la sedimentación condensada, representada por las facies ammonítico rosso. Parte de estos materiales serían removilizados a favor de las pendientes generadas hacia esta zona más subsidente, formándose los niveles de conglomerados intraformacionales detectados en el tramo inferior de la Fm. A.R.S. en el área de la sección 2 (Figs. 1D, 2 y 3) y en la proximidad de las superficies de falla. La presencia de los conglomerados intraformacionales en el tramo inferior de esta formación, así como el mayor grado de deformación que muestran tanto los materiales del tramo inferior como los primeros materiales del tramo superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense), nos hace pensar que la etapa de mayor actividad tuvo lugar durante la parte final del Jurásico Medio y los primeros pisos del Jurásico Superior. La subsidencia debió de remitir paulatinamente ya que los materiales del Tithónico-Berriasiense basal están subhorizontales. Por otro lado, la presencia en estos últimos de niveles calcareníticos con estructuras de tipo HCS (*hummocky cross stratification*) parece indicar que la batimetría máxima de este umbral era próxima a los 200 m, que es la profundidad máxima estimada para las olas de tormentas (Molina *et al.*, 1997).

La actual morfología del pliegue, con desarrollo de flancos prácticamente verticales, revela una fuerte deformación difícilmente explicable bajo una situación de esfuerzos exclusivamente distensiva. Sin duda, etapas orogénicas posteriores, a las que se asocian movimientos de transcurrencia E-W, contribuyeron al alto apretamiento del sinclinal bajo régimen compresivo.

CONCLUSIONES

Durante el Jurásico, la Sierra de Algayat constituyó un umbral pelágico. Sobre las calizas de plataforma de la Fm. Gavilán, se depositaron los materiales de las formaciones Zegrí, Veleta y A.R.S.

En el área de El Rollo se puede observar que las formaciones Zegrí y Veleta tienden a modificar su dirección y buzamiento, llegando a formar una fosa tectónica muy localizada, ocupada por los materiales de la Fm. A.R.S., que se encuentran plegados en un sinclinal.

La Fm. A.R.S., constituida principalmente por facies ammonítico rosso, en su tramo inferior muestra diversos niveles de conglomerados intraformacionales, así como estratos deslizados hacia la parte central de este pliegue. Los materiales de facies ammonítico rosso más antiguos (Bathoniense) llegan a disponerse verticalmente, mientras que los más modernos (Kimmeridgiense-Berriasiense basal) se encuentran prácticamente subhorizontales. En estos últimos son abundantes los niveles calcareníticos con estructuras HCS. En conjunto, el sinclinal constituido por los materiales de la Fm. A.R.S. presenta engrosamiento de la charnela y adelgazamiento de los flancos, características propias de un pliegue de crecimiento.

A partir de los datos estratigráficos y estructurales, se estima que el sinclinal definido anteriormente se generó como consecuencia de dos paleofallas antitéticas, posiblemente lístricas, que afectarían a los materiales de las Fms. Gavilán, Zegrí y Veleta. Estas paleofallas fueron las responsables de la flexión de estos materiales como consecuencia del desplazamiento relativo hacia el W del bloque más occidental. Delimitaron, en el seno del umbral pelágico una zona más subsidente donde se depositarían, al igual que en el resto del umbral pelágico, facies ammonítico rosso así como clastos procedentes de la removilización y redepósito de materiales adyacentes. La etapa de mayor subsidencia pudo ser de edad final del Jurásico Medio, mientras que hacia el final del Jurásico Superior, el hundimiento fue muy pequeño. En estas etapas finales, la batimetría del umbral pudo ser aproximada a 200 m.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el seno de los Proyectos de Investigación BTE2000-1151 y BTE2000-0299, de la Dirección General de Investigación, del Grupo de Investigación RNM-200, de la Junta de Andalucía, así como del Grupo de Investigación GR-0022, de la Generalitat Valenciana.

REFERENCIAS

Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 1271 p.

Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 518 p.

Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1990): Nuevos datos y modelo genético sobre brechas jurásicas generadas en relación con fallas transcurrentes (Subbético Externo. provincia de Córdoba). *Geogaceta*, 7: 56-59.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1997): Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, 109: 95-109.

Nieto, L.M. (1997): *La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 562 p.

Nieto, L.M., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1992): Influencia de la tectónica de fractura y del diapirismo en la sedimentación del Jurásico y Cretácico basal al sur de la provincia de Jaén (Zona Subbética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5: 95-111.

Nieto, L.M., de Gea, G.A., Aguado, R., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (2001): Procesos sedimentarios y tectónicos en el tránsito Jurásico/Cretácico: precisiones bioestratigráficas (Unidad del Ventisquero, Zona Subbética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 35-46.

Rey, J. (1993): *Análisis de la cuenca subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca-Vélez Rubio*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 460 p.

Ruiz-Ortiz, P.A., Checa, A. y Molina, J.M. (1990): Paleofosa tectónica con relleno de Ammonítico Rosso del Jurásico Superior (Subbético Externo; provincia de Córdoba). *Geogaceta*, 7: 59-61.

Análisis paleoceanográfico de las extinciones de radiolarios cretácicos

L. O'Dogherty

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510, Puerto Real (Cádiz). lodogher@uca.es.

ABSTRACT

The analysis of major extinction-radiations events and the fluctuation of diversity are compared with major paleoceanographic events and variation of diversity in other fossil groups (dinoflagellates, calcareous nannoplankton and ammonites). It is observed an extraordinary correlation between biotic changes and major paleoceanographic events (sea level changes, temperatures, O, C and Sr isotopes, phosphorus accumulation rates and anoxic episodes) and it reveals a predominantly external control in the evolution of the group. The rate of turnover and the diversity through time of radiolarians seem good monitoring global environmental changes and allow us to better understand the relationship of plankton evolution, climate and paleoceanographic processes. The extinction mechanism involves the succession of two major paleoceanographic control that are key factor in the evolution of the radiolarians during the Cretaceous: firstly is the sea level regression, induced probably by tectonic reorganization, which lead to a drastic drop in the diversity as response to significant changes in the oceanographic circulation (enhancing climatic deterioration); and secondly is the reduction in habitat caused by the widespread development of oceanic anoxic water masses during post-regressive periods that lead to reach diversity minima and represent a detonator for the faunal turnover.

***Key words**: anoxia, stable isotopes, diversity, faunal turnover, radiolarians*

INTRODUCCIÓN

En general, los modelos de evolución en sistemas pelágicos pueden ser considerados en términos de sucesivas extinciones y radiaciones. Un buen ejemplo es la evolución de la fauna de radiolarios durante el Cretácico, un importante episodio en la historia de la Tierra que estuvo marcado por el desarrollo de depósitos de sedimentos ricos en materia orgánica (*black shales*) a escala global. Estos episodios anóxicos oceánicos (*Oceanic Anoxic Events*, OAE) se desarrollaron durante una tendencia prolongada de subida eustática. Conviene señalar la importancia que adquiere en este escenario la interacción biótica en la estructura de la comunidad planctónica, si bien la generalización y la simultaneidad con la que tienen lugar las crisis faunísticas en el Cretácico señalan como principal responsable del cambio al medio físico. En este sentido, los radiolarios son buenos trazadores paleoceanográficos. Permiten analizar en detalle la típica secuencia de eventos abióticos-bióticos durante las renovaciones faunísticas y poder caracterizar las señales paleoceanográficas, en especial los cambios del nivel del mar, así como inferir las condiciones paleoclimáticas que modularon estos cambios.

En la figura 1 se presenta un resumen de las principales señales abióticas, la variación de diversidad de radiolarios y los eventos de extinción detectados (bandas grises E1, E2, E3, E4 y E5). El análisis de esta figura permite secuenciar el proceso de renovación faunística en cuatro etapas sucesivas, que se repiten en distintas ocasiones a lo largo del intervalo estudiado siguiendo un modelo aproximadamente similar al que se describe a continuación.

ETAPA 1. EVENTO DE EXTINCIÓN

Los momentos de bajada relativa del nivel del mar suponen una restricción y un deterioro principalmente en el hábitat nerítico, aunque también se ve afectada la estructura pelágica. Durante las caídas del nivel del mar los gradientes térmicos llegan a estar muy marcados, como se deduce del deterioro de la fauna y flora. Repetidas tendencias de enfriamiento se pueden observar durante episodios concretos en el Cretácico y parecen corresponder con una disminución en la intensidad de emisiones volcánicas (disminución en la producción de corteza oceánica) y a niveles atmosféricos de CO_2 más bajos, favorecidos además por el enterramiento progresivo de gran cantidad de materia orgánica. Durante dicho descenso del nivel del mar las plataformas son expuestas subaéreamente y el sedimento es redistribuido, incrementándose notablemente el suministro de nutrientes al océano abierto y la productividad tiende a aumentar (favorecida en parte por la reactivación de los sistemas profundos de corrientes). Como

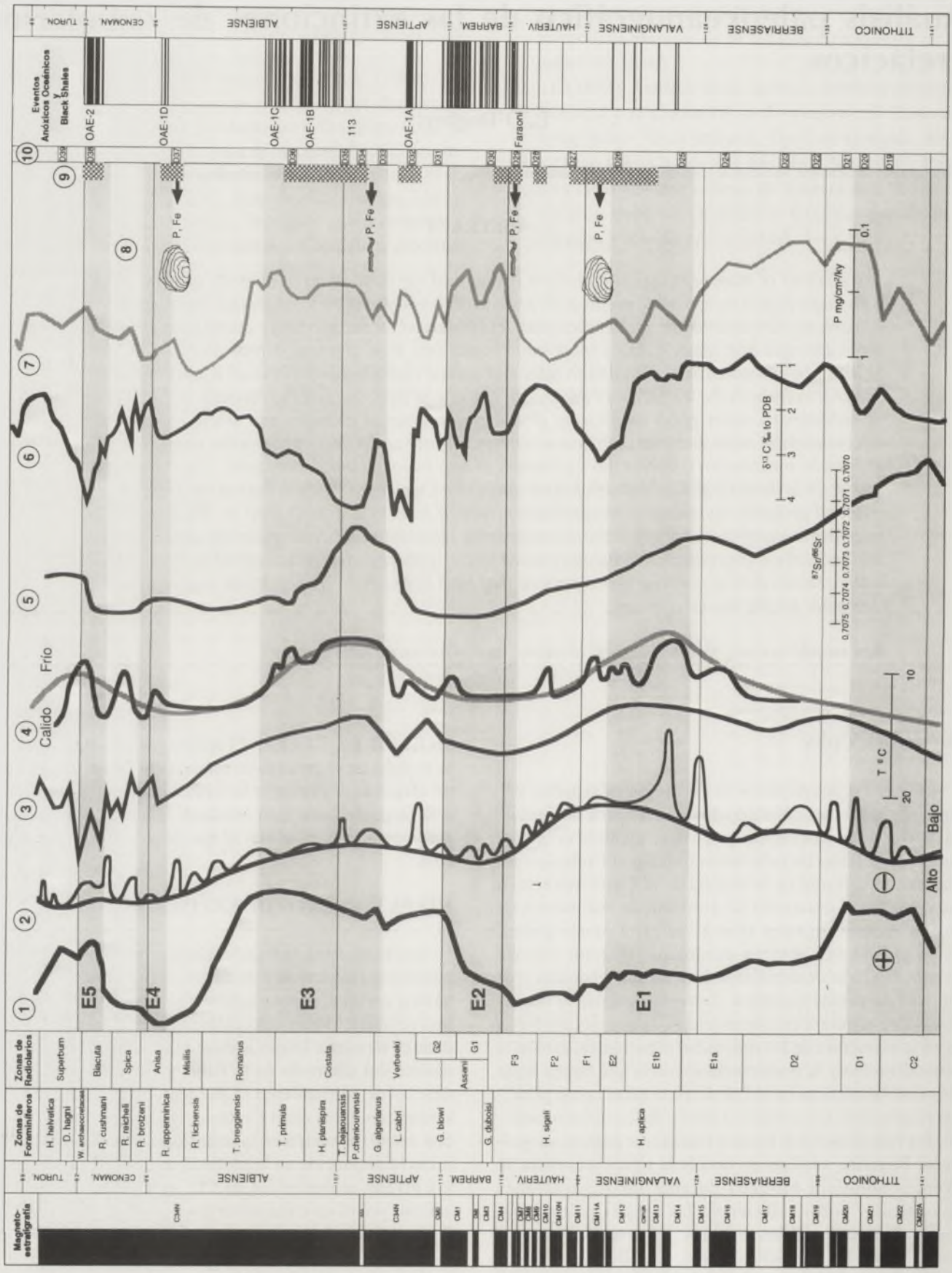


FIGURA 1: *Correlación entre la diversidad de radiolarios (1) y señales paleoceanográficas: cambios del nivel del mar (2), temperaturas (3, isótopos y 4, polen), isótopos de Estroncio (5) y Carbono (6), tasa de acumulación de Fósforo (7), niveles fosfatados y condensados (8), crisis de plataformas carbonatadas (9) y discontinuidades registradas en las Cordilleras Béticas (10). Se incluyen los eventos de extinción (E1-E5) registrados durante el Cretácico del Tethys occidental.*

consecuencia, el medio pelágico puede alcanzar niveles mesotróficos. La combinación de estos componentes en un hábitat progresivamente más limitado incrementa el grado de estrés ecológico y la diversidad tiende a caer. Paralelamente observamos cómo se produce una disminución en la tasa de fósforo acumulado (Föllmi *et al.*, 1994).

La abrupta caída en la diversidad coincide con el comienzo de la excursión positiva del $\delta^{13}C$. Episodios anóxicos discretos ocurren en ambientes hemipelágicos y pelágicos, como se indica por la presencia de materia orgánica de origen terrestre (Erbacher *et al.*, 1996). A medida que desciende la diversidad se observa un rápido aumento de la variabilidad intraespecífica. Este progresivo deterioro también es registrado por las faunas de foraminíferos planctónicos y por parte del nanoplancton. En este sentido, el nicho ecológico dejado por la eliminación gradual de radiolarios permitió la proliferación de formas de pequeña talla de foraminíferos planctónicos repetidas veces a lo largo del Cretácico. Parece que la combinación de un moderado aporte de reservas y un medio relativamente inestable constituye la razón del declive de la diversidad.

ETAPA 2. MÍNIMA DIVERSIDAD

La diversidad mínima se alcanza durante la transición del bajo nivel del mar y el inicio de la transgresión. El progresivo deterioro de la diversidad se ve seriamente afectado por el desarrollo de condiciones anóxicas durante los estadios iniciales de la transgresión. De hecho, se observa que los mínimos de diversidad se correlacionan perfectamente con los eventos anóxicos oceánicos. La fuerte alianza entre cambio del nivel del mar y anoxia parece ser la causa más probable de las extinciones planctónicas durante el Cretácico. El depósito de sedimentos laminados ricos en materia orgánica es frecuente al inicio de ciclos transgresivos, cuando la presencia de aguas de fondo salinas, calientes y anóxicas favorecen el tránsito de materia orgánica desde la superficie productiva al sedimento de fondo y su preservación en el sedimento, lo que determina el enterramiento masivo del carbono orgánico. Otro aspecto interesante es la coincidencia de los valores mínimos de diversidad con los máximos positivos del $\delta^{13}C$. Existe un consenso general que considera los valores pesados del $\delta^{13}C$ como indicadores de elevada productividad en el océano y se atribuye al incremento de la preservación del ^{12}C en la materia orgánica durante la anoxia (se acelera la exportación de carbono).

La renovación faunística ocurre simultáneamente con episodios de intensa fosfogénesis, condensación y destrucción en las plataformas adyacentes (Föllmi *et al.*, 1994). El elevado valor de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ indica un intenso lavado continental para este periodo, asegurando la transferencia de un elevado número de nutrientes hacia la cuenca (básicamente fosfatos, nitratos y sílice). Este aporte anormal de nutrientes llevó al sistema a niveles claramente eutróficos, es decir, la abundancia planctónica es tal que hacen que los gradientes de productividad caigan brutalmente debido a la escasez de biolimitantes esenciales. Como consecuencia, el ecosistema pelágico llega a ser altamente inestable y la diversidad cae irremediablemente, favoreciendo la aparición de formas oportunistas. Este medio es altamente productivo en términos de materia orgánica producida, y la descomposición bacteriana de la elevada cantidad de materia orgánica aportada al fondo provoca radicalmente una bajada en los niveles de oxígeno disuelto en las aguas profundas y el consiguiente desarrollo de condiciones anóxicas oceánicas. Este periodo coincide con una pequeña disminución en la tasa de fósforo autigénico acumulado en los sedimentos (Föllmi *et al.*, 1994).

En resumen, periodos de mínima diversidad se caracterizan por la elevada concentración superficial de nutrientes, debido a la eutrofización del medio, y, consecuentemente, dan lugar a etapas de alta productividad en términos de materia orgánica producida. La elevada productividad y el pobre reciclado llevan a la producción de sedimentos laminados ricos en materia orgánica. Este escenario favoreció la expansión e intensificación de una zona mínima de oxígeno y favoreció el desarrollo de episodios oceánicos de anoxia. Dichos episodios representan el estadio final de extinción que da paso al episodio de radiación. Los periodos de máximo estrés ecológico se caracterizan por: a) mínima diversidad de radiolarios; b) incremento en la abundancia de dinoflagelados y radiolarios (alto número de oportunistas); c) alta tasa de especiación del nannoplancton. Básicamente, la renovación faunística ocurre en condiciones extremas de estrés ambiental y rica disponibilidad de nutrientes.

ETAPA 3. FASE DE RADIACIÓN

El evento de radiación coincide con la mayor parte del episodio transgresivo inmediatamente después de la anoxia, una vez que se han regenerado los distintos hábitats y se recupera la diversidad. La pobre circulación oceánica lleva a una contracción en la zona mínima de oxígeno y el CCD cae, favoreciéndose el depósito de carbonatos en el medio hemipelágico. Los modelos paleobiogeográficos que se observan permiten dilucidar este sistema de circulación oceánica durante la radiación de nuevos taxa. Como ejemplo, se observa una desaparición del provincialismo de la fauna pelágica (en parte favorecido en el medio pelágico por la suavización de los gradientes térmicos).

Al progresar la transgresión se reactiva la circulación superficial, lo que favorece un flujo constante de nutrientes, pero además permite un buen reciclado de la materia orgánica en la columna de agua. Esto lleva, poco a poco, a una disminución en la transferencia del carbono que se exporta desde la superficie del océano al sedimento y así, progresivamente caen los niveles de materia orgánica preservada en el sedimento y decrecen los valores de $d^{13}C$. Esta productividad moderada es indicativa de condiciones mesotróficas en el medio oceánico. Una moderada

circulación oceánica favorece el desarrollo de condiciones mejor oxigenadas en la columna de agua dificultando el almacenamiento de materia orgánica en el océano profundo. Durante este tiempo se observa un incremento en la tasa de acumulación del fósforo probablemente debida a una más eficiente oxidación de la materia orgánica en el medio profundo.

Este periodo de radiación coincide con periodos de regeneración en las plataformas carbonatadas adyacentes y se caracteriza por un progresivo incremento de la diversidad. Se observa además una baja variabilidad intraespecífica, lo que es indicativo de medios estables. En definitiva, un flujo constante de nutrientes y un medio estable favorecen el aumento de la diversidad.

ETAPA 4. VALORES MÁXIMOS DE DIVERSIDAD

Este intervalo se corresponde con momentos de alto nivel (i.e. parte superior del Albiense inferior). Tiene lugar durante periodos de transición climática hacia climas más fríos y se desestabilizan los gradientes térmicos, caracterizándose por una circulación oceánica muy debilitada, que se traduce en una buena estratificación de la columna de agua y pobre mezcla de aguas superficiales. El bajo grado de escorrentía y el bajo flujo de nutrientes llevan a bajos niveles de producción primaria. Estas masas de agua son gravitatoriamente estables, lo que condiciona que los nutrientes sigan velocidades lentas de hundimiento, lo que favorece su disolución asegurando un buen reciclado en regímenes oligotróficos. La baja tasa resultante de materia orgánica preservada lleva a valores relativamente bajos de $\delta^{13}C$ y, en consecuencia, a la desaceleración de la extracción biológica de CO_2 (incrementándose la relación entre C_{org}/C_{cdic}).

Durante periodos de alto nivel relativo del mar, las plataformas carbonatadas agradan y recuperan niveles oligotróficos. La alta diversidad planctónica coincide en el punto de inflexión con valores más bajos en la tasa de acumulación del fósforo. En el océano abierto, existirá una baja concentración de nutrientes y niveles de baja productividad; sin embargo, desde un punto de vista ecológico, son medios más estables, lo que resultará en una muy alta diversidad de radiolarios.

REFERENCIAS

Erbacher, J., Thurow, J. y Littke, R. (1996): Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: A new approach to identify sea-level changes in mid Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24: 499-502.

Föllmi, K.B., Weissert, H. Bisping, M. y Funk, H. (1994): Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 729-746.

Weissert, H., Lini, A. Föllmi K. y Kuhn, O. (1998): Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: 189-203.

Depósitos de escarpes submarinos asociados a radiolaritas en el Jurásico Medio de Sierra Elvira (Subbético Medio)

L. O'Dogherty [1], A. Martín-Algarra [2], Sandoval, J. [2] y H.J. Gursky [3]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). lodogher@uca.es.
2 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada. agustin@ugr.es, sandoval@ugr.es.
3 Institut für Geologie und Paläontologie. Technische Universitat. D-38678 Clausthal-Zellerfeld (Alemania). gursky@geologie.tu-clausthal.de.

ABSTRACT

New outcrops along the A-92 highway allow the study of a Middle Jurassic succession of resedimented pelagic sediments associated with radiolarites. Slumped and slided blocks of marly red nodular limestone, grey micritic limestone, cherty limestone are included in pebbly mudstones and breccias showing evidence of soft deformation and mass transport along a submarine slope generated during the Bajocian in the Median Subbetic trough. Similar coeval deposits are also present in other Subbetic domains, demonstrating that during the Early-Middle Jurassic transition important tectonic movements affected the bottom of the Subbetic basin favouring the generation of fault scarps and submarine erosion and resedimentation.

***Key words**: Dogger, radiolarite, slope deposits, pebbly mudstones, breccias*

INTRODUCCIÓN

La diferenciación de los dominios Subbéticos fue consecuencia de un periodo generalizado de *rifting* que desintegró las plataformas carbonatadas del Jurásico inferior durante el Pliensbachiense. A partir de este momento el Subbético Medio se configuró como una cuenca subsidente con sedimentación pelágica diferenciada de los dominios adyacentes (Subbético Externo e Interno) en los cuales, o bien persistió la sedimentación carbonatada de plataforma, o bien se instalaron facies condensadas propias de altos fondos pelágicos. Tras el desarrollo de una importante discontinuidad estratigráfica, en el Subbético Medio se implantó una sedimentación generalmente en facies de cuenca sobre las plataformas carbonatadas liásicas.

Tradicionalmente considerado como un surco relativamente sencillo, las frecuentes variaciones laterales de facies y potencias durante el Liásico-Dogger indican que el fondo del Subbético Medio fue bastante irregular y que estuvo afectado por una notable subsidencia diferencial. En este trabajo presentamos evidencias de la existencia de irregularidades paleotopográficas en uno de los afloramientos clásicos del Subbético Medio, Sierra Elvira, donde hemos reconocido una interesante sucesión de depósitos pelágicos resedimentados durante el Bajociense. También destacamos la importancia paleogeográfica y el significado paleotectónico de la existencia de fenómenos semejantes y coetáneos en otros lugares de la cuenca subbética.

AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

Sierra Elvira constituye un bloque elevado del substrato de la cuenca de Granada, rodeado por fallas normales, que aflora entre formaciones continentales plio-cuaternarias al Norte de Atarfe. Su serie estratigráfica, bien conocida, constituye una de las referencias clásicas del Jurásico del Subbético Medio meridional, cuya serie está formada por dos grandes conjuntos litológicos separados por una discontinuidad intra-Pliensbachiense (*cf.* Lupiani y Soria, 1988). El conjunto inferior está constituido por dolomías, calizas y calizas con sílex del Liásico inferior, coronadas por calizas de crinoides del Carixiense con grandes estratificaciones cruzadas que finalizan con una superficie irregular de discontinuidad (Braga *et al.* 1980). El conjunto superior es de litología dominantemente margosa y margoso-calcárea, e incluye una potente sucesión de ritmitas calizo-margosas con abundantes ammonites del Domeriense-Toarciense (Braga *et al.*, 1980), un delgado intervalo de calizas con sílex y/o calizas nodulosas atribuidas al tránsito Jurásico Inferior-Medio, una sucesión radiolarítica desarrollada durante el intervalo Bajociense superior-Oxfordiense (Fm. Radiolarítica Jarropa, O'Dogherty *et al.*, 1997) y, por último, un conjunto de calizas con sílex del Jurásico Superior.

Los cortes estudiados afloran en los taludes de la salida de la Autovía A-92 hacia Atarfe y las canteras de Sierra Elvira, donde a lo largo de unos 100 m queda expuesta una sucesión de margas y margocalizas grises, calizas nodulosas de colores rosados, calizas con sílex, brechas y

radiolaritas. Rocas similares afloran bajo terrenos cuaternarios en puntos dispersos al N de la autovía y en los alrededores del Cortijo Marugán. En la serie estudiada se reconoce un paquete inferior de margas y margocalizas grises, coronado por calizas nodulosas rosadas, calizas con sílex y brechas intraformacionales (Fig. 1), sobre las que, mediante un contacto litológico brusco (Fig. 1E), reposa la sucesion radiolarítica. Este corte muestra diferencias significativas con respecto a los niveles contemporáneos de los afloramientos clásicos situados más al norte (alineación Ermita de los Tres Juanes-Atalaya), donde las radiolaritas descansan sobre calizas con sílex de colores grisáceos o bien directamente sobre calizas nodulosas rosadas (O'Dogherty *et al.*, 1989).

Los niveles inferiores del corte estudiado son semejantes a los niveles del tránsito Liásico-Dogger de Sierra Elvira pero con gran desarrollo de niveles redepositados. Las calizas nodulosas aparecen afectadas por frecuentes pliegues debidos a deslizamientos sinsedimentarios *(slumps)*, habiéndose reconocido al menos tres episodios a lo largo del afloramiento (tramos 1 a 3 en la Fig. 1). Estos pliegues en calizas nodulosas (Fig. 1B) forman parte de bloques de dimensiones métricas que aparecen englobados dentro de brechas de clastos soportados por una matriz margoso-calcárea pelágica de tonos rosados, con abundantes evidencias de deformación y flujo plástico (Fig. 1C-D). Las brechas incluyen clastos y bloques de tamaño deci a centimétrico, con diferentes grado de litificación: cantos blandos de calizas micríticas grises y margocalizas rosadas, fragmentos angulosos de calcarenitas de grano fino, calizas nodulosas rojas, calizas con sílex, y clastos aislados de sílex, en los que se reconoce sistemáticamente la presencia de radiolarios.

La sucesión radiolarítica descansa sobre el conjunto anterior mediante un contacto muy brusco de naturaleza erosiva. Se inicia con una sucesión margosa y radiolarítica de colores verde caqui, organizada en estratos decimétricos y afectada por algunos *slumps*. Algunos estratos radiolaríticos presentan bases erosivas, localmente con morfología canalizada. Progresivamente hacia arriba desaparecen los pliegues sinsedimentarios, disminuyen los interlechos margosos y las radiolaritas adquieren un aspecto más silíceo. Un cambio de color neto asociado a la aparición de un banco silíceo de 30cm de espesor marca el contacto con el miembro radiolarítico rojo de la Fm. Radiolarítica Jarropa.

En los afloramientos clásicos de Sierra Elvira, niveles nodulosos rosados comparables a los reconocidos en el corte estudiado fueron atribuidos al Aaleniense por Braga *et al.* (1980). El Aaleniense del Subbético Medio generalmente forma ritmitas margoso-calcáreas grises y, localmente, calizas y margas en facies ammonitico rosso de reducido espesor (Linares y Sandoval, 1993). Estas facies nodulosas rojizas se reconocen en las Zonas de Concavum (Sierra de San Pedro, Montejícar), Bradfordensis, Murchisonae y techo de Opalinum (Montejícar, Zegrí Norte, Algarinejo, Cerro Méndez), por tanto a lo largo de todo el Aaleniense, si bien alcanzan un mayor desarrollo durante el Aaleniense medio. En el holoestratotipo de la Fm. Radiolarítica Jarropa, y en algunos sectores de Sª Elvira (como sucede también en el afloramiento estudiado) el miembro basal de esta formación, datado mediante radiolarios, muestra una evolución desde facies más margoso-carbonatadas de edad Bajociense superior (O'Dogherty *et al.*, 1997) a facies más pelítico-silíceas, cuyo inicio se detecta a partir del Bathoniense superior (O'Dogherty *et al.*, 1995). Por tanto los niveles redepositados infrayacentes a la formación radiolarítica se localizan entre el Aaleniense y el Bajociense superior.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de los afloramientos estudiados pone de manifiesto que, tras un episodio de sedimentación pelágica rítmica calizo-margosa, desarrollada durante el Domeriense-Toarciense en una cuenca subsidente de fondo uniforme, en el área de Sierra Elvira y sectores adyacentes tuvo lugar una notable diversificación de las facies al inicio del Jurásico Medio. Esta diversificación coincidió con la aparición de facies redepositadas que evidencian la aparición de irregularidades paleotopográficas en el fondo de una cuenca cuya morfología había sido hasta entonces mucho más uniforme. Estas irregularidades posiblemente estuvieron relacionadas con la generación de escarpes de origen tectónico, localmente abruptos (paleofallas), cuya génesis coincidió con una reactivación de la actividad tectónica que afectó al sector de Sierra Elvira en el tránsito Jurásico Inferior-Medio.

La existencia de una actividad tectónica sinsedimentaria responsable de la aparición o reactivación de irregularidades topográficas en el fondo de la cuenca subbética durante el Bajociense inferior no es un fenómeno aislado y local. Fenómenos comparables han sido reconocidos el sector oriental de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal (*slumps* y brechas intraformacionales del Bajociense inferior a techo de la Fm. Baños; Ruiz-Ortiz, 1980) y en diversos sectores del Subbético Medio: (brechas intraformacionales de la Zona de Discites, y *slumps* de la Zona de Humphriesianum, ambas del Bajociense inferior, de la Unidad de la Bermeja, Sierra de Ricote: O'Dogherty *et al.*, en este volumen) y Subbético Externo (*slumps* del Aaleniense terminal-Bajociense inferior de la Unidad de Gaena; Molina, 1987; *slumps* en el Bajociense inferior, Zonas de Discites y Niortense, de la Unidad de Reclot: Nieto, 1997; y Sandoval, inédito; conglomerados intraformacionales del Aaleniense superior de Ors, slumps del Bajociense inferior de Sanyuri, y conglomerados intraformacionales y slumps del Bajociense inferior de Roix, todos estos cortes situados en la Unidad de Algayat-Crevillente; Nieto, 1997). Además, en relación con esta reactivación tectónica se incrementó notablemente la actividad volcánica submarina en los sectores centrales del Subbético Medio, donde se detecta un máximo al inicio del Jurásico Medio (Vera *et al.*, 1997).

En conclusión, a partir del Aaleniense-Bajociense, la sedimentación en el borde meridional de Sierra Elvira tuvo

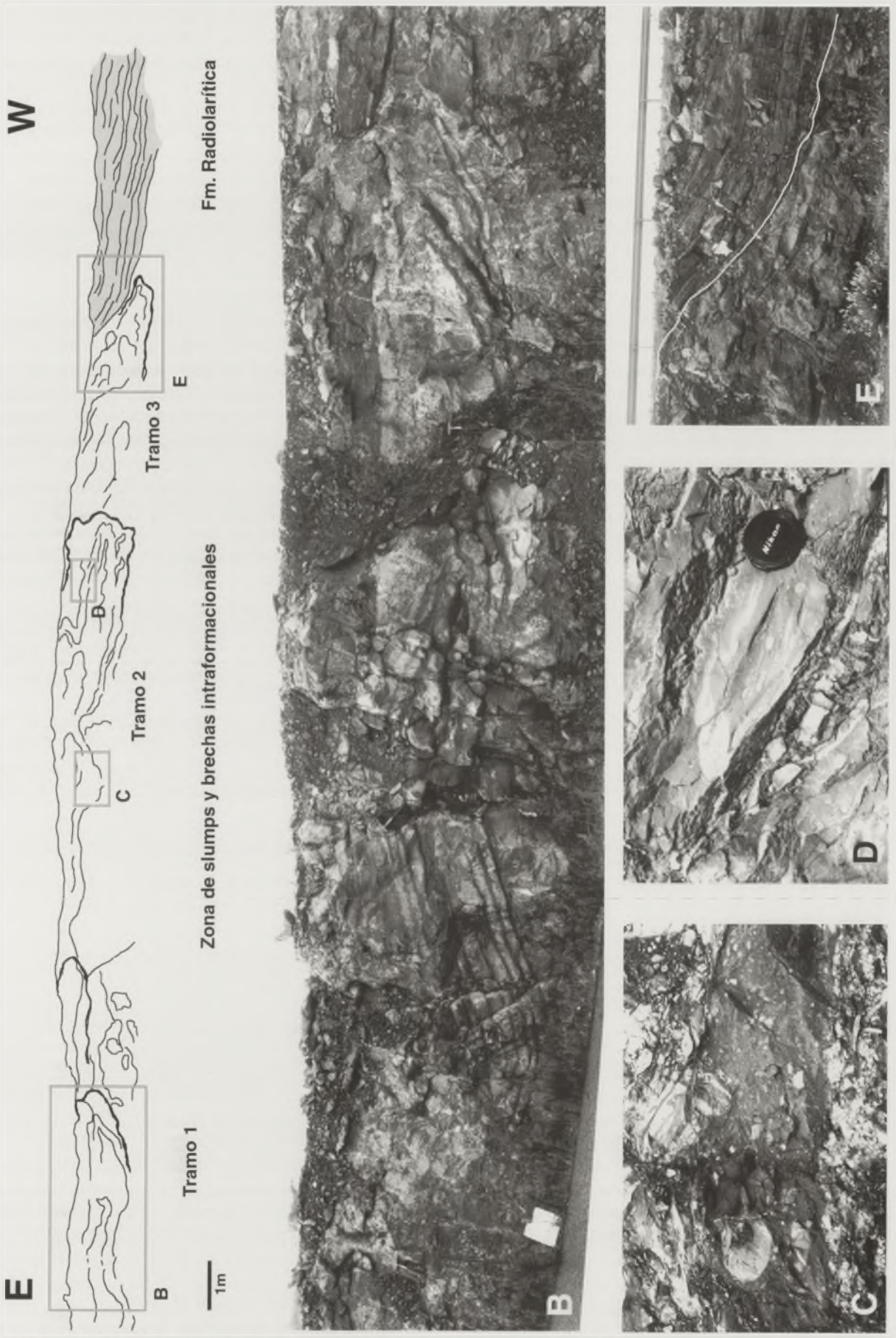


FIGURA 1: *Esquema del afloramiento estudiado con ubicación de los tramos de slumps (B), niveles de brechas (pebbly-mudstones) con evidencias de deformación plástica (C-D) y detalle del contacto neto con la Fm. Radiolarítica (E).*

lugar en un ambiente próximo a una zona de pendiente desde cuya parte superior los sedimentos, parcialmente litificados, eran desmantelados y redepositados en zonas deprimidas adyacentes como consecuencia de la actuación de procesos de erosión y transporte en masa debidos a mecanismos gravitacionales. La presencia común de pliegues sinsedimentarios (*slumps*), la composición y tamaño de los clastos, su heterogeneidad litológica, la ausencia de organización definida, la abundancia de matriz y la presencia generalizada de estructuras de deformación y flujo plástico ponen de manifiesto la actuación de deslizamientos submarinos, desplomes sinsedimentarios y flujos gravitatorios de sedimentos (*debris flow* y *mud flow*) que generaron depósitos de tipo *pebbly-mudstone*. La cementación diferencial de los sedimentos desmantelados y resedimentados se tradujo en una neta diferenciación entre matriz y clastos en los niveles de brechas, y en la coexistencia, dentro de los mismos niveles, de clastos blandos con texturas de deformación sinsedimentaria y otros derivados de litotipos bien cementados. Estos redepósitos precedieron al inicio de la sedimentación radiolarítica, pero la presencia de niveles radiolaríticos de base erosiva y canalizada afectados por *slumps* en los niveles margosos de la base de la formación radiolarítica, demuestra la persistencia de las irregularidades paleotopográficas durante gran parte del Bajociense y la removilización de fangos de radiolarios por corrientes de fondo, probablemente corrientes de turbidez diluidas.

REFERENCIAS

Braga, J.C., Jiménez, A.P. y Rivas, P. (1980): El Júrasico de Sierra Elvira (estudio especial del Lías Medio y Superior). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 10: 597-604.

Linares, A. y Sandoval, J. (1993): El Aaleniense de la Cordillera Bética (Sur de España): Análisis bioestratigráfico y caracterización paleobiogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 177-206.

Lupiani, E. y Soria, J. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1009 (Granada)*. IGME, Madrid.

Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 518 p.

Nieto, L.M. (1997): *La cuenca Subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 562 p.

O'Dogherty, L., Baumgartner, P.O., Sandoval, J., Martín-Algarra, A. y Pillevuit, A. (1995): Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites from the Subbetic Realm (Southern Spain). *Mémoires Géologiques (Lausanne)*, 23: 717-724.

O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): La Formación Radiolarítica Jarropa: definición y significado en el Jurásico Subbético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 53: 145-157.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades intermedias (entre Castril-Prov. de Granada y Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 272 p.

Sandoval, J. (1983): *Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajocense y Bathonense de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral Univ. de Granada, 613 p.

Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P. y Bea, F. (1997): Jurassic guyots on the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova*, 9: 163-167.

Depósitos de brechas intraformacionales y *slumps* en el Jurásico Medio del Subbético Medio oriental (Sierra de Ricote, provincia de Murcia)

L. O'Dogherty [1], L.M. Nieto [2] y J. Sandoval [3]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). lodogher@uca.es.
2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. 23071 Jaén. lmnieto@ujaen.es.
3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071 Granada. sandoval@ugr.es.

ABSTRACT

Stratigraphical and sedimentological analysis of early Bajocian hemipelagic deposits in the Bermeja Unit (eastern part of the Subbetic basin) is presented. Two distinct episodes of tectonic instability are recorded during the early Bajocian: (1) intraformational breccias and fine-grained turbidites (developed during the Walkeri Subzone) and (2) slumps (occurring at the top of the Blagdeni Subzone). Debris-flow deposits (slumps and intraformational breccias) and fine-grained sediments are linked to episodes of low sea-level, during which two important episodes of ammonite faunal turnover took place. A sharp onset of carbonate turbidites is recorded just after the intraformational breccias deposit, mostly in the pelagic part of the Unit. This later event occurred during an episode of high sea-level, simultaneously with the major ammonite radiation of the early Bajocian (Laeviuscula Zone). Our study stressed how important was the control imposed by the new regional tectonic configuration acquired in the western Tethys as response to the central Atlantic opening, as reflected by both the tecto-sedimentary record and the marine biota.

Key words: *sea-level changes, Dogger, ammonite faunal turnover, Subbetic, debris-flow*

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Ricote (Fig. 1) se encuentra situada en la provincia de Murcia (términos municipales de Mula y Ricote). Desde el punto de vista geológico, constituye el afloramiento más oriental del Subbético Medio de la Cordillera Bética. En este área Paquet (1969) definió tres unidades tectono-sedimentarias: la Unidad de la Mezquita (zona meridional de la Sierra de Ricote), la Unidad de la Garita (sector central de la Sierra de Ricote) y Unidad de la Bermeja (sector septentrional). A su vez, en la Unidad de la Bermeja, en la cual se encuentran las secciones estudiadas, se pueden diferenciar también series de carácter más pelágico (Cerro de Mahoma, Figs. 1 y 2) frente a series con características más propias de medios hemipelágicos (Casas de Vite o Casas Chimeneas, Figs. 1 y 2).

La primera, con un marcado carácter pelágico, se caracteriza por gran desarrollo de niveles de turbiditas oolíticas (Fm. Ricote; Nieto, 1997) y margas silíceas y radiolaritas (Mb. basal de la Fm. Radiolarítica Jarropa, O'Dogherty *et al.* 1997). En la segunda, existe una potente sucesión de margas, margocalizas, calizas con sílex y discretas pasadas de niveles oolíticos (Fm. Veleta), sobre las que se desarrolla una serie radiolarítica que en este sector tiene una edad que abarca el Calloviense medio-Oxfordiense (O'Dogherty *et al.*, 1995, 1997).

En este trabajo se estudian unos niveles de brechas intraformacionales y depósitos de *slumps* que aparecen intercalados en materiales del Bajociense inferior de la Unidad de la Bermeja. Los objetivos que se abordan en este estudio son el análisis sedimentológico de los niveles redepositados, la posición cronoestratigráfica de los mismos, su significado en relación con cambios relativos del nivel del mar y su posible simultaneidad con las renovaciones faunísticas observadas en la biota marina de ammonoideos (Sandoval *et al.*, 2001a).

EL JURÁSICO MEDIO DE LA UNIDAD DE LA BERMEJA

El Jurásico de la Sierra de Ricote presenta una buena exposición y ha sido objeto de numerosos estudios regionales (véase la síntesis bibliográfica de Nieto, 1997) y bioestratigráficos (Linares y Sandoval, 1993; Sandoval, 1983, 1990; O'Dogherty *et al.*, 1995; entre otros). A grandes rasgos, el Jurásico Medio de la Unidad de la Bermeja se caracteriza por presentar una potente serie de más de 300 m, que comienza siendo margoso-carbonatada y finaliza con un marcado carácter silíceo. En el intervalo Aaleniense superior-Bajociense basal predominan las margas y margocalizas, que progresivamente pasan a términos más silíceos formados principalmente por calizas con sílex de edad Bajociense (Fm. Veleta), aunque local-

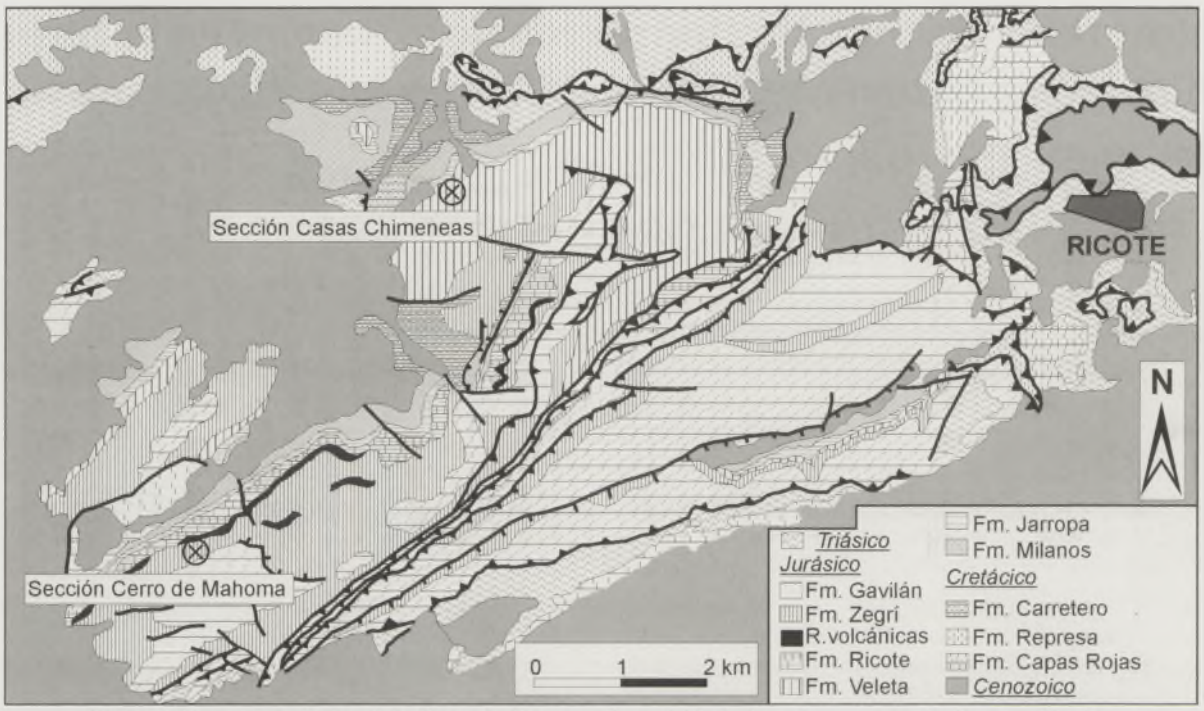


FIGURA 1: *Esquema geológico de la Sierra de Ricote con la posición de las columnas estratigráficas analizadas.*

mente presenta cambios laterales a turbiditas oolíticas (Fm. Ricote). Las calizas con sílex pasan progresivamente a margas, pelitas silíceas y radiolaritas del Bathoniense-Oxfordiense (Fm. Radiolarítica Jarropa).

Para realizar este análisis hemos seleccionado las secciones más representativas en las que aparecen intercalaciones de brechas intraformacionales y *slumps*. Estas secciones son (Fig. 2): Cerro de Mahoma (sección JRi1, Linares y Sandoval 1993, Mapa Militar de España, Hoja 912, coordenadas XH325202) y SE de la Bermeja (sección nº 76; Nieto 1997; coordenadas XH362224) en el sector pelágico; y sección de Casas Chimeneas (sección JRi-3; Sandoval, 1983; coordenadas XH317211) y sección de Casas de Vite (sección SRi-1; Sandoval, 1983; coordenadas XH358243) correspondientes a las series más hemipelágicas de la unidad.

Brechas intraformacionales del sector pelágico (Bajociense inferior, Zona de Discites, Subzona de Walkeri)

En este sector el Aaleniense-Bajociense basal está formado por una ritmita margoso-calcárea (en una relación 2:1), alternando en bancos de 10 a 60 cm de espesor para los niveles margosos y 10 a 25 cm para los niveles calcáreos. Desde la parte superior del Aaleniense medio (Zona de Bradfordensis) aparecen frecuentemente niveles con nódulos y pequeños bancos de sílex, que lateralmente pueden intercalar rocas volcánicas. Dentro de la Zona de Discites la sedimentación adquiere un marcado carácter silíceo (ver Fig. 2), donde se reconoce un paquete de aproximadamente un metro de una brecha intraformacional formada exclusivamente por elementos calcáreos de tamaño variable (entre 5 y 40 cm de diámetro máximo) y con una ordenación irregular, si bien los elementos de mayor tamaño y con más sílex se localizan hacia la parte superior (Fig. 3A). Este depósito se presenta como un cuerpo canalizado de unos 15 m de sección horizontal, observándose en el afloramiento su acuñamiento lateral. Sobre él se desarrollan 2 m de niveles turbidíticos de grano fino (tamaño arena muy fina-limo), dispuestos en capas centimétricas, con laminación horizontal y compuestos por esqueletos de radiolarios, granos de cuarzo y espículas de esponjas. Ocasionalmente aparecen niveles

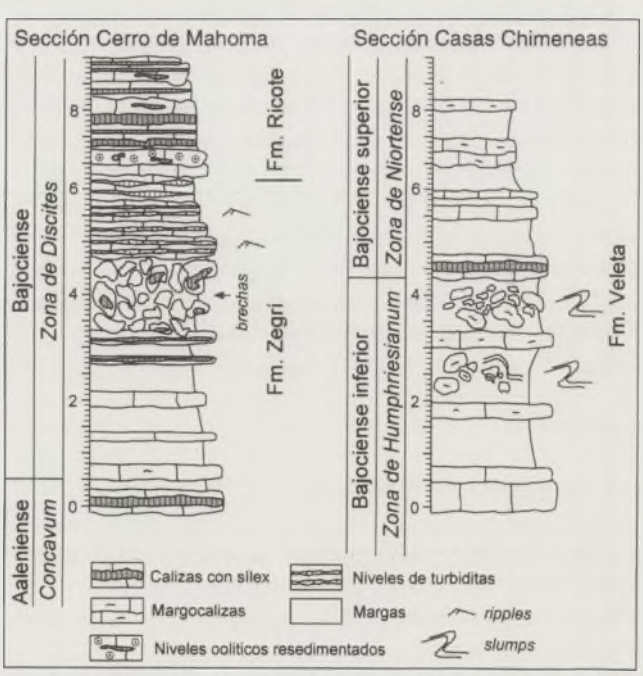


FIGURA. 2: *Detalle de los intervalos estratigráficos estudiados en la Unidad de la Bermeja con indicación de los niveles de brechas intraformacionales y deslizamientos sinsedimentarios del Bajociense inferior.*

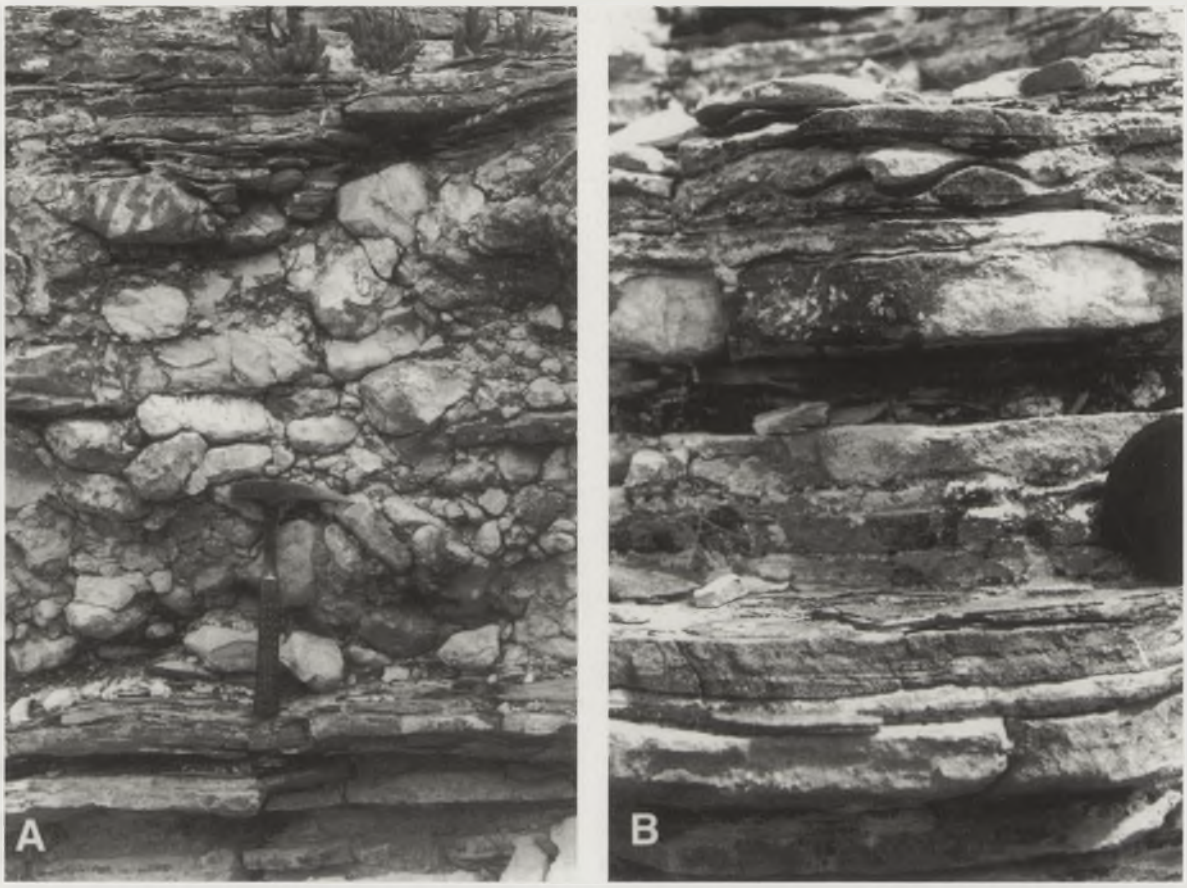


FIGURA3: *A) Aspecto de afloramiento de la brecha intraformacional del Bajociense inferior en el corte del Cerro de Mahoma (Sector pelágico de la Unidad de la Bermeja). B) Detalle de los niveles de turbiditas de grano fino sobre el paquete de brechas; obsérvese la superficie de techo fuertemente ondulada de determinados niveles areno-limolíticos.*

de *ripples* con base plana y techo fuertemente ondulado (Fig. 3B), cuyo carácter está más acentuado por la diagénesis. Este conjunto formado por las brechas intraformacionales y las turbiditas de grano fino se asemejan bastante a los depósitos que se han descrito asociados a lóbulos de abanico submarinos. Hacia la parte alta de estos niveles (Fig. 2) se intercala un pequeño banco (de 40 cm de espesor) constituido por calizas oolíticas redepositadas. Sobre este nivel aparecen niveles calcáreos con gruesas bandas de sílex, de tal forma que éste puede ser el componente mayoritario. Estos bancos pasan bruscamente a una alternancia de margas y calcarenitas oolíticas, en lechos de potencia métrica, de la Fm. Ricote (de edad, al menos, Bajociense inferior).

Deslizamientos sinsedimentarios (*slumps*) del sector hemipelágico (Bajociense inferior, Zona de Humphriesianum, Subzona de Blagdeni).

En el sector hemipelágico de la unidad, el Bajociense inferior está formado por una alternancia de margas y margocalizas con pequeñas intercalaciones de calizas con sílex. Los bancos margocalizos varían entre 5 y 50 cm de espesor, frente a niveles de margas que generalmente pueden superar el metro de espesor; predominan claramente los términos margosos. Próximo al límite Bajociense inferior-Bajociense superior (techo de Zona de Humphriesianum, Subzona de Blagdeni) aparecen dos tramos de margocalizas que forman deslizamientos sinsedimentarios más o menos acusados (Fig. 2). El Bajociense superior comienza con una litología similar a la anterior, pero desaparecen los niveles de sílex y los niveles margosos adquieren mayor espesor. Sobre el último tramo margoso (Zona de Garantiana) aparece bruscamente una potente serie de calizas con sílex (de 110 m de espesor) que hacia su base presenta niveles centimétricos resedimentados de calizas oolíticas. La edad de este tramo comprendería el Bajociense superior (Zona de Garantiana *p.p.* y Zona de Parkinsoni; Sandoval, 1983).

SIGNIFICADO TECTO-SEDIMENTARIO DE LA BRECHA INTRAFORMACIONAL Y LOS DESLIZAMIENTOS SINSEDIMENTARIOS DEL BAJOCIENSE INFERIOR

De acuerdo con algunos autores, los niveles de brechas intraformacionales y deslizamientos sinsedimentarios indican que el fondo de la cuenca sedimentaria era irregular y favoreció el desarrollo de movimientos de masas y flujos gravitacionales durante episodios de bajo nivel relativo del mar. En este sentido hemos localizado cronoestratigráficamente dos claros episodios de bajo nivel relativo en el Bajociense inferior (Subzona de Walkeri y Subzona de Blagdeni). De manera análoga, los nive-

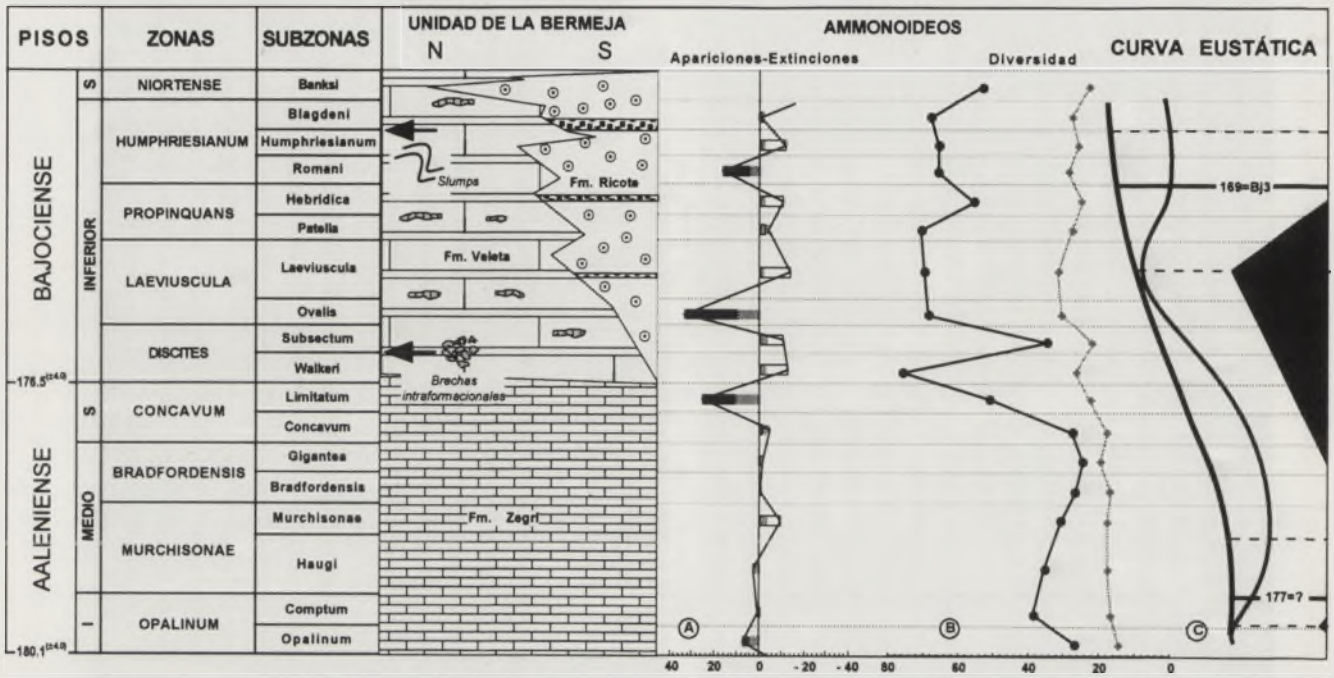


FIGURA 4: *Esquema de disposición cronoestratigráfica de las formaciones del Jurásico medio en la Unidad de la Bermeja, con indicación aproximada de las brechas intraformacionales y los deslizamientos sinsedimentarios. Comparación con las curvas de renovación (A) y diversidad (B) de la fauna de ammonoideos (tomado de Sandoval et al., 2001b) y la curva eustática Exxon (C). En las curvas A y B el color negro representa especies y el color gris corresponde a los géneros. Se observa como los niveles de brechas y deslizamientos coinciden con periodos de extinción y episodios de bajo nivel, mientras que el desarrollo de turbiditas carbonatadas coincide con un episodio de alto nivel relativo y de radiación de la fauna de ammonoideos.*

les de turbiditas carbonatadas (alternancia de calcarenitas oolíticas y microbrechas de la Fm. Ricote) que se desarrollaron en el Bajociense inferior (Zona de Laeviuscula) estuvieron relacionados con episodios de alto nivel relativo (Fig. 4), donde la elevada producción carbonatada y los excedentes de plataforma fueron transportados hacia aguas más profundas, llevando a desequilibrios gravitatorios de los sedimentos hemipelágicos depositados en las inmediaciones del talud.

Recientemente se han reconocido fuertes cambios faunísticos dentro del Bajociense inferior (*cf.* Fig. 4) entre las Subzonas de Walkeri y Subsectum (O'Dogherty *et al.*, 2000; Sandoval *et al.*, 2001a,b) así como en el límite Bajociense inferior-Bajociense superior, entre las Zonas de Humphriesianum y Niortense (Sandoval *et al.*, 2001b). El análisis de las curvas de diversidad en ammonoideos tanto a nivel genérico como a nivel de especie tiene un comportamiento similar a las variaciones de segundo orden de nivel del mar en la curva Exxon (O'Dogherty *et al.*, 2000; Sandoval *et al.*, 2001a,b) lo que ha llevado a estos autores a sugerir un papel principal de los cambios eustáticos como regulador de la diversidad en ammonoideos. Sin embargo, cuando se efectúa una lectura detallada del análisis de la tasa de renovación faunística (extinciones *vs.* radiaciones), además de una componente climática habría que introducir otros factores, principalmente de índole tectónico-regional, es decir, una componente de tercer orden en el control de las renovaciones faunísticas. La reorganización tectónica regional que sufrieron las regiones del Tethys occidental, próximas a la zona de apertura del Atlántico central, quedó no sólo plasmada en el registro tecto-sedimentario de la cuenca, como en nuestro caso muestra la existencia de discontinuidades, depósitos gravitacionales, etc., sino que además tales eventos tuvieron una gran repercusión en las renovaciones. De este modo, se han reconocido importantes cambios relativos del nivel del mar en estas regiones (i.e. Bética, Lusitánica, Ibérica, etc.; ver Sandoval *et al.*, 2001b) y que de algún modo propiciaron la aparición de corredores biogeográficos que influyeron sobre la evolución de la biota de las regiones paleogeográficas implicadas.

En definitiva, nuestro estudio permite precisar qué grado de influencia ejercieron los eventos de carácter tectónico-regional (deducidos del registro tecto-sedimentario) en los procesos de renovaciones faunísticas, especialmente en organismos que como los ammonites (excepto Phylloceratina y Lytoceratina) ocuparon las capas superiores de la columna de agua y que, por tanto fueron fuertemente afectados por pequeños cambios medioambientales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el seno de los grupos de investigación RNM-178 y RNM-200 de la Junta de Andalucía, así como en al ámbito de los proyectos de investigación PB97-0826 financiado por la DGICYT y BTE2000-1151, de la Dirección General de Investigación.

REFERENCIAS

Linares, A. y Sandoval, J. (1993): El Aaleniense de la Cordillera Bética (Sur de España): Análisis bioestrati-

gráfico y caracterización paleobiogeográfica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 177-206.

Nieto, L.M. (1997): *La cuenca Subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 562 p.

O'Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. (2000): Ammonite faunal turnover tracing sea level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of Geological Society, London*, 157: 723-736.

O'Dogherty, L., Baumgartner, P.O., Sandoval, J., Martín-Algarra, A. y Pillevuit, A. (1995): Middle and Upper Jurassic radiolarian assemblages co-occurring with ammonites from the Subbetic Realm (Southern Spain). *Mémoires de Géologique (Lausanne)*, 23: 717-724.

O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): La Formación Radiolarítica Jarropa: definición y significado en el Jurásico Subbético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 53: 145-157.

Paquet, J. (1969): *Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)*. Tesis doctoral, Univ. de Lille, 270 p.

Sandoval, J. (1983): *Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanocerataceae y Perisphinctaceae) del Bajocense y Bathonense de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 613 p.

Sandoval, J. (1990): A revision of the Bajocian divisions in the Subbetic Domain (Southern Spain). En: *Proceeding. Meeting on Bajocian Stratigraphy* (S. Cresta y G. Pavia, Eds). Memorie descrittive della carta geologica d' Italia, 40: 141-162.

Sandoval, J., O'Dogherty, L. y Guex, J.A. (2001a): Evolutionary rates of Jurassic ammonites in relation to sea-level fluctuations. *Palaios*, 16: 330-363.

Sandoval, J., O'Dogherty, L., Vera, J.A. y Guex, J.A. (2001b): Ammonite faunal turnover during the Lias-Dogger transition in western Tethys. *Bulletin de la Société Géologique de la France*: en prensa.

Las margas radiolaríticas de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal. Cordilleras Béticas. Edad y consideraciones genéticas-paleogeográficas

L. O'Dogherty[1] y P.A. Ruiz-Ortiz[2]

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real (Cádiz). lodogher@uca.es.
2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén. paruiz@ujaen.es.

ABSTRACT

New radiolarian-ages of siliceous deposit occurring in the Middle Jurassic of the Intermediate Unit are presented. Radiolarian dating of sections studied documents a systematic diachronism of the basal onset of radiolarites spanning the Bathonian to Oxfordian. The radiolarian age and the sedimentary features of radiolaritic deposits allow us to well separate two distinct sectors in this unit. The western part shows a more basinal character, at least during the deposition of the lower green member (clastic redeposits, important clayely inputs, bottom current actions etc.), starting the siliceous sedimentation in the late Bathonian. The eastern part of the unit shows a late Callovian-early Oxfordian start of radiolarite sedimentation and a more starved environment. However, the end of the siliceous sedimentation occurs simultaneously throughout the Jabalcuz-San Cristóbal unit in the latest Oxfordian, when a drastic change in the sedimentation regime took place and carbonate become the main deposit.

***Key words**: radiolarites, radiolarian age, Middle Jurassic, Intermediate units, Betic Cordillera*

INTRODUCCIÓN

Durante el Jurásico Medio-Superior se desarrolló en el surco de las Unidades Intermedias el depósito de una serie pelítico-margosa-radiolarítica (Fm. de Margas Radiolaríticas de la Era de la Mesa) que constituye, desde un punto de vista litoestratigráfico, un excelente nivel guía dentro de la serie carbonatada jurásica (Ruiz-Ortiz, 1980). Sin embargo, desde la descripción de esta formación no se ha podido obtener una datación directa y precisa para el intervalo temporal del depósito silíceo, asignándose como más probable una edad Oxfordiense. En este trabajo presentamos por vez primera dataciones correspondientes a la base y al techo de la formación, deducidas del análisis de la fauna de radiolarios presente en los niveles más silíceos de la sucesión radiolarítica. Las consideraciones que suscitan las dataciones obtenidas se tratan de integrar, junto con las características sedimentológicas de la unidad, en un modelo paleogeográfico coherente.

LA SERIE JURÁSICA DE LA UNIDAD DEL JABALCUZ-SAN CRISTÓBAL

La Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal se caracteriza por presentar una potente serie jurásica en las que son frecuentes las variaciones laterales de facies y de potencia. El Jurásico se inicia con una serie liásica calizo-dolomítica (Fm. Gavilán) que finaliza con un *hard-ground* en el Domeriense medio, sobre el cual se desarrolla, hasta el Bajociense inferior, una potente serie de calizas tableadas (Fm. Baños). Bruscamente se pasa a una unidad formada por alternancia de bancos oolíticos y micríticos con sílex (Fm. Jabalcuz), que acaba con un *hard-ground*.

La Fm. de Margas Radiolaríticas de la Era de la Mesa (Fm. Era de la Mesa en adelante), se dispone sobre la Fm. Jabalcuz, constituida por calizas oolíticas y peletoidales (*grainstone* y *packstone*), con intercalaciones de niveles calcáreos de ambientes menos energéticos (*mudstone* y *wackestone*) en el sector más occidental de la unidad. La edad del muro de la Fm. Jabalcuz es Bajociense inferior, de acuerdo con los ammonites que Ruiz-Ortiz (1980) encontró en las calizas margoso-nodulosas sobre las que esta formación se sitúa en el área de la Grana. Sin embargo, la edad del techo de la Fm. Jabalcuz no ha podido datarse hasta la fecha. No obstante, se le atribuye una edad Bathoniense inferior-medio, por correlación con las dataciones obtenidas en el Subbético Externo para el techo de las calizas oolíticas de la Fm. Camarena (Molina, 1987). Esto realza la importancia de la datación de los últimos niveles de calizas oolíticas y calizas con silex así como de la propia Fm. Era de la Mesa.

Sobre la Fm. Era de la Mesa, se dispone la Fm. Toril, cuyo muro fue datado por Olóriz y Ruiz-Ortiz (1980) como Kimmeridgiense basal. La Fm. Toril está representada por un miembro inferior de calizas pelágicas tableadas, un

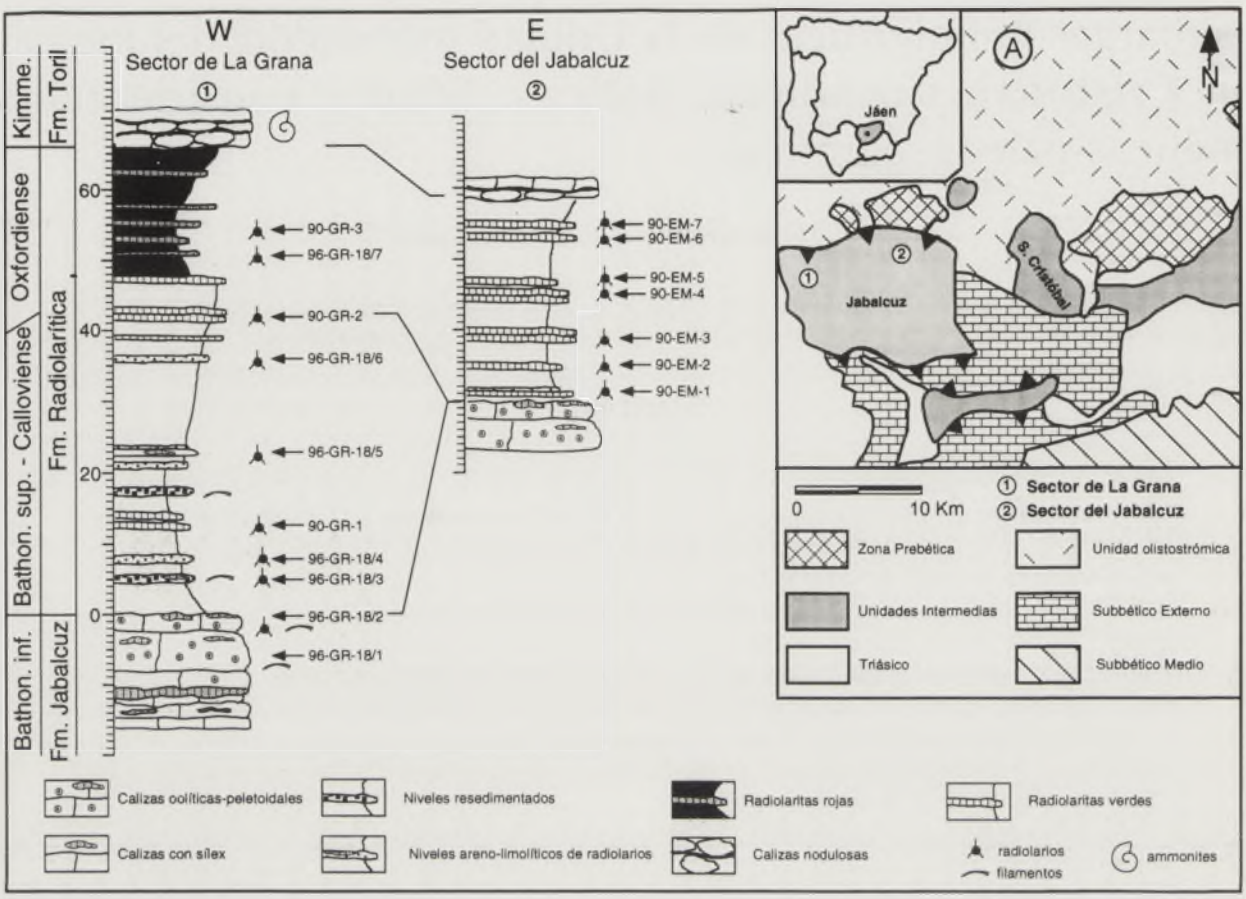


FIGURA 1: *Correlación estratigráfica entre las series del sector occidental (Grana) y oriental (Jabalcuz) del Jurásico Medio-Superior de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal. A: Situación de los dos sectores estudiados.*

miembro medio que, prácticamente en su totalidad, está formado por conglomerados y turbiditas calcáreas, y un tercer miembro constituido por una sucesión rítmica de calizas y margas, que da paso al Cretácico.

La Fm. Era de la Mesa se dispone pues sobre depósitos de plataforma y/o rampa carbonatada somera y queda fosilizada por calizas pelágicas y turbiditas calcáreas sucesivamente. Hasta ahora se atribuía al Oxfordiense, por correlación con los afloramientos, de mala calidad, de esta formación en la Unidad del Cárceles-Carluco, donde Ruiz-Ortiz (1980) encontró algunos restos de ammonites atribuidos a dicha edad.

ESTRATIGRAFÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN ERA DE LA MESA

La Fm. Era de la Mesa fue definida por Ruiz-Ortiz (1980) para un conjunto margoso-margocalizo que incluye niveles competentes con abundante contenido en radiolarios (30-80%) y que se desarrolla sobre el *hardground* del techo de la Fm. Jabalcuz. El porcentaje de carbonatos puede ser, en ocasiones, relativamente elevado (45-85%, *cf.* Ruiz-Ortiz 1980) frente a 65-85% de sílice que presentan las radiolaritas de la Fm. Jarropa del Subbético (Ruiz-Ortiz *et al.* 1989; O'Dogherty *et al.*, 1997).

Se ha muestreado y realizado observaciones en dos sectores bien diferentes (Fig. 1). Un sector occidental situado en la alineación montañosa de Era de la Mesa-La Grana-Peña Blanquilla, en la que se ha hecho un muestreo del holoestratotipo de esta formación al SE de La Grana (sección S1 en Ruiz-Ortiz, 1980; Mapa Militar de España, Hoja de Martos [946], VG198757) así como datos puntuales al E de la Grana (sección S2 en Ruiz-Ortiz, 1980; Hoja de Martos [946], VG199761). Un segundo sector, oriental, situado en los alrededores del Jabalcuz, en el que se ha muestreado el paraestratotipo situado al SE del Jabalcuz (Corte S4 en Ruiz-Ortiz, 1980; Hoja de Jaén [947], VG272761). En el sector occidental, la Fm. Era de la Mesa tiene un espesor de 65 m. y en ella se pueden diferenciar dos ciclos radiolaríticos, de manera análoga a como sucede en la Fm. Jarropa (O'Dogherty *et al.*, 1997). Se distingue un miembro basal de color verde oscuro-pardo de 48 m de potencia y un miembro superior de color rojo de 18 m. de espesor.

La falta de datos sobre la edad de finalización de la sedimentación de carácter oolítico-peletoidal de la Fm. Jabalcuz, nos ha llevado a muestrear los niveles del techo de la misma a fin de proceder al estudio de los radiolarios presentes en los mismos. El último nivel de la Fm. Jabalcuz (muestra 96-GR-18/2, Fig. 1) presenta una asociación de radiolarios (*Dictyomitrella kamoensis*, *Stichomitra* (?) *takanoensis*, *Guexella nudata*, *Tricolocapsa tetragona*, que definen la zona de radiolarios UAZona 5 de Baumgartner *et al.*, 1995) que permite asignarle una edad Bajociense terminal-Bathoniense inferior.

En el tramo basal de la Fm. Era de la Mesa, predominan los términos pelítico-margosos y hacia su parte inferior son frecuentes las intercalaciones centimétricas de niveles resedimentados constituidos por filamentos-peloides y/o oolitos (Fig. 2, fotos 1-2). Algunos de los niveles de oolitos redepositados incluyen gran cantidad de organismos de ambientes diferentes (filamentos, miliolidos, crinoides, etc.) así como cantos blandos de calizas con conoglobigerinidos, representando pues unas facies muy removilizadas. El primer nivel radiolarítico de este tramo verde en la serie al SE de la Grana (muestra 90-GR-1, figura 1 y figura 2, foto 3), ha suministrado una rica fauna de radiolarios (*Ristola altissima major*, *Tricolocapsa plicarum*, *Palinandromeda depressa*, *Cinguloturris carpatica*, *Higumastra gratiosa*, *Tricolocapsa conexa*, etc.) que permite situar el inicio de la sedimentación radiolarítica en el Bathoniense superior (UAZona 7 de Baumgartner *et al.*, 1995). La parte superior del miembro basal se caracteriza por un menor desarrollo de los niveles pelítico-margosos y una mayor abundancia de niveles calcáreos, así como de niveles centimétricos de tamaño arena muy fina-limo constituidos exclusivamente por radiolarios (hasta un 95%. La asociación de radiolarios (*Podobursa spinosa, Cinguloturris carpatica, Guexella nudata* y *Pseudoeucyrtis reticularis*) permite asignar al tramo una edad Calloviense.

El carácter pelítico-margoso de la formación se acentúa de nuevo en el tramo superior rojo. La fauna de radiolarios encontrada en los niveles radiolaríticos próximos a su base (muestra 90-GR-3, Fig. 1) datan el Oxfordiense (UA Zona 9). Estos niveles muestran una laminación formada por la alternancia de niveles con una alta concentración de radiolarios y niveles pelíticos (figura 2, fotos 4, 5 y 6). Inmediatamente encima de las radiolaritas rojas, en este mismo sector, se sitúa un nivel calcáreo de color claro que marca la base de la Fm Toril y que, en la sección al E de La Grana, ha suministrado una fauna de ammonoideos de edad Kimmeridgiense basal (Zona de *Planula*, Oloriz y Ruiz-Ortiz, 1980).

El sector oriental se caracteriza por una menor potencia de la sucesión radiolarítica (30 m) y en ella no se pueden diferenciar dos miembros según la coloración, dado que sólo se reconoce un intervalo pelítico oscuro con intercalaciones de niveles radiolaríticos de color verde oscuro a negro, en bancos de 5 a 10 cm de espesor. Los niveles basales (muestra 90-EM-1, figura 1) datan el Calloviense terminal-Oxfordiense (UAZona 8-9). En este sector el techo de las radiolaritas (muestra 90-EM-5, figura 1), ha suministrado una rica fauna de radiolarios (*Archaeodictyomitra minoensis, Palinandromeda crassa, Zamoidellum ventricousm, Sethocapasa* (?) *sphaerica, Williriedellum. crystallinum*; UAZona 9-10) que permite datar el final de la sedimentación radiolarítica en el Oxfordiense medio-superior.

Los dos sectores estudiados están separados por un área donde la Fm. Era de la Mesa está representada por solo 15 m de espesor (sección S-3 de Ruiz-Ortiz, 1980) y su naturaleza es totalmente pelítica, sin que existan niveles con concentraciones de radiolarios que faciliten la toma de muestras para la datación. Esta área corresponde a la

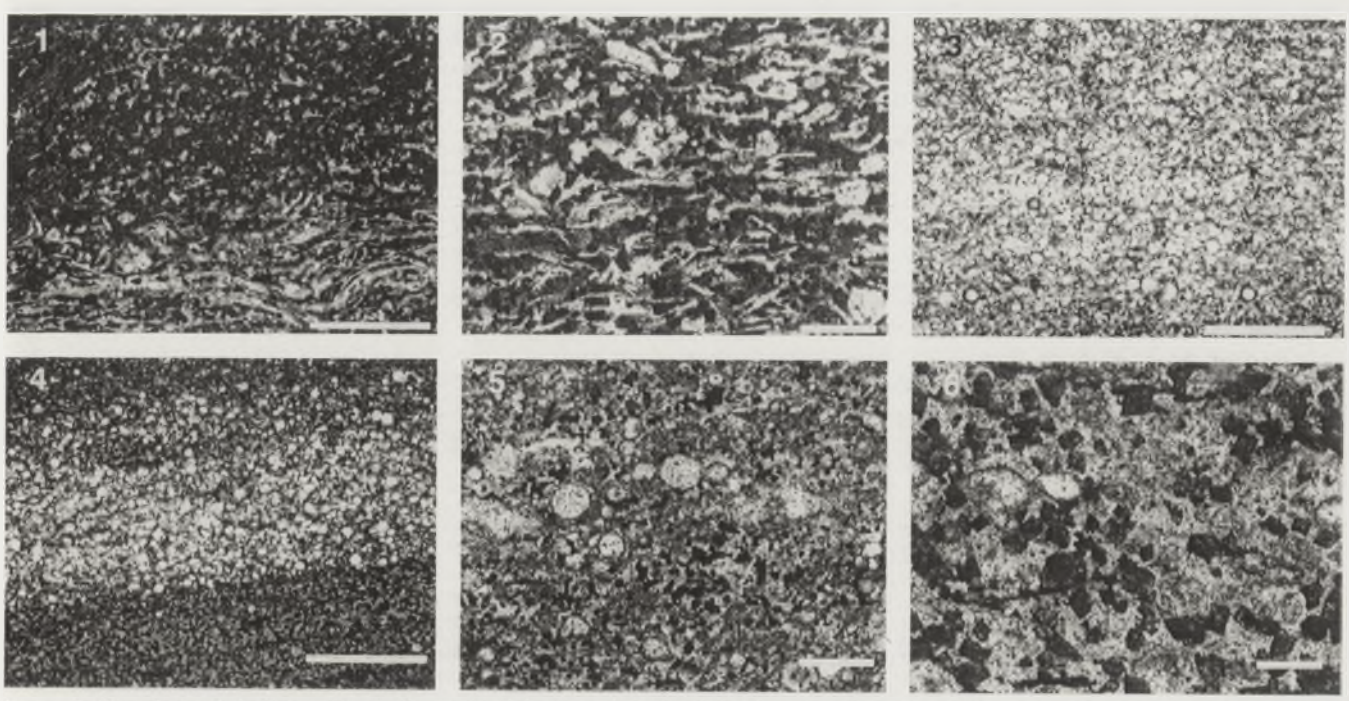


FIGURA 2: *Microfacies de la Formación de Margas Radiolaríticas de la Era de la Mesa (Escala gráfica: 500 μm, fotos 1,3,4; 100 μm fotos 2,5 y 50 μm foto 6). 1-2. Aspecto de los niveles de packstones de peloides y de lamelibranquios pelágicos ("filamentos") redepositados dentro de la Fm. Era de la Mesa (muestra 90GR-18/3). 3. Grainstone de radiolarios, perteneciente al miembro inferior verde de la formación (muestra 90L-GR-1). 4-6 Aspecto de las radiolaritas de la base de la formación, obsérvese en un banco de chert laminado el bandeado formado por niveles de acumulación de radiolarios (banda clara central, foto 4) y por niveles formados por cristales de dolomita (muestra 90L-EM-1); fotos 5-6 detalle de los esqueletos de radiolarios rellenados por microcuarzo y de los cristales romboédricos de dolomita.*

parte suroriental de Peñablanquilla, paraje del Toscón-Llano del Pozo, la cual va a constituir durante el Jurásico superior un área elevada poco subsidente, probablemente limitada por fallas (Ruiz-Ortiz, 1980).

CONSIDERACIONES GENÉTICAS-PALEOGEOGRÁFICAS

Las dataciones obtenidas mediante el estudio de las asociaciones de radiolarios junto con las características sedimentarias de la Fm. Era de la Mesa nos ha permitido caracterizar dos sectores paleogeográficos bien diferenciados. En el sector occidental, más subsidente, la sedimentación pelítico-radiolarítica se instaló en el Bathoniense superior, se desarrollaron dos etapas marcadas por las condiciones redox del medio sedimentario, dando como resultado las típicas coloraciones verde y roja, en tramos superpuestos, de esta formación. Además existen frecuentes intercalaciones de sedimentos clásticos redepositados y de niveles radiolaríticos que muestran indicios de corrientes de fondo (*winnowing radiolarian levels*).

El sector oriental fue, por el contrario, menos susbsidente y en él no se conserva registro de la sedimentación Bathoniense ni gran parte del Calloviense. Del mismo modo están ausentes los niveles clásticos redepositados y no se registró el cambio en las condiciones redox que se dio en el sector occidental y que tan frecuente es en la Fm. Radiolarítica Jarropa del Subbético. Todo ello pudo estar directamente relacionado con la menor tasa de subsidencia de este sector oriental y, posiblemente, con una posición del mismo en un área relativamente más protegida que la occidental. Esta situación se vio favorecida, por la existencia de un alto paleogeográfico en el sector central, cuyos afloramientos hoy encontramos en el paraje del Toscón-Llano del Pozo. Este alto paleogeográfico existió como tal, al menos, durante todo el Jurásico superior cuando ya estuvo limitado por una fractura que condicionó el depósito en el sector oriental de los conglomerados y turbiditas calcáreas de la Fm. Toril (Ruiz-Ortiz, 1980; 1983). Este alto paleogeográfico, sobre el que la Fm. Era de la Mesa desarrolló su mínimo espesor, supuso probablemente un condicionante paleogeográfico para la renovación de las aguas en el sector oriental, sector del Jabalcuz, y la consiguiente oxidación de los sedimentos. Ello favoreció por el contrario las condiciones reductoras y la coloración verde o negra de los sedimentos en toda la extensión de la Fm. Era de la Mesa en este sector oriental de la Unidad Intermedia del Jabalcuz-San Cristóbal.

REFERENCIAS

Baumgartner, P.O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Urquhart, E., Pillevuit, A. y De Wever, P. (1995): Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémories Géologiques (Lausanne)*, 23: 1-172.

De Wever, P., Azema, J. y Fourcade, E. (1994): Radiolarians and radiolarite: Primary production, diagenesis and paleogeography. *Bulletin des Centres de Recherche Explororation-Production Elf-Aquitaine*, 18: 315-379.

O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): La Formación Radiolarítica Jarropa: definición y significado en el Jurásico Subbético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 53: 145-157.

Olóriz, F. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): Precisiones estratigráficas sobre el Malm de la unidad del Jabalcuz-San Cristóbal. Consideraciones sobre la edad de los sedimentos redepositados. *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 11: 187-193.

Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 518 p.

Molina, J.M., O'Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1999): Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, southern Spain): palaeobathymetric and biostratigraphic considerations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 309-330.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades intermedias (entre Castril-Prov. de Granada y Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 272 p.

Ruiz-Ortiz, P.A. (1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic. Betic cordillera. Southern Spain. *Sedimentology*, 30: 33-48.

Ruiz-Ortiz, P.A., Bustillo, M.A. y Molina, J.M. (1989): Radiolarite sequences of the Subbetic, Betic Cordillera, southern Spain. En: *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions* (J.R. Hein y J. Obradovic, Eds.). Springer-Verlag, Nueva York, 107-127

ÍNDICE DE AUTORES

Abad, M. 13(2)
Abdul-Aziz, H. 85(2)
Acero, M. 113(1)
Agirrezabala, L.M. 123(2), 213(2)
Aguado, R. 169(1), 175(1), 65(2), 127(2), 201(2), 249(2)
Aguilar, M. 101(1)
Alcántara-Carrió, J. 33(1), 39(1), 51(2)
Alegret, L. 131(2), 135(2)
Alejo, I. 33(1), 51(2)
Alfonso, S. 55(2)
Alonso, B. 149(1)
Alonso, I. 33(1), 39(1)
Alonso-Zarza, A.M. 43(1), 49(1)
Alvarez-Iglesias, P. 53(1)
Álvarez-Vázquez, R. 59(1)
Aramburu, A. 139(2), 223(2)
Aranda, V. 63(1), 67(1)
Arche, A. 71(1), 105(1)
Ardèvol, L. 261(2)
Arenas, C. 107(2)
Arenillas, I. 131(2), 135(2)
Arias, C. 143(2)
Arnaud-Vanneau, A. 161(2)
Arribas, M.E. 261(2)
Arz, J.A. 131(2), 135(2), 147(2)
Aurell, M. 89(1), 125(1), 31(2), 35(2)
Avigad, D. 81(2)
Bádenas, B. 125(1)
Bahamonde, J.R. 207(1)
Baker, J. 109(1)
Baraza, J. 149(1)
Barbero, L. 133(1), 151(2), 155(2)
Bastida, J. 75(1)
Baumgartner, P.O. 165(2)
Beamud, E. 79(1)
Benito, M.I. 83(1)
Bernabeu, A.M. 59(1), 145(1)
Bernárdez, E. 219(2)
Bernaus, J.M. 101(1), 161(2)
Bill, M. 165(2)
Bitzer, K. 109(1), 75(2)
Bolívar, M. 185(1)
Bordonaba, A.P. 89(1)
Buscalioni, A.D. 201(2)
Bustillo, M.A. 43(1), 93(1)
Cabrera, L. 33(1), 79(1), 71(2)
Cacho, I. 227(1)
Caja, M.A. 97(1)
Calero, J. 63(1), 67(1)
Calonge, A. 101(1), 121(1)
Calvet, F. 105(1), 109(1), 113(1)
Calvo, J.P. 85(2)
Canals, M. 191(1), 227(1), 117(2)
Caracuel, J.E. 117(1)
Carrasco, P. 129(1)
Casas, D. 117(2)
Casas-Sainz, A. 151(2)
Castañares, L.M. 169(2)
Castro, J.M. 175(1), 173(2)
Caus, E. 101(1), 121(1), 161(2)
Cecca, F. 195(1)
Cepriá, J.J. 125(1)
Chacón, B. 177(2), 227(2)
Colmenero, J.R. 129(1), 207(1)
Company, M. 127(2), 143(2), 253(2)
del Río, L. 133(1)
Delgado, A. 43(1), 43(2), 47(2)
Delgado, G. 63(1), 67(1)
Delgado, R. 63(1), 67(1)
Di Gianni, N. 185(1)
Díez, R. 137(1)
Dinis, J.L. 141(1)
Dong, Y. 219(2)
Durán, R. 145(1)
Ercilla, G. 149(1)
Estévez, A. 117(1), 235(1), 103(2)
Evans, M.E. 211(1)
Fernández, J. 161(1)
Fernández Bastero, S. 17(2)
Fernández-Mendiola, P.A. 139(2), 181(2), 223(2)
Ferrín. A. 155(1)
Filgueira, M. 17(2)
Fregenal, M.A. 185(2), 227(2)
Freijido, M.T. 17(2)
Gago, L. 33(1)

Galindo, C. 105(1)
Garcés, M. 79(1)
García, F. 161(1)
García, J. 121(1)
García-García, A. 165(1)
García-Gil, S. 137(1), 145(1), 155(1), 165(1), 203(1)
García-Hernández, M. 155(2), 189(2)
García-Hidalgo, J.F. 71(1), 193(2), 197(2), 205(2)
García-Mondéjar, J. 123(2), 139(2), 213(2), 223(2), 237(2)
Gea, G.A de 169(1), 175(1), 65(2), 113(2), 201(2)
Gil, J. 193(2), 197(2), 205(2)
Gili, E. 181(1), 209(2)
Gil-Imaz, A. 151(2)
Giménez, R. 17 (2)
Gimeno, D. 169(2)
Gómez-Fernández, J.J. 129(1)
Gómez-Garrido, A. 121(1)
González, F. 231(1), 91(2)
González-Regalado, M.L. 13(2)
González-Vila, F.J. 175(1)
Gracia, F.J. 133(1)
Grimalt, J.O. 227(1)
Guerra, C. de 185(1)
Gursky, H.J. 245(1), 249(2)
Heimann, A. 81(2)
Hilgen, F. 85(2)
Hughes-Clarke, J.E. 191(1)
Iriarte, E. 213(2)
Jiménez-Espinosa, R. 187(1)
Jiménez-Millán, J. 187(1),113(2)
Jouanneau, J.M. 55(2)
Judd, A.G. 137(1)
Krijgsman, W. 85(2)
LaBarbera, M. 181(1)
Lamolda, M.A. 219(2)
Lastras, G. 191(1), 117(2)
Liébanas, G.M. 63(1), 67(1)
Liesa, C. 131(2), 257(2)
Linares, R. 75(1)
Llompart, C. 121(1)
López, G. 195(1), 209(2)
López-Blanco, M. 199(1)
López-Buendía, A.M. 75(1)
López-Garrido, A.C. 155(2)
López-Gómez, J. 71(1), 105(1), 241(2)
López-Horgue, M.A. 139(2), 223(2)
López-Martínez, N. 261(2)
Magariños-Álvarez, J. 203(1)
Manso, F. 145(1)
Mao, S. 219(2)
Marfil, R. 97(1)
Martín-Algarra, A. 245(1), 249(2)
Martín-Chivelet, J. 177(2), 227(2)
Martínez de Rituerto-Ibisate, S. 237(2)
Martínez del Olmo, W. 155(2), 231(2)
Martínez, R. 195(1)
Martín-García, J.M. 63(1), 67(1)
Martín-Martín, M. 103(2)
Mas, R. 83(1)
Mata, M.P. 151(2)
Meléndez, A. 131(2), 257(2)
Meléndez, N. 185(2), 241(2), 257(2)
Méndez, G. 211(1), 17(2)
Merino-Tomé, O.A. 207(1)
Mohamed, K. 211(1), 215(1)
Molina, E. 135(2), 147(2)
Molina, J.M. 175(1), 219(1), 223(1), 235(1), 95(2), 113(2), 245(2)
Montesdeoca, I. 39(1)
Moreno, A. 227(1)
Moreno, C. 231(1), 91(2)
Muñoz, J.A. 79(1), 113(1)
Nieto, L.M. 235(1), 249(1)
Nombela M.A. 59(1), 17(2)
O'Dogherty, L. 241(1), 245(1), 249(1), 255(1), 165(2), 249(2)
Obrador, A. 209(2)
Pardo, G. 107(2)
Pendón, J.G. 13(2)
Peña, R. 63(1)
Pérez Valera, F. 253(2)
Pérez, A. 55(2)

Pérez-Arlucea, M. 17(2)
Permanyer, A. 23(2)
Philip, J. 195(1)
Polvillo, O. 175(1)
Pomar, L. 27(2)
Prins, M.A. 227(1)
Quesada, S. 61(2), 155(2)
Ramajo, J. 31(2), 35(2)
Ramos, E. 39(2)
Rey, D. 211(1), 215(1)
Rey, F.J. 43(2), 47(2)
Rey, J. 141(1)
Rey, S. 33(1), 51(2)
Robles, S. 61(2), 169(2)
Roc, A.C. 55(2)
Roca, E. 109(1)
Rodríguez, J.M. 129(1)
Rosales, I. 61(2)
Rosell, J. 75(1), 121(1)
Rossi, C. 97(1)
Rubio, B. 53(1), 215(1), 17(2)
Ruiz, F. 13(2)
Ruiz-Ortiz, P.A. 169(1), 175(1), 235(1), 255(1), 65(2), 201(2)
Sáez, A. 71(2)
Salas, R. 97(1), 23(2), 75(2)
Sánchez, H. 185(1)
Sánchez, J.A. 55(2)
Sánchez-Gómez, M. 81(2)
Sánchez-Goñi, M.F. 227(1), 55(2)
Sánchez-Marañón, M. 67(1)
Sánchez-Moya, Y. 43(1)
Sandoval, J. 245(1), 249(1), 127(2)
Sanz-Rubio, E. 85(2)
Segovia, B. 39(2)
Segura, M. 193(2), 197(2), 205(2)
Sierra, S. 231(1), 91(2)
Sierro, F.J. 227(1)
Silva, P.G. 49(1)
Skelton, P.W. 13(1), 209(2)
Sopeña, A. 43(1)
Soria, A.R. 131(2), 257(2)
Soria, J.M. 161(1), 95(2)
Spalletti, L. 99(2)
Tavera, J.M. 127(2)
Tent-Manclús, J.E. 117(1), 103(2)
Tosquella, J. 13(2)
Travé, A. 109(1), 113(1)
Tritlla, J. 109(1)
Tucker, M.E. 105(1)
Urgeles, R. 191(1)
Vázquez, M. 107(2)
Vázquez, M. 113(2)
Vera, J.A. 17(1), 219(1), 223(1), 245(2)
Vicens, E. 209(2),261(2)
Vilas, F. 53(1), 59(1), 137(1), 145(1), 155(1), 165(1), 203(1), 215(1)
Vilas, L. 25(1), 143(2)
Viseras, C. 161(1)
Vivares, A. 39(1)
Willmott, V. 117(2)
Wynn, R.B. 149(1)
Yébenes, A. 103(2)

NORMAS DE PUBLICACIÓN EN GEOTEMAS

I. Los artículos publicados en **GEOTEMAS** tendrán una extensión máxima de 4 páginas y mínima de 2 páginas impresas, incluyéndose en el cómputo figuras, tablas y referencias bibliográficas. Una página impresa de GEOTEMAS contiene 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 máximo de la caja de las páginas de GEOTEMAS (240 x 175 mm), que a su vez, se subdivide en dos columnas. Los autores deben de tener en cuenta las posibles reducciones de las figuras para adecuarse a dicho tamaño a la hora de elegir grosores de líneas, tamaño de rótulos, tramados, etc, ... Las tablas se ordenarán correlativamente y, al igual que en las figuras, los autores se cerciorarán de su legibilidad tras su reducción para la impresión final.
3. Los artículos se estructurarán según el siguiente orden de apartados:
a. Título.

b. Autores, con las iniciales del nombre, apellidos y dirección postal completa, incluyendo e-mail.
c. Resumen en inglés (abstract). Tendrá una extensión comprendida entre 150 y 200 palabras.
d. Key words, como máximo, 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 una 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 en disquete de 3,5" formateado en PC (MS-DOS/Windows) o con Macintosh OS. Se recomienda usar PC compatible o Macintosh y un procesador de textos de tipo MicrosoftWord o Wordperfect. Se ruega indicar siempre, en la etiqueta del disquete, la versión y programa 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 facilitaran en los siguientes tipos de formatos: Adobe Illustrator, Free Hand, Corel Draw, PICT, TIFF o JPG. No está contemplada la entrega de separatas de los artículos.