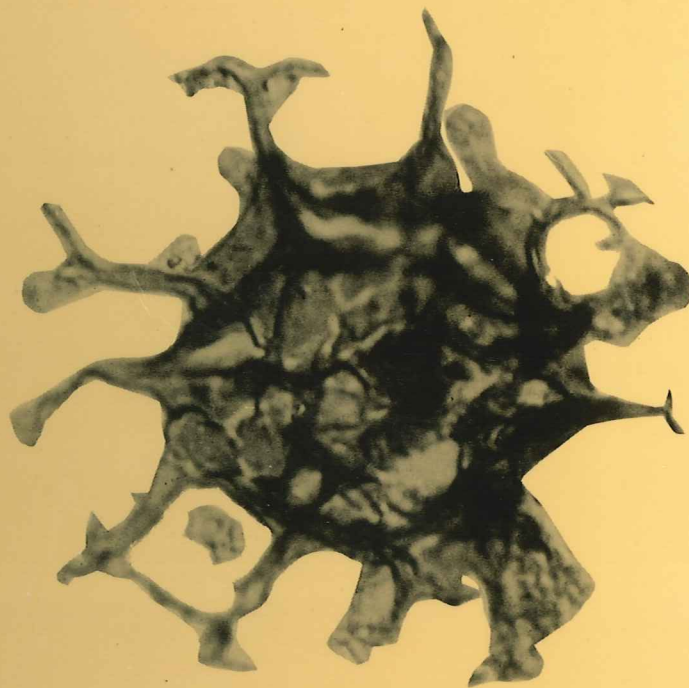


COMUNICACIONES

XII JORNADAS *de*

PALEONTOLOGÍA

Organizadas por:
SOCIEDAD ESPAÑOLA DE PALEONTOLOGÍA y
UNIVERSIDAD DE EXTREMADURA



Badajoz, 30 de octubre - 2 de noviembre de 1996

Editores
Teodoro PALACIOS y Rodolfo GOZALO

COMUNICACIONES DE LAS XII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Badajoz, 30 de octubre - 2 de noviembre de 1996

Editores

Teodoro PALACIOS y Rodolfo GOZALO

UNIVERSIDAD  DE EXTREMADURA



Cáceres
1996

JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA (12. 1996. Badajoz)

Comunicaciones de las XII Jornadas de Paleontología: Badajoz, 30 de octubre-
2 de noviembre de 1996 / editores Teodoro Palacios y Rodolfo Gozalo. -- Cáceres:
Universidad de Extremadura, Servicio de Publicaciones, 1996

ISBN 84-7723-262-8

I. Paleontología-Congresos. I. Palacios, Teodoro, ed. lit. II. Gozalo, Rodolfo, ed. lit.
III. Universidad de Extremadura, Servicio de Publicaciones. IV. Título.
CDU 56(061)



Área de Paleontología. Departamento de Biología y Producción de los Vegetales.
Facultad de Ciencias. Uex.

Edita: Universidad de Extremadura. Servicio de Publicaciones.

I.S.B.N.: 84-7723-262-8.

Depósito Legal: BA-314-1996.

Imprime: I.G.APROSUBA-3. (Badajoz).

XII JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

Badajoz, 30 de octubre-2 de noviembre de 1996

Comité de Honor

Excmo. Sr. D. Juan Carlos RODRÍGUEZ IBARRA

Presidente de la Junta de Extremadura

Excmo. Sr. D. César CHAPARRO GÓMEZ

Rector Magnífico de la Universidad de Extremadura

Excmo. Sr. D. Luis MILLÁN VÁZQUEZ

Consejero de Educación y Juventud de la Junta de Extremadura

Excmo. Sr. D. Eduardo ALVARADO CORRALES

Consejero de Turismo y Medio Ambiente de la Junta de Extremadura

Excmo. Sr. D. Carlos GUTIÉRREZ MERINO

Vicerrector de Investigación y Campus de la Universidad de Extremadura

Ilmo. Sr. D. Miguel CELDRÁN MATUTE

Alcalde Presidente del Ayuntamiento de Badajoz

Comité Organizador

Secretario:

Dr. Teodoro PALACIOS MEDRANO (Universidad de Extremadura)

Vocales:

Dr. Eladio LIÑÁN GUIJARRO (Universidad de Zaragoza)

Dr. Rodolfo GOZALO GUTIÉRREZ (Universitat de València)

Dr. Antonio PEREJÓN RINCÓN (Universidad Complutense de Madrid)

Dr. Juan Carlos GUTIÉRREZ MARCO (Universidad Complutense de Madrid)

Dr. Sergio RODRÍGUEZ GARCÍA (Universidad Complutense de Madrid)

D. José Antonio GÁMEZ VINTANED (Universidad de Zaragoza)

Comité Científico

Dr. Juan Luis ARSUAGA FERRERAS (Univ. Complutense), Dr. Miquel DE RENZI DE LA FUENTE (Univ. València), Dr. José María GONZÁLEZ DONOSO (Univ. Málaga), Dr. Marcos LAMOLDA PALACIOS (Univ. País Vasco), Dr. Eladio LIÑÁN GUIJARRO (Univ. Zaragoza), Dr. Javier ORÚE ECHEVARRÍA (Univ. País Vasco), Dr. Luis SÁNCHEZ DE POSADA (Univ. Oviedo), Dr. José Luis SANZ GARCÍA (Univ. Autónoma de Madrid), Dr. Leandro SEQUEIROS SAN ROMÁN (Univ. Córdoba), Dr. Jaime TRUYOLS SANTOJA (Univ. Oviedo), Dr. Juan USERA MATA (Univ. València), Dr. Gonzalo VIDAL MOLINERO (Uppsala Univ.).

Aula Informática

Coordinador:

Dr. Marcos LAMOLDA PALACIOS (Universidad del País Vasco)

Equipo Técnico:

D. Miguel V. PARDO ALONSO (Universitat de València)
Dra. María Ángeles SACRISTÁN (C.S.I.C.)
D. Eladio MAQUEDA GIL (Universidad de Extremadura)
Dr. Rodolfo GOZALO GUTIÉRREZ (Universitat de València)

Entidades Colaboradoras

Dirección General de Investigación Científica y Técnica
Dirección General de Enseñanza Superior
Consejería de Educación y Juventud. Junta de Extremadura y Fondo Social Europeo
Rectorado de la Universidad de Extremadura
Consejería de Medio Ambiente, Información y Turismo. Junta de Extremadura
Sociedad Española de Paleontología
Ayuntamiento de Badajoz
Caja de Ahorros de Extremadura
Servicio de Informática. Universidad de Extremadura
Facultad de Ciencias Empresariales. Universidad de Extremadura
Comité Español para el PICG
Proyectos DGICYT PB93-0410C01 y PB93-0591
Proyecto EIA95-06 (Junta de Extremadura y Fondo Social Europeo)

Índice

I. Conferencia	1
Bioeventos del Proterozoico y Cámbrico. G. VIDAL MOLINERO	3
II. Comunicaciones	9
Estudios de los cambios morfológicos en las especies de foraminíferos bentónicos del tránsito Mioceno-Plioceno en Sicilia, Italia. C. ALBEROLA y J. USERA	11
<i>Homo heidelbergensis</i> significado e hipodigma. J. L. ARSUAGA, A. GRACIA, I. MARTÍNEZ y C. LORENZO	13
Bio-cronoestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior en el corte de Músquiz (Navarra). J. A. ARZ	14
Los reptiles marinos del Cretácico Superior de la cuenca Vasco-Cantábrica. N. BARDET, J. C. CORRAL y X. PEREDA SUBERBIOLA	17
Reconstrucción del ambiente paleoecológico del Jurásico Superior (Oxfordiense Medio-Superior) en el área de la Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica Nororiental). J. BELLO VILLALBA, I. PÉREZ-URRESTI y J. RAMAJO CORDERO	19
Foraminíferos bentónicos holocenos de la bahía de Bayona (Pontevedra, Galicia). A. M. BLÁZQUEZ y J. USERA	21
Consideraciones paleogeográficas sobre el Crétacico Medio de la Cordillera Ibérica en base a macroforaminíferos. A. CALONGE y E. CAUS	23
Un acercamiento entre Paleontología y la Sociedad: El póster "Fósiles en Zaragoza". J. I. CANUDO y J. A. GÁMEZ VINTANED	24
Los microvertebrados del Barremiense superior (Cretácico Inferior) de Vallipón (Castellote, Teruel). J. I. CANUDO, G. CUENCA BESCÓS y J. I. RUIZ-OMENACA ...	25
New record of Upper Bathonian foraminifera from Brenha Formation, Portugal. M. C. CARAPITO, G. MAURÍCIO, J. PEREIRA y R. LARANJEIRA	28
Preservación de microfósiles, pirita y neoformación de minerales, testigos de la permeabilidad o impermeabilidad. P. CARLS	31
Aparición de Desmidiaceas fósiles en la sucesión litoestratigráfica del barranco de Patones (Prov. de Madrid). P. CLEMENTE BELMONTE y C. ALVAREZ RAMIS	32
Primeros datos sobre la presencia de Lophiodontidae (Perissodactyla, Mammalia) en el yacimiento Eoceno de Mazaterón (Soria, España). M. A. CUESTA RUÍZ-COLMENARES	34
Las Sucesiones de Bivalvos en el Calloviense-Oxfordiense de la Cordillera Ibérica nororiental (Sector de Moneva-Ariño). G. DELVENE y G. MELÉNDEZ	35
Datos preliminares de la flora Anisiense de Maya del Baztán (Navarra). J. B. DÍEZ, L. GRAUVOGEL-STAMM, J. BROUTIN y J. FERRER	38

Morfología y forma de crecimiento del coral tabulado Devónico <i>Platyaxum</i> (<i>Platyaxum</i>) DAVIS. E. FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ y A. LÓPEZ ALCÁNTARA	39
Los ditectoideos del Cámbrico Medio de España: ¿graptolitos o escifopólipos coloniales? D. FERNÁNDEZ REMOLAR, D. GARCÍA-BELLIDO CAPDEVILA y J. C. GUTIÉRREZ-MARCO.....	42
Distribución estratigráfica y paleogeográfica de <i>Hadimopanella</i> GEDIK (microescleritos de paleoescolécidos) en el Paleozoico Inferior. D. FERNÁNDEZ-REMOLAR y G. N. SARMIENTO	44
Los carnívoros del Pleistoceno medio de los yacimientos Trinchera-Galería y Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos). N. GARCÍA	46
Nuevo ejemplar de "palaeoscolecido" del Cámbrico Medio de Murero, Zaragoza. D. GARCÍA-BELLIDO CAPDEVILA y E. LIÑÁN	48
Nuevos restos humanos en la región de Orce (Granada). J. GIBERT y S. ALBALADEJO ..	49
Equinodermos y Cordados de la formación "Pizarras Cantera" (Ordovícico Superior) de El Viso del Marqués (Ciudad Real) SO. España. M. D. GIL CID, P. DOMÍNGUEZ ALONSO y M. ESCRIBANO RÓDENAS	50
Comportamiento hidrodinámico de la concha de los hipurítidos: consecuencias ecológicas. E. GILI y M. LABARBERA	51
Evaluación de algunas técnicas numéricas para estimar paleotemperaturas a partir de la composición de las asociaciones de foraminíferos planctónicos. J. M. GONZÁLEZ DONOSO y D. LINARES	53
La nanoflora calcárea del Cenomaniense superior-Turonense basal en la sección de Eastbourne, SE. de Inglaterra. A. GOROSTIDI, M. A. LAMOLDA y C. R. C. PAUL..	56
1870, año de publicación de la "Memoria de Teruel" de Vilanova: Pruebas documentales. R. GOZALO	58
Bioestratigrafía del Leonense (Cámbrico Medio bajo) en la Península Ibérica. Relaciones paleobiogeográficas. R. GOZALO y E. LIÑÁN	60
Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio. Su posición en las series españolas R. GOZALO y T. PALACIOS	62
Estudio de la variación anual de la fauna de foraminíferos bentónicos de la marjal de Torreblanca. J. GUILLEM, J. M. BRITO y J. USERA	65
Equinodermos ordovícicos del noroeste de España. J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, M. ARBIZU, I. MÉNDEZ-BEDIA, I. RÁBANO y D. ARIAS	67
Identificación de fósiles silúricos en la región de Alange (Badajoz). J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, T. PORRO MAYO, P. HERRANZ ARAÚJO y A. GARCÍA-PALACIOS	69
Aspectos tafonómicos del yacimiento Pleistoceno de Cueva del Búho (Segovia, España). C. IÑIGO, G. MOLERO y E. MALDONADO	71
El tránsito Cretácico/Terciario en Beloc, Haití: Registro micropaleontológico e implicaciones bioestratigráficas. M. A. LAMOLDA, R. AGUADO, F. J. - M. R. MAURRASSE y D. PERYT	72

<i>Mimomys</i> (Arvicolidae, Rodentia) del nivel TD6 de Trinchera Dolina (Atapuerca, Burgos, España; Pleistoceno Inferior). C. LAPLANA CONESA y G. CUENCA-BESCÓS	75
Hallazgo de una biota tipo Burgess Shale en el Cámbrico Inferior tardío de Murero (Zaragoza). E. LIÑÁN, J. A. GÁMEZ VINTANED y R. GOZALO	77
Composición de la asociación de vertebrados del Mioceno superior de Venta del Moro (cuenca del Cabriel, Valencia). M. D. MARÍN y P. MONTOYA	78
Conodontos del Triásico Medio de los Catalanides: aproximación al límite Anisiense-Ladiniense. A. MÁRQUEZ-ALIAGA, K. BUDUROV, F. CALVET, V. MARTÍNEZ y J. I. VALENZUELA RÍOS	80
Relaciones filogenéticas de los primeros homínidos. Análisis del tamaño y la forma de la base del cráneo. I. MARTÍNEZ y J. L. ARSUAGA	82
Fauna de Burgess Shale (Cámbrico Medio) en el Museo Nacional de Ciencias Naturales-C.S.I.C., Madrid, España. A. MONTERO y C. DIÉGUEZ	83
<i>Machairodus aphanistus</i> (KAUP, 1833) en el Turolense inferior de Crevillente 2 (Alicante, España). P. MONTOYA y R. MOMPALER	84
Nuevos datos icnotaxonómicos sobre <i>Gyrolithes</i> del Mioceno superior-Plioceno? de la cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva). F. MUÑIZ y E. MAYORAL	86
Taxonomía de los troncos albienses de "El Barranquillo" (Castellote, Teruel). Pablo MUÑOZ BARRAGÁN, J. B. DÍEZ y J. FERRER	89
El registro paleontológico del Neoproterozoico y Cámbrico Inferior de Iberia y sus implicaciones biocronológicas y paleobiogeográficas. T. PALACIOS, G. VIDAL, M. MOCZYDLOWSKA y E. LIÑÁN	91
Incursión de foraminíferos planctónicos tropicales y subtropicales durante el límite Paleoceno-Eoceno en el Tethys (Alamedilla, España, y Kaurtakapy, Kazajistan): estudio comparativo. A. PARDO e I. ARENILLAS	93
Larvas de Stratiomyidae (Insecta: Diptera) en el Mioceno lacustre de Ribesalbes (Castellón). E. PEÑALVER	95
Presencia del género <i>Penthetria</i> (Insecta: Diptera: Bibionidae) en el Mioceno lacustre de Rubielos de Mora y Ribesalbes. E. PEÑALVER	97
Cocodrilos y tortugas del Mioceno de las Bardenas Reales de Navarra (Depresión del Ebro). X. PEREDA SUBERBIOLA, X. MURELAGA & H. ASTIBIA	99
Presença de esponjas hexactinélidas no Ordovícico e Silúrico de Barrancos (Zona de Ossa-Morena, Portugal). J. M. PIÇARRA y J. K. RIGBY	101
Invertebrados paleozoicos en la colección de ejemplares tipo y figurados del Museo Geominero (ITGE, Madrid). I. RÁBANO y A. ARRIBAS	102
El registro fósil de <i>Theodoxus velascoi</i> (GRAELLS, 1846) (Gastropoda: Neritacea), endemismo ibérico en vías de extinción. F. ROBLES y A. MARTÍNEZ-ORTÍ	104
Sucesiones carbonatadas de edad Namuriense en la banda central de la cuenca del Guadiato (Córdoba). S. RODRÍGUEZ, A. CALVO, P. CÓZAR y S. FALCES	105

El origen del vuelo moderno en aves. J. L. SANZ y B. P. PÉREZ-MORENO	108
Conodontos silúricos (Telychiense-Sheinwoodiense) en las facies sapropelíticas negras de Corral de Calatrava (Ciudad Real), España. G. N. SARMIENTO y A. GARCÍA-PALACIOS	109
<i>Psammichnites gigas</i> : una expresión icnológica de la Explosión Cámbrica. A. SEILACHER y J. A. GÁMEZ VINTANED	111
El hermano de La Salle Rufino Sagredo Arnaiz (1899 - 1991): Puesta al día de los cetáceos fósiles de su legado paleontológico. J. R. SENDRA SAEZ y F. AGUILERA PALLARÉS	114
Un ejemplar de Mysticeto (Mammalia: Cetacea) del Plioceno Inferior de Alcalá de Guadaira (Sevilla). J. R. SENDRA, I. BAJO y J. CÁRDENAS	116
El Lochkoviense inferior y el límite Lochkoviense inferior-medio (Devónico Inferior) en el Pirineo Central español. J. I. VALENZUELA RÍOS	117
Identificación estratigráfica del límite regional d2c α /d2c β , Praguense ("Siegeniense") inferior (Devónico Inferior) en Nigüella (Cordillera Ibérica Oriental, provincia de Zaragoza). J. I. VALENZUELA RÍOS y P. CARLS	119
Conodontos del Lochkoviense (Devónico Inferior) en España y Oeste de Norte América. J. I. VALENZUELA RÍOS, P. CARLS & M. A. MURPHY	121
Conodontos del Frasnense Superior de la Sierra de Tabuenca (Cadenas Ibéricas, NE de España). Aproximación al límite Frasnense/Fameniense (Devónico Superior). J. I. VALENZUELA RÍOS y R. GOZALO	123
III. Excursiones	127
Excursión A. 1. Cuenca Carbonífera de Los Santos de Maimona. S. Rodríguez, S. Falces y P. Cózar	129
Excursión A. 2. El Cámbrico de Zafra-Alconera. A. PEREJÓN, E. LIÑÁN y E. MORENO-EIRIS	148
Excursión. B. 1. El Neoproterozoico Superior-Cámbrico Inferior del centro de España. T. PALACIOS y G. VIDAL.....	170
Excursión. B. 2. La sucesión ordovícico-silúrica del sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica). J. C. GUTIÉRREZ-MARCO e I. RÁBANO	180
IV. Índice de autores	189

I. CONFERENCIA

Bioeventos del Proterozoico y Cámbrico

Gonzalo VIDAL MOLINERO¹

¹ Uppsala University. Institute of Earth Sciences. Micropalaeontology. S-752 36 Uppsala. Suecia.

LA VIDA EN EL PROTEROZOICO

Los ecosistemas modernos, comenzaron a perfilarse en el Proterozoico, periodo de la historia de la Tierra que comprende 2000 millones de años (Ma), y que empieza hace unos 2500 Ma para finalizar con el inicio del periodo Cámbrico (540 Ma). El registro fósil del Eón Proterozoico incluye cianobacterias, bacterias del hierro y del manganeso junto con diversos microfósiles de protistas eucariotas autótrofos y heterótrofos. El legado fósil del Neoproterozoico (1000-540 Ma) registra la aparición de las primeras talofitas (HOFMANN 1994), cuya compleja organización es anterior a la gran explosión ecológica del límite Precámbrico-Cámbrico. La explosión Cámbrica ha sido discutida en el ámbito de una gran variedad de especulaciones científicas. Desde la perspectiva biótica, el incremento del oxígeno en la atmósfera durante el curso del Eón Proterozoico, representó el mas importante cambio ambiental generado por el proceso de la vida a través de la fotosíntesis oxigénica, su acumulación en la atmósfera dependió de la total oxidación del hierro en estado reducido que se encontraba en los océanos, este fenómeno tuvo lugar durante el Eón Arcaico y gran parte del Proterozoico. Este estado crítico de oxidación permitió la liberación de oxígeno a la atmósfera, alcanzando niveles elevados hace unos 1600 Ma, como lo indica la primera aparición de sedimentos oxidados en el registro geológico. El proceso de oxigenación de la atmósfera fue continuo durante el Eón Proterozoico y coincidió con la gran expansión y diversificación de la vida eucariota.

LA VIDA EUCARIOTA

Recientes descubrimientos de la Biología Molecular basados en las secuencias de nucleótidos de las subunidades del RNA ribosómico (rRNA), indican que los organismos eucariotas poseen una gran antigüedad y que probablemente comparten un antepasado común con las arqueobacterias, con las que están particularmente relacionados. Por ello no es de extrañar que una proteína involucrada en la activación de la expresión de los genes, sea prácticamente idéntica en arqueobacterias y en organismos eucariotas, esto sugiere que los eucariotas están posiblemente relacionados con aquellos organismos, que con razón se consideran como descendientes de las formas de vida unicelular mas primitivas. Por otro lado la existencia de organismos protistas eucariotas carentes de orgánulos tales como *Gihardia* sugieren su gran antigüedad (RUNNEGAR 1994), ya que aun siendo nucleados carecían de muchas de las funciones y requerimientos de los típicos eucariotas. Estas razones han llevado a interpretar los fósiles carbonáceos en forma de filamentos espirales atribuidos a *Gripiana* (fig. 1) con una antigüedad de 2200 Ma como posibles eucariotas primitivos.

El origen de la eucariogénesis no es claramente discernible en el registro fósil. Las numerosas evidencias en favor de la endosimbiosis como un proceso generador de especies (MARGULIS 1981) y la existencia de protistas eucariotas carentes de orgánulos abogan por un origen polifilético y endosimbiótico de los eucariotas. Esta proposición es también sustentada por secuencias de nucleótidos del RNA de orgánulos (cloroplastos y mitocondrias) en ciertos protistas (MARGULIS *et al.*, 1990). Así, las mitocondrias parecen derivar de las eubacterias, mientras que los cloroplastos derivarían de los progenitores cianobacterianos.

En la misma medida en que el registro fósil de la eucariogénesis es incierto, la diversificación de un ecosistema formado por protistas eucariotas está ampliamente documentada en el Paleoproterozoico (hace 1700 Ma) (Fig. 2) y en particular durante el

Neoproterozoico (hace 1000-540 Ma; MENDELSON y SCHOPF, 1992; VIDAL y MOCZYDLOWSKA, 1993, VIDAL, 1994) en forma de microfósiles, que los paleontólogos los incluyen como acritarcos. Éstos son cistes de pared orgánica (figs. 3, 4, 5), lo que sugieren la existencia de un ciclo de reproducción sexual, claramente indicativo de una organización eucariota comparable a la de ciertas clorófitas y cromófitas actuales. Por otra parte, la gran variedad morfológica presente en el Neoproterozoico sugiere también una tasa de generación de nuevas especies muy superior a la observable en el Paleozoico y Mesoproterozoico (VIDAL y KNOLL, 1982; KNOLL, 1994).

Los estudios de la secuencia de nucleótidos del RNA ribosómico (rRNA) parecen indicar una gran radiación de protistas en el Proterozoico terminal y que los grupos principales de protistas fotosintéticos se originaron durante este periodo de intensa diversificación (PERASSO *et al.*, 1989). Con excepción de la mencionada y problemática *Gripiaria* (fig. 1), el origen de varios grupos de talofitas en el registro fósil pudo haberse iniciado hace unos 1700 Ma, siendo el Mesoproterozoico un periodo de radiación de posibles bangiofitas (fig. 6) y rodofíceas (BUTTERFIELD *et al.*, 1988) y el Neoproterozoico terminal de posibles clorofíceas como *Tawuia*, (fig. 7) (HOFFMANN, 1994).

Los dos periodos glaciares del Proterozoico terminal (650-600 Ma) parecen haber afectado a una gran parte de la Tierra, ya que se encuentran depósitos de influencia glacial en prácticamente todos los continentes. Su presencia coincide con una extinción de los protistas Neoproterozoicos a la que muy pocas especies sobrevivieron (VIDAL, 1983). El ecosistema posterior a este riguroso periodo glacial incluye microfósiles de protistas planctónicos (fig. 8) morfológicamente distintos a los precedentes y supone una nueva radiación ecológica en el ámbito del plancton eucariota. Su extinción al término del periodo Vándico (hace unos 540 Ma.), es una incógnita. El Vándico superior presenta la innovación de faunas problemáticas que han recibido su nombre de la localidad tipo de Ediacara en el Sur de Australia (fig. 9), aunque actualmente se conocen en prácticamente todos los continentes. Conjuntamente aparecen las trazas dejadas en los sedimentos por distintos grupos de metazoos marinos conocidas como icnofósiles y que tienen una significación singular en el Proterozoico de España.

Las formas de vida tipo metazoos poseen tejidos en los que el colágeno es el *tape & glue of the metazoan world*, en las palabras de TOWE (1981). Su síntesis requiere concentraciones de oxígeno superiores al 3% de la presión actual o una concentración del 0,6 % en relación al presente 20%. Todavía existe incertidumbre en la datación de este episodio de la evolución de la vida, pero parece ser que la aparición de icnofósiles, probablemente producidos por pequeños metazoos marinos, no tiene una antigüedad mayor de 650 Ma. Las trazas de estos organismos son contemporáneas con la primera aparición de fósiles de caparazón moderadamente mineralizado, atribuidos a *Cloudina* (fig. 10), que con cierta probabilidad pertenecen a pequeños cnidarios. Precisamente este fósil, constituye probablemente en términos de biomasa uno de los fósiles más abundantes de la Península Ibérica y va acompañado por algas calcáreas y primitivos vendozoos, fósiles de organismos marinos enigmáticos que por su extraña anatomía fueron vistos como vida en otro planeta, o experimentos del proceso evolutivo que se extinguieron sin dejar sucesores. Sea como sea, ciertas formas pertenecen a grupos filogenéticos que sobrevivieron en el Paleozoico (CONWAY MORRIS, 1993; CRIMES *et al.*, 1995; MOCZYDLOWSKA y CRIMES, 1995).

LA EXPLOSIÓN CÁMBRICA

Los sedimentos marinos anteriores a la gran radiación del Cámbrico inferior no tienen de formas distintivas de acritarcos. En general dichos sedimentos muestran pocas huellas de la actividad de organismos (bioturbación), circunstancia que ha sido interpretada como resultado de un proceso de colonización gradual de los medios ambientes marinos, ocupándose por primera vez durante el Neoproterozoico terminal los fondos marinos de aguas poco profundas, e invadiendo posteriormente de una forma gradual los fondos más profundos, a medida que la

concentración de oxígeno lo permitiese (CRIMES, 1989; 1992). Ante dicha evidencia, se plantean varias cuestiones de tipo paleobiológico: ¿Fue la colonización de los ambientes de aguas profundas en el Proterozoico terminal el resultado de cambios drásticos en la concentración del oxígeno?, o ¿fue por el contrario debido al transporte de oxígeno a los ambientes profundos a través del establecimiento de un sistema de circulación oceánica previamente no existente?. Ejemplos aportados por las secuencias sedimentarias de la Península Ibérica sugieren que la segunda alternativa es posiblemente la más correcta. La bioturbación característica del Neoproterozoico consiste de madrigueras simples (fig. 11) y poco profundas, mientras que el Cámbrico presenta un grado de bioturbación mucho más alto y avanzado (fig. 12) que evidentemente sugiere un cambio drástico en la reutilización de los materiales orgánicos de desecho, que junto con otros nutrientes se acumulaban en los sedimentos. Evidentemente estos materiales también eran reutilizados en los ecosistemas marinos del Proterozoico, pero seguramente solo por bacterias organótrofas y hongos. La aparición de organismos suspensívoros, detritívoros y pacedores cambió drásticamente el ciclo del carbono orgánico en los ecosistemas marinos, y esto está probablemente reflejado en los cambios detectados en la química del carbono de los océanos coincidiendo con el límite Proterozoico-Cámbrico, que son interpretados como un cambio drástico en el enterramiento de carbono de origen orgánico en los sedimentos y en la litosfera (HAYES *et al.*, 1992; LOGAN *et al.*, 1995).

A parte de los aspectos más espectaculares, como son las acumulaciones de los componentes de los esqueletos mineralizados durante el Cámbrico inferior, la biomineralización no fue una prerrogativa del Cámbrico, ya que los protistas habían desarrollado la biomineralización a nivel unicelular en el Neoproterozoico temprano precediendo a la gran glaciación Varangeriense, hace unos 800 Ma (VIDAL, 1994). Los metazoos primitivos sedentarios, como *Cloudina*, también construían caparazones ligeramente biomineralizados (GRANT, 1990), pero también hay que destacarlos como los primeros organismos bioconstructores tal y como muestran las grandes acumulaciones encontradas en Namibia o en España.

Contrariamente a las versiones popularizadas, los cambios bióticos alrededor del límite Neoproterozoico-Cámbrico se manifiestan no solo a nivel de la aparición de consumidores, ya sea detritívoros, suspensívoros o pacedores (BUTTERFIELD, 1994) (fig. 13), sino que también afecta la aparición de formas totalmente nuevas de productores primarios. A partir del límite Precámbrico-Cámbrico la duración de estos conjuntos bióticos de productores primarios planctónicos y consumidores es bastante efímera. La edad para cada uno de estos conjuntos está siendo calculada por dataciones absolutas, basadas en las relaciones de isótopos de uranio y plomo en los cristales de circonio formados durante erupciones volcánicas de breve duración (BOWRING *et al.*, 1993; ISACHSEN *et al.*, 1994), de este modo se puede calibrar las edades relativas obtenidas con los fósiles (VIDAL *et al.*, 1995). La base del sistema Cámbrico se ha calibrado entre unos 542 Ma y la explosión biótica que ha sido y sigue siendo objeto de gran interés científico ocurrió durante un período de tiempo que según los más recientes resultados parece ser mucho más corto de lo que anteriormente se creyó, no sobrepasando un intervalo de tiempo entre 9 y 12 millones de años (VIDAL *et al.*, 1994).

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha desarrollado dentro de los Proyectos PB93-0410 C01, financiados por el gobierno español (D.G.I.C.Y T.), EIA95-06 financiado por la Junta de Extremadura (Consejería de Educación y Juventud) y Fondo Social Europeo. Son una contribución a los Proyectos del P.I.C.G. n° 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano"), n° 320 (Acontecimiento y recursos en el Neoproterozoico) y n° 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).

BIBLIOGRAFÍA

- BOWRING, S. A., GROTZINGER, J. P. ISACHSEN, C. E. and KNOLL, A. H., Pelechaty, S. M. and Kolosov, P. 1993. Calibrating rates of early Cambrian evolution. *Science*, **261**, 1293-1298.

- BUTTERFIELD, N. J. 1994. Burgess Shale-type fossils from a Lower Cambrian shallow-shelf sequence in northwestern Canada. *Nature*, **369**, 477-479.
- BUTTERFIELD, N. J., KNOLL, A. H. and SWETT, K., 1988. Exceptional preservation of fossils in an Upper Proterozoic shale. *Nature*, **334**, 424-427.
- CONWAY MORRIS, S., 1993. Ediacaran-like fossils in Cambrian Burgess Shale-type faunas of North America. *Palaeontology*, **36**, 593-635.
- CRIMES, T. P. 1989. Trace fossils. In: COWIE, J. M. and BRASIER, M. (eds.). *The Precambrian-Cambrian Boundary*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, Oxford University Press, nº 12, 167-185.
- CRIMES, T. P. 1992. Changes in the trace fossil biota across the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *Journal of the Geological Society, London*, **149**, 637-646.
- CRIMES, T. P., INSOLE, A. and WILLIAMS, B. P. 1995. A rigid-bodied Ediacaran biota from Upper Cambrian strata in Co. Wexford, Eire. *Geological Journal*, **30**, 89-109.
- GRANT, S. W. F., 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, **290-A**, 261-294.
- HAYES, J. M., DES MARAIS, D. J., LAMBERT, I. B., STRAUSS, H. and SUMMONS, R., 1992. Proterozoic biogeochemistry. In: SCHOPF, J. W. and KLEIN, C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, 81-134.
- HOFMANN, H. J., 1994. Proterozoic Carbonaceous compressions ("metaphytes" and "worms"). In: BENGTSON, S. (ed.). *Early Life on Earth. Nobel Symposium 84*. Columbia University Press, New York, 342-358.
- ISACHSEN, C. E., BOWRING, S. A., LANDING, E. and SAMSON, S. D. 1994. New constraint on the division of Cambrian time. *Geology*, **22**, 496-498.
- KNOLL, A. H. 1994. Neoproterozoic evolution and environmental change. In: BENGTSON, S. (ed.). *Early Life on Earth. Nobel Symposium 84*. Columbia University Press, New York, 439-449.
- LOGAN, G. A., HAYES, J. M., HIESHIMA, G. B. & SUMMONS, R. E., 1995. Terminal Proterozoic reorganization of biogeochemical cycles. *Nature*, **376**, 53-56.
- MARGULIS, L., 1981. *Symbiosis in Cell Evolution*. Freeman, San Francisco.
- MARGULIS, L., CORLISS, J. O., MELKONIAN, M. and CHAPMAN, D.J. (eds.). 1990. Handbook of Protoctista: The Structure, Cultivation, Habitats and Life Histories of the Eukaryotic Microorganisms and Their Descendants Exclusive of Animals, Plants and Fungi. Jones & Bartlett, Boston, Mass.
- MENDELSON, C. V. and SCHOPF, J. W., 1992. Proterozoic and Early Cambrian acritarchs. In: SCHOPF, J. W. and KLEIN, C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, 219-232.
- MOCZYDLOWSKA, M. and CRIMES, P. 1995. Late Cambrian acritarchs and their age constraints on an Ediacaran-type fauna from the Booley Bay Formation, Co. Wexford, Eire. *Geological Journal*, **30**, 111-128.
- PERASSO, R., BAROIN, A., QU LIANG HU, BACHELLERIE, J. P. and ADOUTTE, A. 1989. Origin of algae. *Nature*, **339**, 142-144.
- RUNNEGAR, B., 1994. Proterozoic Eukaryotes: Evidence from Biology and Geology. In: BENGTSON, S. (ed.). *Early Life on Earth. Nobel Symposium 84*. Columbia University Press, New York, 287-297.
- TOWE, K. M. 1981. Biochemical keys to the emergence of complex life. In: BILLINGHAM, J. (ed.). *Life in the Universe*. MIT Press, Cambridge, Mass.
- VIDAL, G. 1983. Microorganismos planctónicos fósiles. *Investigacion y Ciencia*, **83**; (Spanish edition of Scientific American), 8-19.
- VIDAL, G., 1989. Are late Proterozoic carbonaceous megafossils metaphytic algae or bacteria?. *Lethaia*, **22**, 375-379.
- VIDAL, G., 1994. Early ecosystems: Limitations imposed by the fossil record. In: BENGTSON, S. (ed.). *Early Life on Earth. Nobel Symposium 84*. Columbia University Press, New York, 298-311.
- VIDAL, G. & KNOLL, A. H., 1982. Radiations and extinctions of plankton in the Late Proterozoic and Early Cambrian. *Nature*, **297**, 57-60.
- VIDAL, G., JENSEN, S. and PALACIOS, T. 1994. Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcedian strata in central Spain. *Geological Magazine*, **131**, 1-11.
- VIDAL, G. and MOCZYDLOWSKA, M. 1993. Patterns of phytoplankton radiation across the Precambrian-Cambrian boundary. *Journal of the Geological Society of London*, **149**, 647-654.
- VIDAL, G., MOCZYDLOWSKA, M. & RUDAVSKAYA, V. R. 1995. Constraints on the early Cambrian radiation and correlation of the Tommotian and Nemakit-Daldynian regional stages of eastern Siberia. *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 499-510.
- VIDAL, G., PALACIOS, T., GÁMEZ-VINTANED, J. A., DÍEZ BALDA, M. A. and GRANT, S. W. F. 1994. Neoproterozoic - early Cambrian Geology and Palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, **131**, 1-37.

Lamina I Figura 1 Fósiles carbonosos en forma de espiral *Gripiana*. sp., con una edad de 2.200 Ma. Figura 2 Protista colonial del Belt Supergroup de America del Norte (aprox. 1400 Ma.) Figura 3.- *Papillomembrana*. Acritarco de unas 600 micras del Neoproterozoico temprano de Noruega. Figura 4. *Vandalosphaeridium*, acritarco con apéndices y apertura en forma de opérculo. (Chuar Group de Arizona, 800 Ma. aprox.). Figura 5 Acritarco con apertura circular en forma de opérculo. (Chuar Group de Arizona, 800 Ma. aprox.). Figura 6.- Alga rodófitade la clase *Bangiales* de la Formacion Svambergfjellet en Svalbard, Neoproterozoico temprano (800 Ma.), lamina delgada contesia de A.H. KOLL. Figura 7 Tawnia dalensis del Neoproterozoico temprano de Siberia (aprox. 800 M.a.)

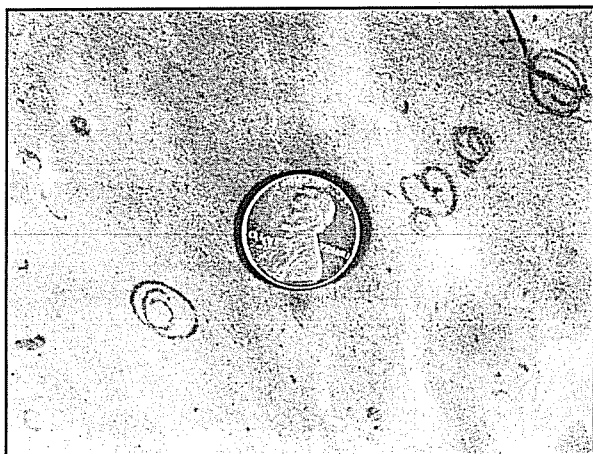


Fig. 1

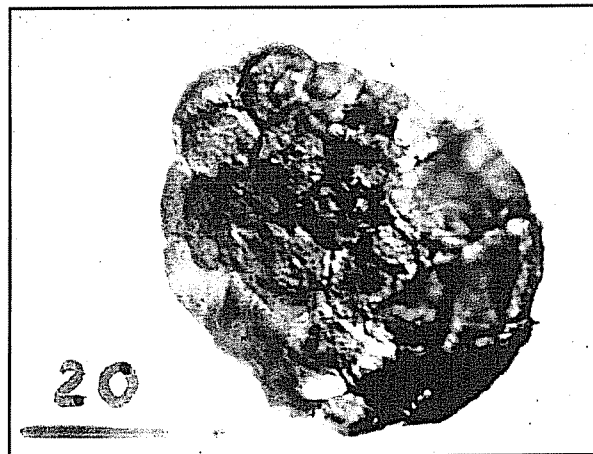


Fig. 2

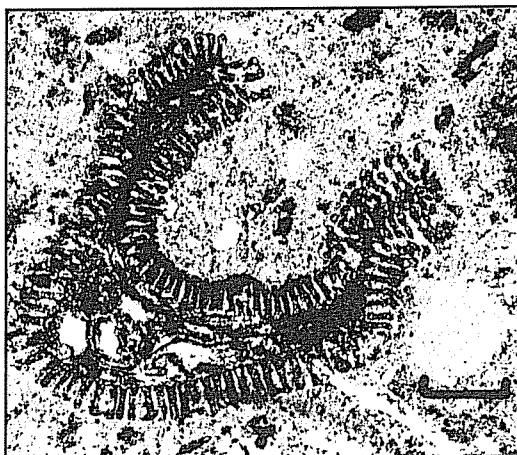


Fig. 3



Fig. 4



Fig. 5

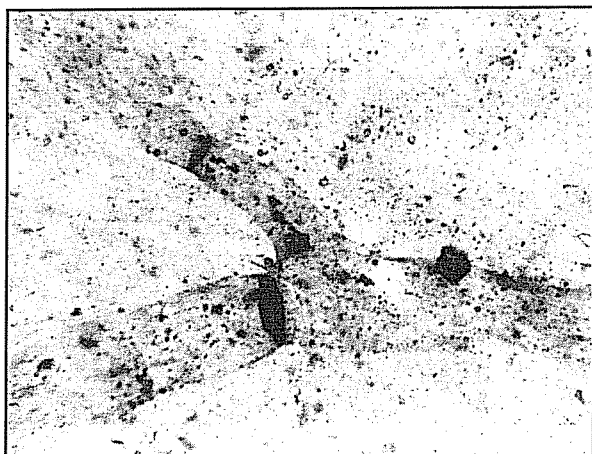


Fig. 6

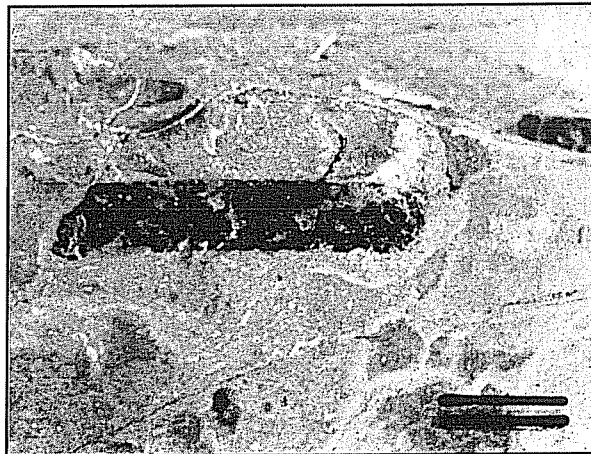


Fig. 7

Lamina II Figura 8 Acrítarco del Véndico de Siberia (640 M.a.). Figura 9 Fósiles Ediacarienses del Véndico de Australia. Figura 10 *Cloudina*. Fósiles en forma de tubo de carbonato calcico del Proterozoico terminal de China, cortesía de S. GRANT. Figura 11 Icnofósiles sencillos del Proterozoico terminal de España (Extremadura, Formación Cijara). Cortesía de T. PALACIOS. Figura 12. Superficie densamente bioturbada del Cámbrico inferior de Suecia, Formación Hardebergen. Figura 13 Extremidad de posible Branquiopodo del Cámbrico inferior de Suecia, Lingulid Sandstone.

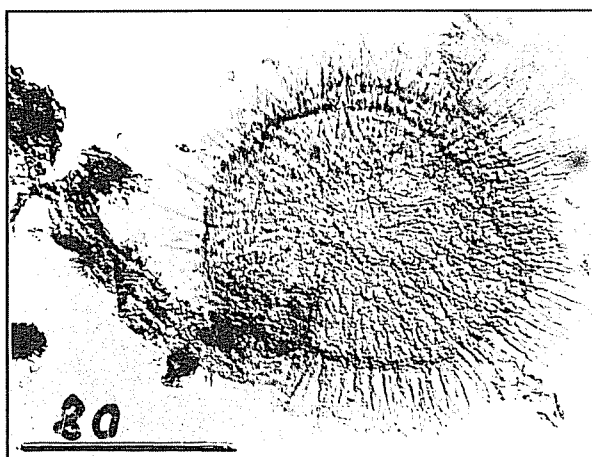


Fig. 8

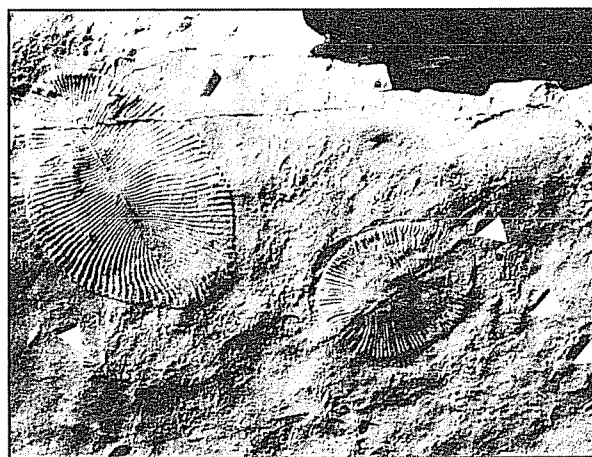


Fig. 9

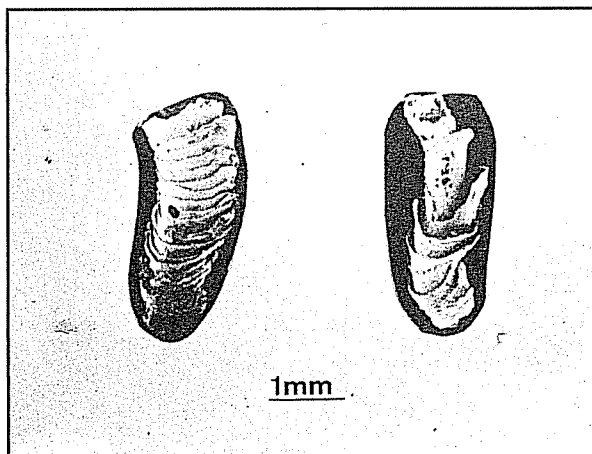


Fig. 10

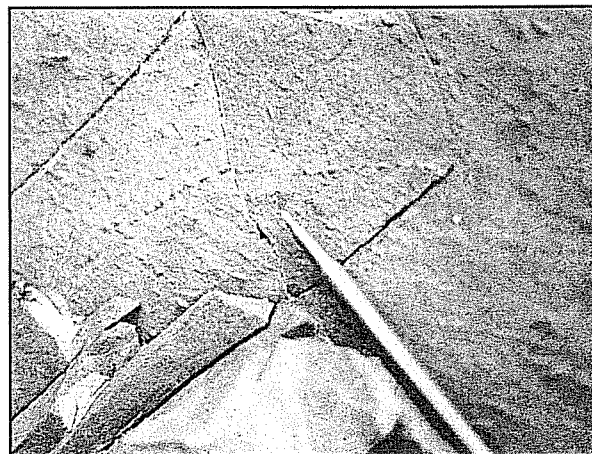


Fig. 11

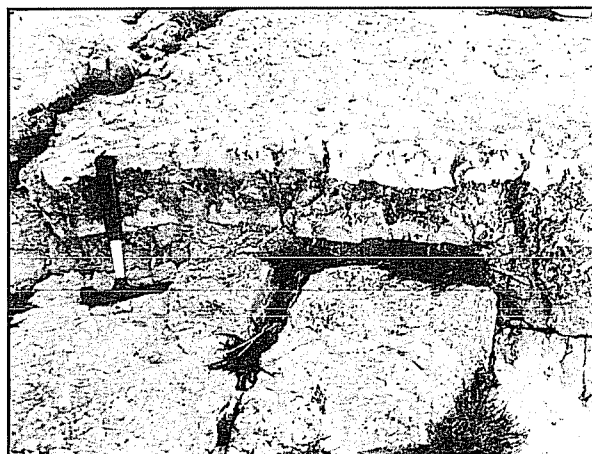


Fig. 12

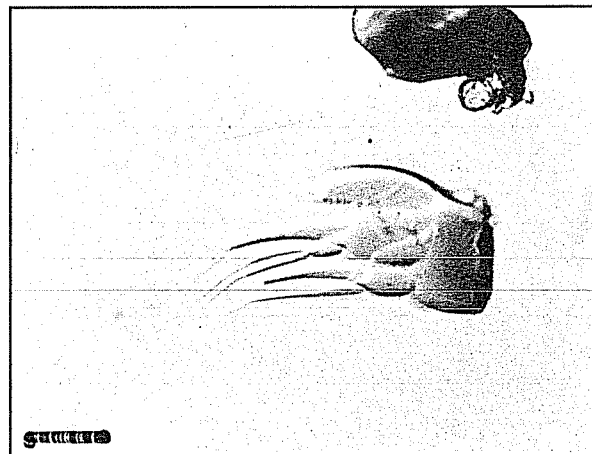


Fig. 13

II. COMUNICACIONES

Estudios de los cambios morfológicos en las especies de foraminíferos bentónicos del tránsito Mioceno-Plioceno en Sicilia, Italia

Carmen ALBEROLA¹ y Juan USERA¹

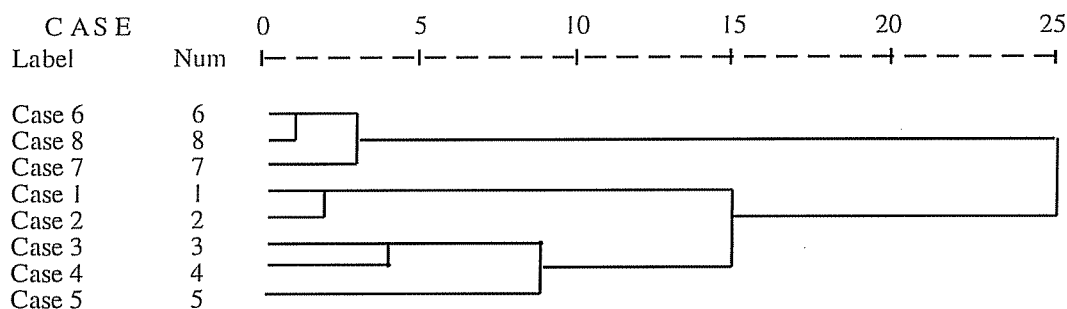
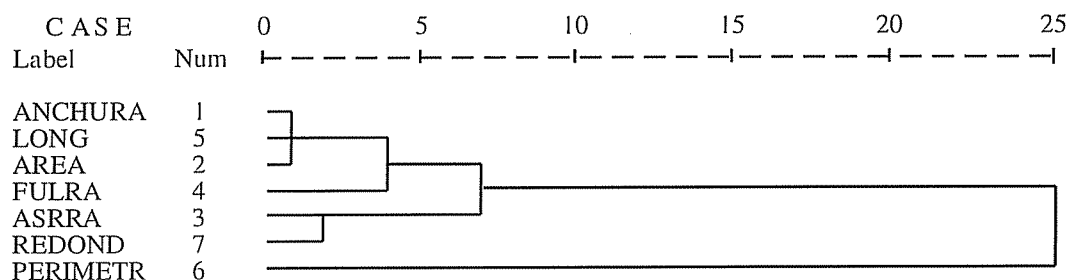
¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia)

La isla de Sicilia posee numerosos afloramientos de materiales de edad Mioceno superior y Plioceno. El estratotipo del Mesiniense se encuentra al nordeste de la isla en la ciudad de Mesina y el paraestratotipo, en las series de Pascasia y Capodarso en la zona centrooccidental.

Después de la desecación del Mediterráneo, algunas especies de foraminíferos bentónicos vuelven a colonizar los ambientes libres dejados por las anteriores del Tortonense. El objetivo de este trabajo es determinar que tipo de modificación morfológica sufren las especies de foraminíferos bentónicos durante este tránsito y si existe alguna tendencia observable en ellas. Para poder determinarlo se ha procedido a realizar, mediante un análisis de imagen, la medida de los siguientes parámetros.

- Relacionados con el tamaño : Area, anchura, longitud y perímetro.
- Relacionados con la forma: redondez (Roundness), relación entre longitud y anchura (Aspect Ratio) y relación entre el área y el área circunscrita (Full Ratio).

Para la especie *Sigmoilopsis schlumbergeri* cuyos individuos proceden de la serie Tortonense de Capodarso y de la Pliocena de Buonfornello, se han obtenido los siguientes resultados:



Localidad	Area (mm ²)	Length (mm)	Breadth (mm)	Perimeter (mm)	Roundness	AspectRatio	FullRatio
Capodar.	0.318	0.810	0.570	2.927	2.014	1.420	0.946
Capodar.	0.069	0.364	0.265	1.017	1.121	1.375	0.961
Capodar.	0.165	0.595	0.397	1.554	1.096	1.500	0.957
Capodar.	0.083	0.397	0.289	1.083	1.061	1.371	0.966
Buonfor.	0.485	0.744	0.893	3.051	1.434	1.200	0.970
Buonfor.	0.449	0.686	0.909	3.001	1.500	1.325	0.960
Buonfor.	0.237	0.504	0.711	1.918	1.162	1.409	0.950
Buonfor.	0.381	0.612	0.926	2.447	1.176	1.513	0.949
Buonfor.	0.371	0.628	0.860	2.373	1.135	1.368	0.951
Buonfor.	0.266	0.496	0.744	1.968	1.089	1.500	0.959
Buonfor.	0.152	0.380	0.579	1.546	1.178	1.521	0.933
Buonfor.	0.236	0.438	0.711	1.934	1.183	1.622	0.944
Buonfor.	0.321	0.579	0.761	2.149	1.075	1.314	0.975
Buonfor.	0.347	0.587	0.818	2.257	1.096	1.394	0.962
Buonfor.	0.290	0.537	0.761	2.092	1.129	1.415	0.954
Buonfor.	0.334	0.587	0.810	2.232	1.116	1.380	0.960
Buonfor.	0.384	0.628	0.835	2.364	1.089	1.328	0.969
Buonfor.	0.375	0.612	0.852	2.323	1.075	1.391	0.967
Buonfor.	0.278	0.554	0.703	1.976	1.051	1.268	0.974
Buonfor.	0.296	0.546	0.761	2.100	1.112	1.393	0.960
Buonfor.	0.359	0.595	0.835	2.282	1.084	1.402	0.967
Buonfor.	0.374	0.620	0.818	2.282	1.041	1.320	0.975
Buonfor.	0.335	0.612	0.761	2.191	1.072	1.243	0.976
Buonfor.	0.395	0.628	0.893	2.406	1.095	0.703	0.000
Buonfor.	0.360	0.603	0.852	2.307	1.106	0.670	0.000
Buonfor.	0.478	0.711	0.926	2.604	1.060	0.777	0.000
Buonfor.	0.477	0.694	0.951	2.645	1.097	0.777	0.000
Buonfor.	0.457	0.653	0.893	2.579	1.089	0.761	0.000
Buonfor.	0.488	0.686	0.909	2.670	1.092	0.785	0.000
Buonfor.	0.360	0.595	0.843	2.315	1.112	0.670	0.000
Buonfor.	0.357	0.595	0.843	2.298	1.106	1.416	0.965
Buonfor.	0.517	0.719	1.091	2.893	1.210	1.517	0.937

RESULTADOS PRELIMINARES

Un análisis discriminante aplicado a los valores estudiados, no parece indicar diferencias significativas entre los individuos tortonienses y pliocenos de *Sigmoilopsis schlumbergeri*.

El análisis cluster, en Q modal agrupa únicamente valores muy relacionados entre sí como la longitud, la anchura y el área. En menor grado aparecen relacionados los valores relativos a la forma, quedando separados el perímetro con el valor de menor correlación. El análisis cluster en R modal, muestra una mayor correlación entre los individuos del Tortoniense (6, 8, 7), que entre los del Plioceno (1, 2, 3, 4).

Homo heidelbergensis significado e hipodigma

Juan Luis ARSUAGA¹, Ana GRACIA¹, Ignacio MARTÍNEZ¹ y Carlos LORENZO¹

¹ Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. Unidad Asociada de Paleoantropología CSIC-UCM. Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. 28040 Madrid.

En el escenario de los debates sobre la evolución humana ha hecho recientemente su reaparición una especie largo tiempo olvidada. Se trata de *Homo heidelbergensis*, creada por SCHOETENSACK en 1908 a partir de la mandíbula de Mauer. Su vuelta a la actualidad está estrechamente relacionada con los debates que tuvieron lugar en el congreso en honor a VON KOENIGSWALD que se celebró en Frankfurt en 1983. En esa ocasión, varios autores (especialmente P. ANDREWS) recurrieron a la cladística para señalar que *Homo erectus* en sentido estricto (es decir restringido a las formas asiáticas de Java y China) presentaba caracteres derivados que lo alejaban de la posición que hasta entonces había ocupado en los esquemas de la evolución humana; es decir, como una especie de la que derivaría *Homo sapiens* (incluyendo humanos modernos y neandertales). O, dicho con otras palabras, *Homo erectus* s.s. dejaba de ser antepasado nuestro.

Como resultado de este cambio de perspectiva se abrían dos alternativas taxonómicas. Una era que los neandertales, la humanidad moderna y sus antepasados comunes europeos y africanos del Pleistoceno medio se englobaran bajo el nombre específico de *Homo sapiens*. Para estos antepasados comunes, supuestamente aún no diferenciados en ninguna de las dos líneas, se acuñó el nombre informal de *Homo sapiens* arcaicos.

La otra posibilidad era la de considerar como especie diferente de la nuestra a los neandertales (*Homo neanderthalensis*). En este supuesto, era necesario asignar un nombre específico a los antepasados comunes de neandertales y humanos modernos, y se recurrió a *Homo heidelbergensis*. Según C. B. STRINGER, esta especie habría vivido en Europa y África durante la primera mitad del Pleistoceno medio, y agruparía fósiles como Mauer, Petralona, Arago y Bilzingsleben en Europa, Broken Hill y Bodo en África, e incluso tal vez también algún fósil chino como Dali.

Nuestro propósito en esta comunicación es el de valorar la especie *Homo heidelbergensis*, sobre todo a la luz de los fósiles de la Sierra de Atapuerca. Nuestra conclusión es que, efectivamente, neandertales y humanos modernos comparten un antepasado común exclusivo que no es *Homo erectus* s. s. Sin embargo, consideramos que todos los fósiles del Pleistoceno medio europeo pertenecen ya a la línea neandertal, y son por tanto posteriores a la cladogénesis *Homo neanderthalensis* / *Homo sapiens*. El largo período de evolución local en condiciones de aislamiento genético que suponemos a las poblaciones humanas del Pleistoceno medio europeo, produjo, a nuestro juicio, un grado suficiente de diferenciación morfológica como para que sea razonable adjudicar el estatus de especie a los neandertales, al menos mientras no se demuestre la existencia de mestizajes con humanos modernos. Los fósiles africanos del Pleistoceno medio, por su parte, están relacionados con el origen de la especie humana moderna, y por lo tanto pertenecen a un clado distinto. Es resumen, estamos de acuerdo con el concepto moderno de la especie *Homo heidelbergensis* como antepasado común de neandertales y humanos modernos, pero discrepamos en el hipodigma y en el nombre.

¿Qué queda entonces de la especie *Homo heidelbergensis*? ¿Puede aún mantenerse? En nuestra opinión es un nombre útil para designar a los fósiles humanos del Pleistoceno medio europeo que conservan todavía muchas plesiomorfías junto con algunos rasgos derivados compartidos con los neandertales. En este conjunto se incluirían Mauer, Petralona, Arago, Bilzingsleben, Vértesszöllös, Steinheim, Swanscombe, Reilingen y la Sima de los Huesos, en la Sierra de Atapuerca, el más completo conjunto de fósiles del grupo. Los fósiles del Pleistoceno medio final, ya muy derivados, como Biache-Sain-Vaast o La Chaise-Suard, se

agruparían junto con los neandertales. Quede claro que entendemos a la especie *Homo heidelbergensis* como un segmento de una línea anagenética, es decir, una cronoespecie, como otras muchas comúnmente aceptadas para los mamíferos del Pleistoceno europeo.

Bio-cronoestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior en el corte de Músquiz (Navarra)

José Antonio ARZ¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza.. 50009 Zaragoza.

INTRODUCCIÓN. Tradicionalmente, se ha considerado como marcadora del límite Campaniense-Maastrichtiense la extinción de la especie de foraminíferos planctónicos *Globotruncanita calcarata*. Recientemente, en el *Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries* celebrado en Bruselas en Septiembre de 1995, el Grupo de Trabajo del Maastrichtiense decidió situar dicho límite coincidiendo con la primera aparición del ammonites *Paschidiscus neubergicus* en el corte estratotípico de Tercis (suroeste de Francia).

En el trabajo de ARZ (1996) se analiza la situación del límite Campaniense-Maastrichtiense en Tercis, en relación con las escalas de foraminíferos planctónicos, comprobando que, tanto en el corte estratotípico, como en el famoso corte de Zumaya (País Vasco), esta primera aparición se sitúa bastante próxima a la de la especie *Rugoglobigerina scotti*, por lo que se propone provisionalmente usar la base de esta nueva biozona como marcadora del límite Campaniense-Maastrichtiense en las escalas de foraminíferos planctónicos. Partiendo de esta base, en la presente comunicación se analiza desde el punto de vista bio-cronoestratigráfico el corte de Músquiz, incluyendo algunas consideraciones respecto a la evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos estudiadas desde el punto de vista cuantitativo.

MATERIAL Y MÉTODOS. El perfil de Músquiz (fig. 1) se localiza dentro del dominio Navarro-Cántabro de la cuenca Vascocantábrica, en el denominado por AMIOT (1982) sector del Valle de Ulzama. Concretamente, las coordenadas U. T. M. de su base son 30TXN026537 y las de su techo 30TXN026543. La serie está compuesta por 442 m de margas azuladas con intercalaciones de margocalizas amarillentas en su parte media y areniscas amarillentas en su parte inferior, mientras que los 160 m superiores están formados por una sucesión monótona de margas versicolores con abundantes foraminíferos planctónicos.

Se han estudiado un total de 25 muestras tomadas de los niveles más margosos y lavadas mediante la técnica del levigado. De cada una de ellas se han obtenido fracciones representativas y se han clasificado más de 300 ejemplares de foraminíferos planctónicos con el fin de obtener resultados de tipo cuantitativo, a la vez que se ha revisado el resto de residuo en búsqueda de las especies presentes en menor abundancia.

BIO-CRONOESTRATIGRAFÍA. En el perfil de Músquiz se han definido un total de 4 biozonas cuyas especies índices pertenecen al grupo de los Globotruncánidos: Biozona de *Rugoglobigerina hexacamerata*, Biozona de *Rugoglobigerina rotundata*, Biozona de

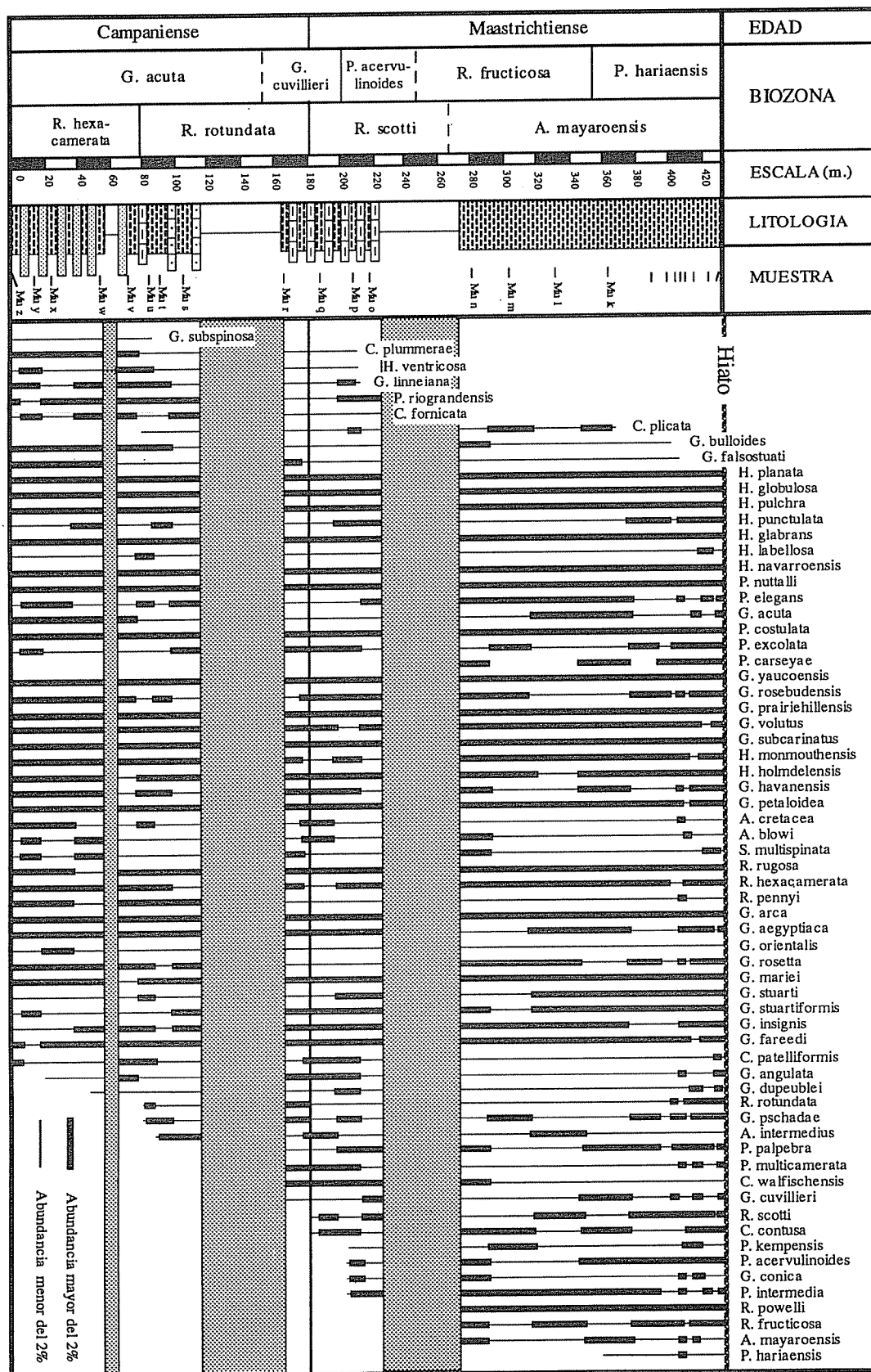


Figura 1: Distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos en el corte de Músqiz

Rugoglobigerina scotti y Biozona de *Abathomphalus mayaroensis*. Al mismo tiempo, y con el fin de aumentar el poder de resolución bioestratigráfica, se ha utilizado una biozonación paralela con Heterohelícidos, estableciendo las siguientes biozonas: Biozona de *Gublerina acuta*, Biozona de *Gublerina cuvillieri*, Biozona de *Planoglobulina acervulinoides*, Biozona de *Racemiguembelina fructicosa* y Biozona de *Pseudoguembelina hariaensis*. Todas ellas son biozonas de intervalo basadas en las primeras apariciones de los taxones índice y están definidas en el trabajo de ARZ (1996).

En el perfil de Músquiz el límite Campaniense-Maastrichtiense se localiza en una facies homogénea de alternancia de margocalizas amarillentas y margas azuladas, mientras que el límite Cretácico-Terciario está conformado por una lámina de arcilla roja de unos milímetros de espesor, la cual corresponde a un pequeño hiato que es el responsable de que no quede registrada la parte más alta del Cretácico y la base del Paleoceno.

EVOLUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES. El contenido micropaleontológico de las muestras estudiadas, revela que las asociaciones están compuestas por un total de 66 especies de foraminíferos planctónicos (fig. 1), aumentando constantemente el número de especies en cada muestra desde la base (45 especies) al techo (57 especies) de la serie. Por otra parte, tanto del análisis de las facies (SCHWENTKE y KUHNT, 1992 y ARZ, 1996), como de la relación de foraminíferos planctónicos/bentónicos obtenida en cada muestra, se desprende que la serie se depositó en un medio batial medio-superior, durante el Campaniense y la parte baja del Maastrichtiense (con un contenido que ronda el 90% de foraminíferos planctónicos frente a los bentónicos), finalizando con el depósito de una sucesión homogénea de margas con glauconita en la parte media-alta del Maastrichtiense, donde la abundancia relativa de los foraminíferos planctónicos desciende hasta el 70%.

La asociación de foraminíferos planctónicos presente durante intervalo de tiempo estudiado parece mantenerse bastante estable en lo que respecta a las proporciones de especies de hábitat superficial, intermedio y profundo, dominando claramente las primeras (en torno a un 50-60%) y constituyendo los especies profundas, por lo general, menos del 10% del total. Esta estabilidad se traduce en el ligero decrecimiento progresivo de las especies profundas junto con un aumento de las superficiales en el corte de Músquiz. Otra característica de este corte es el gran desarrollo que alcanzan los heterohelícidos, cuya abundancia es espectacular en algunas muestras, superando el 70% del total de la muestra y que puede explicarse por la influencia boreal que posee este corte.

En cuanto al tránsito Cretácico/Terciario, pueden considerarse como extinciones previas relacionadas con dicho límite las de las especies *Contusotruncana plicata*, *Globotruncana bulloides* y *Globotruncana falsostuarti*, no pudiendo ser utilizado este corte para obtener un modelo fiable de extinción de foraminíferos planctónicos, ya que existe un pequeño hiato que afecta al techo de la Biozona de *A. mayaroensis*, a la Biozona de *G. cretacea* y base de la Biozona de *P. eugubina*.

AGRADECIMIENTOS. El autor ha disfrutado de una beca predoctoral otorgada por la Diputación Foral de Navarra (nº ref. OF/478/92). Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGICYT PB94-0566 y del proyecto del Gobierno de Navarra. Departamento de Educación y Ciencia. nº ref. 1-331.

BIBLIOGRAFÍA.

- AMIOT, M. 1982. El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra. In: *El Cretácico en España*. Universidad Complutense de Madrid, 88-111.
- ARZ, J. A. 1996. *Los foraminíferos planctónicos del Campaniense y Maastrichtiense: bioestratigrafía, cronoestratigrafía y eventos paleoecológicos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 1-419. (inérita).
- SCHWENTKE W. and KUHNT, W. 1992. Subsidence history and continental margin evolution of the Western Pyrenean and Basque Basins. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **95**, 297-318.

Los reptiles marinos del Cretácico superior de la cuenca Vasco-Cantábrica

Nathalie BARDET¹, J. Carmelo CORRAL² y Xabier PEREDA SUBERBIOLA³

¹ Laboratoire de Paléontologie des Vertébrés, URA 1761 du CNRS. Université Paris 6. Case 106, 4 place Jussieu. 75252 Paris cedex 05. Francia.

² Museo de Ciencias Naturales de Alava / Arabako natur zientzien museoa. Departamento de Geología. Siervas de Jesús 24. 01001 Vitoria-Gasteiz.

³ Euskal Herriko Unibertsitatea. Zientzi Fakultatea. Paleontologia Laborategia. 644 Postakutxa. 48080 Bilbao.

La Cuenca Vasco-Cantábrica es una estructura geológica ubicada al norte de la Península Ibérica, cuyos materiales más antiguos corresponden al Triásico. Durante el Cretácico superior (Coniaciense-Maastrichtiense), el sector central de la cuenca o Surco Navarro-Cántabro estuvo caracterizado casi en su totalidad por un ambiente de plataforma (*off-shore*) donde se depositaron calizas y margas. A partir del Santoniense se inicia una marcada tendencia general hacia facies más regresivas con una somerización de los ambientes.

La reciente prospección en superficie de las formaciones marinas del Cretácico superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica aflorantes en el territorio histórico de Alava (Araba) ha proporcionado restos fósiles de reptiles marinos, incluyendo mosasaurios, plesiosaurios y tortugas. Hasta la fecha los únicos restos de reptiles marinos descritos en el Cretácico superior peninsular provenían de la Cuenca Lusitana.

El material descrito aquí procede de dos unidades diferentes, tanto litológica como cronológicamente, situadas en ambos flancos del sinclinal de Miranda-Trebiño. Algunos de los restos han sido colectados en el flanco norte, en la zona central y occidental del dominio Navarro-Cántabro, también conocida como Cuenca de Vitoria. Otros materiales proceden del flanco sur del sinclinal, concretamente del sur de Alava (Condado de Trebiño), y forman parte del "dominio septentrional proximal" de la plataforma norcastellana (FLOQUET, 1991). Esta zona es actualmente objeto de estudios geológicos y paleontológicos (ASTIBIA *et al.*, 1990).

El Santoniense de la Cuenca Vasco-Cantábrica ha proporcionado restos de una cintura escapular de tortuga en el afloramiento de San Pantaleón de Losa, situado en el límite entre Burgos y Alava (Fm. de Losas; AMIOT, 1982). La morfología general, el tamaño y el ángulo que forman las ramas anterior y posterior de la escápula (110-120°) son comparables a los de *Allopleuron*, una tortuga marina del Maastrichtiense de Limburgo (BARDET *et al.*, 1993).

En el Campaniense inferior (Fm. de Vitoria) de Bóveda se conoce un diente aislado de mosasaurio que se atribuye a *Mosasaurus lemonnieri* en función de la morfología (superficie labial menos convexa que la lingual) y ornamentación de la corona (superficies labial y lingual ornamentadas con 7 y 10 prismas respectivamente). Se trata de la primera cita de *M. lemonnieri* en el Campaniense de Europa (BARDET *et al.*, en prensa).

Los afloramientos del Campaniense superior de Castillo-Lasarte (Fm. de Vitoria; Zona de *Hoplitoplacentieras marroti*) han proporcionado dientes asignados a *Mosasaurus* sp. (corona dentaria con prismas estrechos y bien marcados) y a *Leiodon* sp. (sección dentaria comprimida y esmalte liso), y la localidad de Jauregi (Zona de *Bostrychoceras polyplocum*) una vértebra caudal de un Mosasaurinae indet. (chevrón fusionado al centro).

Por último, los sedimentos litorales de edad Maastrichtiense de la cantera de Laño-Albaina (unidad S2U1 de ASTIBIA *et al.*, 1987; correlacionada con la Fm. de Torme según FLOQUET, 1991) contienen restos de una fauna marina que incluye mosasaurios, plesiosaurios, peces

teleósteos y selacios. Los plesiosaurios aparecen representados por un diente aislado de elasmosaurio, que está caracterizado por su forma recurvada y una ornamentación formada por finas crestas subparalelas. Los mosasaurios incluyen los mosasaurinos *Leiodon anceps* y *Mosasaurus* sp. y los plioplatecarpinos *Prognathodon solvayi* y *Platecarpus* cf. *ictericus*. Se atribuye a *Leiodon anceps* un diente cuya corona presenta una sección basal elíptica, carenas sin *ribbing* y esmalte liso y pulido. Es la primera cita de esta especie en el Maastrichtiense de Europa (BARDET *et al.*, en prensa). *Mosasaurus* sp. se conoce en la cantera de Laño-Albaina a partir de varios dientes fragmentarios con ornamentación prismática. *Prognathodon solvayi* está representado por una corona dentaria de sección basal elíptica, dos carenas denticuladas y esmalte ornamentado con grandes prismas irregulares (5 en norma labial y 7 en norma lingual). Este especie sólo se conocía hasta la fecha en el Maastrichtiense de Bélgica. Dos dientes de sección basal redondeada, carenas poco marcadas, superficie labial ligeramente facetada y superficie lingual con finas crestas se asignan a *Platecarpus* cf. *ictericus*. Se trata de la primera cita del género *Platecarpus* en el Maastrichtiense de Europa (BARDET *et al.*, en prensa).

En conclusión, los restos de reptiles marinos de la Cuenca Vasco-Cantábrica constituyen el material más completo conocido hasta la fecha en la Península Ibérica. La fauna incluye una tortuga marina (cf. *Allopleuron*), un plesiosaurio elasmosáurido y al menos cuatro especies de mosasaurios (géneros *Leiodon*, *Mosasaurus*, *Platecarpus* y *Prognathodon*).

	MOSASAURIOS	PLESIOSAURIOS	TORTUGAS
MAASTRICHTIENSE (Laño-Albaina)	<i>Leiodon anceps</i> <i>Prognathodon solvayi</i> <i>Platecarpus</i> cf. <i>ictericus</i> <i>Mosasaurus</i> sp. Mosasaurinae indet.	Elasmosauridae indet.	
CAMPANIENSE SUP. (Castillo-Lasarte y Jauregi)	<i>Leiodon</i> sp. <i>Mosasaurus</i> sp. Mosasaurinae indet.		
CAMPANIENSE INF. (Bóveda)	<i>Mosasaurus lemnierii</i>		
SANTONIENSE (San Pantaleón de Losa)			cf. <i>Allopleuron</i> sp.

BIBLIOGRAFIA

- AMIOT, M. 1982. El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra. In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, 88-111.
- ASTIBIA, H., GARCÍA GARMILLA, F., ORUE-ETXEBARRIA, X., RODRÍGUEZ LÁZARO, J., BUSCALIONI, A. D. and SANZ, J. L. 1987. The Cretaceous-Tertiary boundary in a sector of the south limb of the Miranda-Treviño synclinal: the first appearance of Chelonia and Archosauria in the Basque Country. *Cretaceous Research*, **8**, 15-27.
- ASTIBIA, H., BUFFETAUT, E., BUSCALIONI, A. D., CAPPETTA, H., CORRAL, C., ESTES, R., GARCÍA GARMILLA, F., JAEGER, J. J., JIMÉNEZ FUENTES, E., LE LOEUFF, J., MAZIN, J. M., ORUE-ETXEBARRIA, X., PEREDA SUBERBIOLA, X., POWELL, J. E., RAGE, J. C., RODRÍGUEZ LÁZARO, J., SANZ, J. L. and TONG, H. 1990. The fossil vertebrates of Laño (Basque Country, Spain); new evidence on the composition and affinities of the Late Cretaceous continental faunas of Europe. *Terra Nova*, **2**, 460-466.
- BARDET, N., CORRAL, J. C. y PEREDA SUBERBIOLA, X. 1993. Primeros restos de reptiles marinos en el Cretácico superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava*, **8**, 27-35.
- BARDET, N., CORRAL, J. C. et PEREDA SUBERBIOLA, X. en prensa. Les mosasaures (Squamata) du Bassin Basco-Cantabrique. *Geobios*, Journées Claude Babin, Lyon 1996.
- FLOQUET, M. 1991. La plate-forme nord-castellane au Crétacé supérieur (Espagne). *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, **14**, 2 vols., 925 pp.

Reconstrucción del ambiente paleoecológico del Jurásico Superior (Oxfordiense Medio-Superior) en el área de la Sierra de Arcos (Cordillera Ibérica Nororiental)

Julia BELLO VILLALBA¹, Isabel PÉREZ-URRESTI¹ y Javier RAMAJO CORDERO²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Estratigrafía). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

INTRODUCCIÓN. Los afloramientos del Jurásico Superior de la Sierra de Arcos, ofrecen un marcado contraste tanto en sus rasgos paleontológicos como sedimentológicos respecto al resto de afloramientos de la misma edad, estudiados en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Estos cortes se encuentran situados en las localidades de Moneva y Ariño que BULARD (1972) denominó Llanura de Arcos.

Los perfiles de Moneva y Barranco de las Estacas (Ariño) presentan un rasgo distintivo respecto a otros afloramientos de la Cuenca Ibérica Oxfordiense, como es la existencia de un *hard ground* asociado a una laguna estratigráfica en el límite de las Biozonas Transversarium y Bifurcatus del Oxfordiense Medio. También se pone de manifiesto la existencia de los tres tipos de procesos de condensación en plataforma carbonatada somera descritos por GÓMEZ y FERNÁNDEZ-LÓPEZ (1994).

Entre los trabajos recientes donde se aborda el estudio sedimentológico y bioestratigráfico basado en ammonioideos del Oxfordiense Medio y Superior (Biozonas Bifurcatus a Planula) de esta región se destacan las monografías clásicas de MELÉNDEZ (1989) y AURELL (1990). Estudios más recientes se deben a MELÉNDEZ y FONTANA (1993), BELLO (1995) y PÉREZ-URRESTI (1995), que han permitido el refinamiento de la bioestratigrafía clásica para este período (CARIOU *et al.*, 1971).

DESCRIPCIÓN DE LOS CORTES. Los materiales del Oxfordiense Medio en Moneva-1, hasta el nivel Mo1.-26, están constituidos por calizas rosadas muy bioturbadas (*Wackstone*) con intercalaciones margosas rosas, donde se ha recogido *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *wartae* BUKOWSKI que permite caracterizar la Subzona Rotoides. El nivel 23 constituye un nivel de removilización, que contiene numerosos ejemplares reelaborados (fragmentos de moldes fosfáticos) de *Per.* (*Dichotomoceras*) *stenocycloides* SIEMIRADZKI. En el nivel 24 se ha recogido *Per.* (*Dichceras.*) *grossouvrei* SIEMIRADZKI que caracteriza la Subbiozona Grossouvrei, observándose por tanto una probable laguna estratigráfica de la Subbiozona Stenocycloides y la condensación tafonómica de entidades sucesivas de la Biozona Bifurcatus dentro de la asociación registrada en el nivel 23. Hasta el nivel 27 (Oxfordiense Superior) se recogen escasos *Per.* (*Dichceras.*) *bifurcatus* (QUENSTEDT) que indican el Biohorizonte Bifurcatus (Subbiozona Grossouvrei) y el fin del depósito de Calizas de esponjas del Oxfordiense Medio.

El Oxfordiense Medio del afloramiento del Barranco de las Estacas (B.E.1 y 3) está formado por unas calizas grises (*Wackstone* bioclástico) con interestratos margosos donde se ha recogido en la base *Per.* (*Dichceras.*) *wartae* que caracteriza la parte superior de la Subbiozona Rotoides. En el nivel 27 que presenta una importante costra ferruginosa a techo, encontramos escasos ejemplares de *Per. stenocycloides* reelaborados (moldes fosfáticos), y *Per.* (*Dichceras.*) *grossouvrei* SIEM. resedimentados, que nos caracterizarían la Subbiozona Grossouvrei (Bz. Bifurcatus). El nivel 28 contiene, junto con *Euaspidoceras hypselum* (OPPEL), *Per.* (*Dichceras.*) *bifurcatus* de la parte superior de la Subbiozona Grossouvrei. Es a partir del nivel

32 cuando aparecen los primeros representantes del género *Orthosphinctes*, que señalan el inicio de la Biozona Bimammatum, Subbiozona Hypselum, del Oxfordiense Superior.

En la base del Oxfordiense Superior (Subbiozona Hypselum) se produce un cambio litológico con un cambio a facies de calizas compactas (*Wackstone*) con menor bioturbación. Asimismo se produce la desaparición de los espongiarios, que coincide con un aumento de la potencia de los niveles margosos y en la proporción de glauconita. Los ammonoideos registrados suelen ser macroconchas adultas en su mayoría resedimentadas, del género *Orthosphinctes*, que llegan aquí por deriva necroplañtónica. La concentración de las mismas se hace mayor a techo de los niveles carbonatados. En Moneva se han registrado *Orthosphinctes ariniensis* (MELÉNDEZ) y *Orthosphinctes kirkdalenensis* ENAY (non ARKELL) que caracterizan la Biozona Hypselum (Biohorizonte Semimammatum y Berrense). El último nivel de la Fm. Yatova es un nivel rojizo *hard ground* con una acumulación de ammonites reelaborados del Horizonte Berrense. Por encima, se sitúan los niveles más margosos con escasas intercalaciones de calizas pertenecientes a la Fm. Sot de Chera, cuyo contenido en ammonites es muy escaso aunque se ha registrado las especies *Orthosphinctes gredingensis* (WEGELE) y *O. alternans* ENAY de la Subbiozona Bimammatum.

En Ariño la situación es muy similar, aunque debido a su localización más distal en la plataforma, la llegada de terrígenos es más tardía y el *hard ground* de techo de la Fm. Yatova presenta una gran acumulación de *Subnebrodites planula* (QUENSTEDT) de la Biozona Planula.

INTERPRETACIÓN. El Oxfordiense Medio se presenta en facies de calizas con esponjas de la Fm. Yátova, el medio de depósito de dichas calizas es de plataforma carbonatada media, en unas condiciones de aguas tranquilas oxigenadas, con muy pocos terrígenos. La ocasional presencia de esponjas dispuestas en posición invertida indica una situación batimétrica por debajo del nivel de base del oleaje y oscilando por encima o por debajo del nivel de base de las tormentas. En cuanto a los ammonoideos, éstos son abundantes, tratándose fundamentalmente de microconchas juveniles lo que puede indicar la autoctonía de dichas poblaciones. En la Llanura de Arcos dichos materiales presentan condensación estratigráfica respecto a los afloramientos de la plataforma proximal como Ricla.

A continuación en el nivel 23 de Moneva se observan una serie de características (intensa bioturbación, costras de óxidos de hierro, aparición de intraclastos, glauconita, fósiles reelaborados y fosfatados, así como la existencia de una superficie superior irregular y ondulada) que permiten identificarlo como un *hard ground* en el sentido de CLARI *et al.*, 1995. Este nivel presenta condensación tafonómica y sedimentológica, con la existencia de una laguna estratigráfica de la que sólo quedan como relictos ammonites reelaborados. La formación de este *hard ground* se puede deber, tal como se indica en CLARI *et al.*, 1995, a la acción de corrientes que barren el fondo y erosionan los sedimentos no cementados o mineralizados, provocando la formación de intraclastos y la reelaboración de los fósiles de ammonoideos.

A partir de este nivel y hasta el nivel 27, se produce un incremento en la proporción de glauconita y la desaparición de las esponjas, disminuyendo el número de fósiles de ammonoideos resedimentados (microconchas) encontrados. Sobre estos niveles, en el Oxfordiense Superior, se encuentran calizas glauconíticas, con abundante fauna resedimentada de ejemplares adultos derivados. El medio de depósito de estos niveles se caracterizaría por una baja tasa de sedimentación, que produciría una condensación estratigráfica. Asimismo se produce un aumento en la presencia de margas relacionado con la progradación de los materiales terrígenos de las áreas proximales de la plataforma. La existencia de glauconita indica unas condiciones generales oxigenadas y una profundidad superior a los 15 metros, así como la existencia de una cierta comunicación con el mar abierto lo que es indicado también por las existencias de ammonites adultos derivados. Las condiciones energéticas del medio serían menores que en los niveles inferiores (calizas con esponjas), esto concuerda con la escasa aparición de fósiles reelaborados y la existencia de glauconita autigénica. Por último, en la

Sierra de Arcos, las calizas de Yátova terminan con un nivel enrojecido rico en ammonoideos (nivel 32 en Moneva y 60 en el Barranco de las Estacas) que se interpreta como un nuevo *hard ground*. A continuación se produce el depósito de los materiales detríticos finos (margas) de la Fm. Sot de Chera, pertenecientes ya a la secuencia Kimmeridgiense (AURELL, 1990).

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo forma parte del proyecto PCB 1493 del Consejo Asesor de Investigación (CONAI) de la Diputación General de Aragón. La realización del mismo ha sido posible igualmente gracias a una beca de Investigación del Instituto de Estudios Turolenses (C.S.I.C.). Los autores desean agradecer a los Drs. M. Aurell y G. Meléndez la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- AURELL, M. 1990. *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 510 pp. (inédita).
- BELLO, J. 1995. *Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea) del Oxfordiense Medio (Biozona Bifurcatus) al S. de Zaragoza (Cordillera Ibérica Nororiental). Estudio paleontológico de la Familia Perisphinctidae STEINMANN*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 128 pp. (inédita).
- BULARD, P.F. 1972. *Le Jurasique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du bassin de l'Ebre*. Thèse Sc. Univ. Nice n° C.N.R.S.A.O. 7095, 353 pp.
- CARIOU, E., ENAY, R. et TINTANT, H. 1971. Oxfordien. (Province Subméditerranéenne). In: MOUTERDE, R. et al (eds.). *Les Zones du Jurassique en France. C.R. Séances, Soc. Géol. France*, F.6, 18-21.
- CLARI, P. A., DELA PIERRE, F. and MARTIRE, L. 1995. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, **100**, 97-121.
- GÓMEZ, J. J. and FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S. 1994. Condensation processes in shallow platforms. *Sedimentary Geology*, **92**, 147-159.
- MELÉNDEZ, G. 1989. *El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. (Provincias de Zaragoza y Teruel)*. Tesis doctoral. Institución Fernando el Católico e Instituto de Estudios Turolenses, 418 pp.
- MELÉNDEZ, G. and FONTANA, B. 1993. Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. *Acta Geológica Polonica*, **43** (3-4), 193-211.
- PÉREZ-URRESTI, I. 1995. *Estudio bioestratigráfico y Paleontológico basado en ammonoideos del Oxfordiense Superior en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 102 pp. (inédita).

Foraminíferos bentónicos holocenos de la bahía de Bayona (Pontevedra, Galicia)

Ana María BLÁZQUEZ¹ y Juan USERA¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia)

Aunque los ambientes de albufera son en nuestra Península más propios del área mediterránea, en la bahía de Bayona, situada en la costa sur de Galicia, se desarrolla en la actualidad y heredado del Holoceno, un proceso de restinga-albufera. Durante la marea alta la zona comprendida entre esta barra y los alrededores de la desembocadura del río Miñor queda inundada, teniendo una comunicación sólo por el norte con el mar abierto.

En este trabajo se estudia la dinámica paleoecológica y las asociaciones de foraminíferos bentónicos fósiles del Holoceno, para tratar de reconstruir la evolución de dicha albufera y sus cambios ambientales en esta última fase del Cuaternario. Para ello han sido realizados dos sondeos con una máquina excavadora, uno en la zona más interior de la albufera (perfil VI) y otro en una posición más cercana al continente (perfil V), llegándose a una profundidad media de 2,5 m. De ellos se tomaron 11 muestras, 7 en el perfil V y 4 en el perfil VI. El contenido de la fauna de foraminíferos fósiles ha sido extraído a partir de 50 gramos de sedimentos, levigados y tamizados hasta un tamaño de 0,063 mm. Posteriormente, se procedió a su separación con la ayuda de líquidos densos (tetracloruro de carbono).

Para evaluar la diversidad existente en las muestras se calcularon los índices de SHANNON-WIENER (1949), equitabilidad y Alfa de Fisher (FISHER *et al.*, 1943) en la totalidad de los individuos, con el fin de conocer la composición y abundancia proporcional de especies así como el grado de dominancia de éstas en cada muestra. Finalmente, se realizó un análisis cluster, según el método UPGMA, con objeto de determinar el grado de correspondencia entre las muestras y entre las especies propias de cada nivel.

RESULTADOS. En la fauna de foraminíferos bentónicos fósiles estudiada se han separado un total de 3.958 individuos distribuidos en 37 especies. Pueden distinguirse dos grupos de especies, uno de ellos con los caparazones bien calcificados, correspondiente a *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Elphidium crispum aculeatum* y *Elphidium complanatum*, etc. y otro con menor grado de calcificación, como es el caso de *Elphidium articulatum*, *Haynesina germanica* y *Haynesina depressula*, entre otros. Los individuos de desarrollo trocoespiral no parecen tener ningún sentido de enrollamiento preferente.

Los ejemplares identificados en este estudio pertenecen casi en su totalidad al Suborden Rotaliina (cf. LOEBLICH y TAPPAN, 1988), con un 97% de individuos y un 86% de especies, siendo la más frecuente *Elphidium excavatum*. Los otros dos subórdenes son Lagenina y Textulariina; en este último la especie más abundante es *Trochammina inflata*.

En el perfil V los niveles más antiguos mantienen valores de diversidad relativamente altos, disminuyendo progresivamente a partir de la muestra PV-4, hasta situarse en un mínimo en la PV-3a. La equitabilidad muestra una tendencia similar, con valores en torno a 0,7 en los niveles más profundos y 0,5 en las muestras más superficiales. Estos índices aplicados al perfil VI presentan un comportamiento distinto, puesto que tienen valores altos y en progresivo aumento, aunque sólo un número reducido de muestras ha proporcionado foraminíferos fósiles.

El análisis cluster distingue claramente dos grupos de especies. Por un lado el formado por *Elphidium excavatum* y *Cibicides lobatulus* que se muestran independientes del resto, y un segundo grupo con mayor nivel de correlación, donde *Elphidium articulatum*, *Haynesina germanica* y *Elphidium. crispum* forma *aculeatum* indican cierta relación con todas las demás especies. El cluster Q modal diferencia dos grupos: el formado por la muestra 3a del perfil V y otro constituido por el resto de las muestras. Este método relaciona muy de cerca las muestras 3b del perfil V con el nivel 3 del perfil VI. Igual grado de correlación reflejan los niveles más profundos del perfil V.

CONCLUSIONES. A partir de los datos obtenidos de las asociaciones del perfil V, parece deducirse la existencia de una mayor entrada de información de mar abierto en los niveles más antiguos, como indican los máximos valores de diversidad y la abundancia de especies propias del ambiente marino (*Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Elphidium crispum* forma *aculeatum*, *Elphidium complanatum*, etc.). Sin embargo, la presencia de especies de ambientes hiposalinos, como *Elphidium excavatum*, *Haynesina germanica* y *Elphidium articulatum* sugiere un medio parcialmente restringido. Estas condiciones se mantienen hasta la muestra PV-3b, donde se instala un ambiente poco favorable por la aparición exclusiva de especies oportunistas, tales como *Trochammina inflata*, *Miliammina fusca* y *Haplophragmoides* sp. Los

ciclos mareales, que la someten a periodos de desecación, y la alta contaminación pueden ser los causantes de la ausencia de estos organismos en la actualidad.

La mayor proximidad al mar del perfil VI podría explicar los altos índices de diversidad, ya que su emplazamiento se sitúa en zonas donde el progresivo cierre de la barra puede afectarle en menor grado. De igual forma, los dos niveles superiores son estériles, lo que puede deberse a las causas mencionadas en el caso anterior. El alto grado de relación entre los niveles 3 del perfil VI y la muestra 3b del perfil V podría servirnos para correlacionar temporalmente las columnas dentro del registro estratigráfico de la albufera de Bayona.

BIBLIOGRAFÍA

- SHANNON, C. E. and WIENER, W. 1949. *The mathematical theory of Communication*. University Illinois Press, Urbana, 117 pp.
- FISHER, R. A., CORVET, A. S. and WILLIAMS, C. B. 1943. The relation between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population. *Journal Animal Ecology*, **12**, 42-58.
- LOEBLICH, A. R. and TAPPAN, H. 1988. *Foraminiferal Genera and their classification*. Ed. Van Nostrand Reinhold Company, New York, Vol. I: 970 pp, Vol. II: 212 pp.

Consideraciones paleogeográficas sobre el Crétacico Medio de la Cordillera Ibérica en base a macroforaminíferos

Amelia CALONGE¹ y Esmeralda CAUS²

¹ Departamento de Geología. Universidad de Alcalá de Henares. 28871 Alcalá de Henares.

² Departamento de Geología. Universitat Autònoma de Barcelona. Bellaterra, 08193.

En la Cordillera Ibérica, los depósitos cenomanienses se incluyen en dos ciclos sedimentarios sucesivos separados por una importante discontinuidad estratigráfica de edad intra-Cenomaniense (GARCÍA *et al.*, 1989). El primer ciclo (Albiense superior - Cenomaniense medio), paleogeográficamente relacionado con el Tethys, es transgresivo e incluye varios impulsos progresivamente más extensivos (GARCÍA *et al.*, 1989; ALONSO *et al.*, 1993) invadiendo el margen oriental del Macizo Ibérico. El segundo ciclo (Cenomaniense superior - Turoniense medio) comienza con una rápida transgresión de origen Atlántico que inunda, de noroeste a sureste, el surco ibérico. Durante este episodio el mar cubrió extensas áreas tanto del dominio Atlántico como Tethys propiamente dicho.

La repartición estratigráfica de los taxones identificados no es homogénea en la serie estratigráfica ya que, si bien algunos de ellos se encuentran a lo largo de todo el Cenomaniense otros, por el contrario, caracterizan uno u otro ciclo de deposición. En el primer ciclo hay formas nautiloideas tales como *Selliolveolina viallii* COLALONGO y *Pseudedomia drorimensis* REISS; formas esféricas como es el caso de *O. macagnoae* DE CASTRO y ejemplares del género *Praealveolina* correspondientes a las especies *P. iberica* REICHEL, *P. brevis* REICHEL, *P. debilis* REICHEL y *P. pennensis* REICHEL. Entre los Sorítidos cabe destacar la presencia de *Peneroplis parvus* DE CASTRO.

En el segundo ciclo aparecen formas esféricas correspondientes a la especie *O. ovum* (D'ORBIGNY). Entre los representantes del género *Praealveolina*, se han identificado las especies *P. cretacea* (D'ARCHIAC) y *P. tenuis* REICHEL. Referente a los Sorítidos las especies de los géneros *Pseudorhapydionina* y *Pseudorhipidionina* están presentes también en este ciclo, así como las formas atribuidas por CALONGE (1989, 1994) a *Cisalveolina*.

P. simplex REICHEL aparece en la parte alta del ciclo inferior continuándose en todo el ciclo superior. Entre los nezzazátidos, *Nezzazata* y *Trochospira* son propias de ambos ciclos, *Biplanata* del inferior, y, *Merlingina* y *Biconcava* del superior. Los orbitolínidos son exclusivos del ciclo inferior mientras los aglutinados complejos están presentes a lo largo de todo el conjunto.

La presencia de *Sellialveolina viallii*, *Pseudedomia drorimensis* y *O. maccagnoae* en la Cordillera Ibérica, formas típicas en todo el Tethys desde Oriente Medio al Golfo pirenaico, corrobora la idea de un origen tethysiano para los sedimentos del ciclo inferior del Cenomaniense.

La provincia "Ibérica" aparece durante este período mucho más diversificada que la Atlántica lo que puede ser debido al mayor y más temprano desarrollo de las plataformas carbonatadas en el margen mediterráneo. Según los datos disponibles, la comunicación entre ambos dominios no se establecería hasta el Cenomaniense medio.

Durante el Cenomaniense superior, el registro fósil de la Cordillera Ibérica es parecida al de otras áreas de dominio Atlántico a excepción del género *Cisalveolina*.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A. *et al.* 1993. Late Cretaceous Carbonate platforms: origin and evolution, Iberian Ranges, Spain. In: SIMO, T. and MASSE, J.P. (eds). *Cretaceous Carbonate Platforms*. A.A.P.G., **56**, 297 - 313.
- CALONGE, A. 1989. *Bioestratigrafía del Cenomaniense de la Cordillera Ibérica por Foraminíferos bentónicos*. Colección Tesis Doctorales, nº 217/89, Ed. Univ. Complutense de Madrid, 535 págs.
- CALONGE, A. 1994. Los Alveolínidos cretácicos de la Cordillera Ibérica (España). *Revista Española de Micropaleontología*, **26**, 69-88.
- GARCÍA, A., SEGURA, M., CALONGE, A. y CARENAS, B. 1989. Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense - Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **2** (3-4), 303-333.

Un acercamiento entre Paleontología y la Sociedad: El póster "Fósiles en Zaragoza"

José Ignacio CANUDO¹ y José Antonio GÁMEZ VINTANED²

¹ Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

El interés por los fósiles aumenta día a día entre personas de diferentes niveles culturales. Los fósiles empiezan a verse como una parte más de nuestro patrimonio y en consecuencia hay una mayor demanda de información. Es habitual en los periódicos de información general poder

leer las principales novedades paleontológicas tanto de nuestro país como del extranjero. Este deseo de informarse refleja en los aficionados y el público en general un gran interés por los fósiles que hay en su entorno. Dentro de las actividades del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza se ha programado la realización de los mapas paleontológicos de las tres provincias aragonesas. Gracias a un proyecto de colaboración con la Diputación Provincial de Zaragoza, se ha realizado el primero de ellos que se titula "Fósiles en Zaragoza", que es el objeto de esta comunicación.

La forma del póster viene impuesta por la forma de la provincia de Zaragoza, y se compone de tres bloques. La parte central la ocupa la cartografía geológica de la provincia. Está se ha realizado sintetizando la información de los mapas disponibles a escalas 1:50.000 y 1:200.000 del Instituto Tecnológico y Geominero de España, corregida y complementada con cartografías locales y regionales y con las aportaciones que han hecho compañeros de las universidades de Zaragoza y Valencia. Además de la geología se han incluido todas las localidades, carreteras nacionales, comarcales y locales.

A la izquierda de la cartografía se encuentran las fotografías de los fósiles más característicos de Aragón, ordenados por sistemas. Debajo de cada uno de ellos hay una franja del mismo color que el usado en la cartografía, de manera que se pueda situar visualmente los fósiles en las áreas donde afloran las rocas que potencialmente podrían contenerlos. Este póster esta orientado al gran público intentando dar un mayor peso a los aspectos didácticos aunque sin renunciar a los científicos. Un ejemplo es la utilización en algunos casos de nombres genéricos y en otros nombres populares como el "cocodrilo de Ricla", conocido de esta manera por haber sido estrella recientemente en los periódicos locales. La mayoría de estos fósiles se encuentran expuestos en las dos salas del Museo Paleontológico la Lucas Mallada y la Longinos Navás.

En la parte derecha del póster se encuentra la escala geológica en millones de años, en los mismos colores que los utilizados en la cartografía. En la provincia de Zaragoza afloran materiales desde el Precámbrico hasta el Holoceno, aunque falta registro en amplios intervalos de tiempo como el Periodo Carbonífero. Uno de los problemas en la elaboración del mapa ha sido decidir qué divisiones geocronológicas se utilizaban. Se ha optado por los periodos, con excepción del Terciario, ya que en este caso hay una gran diferencia entre los fósiles que se encuentran al Norte de la provincia (Terciario marino) y los del resto (Terciario continental).

Los microvertebrados del Barremiense superior (Cretácico Inferior) de Vallipón (Castellote, Teruel)

José I. CANUDO ¹, Gloria CUENCA BESCÓS ² y José I. RUIZ-OMEÑACA ²

¹ Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza. Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza.

El yacimiento de Vallipón es una acumulación de microvertebrados marinos y continentales del Barremiense superior (Cretácico Inferior). Se encuentra en el término municipal Castellote (Maestrazgo de Teruel). La importancia del yacimiento radica en ser una abundante y diversa acumulación de vertebrados depositados en un intervalo temporal mal

conocido en todo el mundo. Además por primera vez se han encontrado en España restos de vertebrados continentales de esta edad. Hasta el momento se han estudiado los dientes de dinosaurios ornitópodos (RUIZ OMEÑACA *et al.*, 1996), la estratigrafía y algunos aspectos paleoecológicos (CANUDO *et al.*, 1996), así como se ha citado una lista faunística preliminar de los mamíferos (CUENCA BESCOS *et al.*, 1995).

El nivel fosilífero se encuentra inmediatamente por encima de la discontinuidad sedimentaria situada en la base de la Formación Margas y Calizas de Artoles (SALAS, 1987). Litológicamente viene marcada por la entrada de detríticos, que suelen ser areniscas y/o conglomerados en el perfil de Vallipón. Las areniscas son la litología dominante, tienen un esqueleto constituido por abundantes restos de vertebrados (dientes, huesos largos, centros vertebrales y escamas), por cantos blandos ferruginizados y por cantos de calizas que pueden alcanzar los 12 centímetros de longitud máxima, estos cantos tienen abundantes signos de bioerosión de tamaño milimétrico. También hay cantos cuarcíticos redondeados de tamaño variable y distribución irregular. La matriz es arenosa y el cemento es mayoritariamente de naturaleza calcítica y más raro de óxido de hierro.

La extracción del material se realiza con ayuda de ácido fórmico. Hasta el momento se ha disgregado unos 500 Kg y se separado todos los fragmentos clasificables de vertebrados. El estudio sistemático de los vertebrados está en curso, hasta el momento se han reconocido 33 taxones de vertebrados, así como invertebrados (molde de pequeños gasterópodos y bivalvos ferruginizados, fragmentos de briozoos ramosos y crinoideos), algas rodofíceas que son relativamente abundantes y fragmentos de madera ferruginizada. Los vertebrados están representados por restos aislados, desarticulados, en los que predominan los dientes. Dominan los pisciformes, con taxones de los órdenes Pycnodontiformes, Semionotiformes, Amiiformes, Hybodontiformes, Rajiformes, Lamniformes y Heterodontiformes. También se encuentran restos aislados de Plesiosauria, Crocodylia, Ornithischia, Saurischia y Sauria de Reptilia y Multituberculata, Theria y Symmetrodonta de Mammalia.

Esta asociación de organismos típicamente continentales (Mammalia, Dinosauria) y típicamente marinos (Plesiosauria, Rajiformes, Lamniformes) plantean problemas de interpretación paleoambiental: origen de los restos, transporte y tipo de depósito y conservación. La integración de los datos estratigráficos, paleogeográficos, paleobiológicos y tafonómicos nos permite hacer una aproximación al tipo de medio en que se formó el yacimiento.

La procedencia marina del yacimiento de Vallipón parece no plantear problemas, en efecto la Fm. Artoles es marina en toda la cuenca, estando corroborado por la presencia de vertebrados exclusivamente marinos como son los tiburones Lamniformes o la raya *Pseudohypolophus mcultyi* (THURMOND, 1971), típica de medios cercanos a la costa (WELTON y FARISH, 1993). Aunque escasos la presencia de briozoos, crinoideos y rodofíceas también nos está indicando un medio marino cercano a la costa y de poca profundidad.

La conservación de los fósiles de Vallipón es heterogénea, hay elementos con una conservación excelente, que incluye la presencia de tejido esponjoso y huesos huecos, hasta fragmentos óseos totalmente redondeados. El material del continente sufría un transporte antes de su depósito definitivo, aunque debía ser pequeño, ya que la conservación de los dientes es relativamente buena (dientes de mamíferos con raíces). Previamente al transporte los restos de vertebrados continentales sufrieron una exposición subaérea, prácticamente todos los dientes de mamíferos y dinosaurios terópodos tienen estriaciones longitudinales en la superficie del esmalte, propias de huesos que han sufrido una exposición subaérea no prolongada antes de ser enterrados (estadio 1 de FIORILLO, 1988). Hay algunos dientes de mamíferos que no tienen dichas estriaciones, sin embargo tienen un estadio 3 de abrasión, que podría indicar una alteración por ácidos gástricos o húmicos sin una previa exposición subaérea.

Los restos de vertebrados marinos tienen una conservación heterogénea, pudiendo clasificarse en los cinco estados de abrasión de COOK (1995), aunque la mayor parte se encuentran en los estadios 2, 3 y 4 (de subangular a redondeado). En algunos taxones hay diferencias de abrasión entre diferentes ejemplares. Por ejemplo, hay taxones de tiburones (Hybodontidos) cuyos dientes presentan distintos estados de abrasión, desde ejemplares que conservan las raíces y las puntas, hasta otros que únicamente se han conservado fragmentos de puntas totalmente pulidas. En otros elasmobranchios como *Lissodus* los dientes están bien conservados y con pocos o ningún signo de transporte. Estas diferencias parecen indicar que en Vallipón se concentraban restos de múltiples orígenes, desde organismos que morían muy cerca y únicamente se producía la desarticulación de sus partes anatómicas con un transporte ligero, hasta restos que habían sufrido una complicada historia sedimentaria y tafonómica, posiblemente un transporte en un medio turbulento (estadios 4 y 5).

También hay evidencias de ejemplares que han pasado por el tracto digestivo de vertebrados predadores, como es el caso de algunos dientes de dinosaurios terópodos que tienen signos de corrosión, como la pérdida parcial de dentina o pequeñas perforaciones en la dentina. El significado de estos dientes se suele interpretar como el resultado de la rotura del diente y posterior ingestión de los propios dinosaurios.

En resumen, los restos que forman el yacimiento de Vallipón fueron transportados desde el continente y desde mar abierto depositándose posteriormente en un medio marino de poca profundidad relacionado con la línea de costa, que por la asociación de vertebrados debía ser un clima tropical. Además en las cercanías había un acantilado o una playa endurecida, sin descartar que se pueda haber depositado en alguno de estos medios.

BIBLIOGRAFÍA

- CANUDO, J. I., CUENCA BESCÓS, G., RUIZ OMEÑACA, J. I. y SORIA, A. R. 1996. Estratigrafía y paleoecología de los vertebrados del Barremiense superior (Cretácico inferior) de Vallipón (Castellote, Teruel). *Mas de las Matas*, **16** (en prensa).
- COOK, E. 1995. Taphonomy of two non marine Lower Cretaceous bone accumulations from southeastern England. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **116**, 263-270.
- CUENCA BESCÓS, G., CANUDO, J. I., Díez FERRER, B., RUIZ OMEÑACA, J. I. y SORIA, A. R. 1995. Los mamíferos del Barremiense (Cretácico inferior) de España. *XI Jornadas de Paleontología*, Tremp, 50-53.
- FIORILLO, A. R. 1988. Taphonomy of Hazard Homestead Quarry (Ongallala Group). Hichcock County, Nebraska. *Contr. Geol. Univ. Wyo.*, **26**, 57-97.
- RUIZ OMEÑACA, J. I., CANUDO, J. I. y CUENCA BESCÓS, G. 1996. Dientes de dinosaurios ornitópodos en el Barremiense superior de Castellote y Mas de las Matas (Teruel). *XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 315-319.
- SALAS, R. 1987. *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis Doctoral de la Universidad de Barcelona, 345 pp. (inérita).
- WELTON, B. J. and FARISH, R. F. 1993. *The Collector's guide to fossil sharks and rays from the Cretaceous of Texas*. Ed. Before Time, 204 pp.

New record of Upper Bathonian foraminifera from Brenha Formation, Portugal

M. C. CARAPITO¹, G. MAURÍCIO¹, J. PEREIRA¹ y R. LARANJEIRA¹

¹ Department of Geology, University of Aveiro, 3810 Aveiro

The bulk of this paper consists of the analysis of 47 species of foraminifera from the Brenha Formation of the North-Lusitanian Subbasin.

The stratigraphic and palaeoenvironmental significance of six assemblages of benthic foraminifera is briefly reviewed. These assemblages are of Upper Bathonian age.

Some recent works refer to the foraminifera of the Brenha Formation, STAM (1986), CARAPITO & RUGET (1991) and CARAPITO (1994). This paper represents the first attempt in the study of Brenha outcrop bed by bed of the Upper Bathonian. The Brenha outcrop is located along the road from Figueira da Foz to Aveiro, close to the village of Brenha, and consists of 160 interlayered beds mainly of marls and limestones distributed by 31m.

These sediments are part of the Megasequence H (SOARES *et al.*, 1993). During the Megasequence H (Cabo Mondego Fm., Upper Part; Middle Bathonian-Callovian), The hemipelagic sedimentation was limited to a western residual gulf in the Mondego area. Bituminous shales were deposited during the Latest Bathonian (SOARES *et al.*, 1993). Almost 46 species were identified (fig.1) and grouped in 6 assemblages (fig.2). The dominant species are *Spirillina infima*, *Lenticulina müensteri* mg. *Lenticulina*, *Reophax sterkii*, *Verneulinoides mauriti*, *Verneulinoides minuta*, *Lenticulina quenstedti* mg. *Lenticulina*.

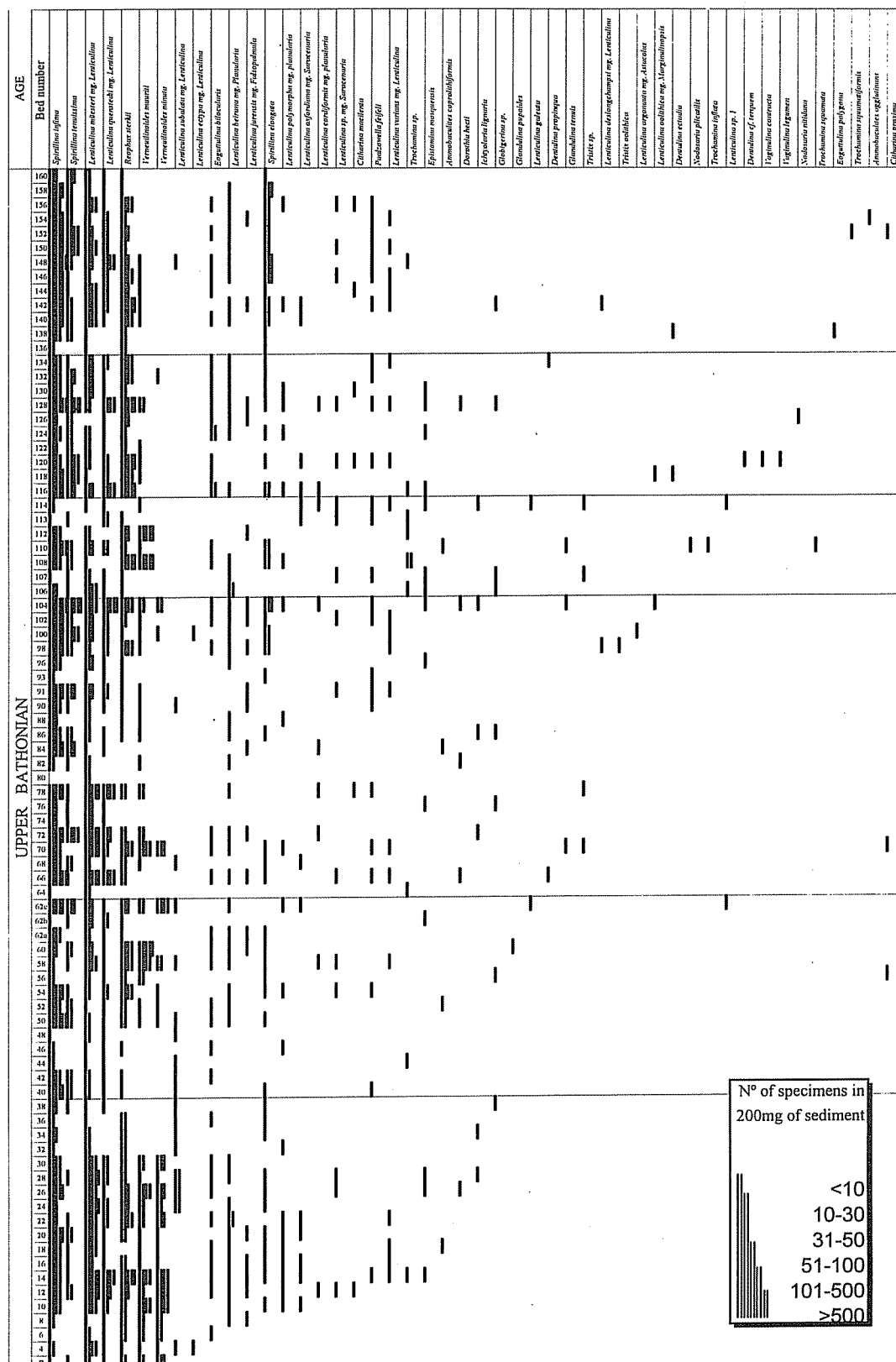
The six assemblages may be in relationship with changes in the sea level. The Megasequence H is in generally of regressive tendency (CARAPITO, 1994). The analysis of Systems tracts and of the foraminiferal assemblages points to some probably changes on the sea level.

The abundance of *Spirillina* spp. may indicate a relatively shallower water environment (STAM, 1986) in a inner to middle shelf (MURRAY, 1991) but with a water depth, nutrients, oxygen, salinity and temperature sufficient to allow the diversity of species and amount of specimens identified (CARAPITO, 1994). The assemblage 1 includes the beds numbers 2 to 38; The assemblage 2 includes the beds numbers 40 to 62c; The assemblage 3 includes the beds numbers 62b to 104; The assemblage 4 includes the beds numbers 106 to 114; The assemblage 5 includes the beds numbers 116 to 134, and the assemblage 6 includes the beds numbers 136 to 158.

We verify that the percentage of *Spirillina* spp and some other species increases from the assemblage 1 to the assemblage 3 and from the assemblage 4 to the assemblage 6. This fact may reflect the presence of two cyclical sequences of general regressive tendency.

BIBLIOGRAFÍA

- CARAPITO, M. C. et RUGET, C. 1991. Foraminifères benthiques dans le Callovien de Brenha (Portugal). 3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Poitiers, 23.
- CARAPITO, M. C. 1994. *Micropaleontologia, Estratigrafia, Paleoecologia do Coloviano-Oxfordiano da região do Cabo Mondego*. Tese de dout. Univ. de Aveiro, 253pp. (inédita).



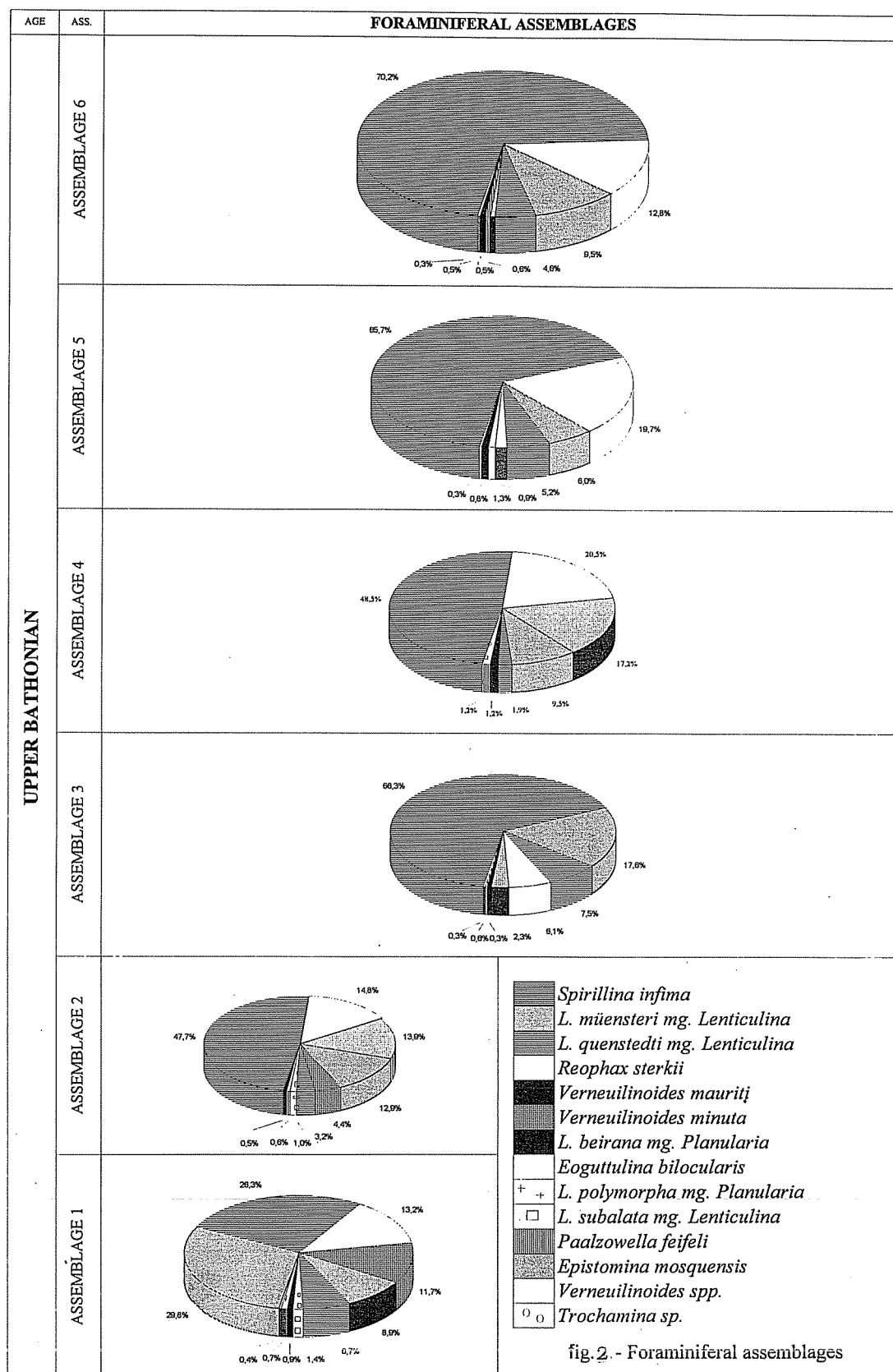


fig. 2. - Foraminiferal assemblages

- MURRAY, J. W. 1991. *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. John Wiley & Sons, New York, 397 pp.
- SOARES, A. F., ROCHA, B. R., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERD, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, M. C. et KULLBERG J. C. 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, Ser. II, **318**, 1659-1666.
- STAM, B. 1986. Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic Foraminifera from Portugal and its implications for the Grand Banks of Newfoundland. *Utrecht Micropal. Bull.*, **34**, 168 pp.

Preservación de microfósiles, pirita y neoformación de minerales, testigos de la permeabilidad o impermeabilidad.

Peter CARLS ¹.

¹ Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig. 38023 Braunschweig, Alemania.

Los sedimentos marinos mesozoicos y cenozoicos de grano fino y ricos en arcillas son los sustratos preferidos en Alemania para la ubicación de los depósitos de materiales contaminantes. Cuando se analizan los sondeos de una zona normalmente estos materiales conservan bastante plasticidad, lo que les confiere un aspecto impermeable; un problema es lo poco significativo de estas muestras obtenidas por sondeo debido a su pequeño diámetro.

Un modo de resolver este problema es utilizando técnicas micropaleontológicas, que permiten analizar el sondeo de una manera continua. Una vez concentrados, por eliminación de las arcillas, los microfósiles, los granos de pirita (entre otros) y los minerales neoformados por procesos tectónicos, se pueden analizar estos elementos por separado.

La oxidación de minerales como la pirita o la marcasita se deben a la circulación de aguas descendentes, este proceso conlleva la formación de ácido sulfúrico que ataca a los microfósiles calcáreos. En ellos, aunque parcialmente pueden estar intactos, se pueden observar la existencia de algunas disoluciones, o la neoformación de yeso o limonita, así como la precipitación de materiales infiltrados; todo ello pone de manifiesto una circulación de fluidos que es difícil de detectar con los métodos normalmente utilizados en ingeniería. Este método informa sobre áreas con circulación de aguas subterráneas poco aparente, y por lo tanto no estrictamente impermeables, y además presenta la ventaja de su rapidez, de tal modo que una vez realizados los sondeos y controlados, se puede utilizar para determinar los lugares más adecuados donde realizar las pruebas hidráulicas consiguientes.

Aparición de Desmidiaceas fósiles en la sucesión litoestratigráfica del barranco de Patones (Prov. de Madrid)

Pilar CLEMENTE BELMONTE¹ y Concepción ALVAREZ RAMIS¹

¹ U.E.I. / Departamento de Paleontología. Instituto Geología Económica C.S.I.C. Facultad Ciencias Geológicas. U.C.M. 28040- Madrid.

INTRODUCCIÓN. En los procesos analíticos encaminados a la obtención de palinomorfos en sedimentos procedentes de varios niveles de una serie litológica establecida en el Barranco de Patones (ITGE, 1990), en el contexto de un proyecto de investigación de la D.G.I.C.Y.T., una de las autoras (P. C. B.) creyó reconocer entre las esporas y pólenes, algas de la familia desmidiaceas.

MOTIVACIÓN Y OBJETIVOS. Al discutir este hallazgo con la otra autora de la nota (C. A. R.), responsable del proyecto de investigación, con experiencia en el estudio de estas algas por haber dirigido varios trabajos (SATRUSTEGUI, 1969), se relacionó una de las formas al género *Closterium* NITZSCH 1817 (COMERE, 1901; SAMPAIO, 1944; RALFS, 1962; SATRUSTEGUI, 1969) y la posible atribución de la otra al género *Penium* BRÉBISSE 1844 (COMERE, 1901; SAMPAIO, 1944; RALFS, 1962; SATRUSTEGUI, 1969). A partir de este momento se inició una intensa búsqueda bibliográfica encaminada, no solamente a precisar su atribución sistemática, sino a determinar sus orígenes en el tiempo, ecología y otras circunstancias.

SITUACIÓN Y GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO. El yacimiento de Patones se sitúa en un barranco, por el que discurre un arroyo entre los pueblos de Patones de Arriba y Patones de Abajo situados al norte de la provincia de Madrid.

Los sedimentos de procedencia, de las desmidiaceas que damos a conocer, se integraron en niveles de los tramos 2 y 3 de la secuencia establecida en el Barranco de Patones, figura 1 (ALVAREZ RAMIS *et al.*, 1996)

DESMIDIACEAS FÓSILES DEL YACIMIENTO DE PATONES. En calizas arenosas correspondientes a los tramos 2 y 3 se han hallado varias algas conjugadas pertenecientes a la familia Desmidiaceae. Entre ellas se encuentran dos ejemplares en excelente estado de conservación a pesar de su antigüedad.

Closterium n. sp.? (fig. 2)

Descripción: El ejemplar, que fue hallado en el tramo 2, muestra una serie de caracteres morfológicos que se dan en *Closterium*.

Fronde linear-lanceolado, casi recto, que se estrecha gradualmente hacia sus extremos. En sentido longitudinal se puede apreciar una ligera estriación. Se encuentra algo constreñida en el istmo. Mide de extremo a extremo 166 µm y su anchura máxima es de 29 µm.

El ejemplar que presenta los hemisomas completamente desarrollados se halla en los inicios de un proceso de multiplicación asexual por bipartición.

Cf. *Penium* n. sp. (fig. 3)

Descripción: El ejemplar que fue hallado en el tramo 3, muestra afinidades con el género *Tetmemorus* y sobre todo con el género *Penium*, podía ser una nueva especie de uno de estos géneros o de un nuevo género.

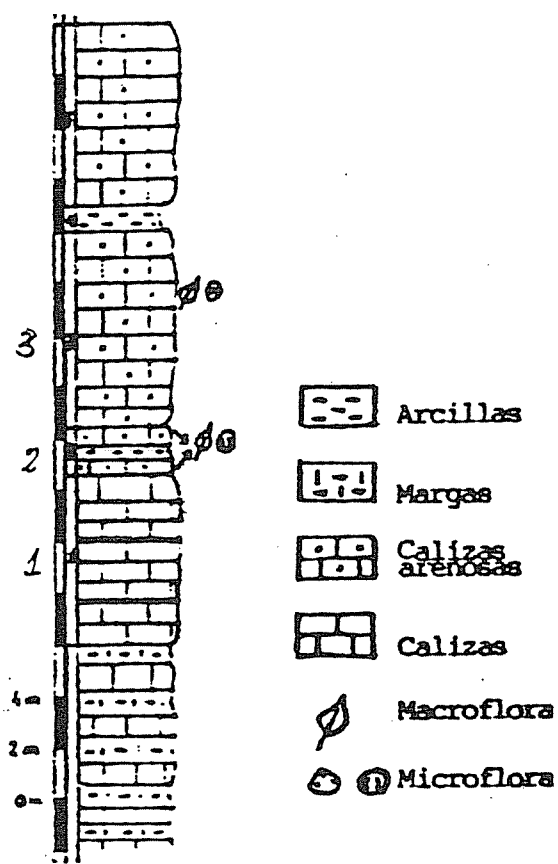


Fig.1



Figura 2: Closterium n. sp.? (x 250)

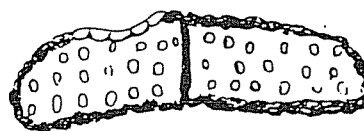


Figura 3: Cf Penium n. sp. (x 500)

Alga unicelular de menor tamaño (longitud de extremo a extremo 96 μm y anchura en el istmo 25 μm). Su forma es cilíndrica; la línea de separación entre los dos hemisomas es muy neta. Presenta en sentido longitudinal, en disposición más o menos sinuosa, gruesas y redondeadas granulaciones.

RESULTADOS. Se trata de las primeras desmidiaceas fósiles halladas en España en niveles del Cretácico-Paleógeno, de acuerdo con la bibliografía consultada. Siendo la primera cita en el Borde Sur de la Sierra de Guadarrama.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo es una contribución al proyecto de la DGICYT PB 92-0101 ("Estudio palinológico de las Angiospermas primitivas halladas en el Cretácico Superior del borde Sur de la Sierra de Guadarrama").

BIBLIOGRAFÍA

- ALVAREZ RAMIS, C., KEDVES, M., FERNÁNDEZ MARRÓN, T., CLEMENTE BELMONTE, P. y GÓMEZ PORTER, P. 1996. Estudio paleopalínológico de un nivel rico en palinomorfos situado en el Barranco de Patones (Madrid). *Actas del XI Simposio de Palinología APLE*, Alcalá de Henares (Madrid), 1-8.
- COMERE, J. 1901. *Les desmidiacees de Francia*. Ed. Librairie des Sciences Naturelles, Paris.
- ITGE edit. 1990. *Hoja nº 485*. Mapa Geológico de España escala 1:50.000.
- RALFS, J. 1962. *The british Desmidiaceae*. Colección Historiae Naturalis Classicae T.28. Pub. J. Cramer Weinheim, 226 pp.
- SAMPAIO, J. 1944. *Desmidias portuguesas*. Pub. Sociedade Broteriana. 537 pp.
- SATRUSTEGUI, J. 1969. *Estudio de las desmidiaceas de la zona centro de España en relación con la contaminación radioactiva natural de su biota*. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 141 pp. (inérita)

Primeros datos sobre la presencia de Lophiodontidae (Perissodactyla, Mammalia) en el yacimiento Eoceno de Mazaterón (Soria, España)

Miguel Angel CUESTA RUÍZ-COLMENARES ¹

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008-Salamanca.

El yacimiento eoceno de Mazaterón (Soria) está situado en la subcuenca de Almazán (cuenca del Duero), en la llamada "unidad carbonática de Mazaterón", que está enclavada en una potente serie de materiales paleógenos continentales. Dentro del conjunto de yacimientos de Vertebrados paleógenos de la cuenca del Duero, Mazaterón destaca por la diversidad de su fauna. La lista faunística establecida hasta ahora (CUESTA y JIMÉNEZ, 1994) incluye Peces, Reptiles (Quelonios, Cocodrilos y Saurios) y 18 especies de Mamíferos (Primates, Roedores, Creodontos, Perisodáctilos y Artiodáctilos). Los Perisodáctilos, el grupo sistemático mejor estudiado del yacimiento, estaban hasta ahora únicamente representados por Equoidea, tanto Palaeotheriidae como Pachynolophidae (Pachynolophinae y Plagiolophinae) y todos ellos destacan por un marcado carácter endémico que también se observa en otros grupos como

Primates y Roedores. Para referencias bibliográficas sobre Geología, yacimientos y grupos sistemáticos ver CUESTA y JIMÉNEZ (1994) y CUESTA (1994b).

El estudio de nuevo material fósil ha demostrado la presencia de otra especie de Perisodáctilo, por el momento muy escasamente documentada. Se trata de un fragmento de maxilar derecho con D2 y restos de D3 y parte del diastema postcanino (Nº 11.816), cuya morfología lo diferencia claramente de los Equoidea y es la propia de Lophiodontidae, familia muy bien representada en los yacimientos del Eoceno europeo y presente en otros yacimientos de la zona. Esta pieza se diferencia claramente de las especies medianas incluidas en la familia por las dimensiones del D2 (longitud: 30 mm; anchura: 20,4 mm) siendo similar a las llamadas especies gigantes (ver CUESTA, 1994a); de éstas, *Lophiodon lauricense* es ligeramente mayor, mientras que *L. rhinoceros* y *L. sanmoralense* CUESTA, 1994, tienen la misma talla por lo que no se descarta una relación con la última de estas especies, descrita recientemente en el yacimiento de San Morales (Eoceno medio, Salamanca).

La presencia de Lophiodontidae en Mazaterón tiene importantes implicaciones bioestratigráficas, pues nos permite precisar la edad previamente establecida a partir del estudio de los otros Perisodáctilos (MP 16-17). Teniendo en cuenta que en Europa Occidental los Lophiodontidae no superan el límite Rhenaniense-Headoniense, Mazaterón se situaría en el Rhenaniense superior (MP 16) o incluso en MP 15, como se desprende del estudio de los Roedores (PELÁEZ, 1993). Así mismo una edad inferior al Headoniense está de acuerdo con el hecho de que el yacimiento de Llamaquique (Oviedo), con Perisodáctilos muy similares a Mazaterón pero algo más modernos, haya sido datado recientemente como MP 16-17 (CASANOVAS *et al.*, 1991).

BIBLIOGRAFÍA

- CASANOVAS, M. L., JIMÉNEZ, E., MARTÍN, C., MOYÁ, S., SANTAFÉ, J. V. y TRUYOLS, J. 1991. Consideraciones sobre la edad del yacimiento eocénico de Llamaquique (Oviedo, España). In: CASANOVAS, M. L., SANTAFÉ, J. V. y TRUYOLS, J. (coord.). *El yacimiento eocénico de Llamaquique (Oviedo, España) y su contenido paleontológico*. Bol. Cien. Nat., Inst. Est. Asturianos, **41**, 253-260.
- CUESTA, M. A. 1994a. Los Lophiodontidae (Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Studia Geol. Salmantica*, **29**, 23-65.
- CUESTA, M. A. 1994b. Los Pachynolophinae (Equoidea, Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Studia Geol. Salmantica*, **30**, 21-63.
- CUESTA, M. A. & JIMÉNEZ, E. 1994. Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria): Vertebrados de Mazaterón. *Studia Geol. Salmantica*, **29**, 157-170.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P. 1993. *Micromamíferos del Paleógeno Continental Español: Sistemática, Biocronología y Paleoecología*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 388 pp. (inédita).

Las Sucesiones de Bivalvos en el Calloviense-Oxfordiense de la Cordillera Ibérica nororiental (Sector de Moneva-Ariño)

Graciela DELVENE¹ y Guillermo MELÉNDEZ¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

INTRODUCCION. El área estudiada se extiende en el sector nororiental de la Cordillera Ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel), en la parte de la Rama Aragonesa limitada al Oeste

por el Río Aguasvivas y al Este por el Río Martín, entre las localidades de Ariño y Oliete. Este área fue denominada "Llanura de Arcos" por BULARD (1972) por su proximidad a la Sierra de Arcos, situada al Norte. Durante el Jurásico Medio y Superior la región de la Llanura de Arcos se comporta como un alto paleogeográfico relativo, debido a la influencia del denominado "Umbral de Ejulve" (BULARD, *loc.cit.*), situado más al Sur. De tal manera, los materiales del Calloviense y Oxfordiense en el sector estudiado están formados por sucesiones carbonatadas de plataforma externa. Dichas sucesiones forman secuencias condensadas en relación con áreas más subsidentes, desarrolladas al Oeste, en la parte proximal de la plataforma (sector de Ricla-Belchite).

ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA. Los datos bioestratigráficos y sedimentológicos existentes sobre este sector evidencian una sedimentación muy reducida durante este intervalo, con predominio de facies bioclásticas y con un alto contenido fosilífero. Durante el Calloviense Inferior predominan las biomicritas de filamentos y fósiles (Fm. Chelva). Durante el Oxfordiense Medio y Superior predominan las calizas bioclásticas, glauconíticas, con espongiarios, crinoides, bivalvos y ammonites (Fm. Yátova). Entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Medio predomina la sedimentación de calizas bioclásticas con oolitos ferruginosos. Dichas calizas forman cuerpos lenticulares de extensión reducida y reflejan una sedimentación discontinua e irregular durante este intervalo. Los análisis recientes han permitido reconocer varias lagunas estratigráficas en esta sucesión que se extienden, con amplitud variable, entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Medio (MELÉNDEZ *et al.*, 1990; AURELL *et al.*, 1994). Asimismo, se ha detectado una laguna registrática generalizada cuya amplitud en este sector comprendería, al menos, los taxorregistros *Athleta*, *Lamberti* y *Mariae* (Calloviense Superior-Oxfordiense basal).

La reconstrucción paleogeográfica en el Calloviense Inferior contempla una plataforma carbonatada abierta, no restringida, en la que la Llanura de Arcos forma un alto paleogeográfico relativo favoreciendo el desarrollo de grupos bentónicos (bivalvos, braquiopodos) y la llegada de conchas derivadas de ammonoideos. Esta situación se acentúa, con un proceso de somerización progresiva, entre el Calloviense Medio y el Oxfordiense Medio incrementándose la acción de las corrientes, que distribuyen los oolitos ferruginosos en las zonas periféricas del Umbral de Ejulve. El límite Calloviense-Oxfordiense correspondería a un momento de máxima somerización comportando la emersión generalizada de la plataforma. Durante el Oxfordiense Medio tiene lugar la inundación de la plataforma instalándose un ambiente de llanura submareal favorable para la colonización por grupos bentónicos diversos (espongiarios, crinoides, bivalvos, braquiopodos) y el desarrollo ocasional de poblaciones de ammonoideos. En el Oxfordiense Superior la somerización progresiva y el incremento de glauconita en el medio sedimentario generan unos ambientes colonizados mayoritariamente por grupos de endobiontes (bivalvos, equinidos) y por escasos braquiopodos. Dichas condiciones permiten nuevamente la llegada de conchas de ammonoideos por deriva necroplanctónica.

ASOCIACIONES DE BIVALVOS. Durante el Calloviense Inferior, en los materiales de la parte superior de la Fm. Chelva, las asociaciones de bivalvos muestran una cierta diversidad. Predominan los grupos endobiontes de la familia Pholadomyidae como *Pholadomya*, *Plaeuromya*. Las formas de vida libre pertenecen a la subclase Heterodonta. Son frecuentes los representantes de las familias Arctidae, género *Venilicardia*, y familia Cardiidae, género: *Cardium*. Entre las formas de vida epibentónicas fijadas con biso destacan, aunque menos frecuentes, los representantes de la subclase Pteriomorpha. En el orden Mytiloida, familia Mytilidae, el género *Modiolus*. Dentro del orden Pterioidea, familia Inoceramidae, destaca la presencia de escasos ejemplares de *Parainoceramus*, que constituye un registro inusualmente bajo de esta forma.

En el tramo de oolitos ferruginosos el registro de bivalvos es por el momento muy escaso y se encuentra aún en proceso de estudio. En los materiales del Oxfordiense (Fm. Yátova) el registro de bivalvos es relativamente abundante a lo largo de todo el intervalo. Una relación

sistemática detallada ha sido publicada recientemente por los autores (MELÉNDEZ *et al.*, 1996). A lo largo de todo el tramo son frecuentes los representantes de los siguientes grupos:

- Orden Pholadomyoida (Anomalodesmata)
 - Familia Pholadomyiidae.
 - géneros *Pholadomya* y *Pleuromya*.
- Orden Mytiloida (Pteriomorpha)
 - Familia Mytilidae.
 - género *Modiolus*.
- Orden Pterioida (Pteriomorpha)
 - Suborden Pteriina.
 - Familia Entoliidae
 - género *Entolium*.
 - Familia Pectinidae,
 - género *Radulopecten*.
 - Familia Pectinidae, Grupo Hinnites
 - género *Spondylopecten*.
 - Familia Pectinidae, Grupo Chlamys
 - género *Chlamys*.
 - Suborden Ostreina
 - Familia Ostreidae
 - género *Ostraea*.

La abundancia de estas formas varía en los distintos tramos de esta unidad. Los 2 m inferiores forman un conjunto de calizas masivas, bioclásticas, con abundantes fósiles de espongiarios y crinoideos. En este tramo las formas de bivalvos más abundantes corresponden a los representantes de la familia Pectinidae, géneros: *Radulopecten*, *Spondylopecten* y *Chlamys*. Los Ostreidae son asimismo frecuentes en algunos niveles.

El tramo superior de esta unidad (8 m), está formado por calizas típicamente glauconíticas, estratificadas en bancos regulares de espesor decimétrico. En este tramo se constata un aumento en la proporción de grupos endobiontes (bivalvos y equinoideos), y la práctica desaparición de espongiarios y crinoideos. Los representantes del orden Pholadomyoida pasan a ser predominantes, especialmente el género *Pholadomya*, mientras que los Pectinidae permanecen como formas prácticamente residuales. El resto de los grupos señalados aparecen indistintamente en ambos tramos.

BIBLIOGRAFÍA

- AURELL, M. 1990. *El Jurásico Superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de cuenca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 389 pp. (inérita).
- AURELL, M., FERNÁNDEZ-LOPEZ, S. and MELÉNDEZ, A. 1994. The middle-upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain). Eustatic implications. *Geobios*, M.S. 17, 549-561.
- BULARD, P.F. 1972. *Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du bassin de l'Ebre*. Thèse Sc. Univ. Nice, n° C.N.R.S.A.O. 7095, 353 pp.
- MELÉNDEZ, G., AURELL, M., FONTANA, B. y LARDIES, D. 1990. El tránsito Dogger-Malm en el sector Nororiental de la Cordillera Ibérica: Análisis tafonómico y reconstrucción bioestratigráfica. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*, Madrid, 221-229.
- MELÉNDEZ, G., BELLO, J., DELVENE, G. y PÉREZ URRESTI, I. 1996. El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en Ventas de San Pedro. Reconstrucción paleogeográfica y análisis tafonómico. *Guía de Excursión, II Reunión de Tafonomía y Fosilización. Zaragoza*, 33-46.

Datos preliminares de la flora Anisiense de Maya del Baztán (Navarra)

J. Bienvenido DÍEZ¹, L. GRAUVOGEL-STAMM², Jean BROUTIN³ y Javier FERRER¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

² Laboratoire de Paléontologie et de Sédimentologie, Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, 67084 Strasbourg, (Francia) et Institut de l'Evolution, URA 327 du CNRS, Montpellier (Francia).

³ Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie. Université Paris VI, 12 rue Cuvier. 75005 Paris. Francia.

INTRODUCCIÓN. El yacimiento estudiado se localiza cerca de Maya del Baztán al Norte de la provincia de Navarra en facies Buntsandstein de los Pirineos occidentales, en las inmediaciones del Monte Alkurrunz.

El conjunto paleobotánico está contenido en areniscas y lutitas. Los niveles superiores de la sucesión estratigráfica están compuestos de areniscas y lutitas rojas, con depósitos gris-verdosos intercalados. Los datos sedimentológicos sugieren que los depósitos fosilíferos están acumulados en un canal de condiciones reductoras, en una plataforma de ambiente oxidante. El relleno de canal esta compuesto de areniscas en la base y de lutitas en el techo, en las cuales se encuentran los especímenes vegetales estudiados.

La primera cita bibliográfica de este yacimiento fue hecha por MÜLLER (1968) dentro del trabajo de su tesis doctoral, donde realiza un profundo estudio cartográfico, estratigráfico, sedimentológico y petrográfico del Pérmico y Triásico en el Valle del Baztán. Así habla de la existencia de un nivel con fósiles vegetales en la parte superior de la facies Buntsandstein por debajo de las facies Röt. Algunos de estos restos fueron llevados al Dr. SCHAARSCHMIDT el cual, en una acción preliminar, identificó: Ramas y piñas de *Albertia* sp., hojas de *Yuccites vogesiacus*, *Neocalamites* sp. y algunos restos de *Schizoneura*. En base a esto decidimos localizar este yacimiento de la vertiente Norpirenaica, para establecer su correlación con el encontrados por nosotros en Rodanas, sito en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica Al constatar la importancia, del extenso y variado registro fósil presente decidimos realizar un más profundo análisis taxonómico de la megafloora y un análisis palinológico. Este tipo de análisis ya había sido realizado por la Dra. SOLÉ DE PORTA (CALVET *et al.*, 1993) que con un el equipo de Barcelona estaban estudiando la cronoestratigrafía del Pirineo Vasco-Cantabro. En su trabajo mencionan la siguiente asociación palinológica: *Calamospora* sp., *Triadispora* sp., *Alisporites* sp., *Platysacus* sp., *Stellatopollenites thiergartii* (MADLER) CLEMENT- WESTERHOF *et al.*

TAXONOMÍA. Hasta el momento, el conjunto de macroflora recogido está compuesto por fragmentos de coníferas, conos, etc, asociados con una característica asociación palinológica anisiense. donde las microsporas aparecen muy raramente y a menudo mal conservadas. También la asociación está claramente dominada por granos de polen.

En cuanto a la macroflora hemos identificado hasta el momento: *Darneya dentata*, *Darneya peltata*, *Darneya* sp., *Wilsioostrobus* sp., *Anomopteris mougeotii* (Aphlebia), *Yuccites vogesiacus*, *Yuccites* sp., *Albertia* sp., *Voltzia heterophylla*, *Voltzia* sp. y *Neocalamites* sp. La asociación palinológica encontrada presenta las esporas: *Calamospora* spp., *Punctatisporites* sp., *Densoisporites nejburgii*, *Densoisporites* sp. y los polenes: *Voltziaesporites* spp., *Triadispora* sp., *Lunatisporites* sp., *Illinites* sp., *Hexasaccites muelleri* (= *Stellatopollenites thiergartii*). Ambas sensiblemente más extensas que las conocidas hasta el momento.

DISCUSIÓN. La importancia de este yacimiento radica en la escasez de vestigios fósiles triásicos en el área Sureste de Europa. Hasta el momento, e indicados de Norte a Sur, encontramos el yacimiento clásico de referencia de los Vosgos (NO de Francia) (GRAUVOGEL-

STAMM, 1978), Maya del Baztán (Navarra) (MÜLLER, 1969), Rodanas (Zaragoza) (DÍEZ *et al.*, 1996) e Isla de Mallorca (Islas Baleares) (GRAUVOGEL-STAMM y ALVAREZ-RAMIS, 1996).

Según la reconstrucción paleogeográfica realizada por MARCOURX *et al.* (1993) para el Anisiense Superior nos encontraríamos en una zona de transición entre ambientes fluviales y de plataforma evaporítica, entre los macizos emergentes del Macizo Central y Macizo del Ebro.

CONCLUSIONES. Se puede establecer, por medio de la asociación palinológica, una correlación entre los niveles superiores de la Facies Buntsandstein en Maya del Baztán y la Formación "Lutitas y Areniscas de Calcena" (ARRIBAS, 1984), también perteneciente al Buntsandstein y ya determinada como Anisiense en la localidad de Rodanas (Zaragoza) (DÍEZ *et al.*, 1996). En este momento tenemos en estudio nuevos puntos que nos permitirán datar y correlacionar los niveles triásicos de la Cordillera Ibérica, Catalanides y dominio Surpirenaico.

AGRADECIMIENTOS. Este proyecto ha sido subvencionado por el proyecto DGICYT nº: PB92-0041. Y por una ayuda Europa-CAI de estancias de investigación.

BIBLIOGRAFÍA

- ARRIBAS, J. 1984. *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis doctoral. Editorial Universidad Complutense, 354 pp.
- CALVET, F., SOLÉ DE PORTA, N. y SALVANY, J. M. 1993. Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico sudpirenaico y Pirineo Vasco-Cantabro. *Acta Geologica Hispanica*, **28**, 33-48.
- DÍEZ, J. B., GRAUVOGEL-STAMM, L., BROUTIN, J., FERRER, J., GISBERT, J. et LIÑÁN, E. 1996. Premiere Decouverte d'une paleoflore anisienne dans le facies "Buntsandstein" de la Branche aragonaise de la Cordillere Iberique (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, série II a*, **323**, 341-347
- MARCOUX, J., BAUD, A., RICOU, L. E., GAETANI, M., KRYSTIN, L., BELLION, Y., GUIRAUD, R., MOREAU, C., BESSE, J., GALLET, Y. and THEVENIAUT, H. 1993. Late Norian (237 to 234 Ma). In: DECOURT, J., RICOU, L. E. and VRIELYNCK, B. (eds.). *Atlas Tethys Palaeoenvironments Maps*. Sponsored by Scientific Group TETHYS: BP, BRGM, CFP-TOTAL, CNRS/INSU, ELF/AQUITAYNE, IFP, IFREMER, SHELL, UPMC.
- MÜLLER, D. 1969. *Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische West-pyrenaen)*. Dissertation, Fak. Naturu. Geisteswiss. T. U. Clausthal, 128. (inérita).
- MÜLLER, D. 1973. Perm und Trias im Valle del Baztán. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Palaogeographie der spanischen Westpyrenaen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.* **142**, 30-43.

Morfología y forma de crecimiento del coral tabulado Devónico *Platyaxum* (*Platyaxum*) DAVIS

Esperanza FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ¹ y Antonio LÓPEZ ALCÁNTARA¹

¹ E. U. I. T. Minera. León.

El objetivo de esta comunicación es presentar un modelo sobre la forma de crecimiento y la morfología de la colonia de un coral tabulado presente en el Devónico de diferentes partes del mundo y que puede atribuirse al subgénero *Platyaxum* (*Platyaxum*) DAVIS. Este coral aparece invariablemente en fragmentos de forma laminar caracterizados por la presencia de coralitas alveolitoides muy constreñidas y, lo que resulta especialmente destacable, con cálices en ambos lados de la lámina. Para realizar su reconstrucción se han estudiado más de un centenar de

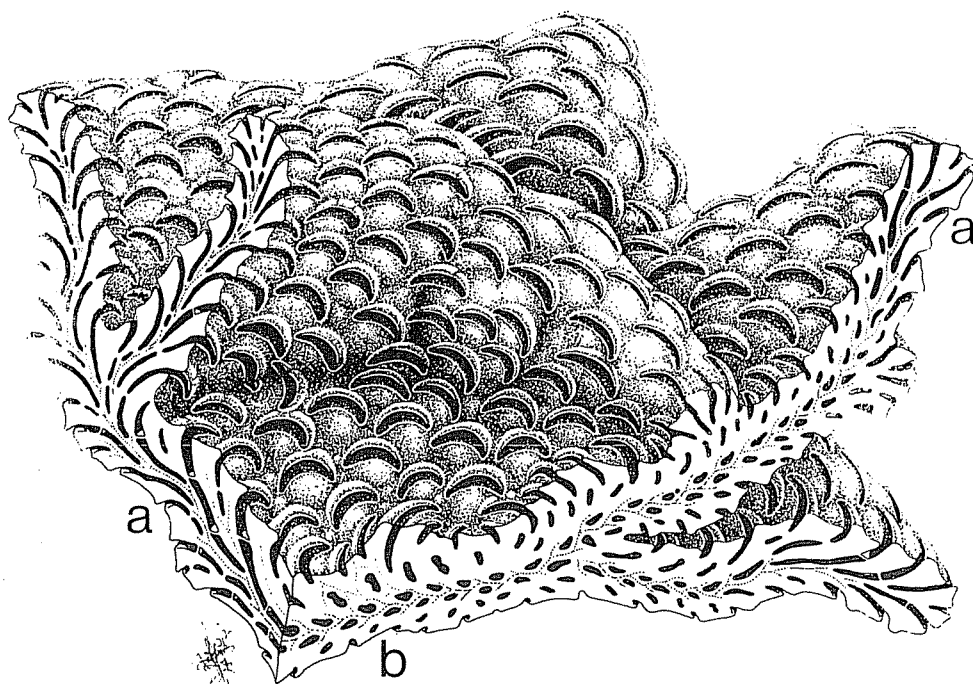


Figura 1.- Dibujo idealizado de una lámina perteneciente a una colonia de *Platyaxum* (*Platyaxum*) Davis. (a) secciones longitudinales al crecimiento de la lámina; (b) secciones longitudinales a dicho crecimiento. Observar que, en determinados cortes de una lámina aparecen secciones transversales (parte central) y longitudinales (extremos) indicando un crecimiento vertical y lateral al mismo tiempo. Escala aproximada x10.

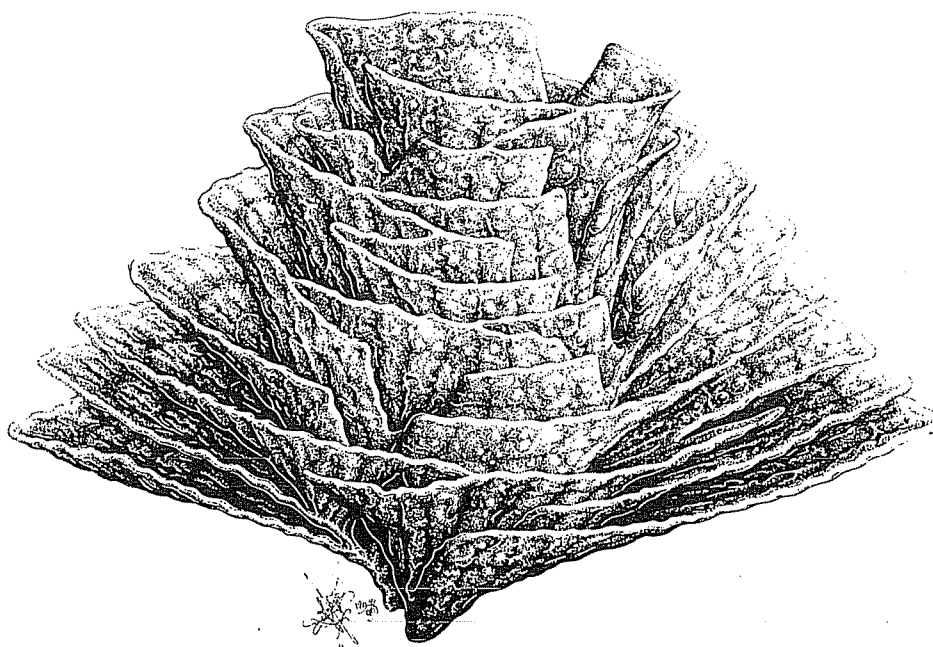


Figura 2.- Reconstrucción idealizada de una colonia de *Platyaxum* (*Platyaxum*). Observar el desarrollo ondulado de las láminas y la presencia de múltiples excrescencias que ocasionalmente dan lugar a nuevas láminas. La fragmentación de una colonia de este tipo originaría multitud de laminillas con las secciones visibles en la figura 1.

fragmentos además de 32 láminas delgadas, muchas de ellas conteniendo varios ejemplares. Todo el material analizado procede de las Formaciones Candás y Portilla, de edad Givetense Superior, de la Zona Cantábrica (NW de España). Además, se han tenido en cuenta las morfologías de algunos escleractinios actuales cuyos pólipos presentan una ubicación similar.

Los tabulados de morfología laminar con cálices a ambos lados de la lámina han sido incluidos, por el tipo de sección transversal de sus coralitas, dentro de la familia Alveolitidae pero, a niveles inferiores presentan múltiples problemas de tipo taxonómico y sistemático. En este trabajo, hemos optado por seguir la clasificación propuesta por BYRA (1983) quien sitúa las formas laminares con estructura bifoliar en el subgénero *Platyaxum* (*Platyaxum*) DAVIS. Hay que señalar, no obstante, que estas formas han sido atribuidas a otros géneros, principalmente *Coenites* EICHWALD.

La determinación de la forma de crecimiento se ha basado en el análisis exhaustivo de secciones. En relación a un fragmento laminar, las secciones pueden ser de tres tipos: longitudinales, que cortan a la lámina de forma paralela al crecimiento en altura de ésta; transversales, que seccionan la lámina perpendicularmente a su crecimiento en altura; y tangenciales o paralelas a las caras de la lámina. De las tres, las dos primeras son las más definitivas.

Las secciones longitudinales (fig. 1a) muestran un eje, no siempre centrado, a partir del cual surgen coralitas dispuestas a modo de surtidor, con una dirección inicial paralela al eje y curvándose posteriormente hasta desembocar en la superficie.

Los cortes transversales (fig. 1b) presentan también un eje constituido habitualmente por dos alineaciones de coralitas. En la zona cercana a dicho eje, las coralitas se encuentran seccionadas en un ángulo perpendicular a su crecimiento y muestran lúmenes más o menos cilíndricos. Hacia la periferia, las coralitas son cortadas progresivamente de forma más tangencial y, por ello, los lúmenes aparecen con contornos más irregulares.

Muchas de las secciones observadas son exclusivamente transversales o longitudinales pero, en algunos casos, un único corte de una lámina contiene ambos tipos de sección, el transversal en la parte media y el longitudinal en uno o en los dos extremos.

El desarrollo y ubicación de estas secciones indica que la colonia tenía dos direcciones de crecimiento, vertical y lateral y que éste último se verificaba en los dos sentidos posibles.

El análisis de muestras de mano permitió obtener otras informaciones. Así, *Platyaxum* (*Platyaxum*) aparece fragmentado siendo los fragmentos extremadamente abundantes. La mayoría de ellos tiene forma de laminillas más o menos onduladas pero dos ejemplares de cierto tamaño mostraron una morfología con tendencia a cónica. Muchas láminas desarrollan excrecencias que se muestran, en lámina delgada, como laminillas de menor entidad. El grosor de las láminas varía entre 1,5 y 15 mm aunque las formas más gruesas suelen ser el resultado de recrecimientos. Este grosor no siempre se reparte de forma simétrica a ambos lados del eje sino que, en ocasiones, uno de los lados es más grueso que el otro.

Las observaciones realizadas pueden ser integradas en un modelo que está presente, con algunas variaciones, en escleractinios actuales y cuya reconstrucción idealizada aparece en la figura 2. Según este modelo, las colonias de *Platyaxum* (*Platyaxum*) estarían formadas por una sucesión de láminas con doble desarrollo vertical/lateral y ligadas localmente entre sí. Su rotura durante la fase biostratinómica permite explicar la abundancia de fragmentos laminares con diferentes tipos de secciones y, especialmente, la presencia de cortes transversales y longitudinales en una misma sección. El crecimiento de cada lámina se desarrollaría a partir de

una excrecencia y, en su fase inicial, operaría de manera similar a las colonias incrustantes, desarrollando una región basal formada por coralitas que mantienen una dirección inicial horizontal y a partir de la cual se produce el crecimiento en altura. Este tipo de desarrollo basal requiere un sustrato rígido amplio que, en nuestro modelo, se encuentra asegurado por la lámina a partir de la cual se genera la nueva hoja.

Algunos de los elementos del modelo propuesto han tenido que ser, necesariamente, inferidos. Este es el caso de la inclinación de las láminas, para la cual se ha tenido en cuenta la morfología de los dos fragmentos cónicos así como la necesidad de luz y agua bien oxigenada de los pólipos. Aunque no se ha representado, es posible que las asimetrías en el grosor de las láminas descritas anteriormente estén relacionadas con la diferente iluminación de las dos caras de una misma hoja.

También la región basal de la colonia, de la cual no se ha encontrado ningún fragmento, ha sido inferida. Los ejemplares procedentes de la Zona Cantábrica así como otros citados en la bibliografía aparecen relacionados con ambientes tranquilos y sustratos ricos en terrígenos finos. Bajo estas condiciones la plánula se asentaría en cualquier pequeño sustrato rígido, comúnmente un bioclasto. Una vez iniciado el crecimiento, es posible que las partes basales de la colonia fueran semi-enterradas, confiriéndose así estabilidad al conjunto.

BIBLIOGRAFIA

- BYRA, H. 1983. Revision der von Cl. Schlüter (1880-1889) beschriebenen Chaetetida und Tabulata aus dem Rheinischen Devon. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 59, 1-127.

Los ditecoideos del Cámbrico Medio de España: ¿graptolitos o escifopólipos coloniales?

David FERNÁNDEZ REMOLAR¹, Diego GARCÍA-BELLIDO CAPDEVILA¹ y
Juan Carlos GUTIÉRREZ-MARCO¹

¹ Departamento y UEI de Paleontología, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

En 1974, SDZUY dió a conocer el hallazgo de diversas localidades con graptolitos del Cámbrico Medio situadas en la parte inferior de la Formación Oville (Zona Cantábrica), entre 2 y 20 m sobre el techo de la Formación Láncara infrayacente. El material comprende un centenar de fragmentos de colonias bentónicas, conservadas como restos carbonosos comprimidos, que contrastan por su tonalidad más oscura en la matriz crema a verdosa de las pizarras de la Fm. Oville. Los niveles que contienen los supuestos graptolitos varían en edad desde el Leoniense superior hasta el Caesaraugustiense superior (biozonas de *Acadolenus decorus* a *Solenopleuropsis simula*), debido al diacronismo existente entre las formaciones antes citadas (ZAMARREÑO y JULIVERT, 1968; SDZUY, 1968, 1969).

El material descrito por SDZUY (1974) fue asignado al orden Dithecoidea OBUT, 1960, basándose en sus relaciones morfológicas con los ditecodéndridos más típicos, y a la presencia de vestigios del peridermo fuselar en varios ejemplares procedentes del yacimiento de Soto de Caso (Asturias), que corroboraban su consideración como graptolitos. Desde el punto de vista

taxonómico, todo el material a excepción de un único ejemplar (descrito como *Archaeolafoea* n.sp. A) se incluye en siete especies distintas de sus nuevos géneros *Tarnagraptus*, *Sotograptus* y *Ovetograptus*, a las que se añaden otras tres formas del primero de ellos descritas en nomenclatura abierta.

En 1986, LIÑÁN y GOZALO refieren el descubrimiento de graptolitos en niveles no precisados de la Formación Murero (Caesaraugustiense), en su corte tipo de la Rambla de Valdemiedes (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). En una localidad próxima de la misma formación (Rambla de Valdenegro) nosotros habíamos encontrado con anterioridad diversos restos de edad Caesaraugustiense superior, que examinados por el Prof. SDZUY (com. oral, 1977), fueron identificados como posibles graptolitos semejantes a *Ovetograptus*.

MIERZEJEWSKI (1986), en un estudio sobre diversos microfósiles orgánicos (escifozoos, hidrozooos, pogonóforos, pterobranquios) aislados químicamente de cantos erráticos de calizas ordovícico-silúricas de procedencia báltica, plantea la hipótesis de que los ditecoideos (salvo *Mastigograptus*) no son graptolitos, sino escifopólipos coloniales del orden Coronata. Los únicos escifozoos coloniales actuales (con fase pólipo predominante) se incluyen en el género *Stephanoscyphus* ALLMANN (?= *Nausithoe* KÖLLIKER), que posee diversas especies diferenciables por los caracteres de su fase medusa. El hábito colonial del género se logra por la secreción de estructuras peridérmicas de naturaleza quitinosa, que muestran incrementos transversos semejantes a anulaciones tecaes (WERNER, 1979). Estas últimas se desarrollan a modo de anillos de 360° que pueden presentar una sutura oblicua, con lo que su aspecto es enteramente comparable al del "tejido fuselar" de los ditecoideos del Cámbrico de España. La morfología externa colonial y las dimensiones del actual *Stephanoscyphus racemosus* KOMAI, recuerda a la de muchos ditecoideos, y el propio *S. allmani* KIRKPATRICK, viviente hoy en día, sería asignable al género *Ovetograptus* si su hallazgo se remontase a rocas cámbricas. Por otra parte, el registro geológico de los escifopólipos se inicia en el Neoproterozoico, con fósiles quitinosos de peridermo anular (Corumbellata) procedentes del Véndico de Brasil (HAHN *et al.*, 1982). Otros fósiles de tecas de escifopólipos solitarios (Byroniida), se conocen también en el Cámbrico Superior, Ordovícico y Silúrico de diversas áreas mundiales (p. ej. MIERZEJEWSKI, 1986; BISCHOFF, 1989).

Tras un análisis extenso de los ditecoideos, MIERZEJEWSKI (1986) concluye que el grupo reúne fósiles orgánicos que guardan entre sí un cierto parecido superficial, pero que en realidad incluyen hidroides (*Chaunograptus* HALL, s. str.), graptolitos auténticos (*Mastigograptus* RUEDEMANN, con tecas polimorfos) y diversos organismos incertae sedis (*Dithecodendrum* OBUT, *Siberiodendrum* OBUT, *Siberiograptus* OBUT), algunos de los cuales podrían corresponder a algas verdes. No obstante, RICKARDS *et al.* (1990) consideran a *Archaeolafoea* CHAPMAN y *Mastigograptus* como graptolitos de la familia Chaunograptidae, y más recientemente CHAPMAN *et al.* (1996) siguen otorgando validez al orden Dithecoidea, representado por las especies cámbricas de *Mastigograptus*.

En nuestra opinión, la presencia de un solo tipo de tecas junto con vestigios de peridermo anular en los ditecoideos del Cámbrico español, no aporta garantías suficientes para su adscripción a los graptolitos, por lo que preferimos considerar a los taxones descritos por SDZUY (1974) como formas *incertae sedis*. Por su parte, los supuestos ditecoideos del Cámbrico de Murero (Zaragoza) podrían corresponder a icnofósiles de galerías ramificadas.

BIBLIOGRAFÍA

- BISCHOFF, G. 1989. Byroniida new order from early Palaeozoic strata of eastern Australia (Cnidaria, thecate scyphopolyps). *Seckenbergiana lethaea*, **69** (5-6), 467-521.
- CHAPMAN, A. J., DURMAN, P. N. and RICKARDS, R. B. 1996. A provisional classification of the graptolite Order Dendroidea. *Palaontologische Zeitschrift*, **70** (1-2), 189-202.
- HAHN, G., HAHN, R., LEONARDOS, O. H., PFLUG, H. D. und WALDE, D. H. G. 1982. Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrum Brasiliens. *Geologica et Palaeontologica*, **16**, 1-18

- LIÑÁN, E. y GOZALO, R. 1986. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **2**, 104 pp.
- MIERZEJEWSKI, P. 1986. Ultrastructure, taxonomy and affinities of some Ordovician and Silurian organic microfossils. *Palaeontologia Polonica*, **47**, 129-220.
- RICKARDS, R. B., BAILLIE, P. W. and JAGO, J.B. 1990. An Upper Cambrian (Idamean) dendroid assemblage from near Smithton, northwestern Tasmania. *Alcheringa*, **14**, 207-232.
- SDZUY, K. 1968. Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 1967, **1**, 77-133.
- SDZUY, K. 1969. Bioestratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 1968, **2**, 45-58.
- SDZUY, K. 1974. Mittelmambische Graptolithen aus NW-Spanien. *Paläontologische Zeitschrift*, **48**, 110-139.
- WERNER, B. 1979. Coloniality in the Scyphozoa: Cnidaria. In: LARWOOD, G. and ROSEN, B.R. (eds.). *Biology and Systematics of Colonial Organisms*, The Systematics Association Special Volume **11**, 81-103.
- ZAMARREÑO, I. y JULIVERT, M. 1968. Estratigrafía del Cámbrico del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 1967, **1**, 135-163.

Distribución estratigráfica y paleogeográfica de *Hadimopanella* GEDIK (microescleritos de paleoescolécidos) en el Paleozoico Inferior

David FERNÁNDEZ-REMOLAR ¹ y Graciela N. SARMIENTO ¹

¹ Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

El parataxón *Hadimopanella* GEDIK hace referencia a escleritos fosfáticos de tamaño generalmente inferior a 500 µm. Poseen una cara inferior ligeramente convexa y una superior troncocónica, ornamentada con tubérculos, cuyo número y disposición son los rasgos utilizados para su clasificación. Internamente muestran dos unidades estructurales bien diferenciadas, que son caracteres distintivos de este parataxón: una capa hialina y un núcleo de estructura esponjosa. En la actualidad se reconocen numerosas especies de *Hadimopanella* en el intervalo Cámbrico Inferior (Atdabaniense)-Silúrico inferior (Telychiense) en todos los continentes, excepto en América continental.

Estos microfósiles fosfáticos fueron considerados estructuras dérmicas externas, en parte semejantes a las que están presentes en los vertebrados primitivos (BENGTSON, 1977). En el mismo sentido, BOOGAARD (1989) deduce que estos restos podrían corresponder a un grupo de organismos vinculado en sus orígenes con los cordados. BENDIX-ALMGREEN y PEEL (1988) los vinculan por sus rasgos morfológicos con algunas formas de urocordados que presentan espículas de aspecto similar, en concreto con *Cystodytes* spp., BOOGAARD (1989) realiza un aporte significativo para la interpretación de los escleritos fosfáticos identificados como *Hadimopanella*, al reconocer que ellos representan tubérculos de paleoescolécidos y, más aún, atribuye *H. oezgueli* GEDIK a *Paleoscolex* cf. *ratcliffi* ROBISON descrito por CONWAY MORRIS y ROBISON (1986) en materiales del Cámbrico Medio del NE de España.

Los paleoescolécidos constituyen un grupo de fósiles del Paleozoico Inferior de afinidades inciertas, caracterizados por su aspecto vermiforme, sección circular, región cefálica poco diferenciada, ausencia de parapodios y segmentación cuticular. ROBISON (1969) relacionó estos fósiles con anélidos, basándose en que la segmentación externa observada en ellos

reflejaría metamerismo. Sin embargo, el estudio detallado de cutículas de diferentes géneros de paleoescolécidos realizado por KRAFT y MERGL (1989) indicaría que estas formas muestran una notable semejanza con asquelmintos, en particular con nematodos y priapulidos. HOU y BERGSTRÖM (1994) consideran también que los paleoescolécidos son asquelmintos, pero los vinculan a nematomorfos en los que aún no se habría alcanzado la condición de parásito.

Si la composición fosfática de los escleritos es primaria, su compleja estructura interna evidenciaría que organismos relativamente simples fueron capaces de producirla por biomineralización en una etapa temprana de la historia geológica.

Las distintas especies de *Hadimopanella* que se obtienen por levigado de rocas carbonatadas, aparecen frecuentemente en las mismas áreas en las que se ha documentado la presencia de *Palaeoscolex* en facies siliciclásticas. Esta observación, junto con la asignación de BOOGAARD (1989), constituyen un argumento para replantear la clasificación parataxonómica de los escleritos. En este sentido, la posibilidad de vincular los distintos morfotaxones de escleritos con los taxones de paleoescolécidos sería de gran interés para establecer correlaciones estratigráficas, especialmente en el Cámbrico.

Como idea preliminar podemos señalar que si bien *H. oezgueli* GEDIK está presente en rocas del intervalo Cámbrico Medio - Tremadoc, otras especies como *H. apicata* WRONA sólo ha sido registrada en el Cámbrico Inferior y posee una amplia distribución geográfica, por lo que podría ser utilizada como un indicador bioestratigráfico.

Desde el punto de vista paleobiogeográfico, las distintas especies de *Hadimopanella* y de *Palaeoscolex* muestran una distribución cosmopolita que podría explicarse atribuyendo a este grupo la capacidad de superar barreras biogeográficas.

AGRADECIMIENTOS. Es una contribución al proyecto de investigación DGICYT número PB93-0591

BIBLIOGRAFÍA

- BENDIX-ALMGREEN, S. E. and PEEL, J. S. 1988. *Hadimopanella* from the Lower Cambrian of North Greenland: structure and affinities. *Bull. geol. Soc. Denmark*, **37**, 83-103.
- BENGTSON, S. 1977. Early Cambrian button-shaped phosphatic microfossils from the Siberian platform. *Palaeontology*, **20**, 751-762.
- BOOGAARD, M. VAN DEN, 1989. Isolated tubercles of some Palaeoscolecida. *Scripta Geologica*, **90**, 1-12.
- CONWAY MORRIS, S. and ROBISON, R.A. 1986. Middle Cambrian priapulids and other soft-bodied fossils from Utah and Spain. *University of Kansas Paleontological Contribution, Paper* **117**, 1-22.
- HOU X.-G. and BERGSTRÖM, J. 1994. Palaeoscolecoid worms may be nematomorphs rather than annelids. *Lethaia*, **27**, 11-17.
- KRAFT, P. y MERGL, M., 1989. Worm-like fossils (Palaeoscolecida: ? Chaetognata) from the Lower Ordovician of Bohemia. *Sbor. Geol. Ved. Paleont.*, **30**, 9-36.
- ROBISON, R.A., 1969. Annelids from the Middle Cambrian Spence Shale of Utah. *Journal of Paleontology*, **43**, 1169-1173.

Los carnívoros del Pleistoceno medio de los yacimientos Trinchera-Galería y Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos)

N. GARCÍA ¹

¹ Departamento de Paleontología. Instituto de Geología Económica. Unidad Asociada de Paleoantropología (U.C.M.-C.S.I.C.). Facultad de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria 28040 Madrid.

En este trabajo se revisan los restos de carnívoros de los yacimientos kársticos mesopleistocenos de la Sima de los Huesos y de Trinchera-Galería, en la Sierra de Atapuerca.

Los cánidos de la Sima de los Huesos están representados por *Canis lupus* y *Vulpes vulpes*. El lobo es de gran talla, aunque comprendido dentro del rango de tamaño del de Lunel-Viel. Este cánido fue atribuido por MORALES *et al.* (1987) a *Cuoninae* indet. Afortunadamente, el hallazgo de un fragmento de carnícera inferior que conserva completo el trigónido (con un metacónido muy desarrollado), entre otros restos, ha permitido reasignar esta cánido. La muestra de zorros en la Sima de los Huesos es muy amplia, con al menos 23 individuos adultos bien representados en todos sus elementos esqueléticos. Es similar al zorro común actual en morfología y dimensiones (así como al de Trinchera-Galería).

En el yacimiento de Trinchera-Galería la presencia de cánidos es amplia con *Canis lupus*, *Cuon alpinus europaeus* y *Vulpes vulpes*. El lobo de Trinchera-Galería es de gran tamaño con un metacónido muy desarrollado y bien individualizado al igual que el de la Sima de los Huesos, así como un entocónido grande en el talónido de la carnícera inferior. El *Cuon alpinus* de Trinchera-Galería presenta de modo claro un conjunto de caracteres derivados como adaptación a una dieta hipercarnívora. Por ello parece corresponder a una etapa avanzada en la evolución del grupo.

Los félidos de la Sima de los Huesos y de Trinchera-Galería son similares. En ambos yacimientos hay *Panthera leo fossilis*, *Lynx pardina spelaea* y *Felis silvestris* están representados por material craneal y postcraneal. Una mandíbula juvenil de gran felido procedente del yacimiento de Trinchera-Galería fue asignada por MORALES (1987) a la especie *Panthera gombaszogensis* debido a su gran parecido con el individuo de L'Escaze. Sin embargo las medidas de leones juveniles encajan perfectamente con el ejemplar de Atapuerca y de L'Escaze. En 1987, un tercer metatarsiano de la Sima de los Huesos fue asignado a *Panthera gombaszogensis* basándose en su talla, menor que la de un león. Sin embargo, considero que este resto fósil no puede dar suficiente información para realizar una asignación específica porque los rangos entre *Panthera pardus* y *Panthera onca* actuales se solapan en frecuentes casos.

Los úrsidos de los yacimientos mesopleistocenos de la Sierra de Atapuerca, están representados en el caso de Trinchera-Galería por dos astrágalos, tres falanges y una carnícera superior que fueron atribuidos por TORRES (1987) a *Ursus spealeus*. En la Sima de los Huesos está representado *Ursus deningeri* con características poco evolucionadas hacia morfologías espeleanas, o sea primitivo (TORRES, 1984). La muestra es muy amplia con al menos 158 individuos adultos, de los que tanto los restos craneales, postcraneales así como dentición se encuentran allí acumulados. Dada la abundancia de este taxón, se ha estudiado la representación de partes esqueléticas así como la curva de mortalidad, basandonos en criterios de desgaste dentario, y se puede concluir que esqueletos completos fueron acumulados en la sima y que además la curva de mortalidad no se corresponde con una atricional, que sería lo esperable en el caso típico de individuos muertos por el estrés biológico de una hibernación, sino más bien con

un modelo catastrófico, que equivale a una estructura de la población en vida. Este argumento unido a la abundancia de zorros así como la total ausencia de herbívoros, refuerza la idea de interpretar la Sima de los Huesos como una trampa natural para carnívoros.

La lista faunística de los yacimientos Trinchera-Galería y Sima de los Huesos queda finalmente establecida como sigue:

Trinchera-Galería: *Cuon alpinus europeans*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Panthera leo fossilis*, *Lynx pardina spelaea*, *Felis silvestris*, *Mustela* sp., *Ursus spealeus*.

Sima de los Huesos: *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Panthera leo fossilis*, *Panthera* sp., *Lynx pardina spelaea*, *Felis silvestris*, *Martes* sp., *Mustela* sp., *Ursus deningeri*.

La presencia en la Sima de los Huesos, de un no muy derivado *Ursus deningeri* y el resto de la asociación de carnívoros, apunta a una cronología de la mitad superior del Pleistoceno medio (pero no final del Pleistoceno medio), que se corresponde con el estado isotópico del oxígeno 7, o más antiguo. Esta interpretación es compatible con la fauna de micromamíferos.

A excepción de *Cuon alpinus europaeus*, ausente en la Sima de los Huesos, todos los taxones son comunes en ambos yacimientos de la Sierra de Atapuerca. La asociación de carnívoros de Trinchera-Galería y Sima de los Huesos se encuentra en otros yacimientos mesopleistocenos europeos. Es llamativa la casi total ausencia de hiena (*Crocota crocuta*), y quizá se explique por la competencia ecológica que supondría la ocupación humana para ese periodo en la sierra (TURNER, 1995). La hiena manchada ha sido identificado por MORALES *et al* (1987) a partir de un canino superior no erupcionado y fragmentario, y hasta la fecha no se han recuperado más restos. A pesar de la ausencia de restos fósiles atribuibles a *Panthera gombaszoegensis* en los yacimientos del Pleistoceno medio de la sierra de Atapuerca, existe evidencia de su presencia en niveles inferiores del yacimiento de Trinchera Dolina (MORALES *et al*, 1987).

BIBLIOGRAFÍA

- GARCÍA, N. and ARSUAGA, J. L.. en prensa. The carnivore remains from the Sima de los Huesos Middle Pleistocene site. *Journal of Human Evolution*.
- MORALES, J., SORIA, D. y SOTO, E. 1987. Los carnívoros del Pleistoceno medio de Atapuerca. In: AGUIRRE, E., CARBONELL, E. y BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M. (eds.). *El Hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca I*, Junta de Castilla y León, Consejería de Cultura y Bienestar Social, 135-152.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., ALEIXANDRE, T., PINILLA, A., GALLARDO, J., BENAYAS, J., MARTÍNEZ, M. J. y ORTEGA, A. I. 1995. Aproximación a la estratigrafía de Galería en la Trinchera de la Sierra de Atapuerca (Burgos). In: BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M., ARSUAGA, J. L. and CARBONELL, E. (eds.). *Human Evolution in Europe and the Atapuerca Evidence*, Junta de Castilla y León, 1, 57-73.
- TORRES, T. 1984. *Úrsidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, 653 pp. (inérita)
- TORRES, T. 1987. Úrsidos del Pleistoceno medio del complejo de Atapuerca. In: AGUIRRE, E., CARBONELL, E. y BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M. (eds.). *El Hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca I*, Junta de Castilla y León, Consejería de Cultura y Bienestar Social, 153-187.
- TURNER, A. 1995. Variaciones regionales en la fauna de grandes mamíferos del Pleistoceno Inferior y Medio de Europa. Una perspectiva Ibérica. In: BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M., ARSUAGA, J. L. and CARBONELL, E. (eds.). *Human Evolution in Europe and the Atapuerca Evidence*, Junta de Castilla y León, 1, 123-135.

Nuevo ejemplar de "palaeoscolecido" del Cámbrico Medio de Murero, Zaragoza

Diego GARCÍA-BELLIDO CAPDEVILA¹ y Eladio LIÑÁN²

¹ Departamento y UEI de Paleontología. Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Facultad de Ciencias Geológicas. 28040-Madrid.

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

El interés que presentan los yacimientos del tipo *Fossil Lagerstätten* del Cámbrico, tales como Burgess Shale en Canadá o Chengjiang en China, radica en que son una "ventana" a las primeras faunas de metazoos, puesto que en ellas se conservan además de fósiles de partes esqueléticas duras, evidencias de partes que suelen desaparecer en el proceso de fosilización. Esto permite la reconstrucción de los organismos completos y, en algunos casos, incluso de las comunidades a las que pertenecieron (CONWAY MORRIS, 1986).

Los trabajos de CONWAY MORRIS y ROBISON (1986) y GÁMEZ VINTANED (1995) llamaron nuestra atención sobre la presencia de niveles cuyos restos presentan conservación excepcional en la Rambla de Valdemiedes, Formación Murero (Cámbrico Medio), Cadena Ibérica Occidental. Durante la excursión realizada a esta localidad con motivo de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología, se encontró un fósil de esponja. En una posterior visita de los autores fue hallado otro fragmento de esponja (*Leptomitus?*). En el mes de Julio de este año se han llevado a cabo durante una semana labores de desescombros, en las que se encontró, como pieza más destacada, un ejemplar completo (96/MT55) de un probable "palaeoscolecido" que podría estar próximo a *Palaeoscolex* cf. *P. ratcliffei* ROBISON, 1969. Su estado de conservación no es todo lo bueno que se podría desear ya que, a juzgar por los líquenes que han crecido sobre la roca, ha estado expuesto a la intemperie durante varios años. El material apareció rodado, pero el tipo de facies sugiere que procede de la parte superior del Caesaragustiense Medio o de la parte inferior del Caesaragustiense Superior.

La longitud total del ejemplar es de 22 cm, con una anchura máxima de 1,1 cm y se encuentra enrollado en su tercio posterior. El estudio preliminar basado en el dibujo de cámara clara nos ha permitido reconocer, por el momento, una probóscide evaginada con dientes o espinas en su extremo distal, anillos y papilas dispuestos a lo largo de todo el tronco, y un ano en posición terminal. Las papilas son en su mayoría impresiones negativas, y sólo en el 2% se conserva la papila fosfática de tipo *Hadimopanella* (cf. HINZ *et al.*, 1990). No se observa ningún tipo de estructura interna, lo que parece indicar que el proceso natural de descomposición, previo a su fosilización, destruyó los órganos, aunque no llegó a afectar significativamente a la cutícula. En ciertas zonas se distingue parte de la capa superior, por lo que suponemos que la mayor parte de ella se quedó en el contramolde. Esto responde a que la roca suele romperse por el plano de mayor debilidad, que en este caso se encuentra entre la cutícula de uno y otro lado del espécimen. Esta superposición determina que, en algunos casos, sea posible reconocer las impresiones de los anillos de ambos lados.

Por otra parte, uno de los autores (D. G-B. C.) ha tenido acceso a otro ejemplar de "palaeoscolecido" de la misma localidad, encontrado por D. Antonio Pineda en 1971 e incluido en su colección particular. Se trata de un ejemplar incompleto en buen estado de conservación cuyo estudio está en curso.

La existencia de estos Palaeoscolécidos y los Poríferos ya mencionados, nos hace albergar la esperanza de que un estudio más exhaustivo de los niveles fosilíferos de la Formación Murero en la Rambla de Valdemiedes coloque a España en un punto de referencia fundamental para el conocimiento de los fósiles de cuerpo blando del Cámbrico Medio.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha desarrollado dentro del Proyecto PB93-0591 financiado por el gobierno español (D.G.I.C.Y T.), y es una contribución a los Proyectos del P.I.C.G. n° 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano") y n° 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).

BIBLIOGRAFÍA

- CONWAY MORRIS, S. 1986. The community structure of the Middle Cambrian Phyllopod Bed (Burgess Shale). *Paleontology*, **29**, 423-467.
- CONWAY MORRIS, S. and ROBISON, R. A. 1986. Middle Cambrian priapulids and other soft-bodied fossils from Utah and Spain. *The University of Kansas Paleontological Contributions, Paper* **117**, 1-22.
- GÁMEZ VINTANED, J. A. 1995. Nuevo hallazgo de un anélido (?) Paleoscolécido en el Cámbrico Medio de Murero (Cadena Ibérica Occidental, NE de España). In: GÁMEZ VINTANED, J. A. y LIÑÁN, E. (eds.). *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Szalay*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 205-218.
- HINZ, I., KRAFT, P., MERGL, M. and MÜLLER, K. J. 1990. The problematic *Hadimopanella*, *Kaimenella*, *Milaculum* and *Utahphospha* identified as sclerites of Palaeoscolecida. *Lethaia*, **23**, 217-221.
- ROBISON, R. A. 1969. Annelids from the Middle Cambrian Spence Shale of Utah. *Journal of Paleontology*, **43**, 1169-1173.

Nuevos restos humanos en la región de Orce (Granada)

J. GIBERT¹ y S. ALBALADEJO¹

¹ Instituto de Paleontología "M. Crusafont". Escuela Industrial, 23. 08201-Sabadell.

El Barranco León (Orce, Granada) ha sido una localidad fosilífera sistemáticamente estudiada por nosotros desde 1979. En ella se encontraron por J. GIBERT y A IGLESIAS industrias líticas en 1987 asociadas a fauna que fueron publicadas en 1992. En las campañas posteriores A. ARRIBAS, encontró un fragmento de molar asociado a industrias líticas y restos de fauna. En la excavación sistemática realizada en 1995 se situó en el plano de excavación. el fragmento de molar.

Para su estudio se han empleado las siguientes metodologías:

1.- Microscopía electrónica para determinar el modelo de empaquetamiento de los prismas de esmalte y comprobar la existencia de Perikymatas.

2.- Estudio con luz polarizada acoplada a una lupa binocular para localizar las estrías de Retzius y las bandas de Hunter y tomar las medidas pertinentes (ángulo de la última estria imbricada y de las bandas de Hunter, espesor del esmalte).

3.- Comparación con homínidos actuales y fósiles, carnívoros, suidos, cercopitecidos y pequeños rumiantes en base a las características microanatómicas determinadas anteriormente, lo que ha exigido un estudio con microscopía electrónica y luz polarizada de abundante material fósil.

Con todo este estudio puede concluirse que el fragmento de molar es humano perteneciente al género *Homo* y con una estructura microanatómica similar a la de los homínidos del Pliopleistoceno.

La edad del Barranco León está determinada por paleomagnetismo y fauna, por lo que los estratos en los que se encuentran las industrias y el fragmento de molar, quedan dentro del subcrón Olduvai. Con lo cual a este resto humano se le puede atribuir una edad de 1, 8 m. a.

Equinodermos y Cordados de la formación "Pizarras Cantera" (Ordovícico Superior) de El Viso del Marqués (Ciudad Real) SO España.

M^a Dolores GIL CID ¹, Patricio DOMÍNGUEZ ALONSO ¹ y
Margarita ESCRIBANO RÓDENAS ¹

¹ Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

En este trabajo presentamos los aspectos paleoecológicos de los Equinodermos y Cordados de la formación "Pizarras Cantera" del Caradoc inferior de El Viso del Marqués (provincia de Ciudad Real). Estos invertebrados vivían en una zona marina sublitoral de aguas poco profundas. El sustrato estaba formado por lodos blandos arcillosos con abundantes micas no orientadas. La energía relativamente baja del medio pensamos que ha permitido la conservación de aglomerados de restos esqueléticos.

Esta paleoasociación estudiada en estos niveles esta compuesta fundamentalmente por Equinodermos Pelmatozoos y Carpoideos; como novedad para el registro español tenemos la presencia de: Cornuta, Cheirocrinidae, Macrocystellidae, Soluta* y Cladida*. Adicionalmente, hemos encontrado asociados briozoos, braquiópodos y trilobites (*Actinopeltis*, *Selenopeltis*, harpidos, trinucleidos y *Colpocoriphe grandis*).

Los Cordados estan representados hasta el momento por *Dendrocystites* sp. para los Soluta y *Bohemiaecystis jefferiesi* n. sp. para los Cornuta.

Los ejemplares de *Dendrocystites* presentan una cabeza cubierta con numerosas placas irregulares y un brazo anterior que recogia las partículas de comida del sedimento. En el caso de *Bohemiaecystis* n. sp. se le atribuye una capacidad de filtración activa del agua próxima a la superficie del sedimento. En ambos casos pensamos que poseían una cola con una parte delantera con gran movilidad y una zona posterior larga; esta cola es fina y rígida en *Dendrocystites* y flexible en *Bohemiaecystis*. Los movimientos oscilatorios de esta porción del organismo producian el movimiento del animal hacia atras por tracción.

Macrocystella n. sp. supone la primera cita dentro del registro para el Ordovícico Superior. El material determinado como *Homocystites* n. sp. es un elemento abundante en esta localidad. Estos rombíferos presentan una estructura tecal similar (5D+6R+5L+5IL+4B).

* Inéditos y actualmente en fase de redacción.

Macrocystella y *Homocystites* presentan diferencias en las estructuras respiratorias; ambos son cosmopolitas y su presencia es característica de mares poco profundos de bajas latitudes.

Adicionalmente existen placas desarticuladas de Diplopóridos sphaeronítidos.

Las muestras con crinoideos son escasas en esta localidad; si bien contamos con la presencia de material determinado como *Ristnacrinus* (Inadunata, Disparida, Iocrinidae) lo que supone una primera evidencia de este grupo en el Sur de España. Además hemos colectado algunos tallos aislados y un individuo parcilmente disperso de un nuevo Cladida.

Comportamiento hidrodinámico de la concha de los hipurítidos: consecuencias ecológicas

Eulàlia GILI¹ y Michael LABARBERA²

¹ Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C. 08193 Bellaterra.

² Department of Organismal Biology and Anatomy. The University of Chicago. 1027 East 57th Street. Chicago, Illinois 60637, USA.

Hemos llevado a cabo una serie de experimentos hidráulicos en el laboratorio, encaminados a examinar la influencia de las conchas de los hipurítidos (rudistas, bivalvos) en el movimiento del agua en la capa bentónica.

Los experimentos fueron realizados en un tanque de agua dulce de corriente unidireccional, de 2,40 m de largo, 50 cm de ancho y 44 cm de profundidad, 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 de plástico, 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 patrón de flujo generado por las conchas y el generado por los modelos; ambos mostraron un patrón de flujo similar, característico, dependiente principalmente de la orientación (vertical, inclinado corriente arriba, inclinado corriente abajo) del cilindro. Todas las orientaciones originaron patrones de flujo superficialmente similares: (1) el fluido cerca de la parte superior del cilindro se acelera y pasa por encima el cilindro, separándose de la parte superior del cilindro en el margen más alto; (2) el fluido que se encuentra con el cilindro entre la base y la parte superior pasa alrededor del cilindro y puede quedar atrapado en la estela (región distinta de alta turbulencia y baja presión) que aparece detrás del cilindro; (3) el fluido cerca del fondo pasa alrededor del cilindro, es atrapado en la estela de sotavento del cilindro, y sube en un par de vórtices hasta la parte superior del cilindro donde es acelerado corriente abajo. Los cilindros verticales e inclinados corriente arriba mostraron patrones 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 patrón 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 el cilindro) y del flujo exhalante (un par de plumas) no cambió estos patrones generales en ninguna de las orientaciones del cilindro o posiciones, relativas al flujo de corriente principal, de las plumas exhalantes.

Estas trayectorias del movimiento del agua deben haber influido altamente en la naturaleza y el flujo de partículas filtradas por el rudista. 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 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.

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 unidad central surpirenaica.

AGRADECIMIENTOS. Los experimentos hidráulicos se llevaron a cabo durante la estancia de EG (Estancias de Investigadores Españoles en Centros de Investigación Extranjeros) en el Departamento de Ciencias Geofísicas de la Universidad de Chicago, EE.UU. Este trabajo es una contribución al proyecto de investigación de la DGICYT nº PB94-0683.

BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- SKELTON, P. W., GILI, E., VICENS, E. and OBRADOR, A. 1995. The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in the Santonian carbonate platforms of the Tremp area, Central southern Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 107-126.

Evaluación de algunas técnicas numéricas para estimar paleotemperaturas a partir de la composición de las asociaciones de foraminíferos planctónicos

José María GONZÁLEZ DONOSO¹ y Dolores LINARES¹

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. 29071-Málaga.

Desde finales del siglo pasado (MURRAY, 1897) se sabe que las tafocenosis de foraminíferos planctónicos de los fondos oceánicos actuales varían, cualitativa y cuantitativamente, en relación con los cambios geográficos de las características de las aguas superficiales habitadas por estos organismos.

Este hecho ha sido utilizado, a partir de finales de los sesenta, para intentar estimar los valores de las variables medioambientales -especialmente paleotemperaturas- en la parte superior de la columna de agua, durante el Mioceno, el Plioceno y, sobre todo, el Cuaternario, habiéndose propuesto, al respecto, una serie de técnicas numéricas. Conviene destacar que aunque las que aquí se tratan fueron inicialmente diseñadas para trabajar con foraminíferos planctónicos, pueden también ser aplicadas a otros organismos o ambientes.

En todas estas técnicas se parte de un conjunto de calibración, constituido por *a*) una matriz que contiene las frecuencias relativas de las principales especies de foraminíferos planctónicos en un conjunto de muestras, normalmente cimbras de sondeos, que cubren una amplia área geográfica, por ejemplo, un hemiocéano; *b*) otra matriz que contiene los valores de las variables a estimar en la parte superficial de la columna de agua correspondiente a cada muestra del fondo oceánico (por ejemplo, temperatura media invernal a 25 m de profundidad, salinidad media anual en superficie, etc).

En este trabajo se utilizó un universo de muestreo que abarca el Atlántico norte y el Mediterráneo, formado a partir de datos sobre la composición de las tafocenosis en cimbras de sondeos de BALSAM y FLESSA (1978), BRUNNER (1979), GARDNER y HAYS (1976), KELLOG (1976), KIPP (1976), LOUBERE (1981), PUJOL (1980) y THUNELL (1978), trabajos todos estos que utilizan el esquema taxonómico de KIPP (1976). Como variable ambiental se utilizó la media de las temperaturas superficiales en los meses de invierno, leídas en los mapas de GORSHKOV (1978). Finalmente, el conjunto de calibración quedó constituido por una matriz de frecuencias de 605 muestras por 26 especies y un vector de 605 temperaturas invernales.

Las técnicas numéricas utilizadas se pueden clasificar en dos grupos:

a) Funciones de transferencias: En primer lugar, a partir del conjunto de calibración se calculan, mediante las técnicas de regresión normales, los parámetros de una ecuación que estima los valores de la variable ambiental a partir de la composición de las asociaciones, en su forma inicial, o tras ser sometida a diferentes transformaciones numéricas. A continuación, y tras transformar numéricamente -si la técnica lo requiere- la composición de la asociación fósil, se le aplica la ecuación anterior para inferir el valor de la variable ambiental. Las técnicas de este grupo, las primeras propuestas y las más utilizadas, son numerosas: regresión de las frecuencias de las especies (HUTSON, 1977), regresión de la media ponderada de los valores óptimos de la variable (BERGER y GARDNER, 1975), regresión de los componentes principales (IMBRIE y KIPP, 1971), análisis discriminante (GONZÁLEZ DONOSO y LINARES, *in prep.*), regresión de los valores de la distancia taxonómica a una muestra estándar (HECHT, 1973) y regresión de los valores de un índice de la diversidad de las asociaciones (WILLIAMS y

JOHNSON, 1975). Además, cada una de estas técnicas (en especial la de los componentes principales) presenta una serie de posibles variantes.

b) Técnica de los análogos modernos (HUTSON, 1979): conceptualmente más simple, consiste en una transferencia directa, asignando a la muestra fósil la media (ponderada o no) de los valores de la variable ambiental en el subconjunto de muestras del conjunto de calibración faunísticamente menos distantes de (o más similares a) ella. La posibilidad de escoger entre distintos índices de similitud o disimilitud, el criterio utilizado para decidir las muestras que se incluyen en el subconjunto y el método de ponderación (si se utiliza) determinan, también en este caso, distintas variantes posibles.

La pregunta es obligada: ¿cuál es, de todas, la mejor técnica?. Las conclusiones de los autores que han comparado los resultados de dos o más de ellas no coinciden. HUTSON (1977) se inclinó por la regresión de la media ponderada, PRELL (1985) y PFLAUMANN (1996) por los análogos modernos y LE (1993) por la regresión de componentes principales. Nosotros hemos evaluado los resultados de algunas de las variantes de las técnicas citadas (excepto las de HECHT (1973) y WILLIAMS y JOHNSON (1975), que suministraron resultados inaceptables en las pruebas preliminares), 305 procedimientos en total.

Para evaluar los resultados de las técnicas numéricas, es normal que se recurra al estudio de los errores de los valores que estiman al ser aplicadas al conjunto de calibración (el conjunto más análogo *-sensu* HUTSON, 1977- posible), o a otro conjunto de muestras de sedimentos actuales, procedentes de otra área geográfica o de otro ambiente tafonómico (un conjunto no análogo *sensu* HUTSON, 1977). Para comparar tales errores se utilizan varios estadísticos e índices: desviación típica de los errores, coeficiente de correlación (si procede), error máximo, número de errores que exceden un cierto valor límite, etc.

Sin embargo, y sospechando que el primer tipo de evaluación podría no ser adecuado (sospecha que luego se confirmó plenamente), se siguió otro procedimiento. Del conjunto de calibración inicial de 605 muestras se separaron 450 aleatoriamente, para formar un conjunto de calibración provisional; las 155 restantes fueron utilizadas para simular un conjunto de muestras fósiles, procedentes del mismo hemiocéano y cuyas tafocenosis provendrían de biocenosis formadas por especies actuales con respuesta ecológica que no habría variado en el tiempo (conjunto análogo). Un segundo conjunto, formado por 27 muestras del Atlántico sur (IMBRIE y KIPP, 1971) fue utilizado como conjunto no análogo, dado que las respuestas ecológicas de las especies de foraminíferos planctónicos varían, dentro de un océano, de un hemiocéano a otro (CIFELLI, 1971). Tras estimar los valores de la temperatura invernal en cada conjunto, se calcularon, para cada uno, dos estadísticos y tres índices: desviación típica de los errores, media de los valores absolutos de los errores, máximo valor absoluto de los errores y número de valores absolutos de los errores que superan 2° C y 3° C, respectivamente.

Con todos estos datos sobre estadísticos e índices citados hay que volver la pregunta inicial: ¿cuál es la mejor técnica? La mejor técnica, de acuerdo con cualquiera de los índices o estadísticos escogidos, es aquella que suministra el valor mínimo para el índice o estadístico en cuestión. Pero tales valores mínimos no coinciden en una única técnica. Por tal motivo fue necesario recurrir a un procedimiento de valoración que se aplicó, independientemente, a los residuales de los conjuntos experimentales, análogo y no análogo.

A los valores de cada índice o estadístico que exceden en menos de un 10% el valor mínimo del índice en cuestión se asignó una puntuación 2; para los que exceden el mínimo entre el 10% y el 20%, entre el 20% y el 30%, entre el 30% y el 40%, o en más del 40%, las puntuaciones asignadas fueron 1, 0, -1 y -2, respectivamente. Sumando las puntuaciones obtenidas por cada procedimiento al ser aplicado a cada conjunto, análogo y no análogo, se obtiene una valoración de su comportamiento en cada caso, con valores que oscilan entre 10

(máximo teórico, si un procedimiento suministrara valores mínimos para todos los índices y estadísticos) y -10 (procedimientos con malos valores para todos los índices y estadísticos)

Una nueva tanda de experimentos fue llevada a cabo con los procedimientos que dieron mejores resultados. El conjunto de calibración de 450 muestras fue dividido, también aleatoriamente, en tres conjuntos de 150 muestras y se calcularon los errores de cada uno de estos nuevos conjuntos (y del conjunto no análogo) tomando en cada caso como conjunto de calibración las 455 muestras restantes. Se unieron los errores de los cuatro experimentos sobre conjuntos análogos (605 en total) y no análogos (4x27 en total), se calcularon sus índices y estadísticos y se sometieron al procedimiento de valoración anterior.

En el caso del conjunto análogo, la mejor de las funciones de transferencia resultó ser una variante de la regresión de componentes principales: la regresión cuadrática de las puntuaciones de los nueve primeros componentes principales no rotados de la matriz de correlaciones. Entre las técnicas de los análogos modernos, los mejores resultados corresponden a la media de las temperaturas invernales, ponderada mediante la inversa de la distancia al cuadrado de las diez muestras menos distantes, utilizando como índice de disimilitud la distancia de la cuerda al cuadrado.

En el caso del conjunto no análogo, la mejor de las funciones de transferencia resultó ser la regresión lineal de las puntuaciones de los seis primeros componentes no rotados de la matriz de varianzas y covarianzas. En el caso de las técnicas de los análogos modernos, el procedimiento citado en el párrafo anterior, pero utilizando como función de ponderación la medida de similitud de la cuerda.

La comparación de los índices y estadísticos de las mejores técnicas mencionadas en los párrafos anteriores indica que las de los análogos modernos son netamente superiores en casi todos los aspectos, tanto en el caso del conjunto análogo como en el del conjunto no análogo.

BIBLIOGRAFÍA

- BALSAM, W. L. and FLESSA, K. W. 1978. Patterns of planktonic foraminiferal abundance and diversity in surface sediments of the western North Atlantic. *Marine Micropaleontology*, **3**, 279-294.
- BRUNNER, Ch. A. 1979. Distribution of planktonic foraminifera in surface sediments of the Gulf of Mexico. *Micropaleontology*, **25**, 325.
- BERGER, W. H. and GARDNER, J. V. 1975. On the determination of Pleistocene temperatures from planktonic foraminifera. *J. Foraminiferal Res.*, **5**, 102-113.
- CIFELLI, R. 1971. On the temperature relationship of planktonic foraminifera. *J. Foraminiferal Res.*, **1**, 170-177.
- GARDNER, J. V. and HAYS, J. D. 1976. Responses of sea-surface temperature and circulation to global climatic change during the past 200.000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean. In: CLINE, R. M. and HAYS, J. D. (eds). *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geol. Soc. Am. Mem., **145**, 221-246.
- GORSHKOV, S. G. (ed.) 1978. *World Ocean Atlas*. Volume 2. Atlantic and Indian Ocean. Pergamon Press, Oxford, 1-305.
- HECHT, A. D. 1973. A model for determining Pleistocene paleotemperatures from planktonic foraminiferal assemblages. *Micropaleontology*, **19**, 68-77.
- HUTSON, W. H. 1977. Transfer functions under no-analog conditions: Experiments with Indian Ocean planktonic foraminifera. *Quaternary Research*, **8**, 355-367.
- HUTSON, W. H. 1979. The Agulhas Current during the Late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs. *Science*, **207**, 64-66.
- IMBRIE, J. and KIPP, N. G. 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. In: TUREKIAN, K. K. (ed.). *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale University Press, New Haven, 71-131.
- KELLOGG, T. B. 1976. Late Quaternary climatic changes: Evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas. In: CLINE, R. M. and HAYS, J. D. (eds). *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geol. Soc. Am. Mem., **145**, 77-110.

- KIPP, N. G. 1976. New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminifera assemblages in the North Atlantic. In: CLINE, R. M. and HAYS, J. D. (eds.). *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*. Geol. Soc. Am. Mem., **145**, 3-41.
- LE, J. 1993. Paleotemperature estimation methods: Sensitivity test on two western equatorial Pacific cores. *Quat. Sci. Rev.*, **11**, 801-820.
- LOUBERE, P. 1981. Oceanographic parameters reflected in the seabed distribution of planktonic foraminifera from the North Atlantic and Mediterranean Sea. *J. Foraminiferal Res.*, **11**, 137-158.
- PFLAUMANN, U., DUPRAT, J., PUJOL, C. and LABEYRIE, L. D. 1996. SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, **11**, 15-35.
- PRELL, W. L. 1985. *The stability of low latitude sea surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies*. Technical Report. Department of Energy. Washington D.C., TR025, 60 pp.
- PUJOL, C., 1980. Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. *Ecologie-Stratigraphie-Environnement. Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, **10**, 1-254.
- THUNELL, R. C. 1978. Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleontol.*, **3**, 147-173.
- WILLIAMS, D. F. and JOHNSON, W. C. 1975. Diversity of Recent planktonic foraminifera in the southern Indian Ocean and Late Pleistocene paleotemperatures. *Quat. Res.*, **5**, 237- 250.

La nanoflora calcárea del Cenomaniense superior-Turonense basal en la sección de Eastbourne, SE. de Inglaterra.

Amalia GOROSTIDI¹, Marcos A. LAMOLDA¹ y Christopher R. C. PAUL²

¹ Facultad de Ciencias-UPV. Campus de Lejona. 48940 Lejona.

² Dept. of Earth Sciences. University of Liverpool. Brownlow Street. Liverpool L69 3BX.

El tránsito Cenomaniense-Turonense de la sección de Eastbourne, en los acantilados del SE. de Inglaterra, es el más potente de la Cuenca Anglolarisina; así las 'Plenus Marls' alcanzan los 7,6 m de potencia, que triplica la que hay en Dover, condiciones que permiten establecer con más detalle los acontecimientos ligados a dicho tránsito. Bajo las 'Plenus Marls' aparece la Formación 'Lower Chalk' y sobreyaciéndola está la Formación 'White Chalk'. El conjunto de la sección estudiada tiene una potencia de 22 m.

Se presenta un estudio cuantitativo de la nanoflora calcárea procedente de 24 muestras, cuyas edades están comprendidas entre el Cenomaniense superior y el Turonense basal. Se siguieron los procedimientos regulares de preparación de las muestras para el estudio de la nanoflora calcárea (LAMOLDA *et al.*, 1994). Sobre cada muestra se determinaron unos 500 nanolitos escogidos al azar, que permiten obtener tanto la abundancia absoluta (nanolitos por campo visual, x 1000) como las proporciones de cada uno de los taxones presentes; con una fiabilidad del 99 % ($p < 0,01$) para aquellas especies que constituyan al menos el 1% de las asociaciones respectivas.

Se han reconocido 50 especies, con una abundancia absoluta escasa (media de 2 nanolitos/campo visual, x1000) y una riqueza específica por muestra entre 10 y 30 especies. La conservación es pobre, lo que está de acuerdo con las altas proporciones de *Watznaueria barnesae* (entre el 46 y el 79%) en las asociaciones (ROTH y KRUMBACH, 1986), avalada con la

observación microscópica de los especímenes que permite reconocer los efectos de la disolución y/o el recrecimiento: áreas centrales perdidas, márgenes dentados, vástagos aislados, etc. La especie *Eprolithus floralis* no sobrepasa el 15% y el resto de los taxones importantes se encuentran entre el 5 y el 1%, tales como: *Eiffellithus turriseiffelii*, *Glaukolithus compactus*, *Retecapsa* spp., *Rhagodiscus achlyostaurion*, *Tranolithus phacelosus*, *Watznaueria biporta*, *Zeughrabdotus elegans* y *Zeughrabdotus embergeri*. El resto son especies raras (<1%).

El número de especies identificadas por muestra es notablemente inferior hacia la parte superior de la columna, especialmente en la parte basal de las 'White Chalk' con una decena de especies, para recuperarse a techo con una veintena. Este fenómeno se manifiesta en la ausencia de un buen número de taxones, a pesar de tener un registro estratigráfico mucho más amplio confrontado en la literatura. Este es el caso de especies como: *Biscutum* spp., *Broinsonia enormis*, *B. signata*, *Loxolithus armilla* y *Helicolithus* sp.; algunas de las cuales, léase *Biscutum* spp. o *Broinsonia* spp. (*B. signata* + *B. enormis*) presentan en la parte inferior de la columna porcentajes de hasta el 9 y 7 %, respectivamente.

Las asociaciones permiten reconocer las biozonas de *Eiffellithus turriseiffelii* y de *Quadrum gartneri*. La presencia de la especie *Lithraphidites acutus* ya en las muestras más bajas de la sección (a excepción de la primera) nos indica que nos encontramos en la parte superior de la Zona de *E. turriseiffelii*, considerando su ausencia en la muestra más antigua consecuencia del azar ya que dicho taxon es raro en esta sección. Por otra parte *Microrhabdulus decoratus*, cuyo primer registro ha sido utilizado por CRUX (1982) como marcador de la subzona homónima y más moderna de la Zona de *E. turriseiffelii*, ha sido reconocido en la parte inferior de la sección, si bien tan sólo en dos muestras. Todos estos datos nos permiten indicar que las muestras de la parte inferior y media de la sección son de edad Cenomaniense superior; pero esta circunstancia queda además perfectamente confirmada por las sucesivas desapariciones de cuatro taxones cuya interés estratigráfico ha sido repetidamente señalado por diversos autores: CRUX (1982), BRALOWER (1988), JARVIS *et al.* (1988), LAMOLDA *et al.* (1994), etc. Dichos taxones son: *Corolithion kennedyi*, *Axopodorhabdus albianus*, *Lithraphidites acutus* y *Microstaurus chisti*. El primer registro de *Quadrum gartneri*, precedido por *Quadrum intermedium*, nos permite reconocer la base de la zona homónima. Dicho primer registro fue recomendado como marcador del límite Cenomaniense/Turonense por BIRKELUND *et al.* (1984).

Cualitativamente hablando la asociación reconocida en esta sección es prácticamente idéntica a la descrita en la sección de Dover (LAMOLDA *et al.*, 1994). No podemos decir lo mismo en cuanto a los datos cuantitativos; así, la abundancia en nanofósiles calcáreos es notablemente inferior, 12 nanolitos/campo visual de media en Dover frente a 2 en Eastbourne. Si bien, estas variaciones pueden ser en buena medida debidas al efecto de la dilución, ya que entre ambas secciones hay importantes diferencias de potencia, otro factor a considerar es el diagenético, ambas secciones presentan un pobre estado de conservación pero con marcadas diferencias, como lo confirman los porcentajes de *W. barnesae* cuya media es del 53% en Dover y del 65% en Eastbourne.

Las proporciones de *Eprolithus floralis* muestran variaciones importantes a lo largo de la columna, con alternancia de máximos y mínimos, que coinciden bastante bien con tramos de margas y creta respectivamente, al tiempo que se marca un incremento que alcanza sus máximos valores por encima del último registro de *M. chisti*. Estos enriquecimientos de *E. floralis* han sido descritos por ROTH y KRUMBACH (1986) y por BRALOWER (1988), quien reconoció máximos en las proporciones de este taxón en varias secciones de edad Cenomaniense-Turonense de Inglaterra, Alemania y Norteamérica interpretándolos como consecuencia de un enfriamiento de la temperatura de las aguas. Posteriormente, LAMOLDA *et al.* (1994) reconocieron también estos incrementos en muestras de Dover y de Menoyo (N de España; PAUL *et al.*, 1994), coincidentes con valores menos negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y la incursión de macrofauna septentrional, por lo que fueron interpretados como respuesta a periodos de

descenso en la temperatura de las aguas. La buena correspondencia entre secciones de ámbitos biogeográficos y ecológicos diferentes nos lleva a insistir en la validez de *E. floralis* como indicador de las variaciones en la paleotemperatura.

Finalmente señalar que el comportamiento de taxones como *Biscutum* spp. y *Broinsonia* spp. (*B. signata* + *B. enormis*) es muy similar en ambas secciones, presentando máximos en las 'Lower Chalk', valores más bajos en las 'Plenus Marls' y un descenso drástico e incluso ausencia en las 'White Chalk'. *Biscutum* spp. son típicas de zonas de alta productividad (ROTH (1981), por lo que su disminución estaría conforme con la menor abundancia de nanolitos en las muestras más modernas ($r=0,363$; $p<0,05$). El decrecimiento de *Broinsonia* spp. concuerda con la transgresión del Cenomaniense terminal, en el área, dadas sus preferencias por condiciones neríticas (ROTH y KRUMBACH, 1986).

BIBLIOGRAFÍA

- BIRKELUND, T., HANCOCK, J. M., HART, M. B., RAWSON, P. F., REMANE, J., ROBASZYNSKI, F., SCHMID, F. and SURLYK, F. 1984. Cretaceous stage boundaries - proposals. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **33**, 3-20.
- BRALOWER, T. J. 1988. Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Palaeoceanography* **3**, 275-316.
- CRUX, J. A. 1982. Upper Cretaceous (Cenomanian to Campanian) calcareous nannofossils. In: LORD, A. R. (ed.). *Stratigraphical index of calcareous nannofossils*, British Micropaleontological Society Special Publication, Ellis Harwood, Chichester, 81-135..
- JARVIS, J., CARSON, G. A., HART, M. B., LEARY, P. N., TOCHER, B. A., HORNE, D. and ROSENFELD, A. 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, **9**, 3-103.
- LAMOLDA, M. A., GOROSTIDI, A. and PAUL, C. R. C. 1994. Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenus Marls (latest Cenomanian), Dover, England: implications for the generation of the Cenomanian-Turonian Boundary Event. *Cretaceous Research*, **14**, 143-164.
- PAUL, C. R. C., MITCHELL, S., LAMOLDA, M. A. and GOROSTIDI, A. 1994. The Cenomanian-Turonian Boundary Event in northern Spain. *Geological Magazine*, **131**, 801-817.
- ROTH, P. H. 1981. Mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the central Pacific: implications for paleoceanography. *Initial Report Deep Sea Drilling Project*, **62**, 471-489.
- ROTH, P. H. and KRUMBACH, K. R. 1986. Middle Cretaceous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implications for paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, **10**, 235-266.

1870, año de publicación de la "Memoria de Teruel" de Vilanova: Pruebas documentales

Rodolfo GOZALO ¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

Desde que GOZALO (1993), al estudiar la figura del geólogo y prehistoriador valenciano JUAN VILANOVA Y PIERA (1821-1893), propusiera 1870 como fecha de la publicación del *Ensayo de una descripción geognóstica de la provincia de Teruel en sus relaciones con la agricultura de la misma* se ha generado una pequeña polémica dentro de nuestra Sociedad (CALZADA, 1995; GOZALO, 1995).

Esta polémica no es nueva, ya que en fecha tan temprana como 1867 tenemos a VILANOVA (1867) y COQUAND (1868) discutiendo sobre la prioridad de algunas de las especies de gasterópodos cretácicos definidos por COQUAND (1865) y que también se encontraban descritos en la obra de VILANOVA; de este cruce de palabras lo que nos queda claro es que existía un manuscrito o unas pruebas de imprenta del texto y de alguna de las láminas del trabajo de VILANOVA, y que éstas habían sido mostradas por el autor a otros investigadores, entre ellos COQUAND, en un sentido moderno se trataría de un *preprint* y no de una publicación propiamente dicha.

Aunque en la portada del libro figura la fecha de 1863 el mapa geológico que acompaña a la memoria lleva fecha de 1868 y está firmado por FRANCISCO COELLO; hay que tener en cuenta que la Junta General de Estadística no publicaba ninguna Memoria geológica si no iba acompañada por su correspondiente mapa (MURO *et al.*, 1996). La fecha de 1868 del mapa fue utilizado por CALZADA y PASTOR (1976) para proponer este año como fecha de publicación del trabajo de VILANOVA. Sin embargo GOZALO (1993) siguiendo la información ofrecida por los geólogos de la época, y que por lo tanto vivieron el problema de cerca, acepta 1870 como fecha de publicación, de acuerdo con los datos ofrecidos por MAFFEI y RUA FIGEROA (1871-1872), FERNÁNDEZ DE CASTRO (1874, 1876) y MALLADA (1887), aunque no disponía de ninguna prueba documental.

En los últimos meses el Dr. Salavert y el autor estamos catalogando los fondos de la "Donación Vilanova" que se encuentran depositados en el Servicio de Investigaciones Prehistóricas de la Diputación Provincial de Valencia. Uno de los primeros aspectos que destacan en estos papeles es que VILANOVA, al igual que otros muchos autores de la época, reutilizaba de modo habitual las cartas, citaciones y cualquier otro papel para escribir notas y borradores, y por lo tanto en muchas ocasiones es tan interesante lo escrito por VILANOVA como el documento sobre el que está escrito. Uno de estos borradores de VILANOVA está escrito sobre una carta dirigida a VILANOVA, con membrete de "Presidencia del Consejo de Ministros, Dirección general de Estadística" con el siguiente texto:

"Mí estimado amigo: cuando V. guste puede pasar á recoger á este centro los doscientos noventa y seis ejemplares de su Memoria, que con cuatro que tiene recibidos, hacen un total de trescientos, que son los que deben entregársele."

La carta con fecha "Madrid 5 de Abril de 1870" va firmada por "El Director General" D. A. Martín. Por el contenido de la carta y la fecha de la misma queda claro que el *Ensayo* sobre la provincia de Teruel, única obra de VILANOVA que publicó la Junta General de Estadística, debió salir de imprenta en los primeros meses de 1870. Como conclusión se puede decir que al citar esta obra y los fósiles contenidos en ella se deben citar con fecha de 1870.

AGRADECIMIENTOS. El autor agradece al Servicio de Investigaciones Prehistóricas de la Diputación Provincial de Valencia las facilidades para estudiar el fondo de la "Donación Vilanova". También quiere agradecer al Dr. Vicente Salavert (Univesitat de València) la colaboración en el hallazgo del documento aquí estudiado

BIBLIOGRAFÍA.

- CALZADA, S. 1995. Sobre la fecha de la memoria sobre Teruel de Vilanova. *Noticias Paleontológicas*, **25**, 58-59.
- CALZADA, S. y PASTOR, J. 1976. Sobre *Glauconia gaudryi* (Vilanova, 1868), gasterópodo del Hauteriviense. *Acta Geológica Hispánica*, **11**, 21-24.
- COQUAND, H. 1865. Monographie paléontologique de l'étage aptien de l'Espagne. *Mémoires de la Société d'Emulation de la Provence*, **3**, 191-411 (1-221).
- COQUAND, H. 1868. Description géologique de la formation crétacée de la province de Teruel (ancien royaume d'Aragon). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2ª ser., **26**, 144-173.

- FERNÁNDEZ DE CASTRO, M. 1874. Notas para un estudio bibliográfico sobre los orígenes y estado actual del Mapa Geológico de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**, 17-168, 309-320.
- FERNÁNDEZ DE CASTRO, M. 1876. Noticia del estado de los trabajos del Mapa Geológico de España en 1.º de julio de 1874. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **3**, 1-89.
- GOZALO, R. 1993. *Homenaje a Juan Vilanova y Piera*. Universitat de València-Diputación de Valencia-Sociedad Económica de Amigos del País de Valencia, 103 pp.
- GOZALO, R. 1995. Sobre la fecha de la "Memoria sobre Teruel" de Vilanova. *Noticias Paleontológicas*, **26**, 53-55.
- MAFFEI, E. y RUA FIGEROA, R. (1871-72): *Apuntes para una biblioteca española de libros, folletos y artículos, impresos y manuscritos, relativos al conocimiento y explotación de las riquezas minerales y á las ciencias auxiliares*. Imprenta de J. M. Lapuente, 2 vols., LXX+531 pp. y 695 pp. Edición facsímil en: *La Minería Hispana e Iberoamericana*, Cátedra San Isidoro León, 1970, 2 y 3.
- MALLADA, L. 1887. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **14**, 1-171.
- MURO, J. I., NADAL, F. y URTEAGA, L. 1996. *Geografía, estadística y catastro en España. 1856-1870*. Ediciones del Serbal, 275 pp.
- VILANOVA, J. 1867. Note sur la géologie de la Province de Valence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2ª ser., **24**, 818-822.
- VILANOVA, J. 1870. *Ensayo de una descripción geognóstica de la provincia de Teruel en sus relaciones con la agricultura de la misma*. Junta General de Estadística, 312 pp., 1863, 1868.

Bioestratigrafía del Leoniense (Cámbrico Medio bajo) en la Península Ibérica. Relaciones paleobiogeográficas

Rodolfo GOZALO¹ y Eladio LIÑÁN²

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot (Valencia).

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

El Cámbrico Medio de la Península Ibérica ha sido dividido en tres pisos, aunque sólo los dos primeros están definidos formalmente: Leoniense, Caesaragustense y Sin Solenopleuropsidae (LIÑÁN *et al.*, 1993). Esta contribución quiere mostrar el estado actual de las divisiones bioestratigráficas establecidas en el primero de estos pisos, así como calibrar las áreas dentro de la provincia Acadobáltica (*sensu* SDZUY, 1972) donde es posible aplicar esta unidad bioestratigráfica.

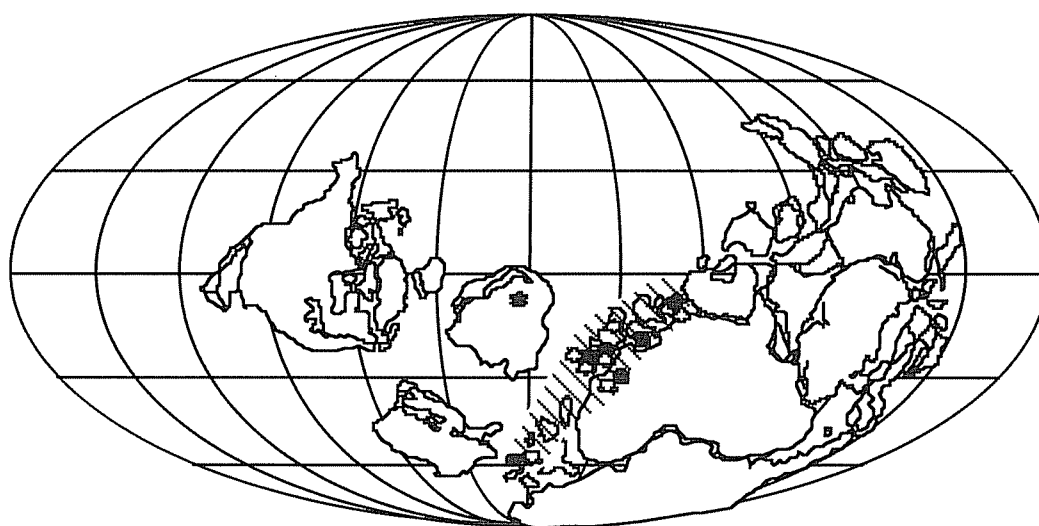
El límite inferior del Leoniense está definido por la primera aparición de *Eoparadoxides mureroensis* (SDZUY, 1958) y su límite superior se sitúa en el nivel anterior a la primera aparición de la especie *Badulesia tenera* (HARTT *in* DAWSON, 1864) de acuerdo con la propuesta de SDZUY *et al.* (1996). Para la división en biozonas de este piso primeramente se utilizaron varios géneros como *Paradoxides* s. l. y *Acadolenus* (SDZUY, 1968, 1971, 1995), aunque todavía no se han definido formalmente, y más recientemente GOZALO y LIÑÁN (1995) han propuesto una división en tres biozonas basada en la posible filogenia de las especies del género *Paradoxides* s. l.: *Eoparadoxides mureroensis* (SDZUY, 1958), *Paradoxides (Eccaparadoxides) sdzuyi* LIÑÁN GUIJARRO, 1978 y *Paradoxides (Eccaparadoxides) asturianus* SDZUY, 1968.

Estas biozonas se han reconocido en todas las regiones españolas donde aflora Cámbrico Medio, así en las Cadenas Ibéricas en la parte alta de la Fm. Valdemiedes y en la Fm. Mansilla

(GOZALO y LIÑÁN, 1995; LIÑÁN *et al.*, 1996), en la Cordillera Cantábrica en el miembro superior de la Fm. Láncara (SDZUY, 1968, 1995) y en la Sierra de Córdoba en la Fm. Los Villares (LIÑÁN *et al.*, 1995; PEREJÓN *et al.*, 1996).

La mayoría de los trabajos recientes están de acuerdo en subdividir la provincia acadobáltica en tres subprovincias: Baltica, Avalonia y Mediterránea, ocupando Avalonia una posición intermedia entre las otras dos (figura). La presencia en varias localidades de las subprovincias Avalonia y Mediterránea de *Eoparadoxides mureroensis* o formas muy próximas como *E. harlani* (GREEN, 1834) y *E. briareus* (GEYER, 1993), y de *Badulesia tenera* permite suponer que tanto el piso Leonense como la biozonación propuesta en la Península Ibérica es aplicable de un modo directo a estas dos subprovincias.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT dentro del proyecto PB93-0591, y es una contribución a los Proyectos P.I.C.G. nº 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano") y nº 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).



- *Badulesia tenera*
- *Eoparadoxides mureroensis* y especies afines
- ▣ Area posible de distribución de trilobites leonienses

BIBLIOGRAFIA

- GOZALO, R. and LIÑÁN, E. 1995. Leonian (early Middle Cambrian) *Paradoxides* biostratigraphy. *Beringeria*, Special Issue 2, 169-171.
- LIÑÁN, E., ÁLVARO, J., GOZALO, R., GÁMEZ-VINTANED, J. A. y PALACIOS, T. 1995. El Cámbrico Medio de la Sierra de Córdoba (Ossa-Morena, S de España): trilobites y paleoicnología. Implicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. *Revista Española de Paleontología*, 10 (2), 219-238.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. and SDZUY, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, 130 (6), 817-833.
- LIÑÁN, E., SDZUY, K., ÁLVARO, J., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. 1996. September 19. The Jarque section: Lower and Middle Cambrian. (West Asturian-Leonese Zone. Eastern Iberian Chain). In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain*, 13-21

- September 1996. *Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 57-72.
- PEREJÓN, A., MORENO-EIRIS, E., LIÑÁN, E. and SEQUEIROS, L. 1996. September 16. The Cambrian of the Sierra de Córdoba. (Ossa-Morena Zone. Sierra Morena). In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 45-55.
- SDZUY, K. 1968. Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 1, 1967, 77-133.
- SDZUY, K. 1971. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección I Geología*, 2, 769-782.
- SDZUY, K. 1972. Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil II, 1972 (1-2), 1-91.
- SDZUY, K. 1995. Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del Límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: GÁMEZ VINTANED, J. A. and LIÑÁN, E. (eds.). *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 253-263.
- SDZUY, K., LIÑÁN, E. and GOZALO, R. 1996. The Middle Cambrian Series. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 16-18.

Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio. Su posición en las series españolas

Rodolfo GOZALO ¹ y Teodoro PALACIOS ²

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

² Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura. 06071-Badajoz.

Uno de los temas más candentes en la actualidad es la definición y división del Cámbrico, el único Sistema Fanerozoico que todavía no está formalmente dividido debido a la fuerte provincialidad de los trilobites, grupo clásicamente utilizado para la biocronología del Cámbrico. Incluso, aunque la Subcomisión Estratigráfica del Cámbrico sigue trabajando con la idea básica de tres grandes divisiones, la clásica tripartición en inferior, medio y superior ha sido cuestionada (ROBISON *et al.*, 1977). Al no existir secciones de referencia con validez mundial para las correlaciones, el modo de abordar el problema, ha sido establecer una serie de divisiones en pisos regionales y luego intentar correlacionarlos.

Dentro de este marco general, el límite Cámbrico Inferior-Medio ha levantado una fuerte expectación no exenta de polémica y se han propuesto varios biohorizontes para definirlo. Esta polémica se inició cuando ÖPIK (1966) definió el piso Ordian en Australia en el que convivían faunas de Paradoxidos (Cámbrico Medio) y Redlichidos (Cámbrico Inferior), y continuó más tarde cuando SDZUY (1971a, 1971b, 1972) al estudiar el significado de las faunas españolas de *Eoparadoxides mureroensis* indicó que estas faunas eran más antiguas que las faunas clásicas de *Paradoxides* s. l. de Escandinavia, Terranova o Inglaterra consideradas como la base del Cámbrico Medio, situadas encima de un hiato existente entre los materiales del Cámbrico Inferior y los del Cámbrico Medio, cosa que no ocurre en España donde el tránsito es aparentemente continuo.

Una de las primeras propuestas, aunque no se llegase a plantear formalmente, se debe a ROBISON *et al.* (1977) quienes proponen buscar un elemento faunístico de amplia distribución geográfica. El pimer horizonte dentro del Cámbrico Medio que cumple las premisas por ellos propuestas es el biohorizonte de aparición de *Ptychagnostus gibbus*, además este biohorizonte es coincidente con la base del piso de *Paradoxides paradoxissimus* en Escandinavia, y también correlacionable con la biozona de *Badulesia tenera*, considerada en España como la base del Caesaraugustiense (SDZUY *et al.*, 1996). El hecho de que este horizonte sea fácilmente reconocible en la mayoría de los afloramientos con rocas del Cámbrico han llevado al actual presidente de la Subcomisión Estratigráfica del Cámbrico a proponer este límite para Australia (SHERGOLD, 1996).

Por otro lado en España, y siguiendo la línea abierta por los trabajos de SDZUY, LIÑÁN y colaboradores han estudiado el límite Cámbrico Inferior-Medio de acuerdo con la premisa clásica de que la primera aparición de la especie más antigua de *Paradoxides* s.l. (*Eoparadoxides mureroensis*) marca el comienzo del Cámbrico Medio, en el que el piso Leoniense estaría en su base (LIÑÁN *et al.*, 1993), este biohorizonte de aparición se ha visto reforzado por la caracterización, en el techo del Cámbrico Inferior, de un evento de extinción denominado Evento Valdemiedes (LIÑÁN, FERNÁNDEZ-NIETO *et al.*, 1993). También hay que destacar que este límite de primera aparición de *Eoparadoxides mureroensis* presenta un buen potencial de correlación a nivel mundial como ha demostrado recientemente SDZUY (1995, 1996).

GEYER (1990) plantea otro tercer horizonte para el límite Cámbrico Inferior-Medio en Marruecos, situándolo por debajo de *Eoparadoxides mureroensis*, en la base de la biozona de *Hupeolenus*, primera zona del piso Tissafin, caracterizado por la presencia de trilobites Protolenidos (que no se corresponde con la zona de *Protolenus* establecidas en otras regiones). Este autor correlaciona esta biozona de *Hupeolenus* con el piso Bilbiliense en España.

Recientes estudios sobre fitoplancton marino, que muestran su distribución cosmopolita en el Cámbrico, han permitido establecer biozonaciones detalladas para el Cámbrico Inferior (MOCZYDLOWSKA, 1991). Los cambios importantes del fitoplancton en el intervalo comprendido entre las zonas de Volkovia-Liepaina (A4) y una asociación todavía no definida, caracterizada por MOCZYDLOWSKA *et al.* (1996), hacen que estos autores porpongan la aparición de esta asociación como marcadora del límite Cámbrico Inferior-Medio con acritarcos; esta asociación comienza en la zona de *Protolenus* por debajo de las zonas de *Acadoparadoxides oelandicus* y de *Paradoxides bennetti*, consideradas clásicamente como marcadoras del comienzo del Cámbrico Medio en la provincia Acadobáltica. El bioevento que marca este límite con acritarcos se manifiesta por cambios en la biodiversidad global del fitoplancton, con la extinción de 29 especies y la primera aparición de 36 especies VIDAL y MOCZYDLOWSKA (enviado).

Para finalizar queremos destacar que España es un lugar ideal para estudiar el límite, puesto que en la actualidad disponemos de distintas secciones donde es posible localizar cualquiera de los biohorizontes propuestos como posibles límites entre el Cámbrico Inferior y Medio, como ejemplos pueden servir las secciones Borobia 1 (Cadenas Ibéricas) y La Albuera 1 (Ossa Morena). En la primera de ellas (GÁMEZ *et al.*, 1991; LIÑÁN *et al.*, 1996; MOCZYDLOWSKA *et al.*, 1996; PALACIOS in prep.) encuentran en la Fm. Daroca una sucesión continua con acritarcos donde se registra el límite propuesto por MOCZYDLOWSKA *et al.* (1996), y también, en niveles próximos, la presencia de *Protolenus* (*Hupeolenus*), que marcarían el horizonte propuesto por GEYER (1990); en la Fm. Valdemiedes encontramos el primer *Eoparadoxides mureroensis* (base del Leoniense), que marcaría el segundo horizonte propuesto, y en los niveles basales de la Fm. Murero aparece *Badulesia tenera* (comienzo del Caesaraugustiense) que marcaría el más moderno de los horizontes propuestos. En la Albuera 1 (LIÑÁN, PALACIOS *et al.* 1993; LIÑÁN *et al.*, 1995; MOCZYDLOWSKA *et al.*, 1996) tenemos el

limite propuesto por MOCZYDLOWSKA *et al.* (1996) en el techo del Miembro Vallehondo (Fm. La Lapa).

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha desarrollado dentro de los Proyectos PB93-0591 y PB93-0410C01, financiados por el gobierno español (D.G.I.C.Y T.), EIA95-06 financiado por la Junta de Extremadura (Consejería de Educación y Juventud) y Fondo Social Europeo. Son una contribución a los Proyectos del P.I.C.G. nº 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano"), nº 320 (Acontecimiento y recursos en el Neoproterozoico) y nº 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).

BIBLIOGRAFIA

- GÁMEZ, J. A., FERNÁNDEZ-NIETO, C., GOZALO, R., LIÑÁN, E., MANDADO, J. y PALACIOS, T. 1991. Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria, Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **16**, 251-271.
- GEYER, G. 1990. Revised Lower to lower Middle Cambrian biostratigraphy of Morocco. *Newsletter on Stratigraphy*, **22**, 53-70.
- LIÑÁN, E., FERNÁNDEZ-NIETO, C., GÁMEZ, J. A., GOZALO, R., MAYORAL, E., MORENO-EIRIS, E., PALACIOS, T. & PEREJÓN, A. 1993. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, **nº extr.**, 26-39.
- LIÑÁN, E., GÁMEZ-VINTANED, J. A., PALACIOS, T., ÁLVARO, J., GOZALO, R., MAYORAL, E., MORENO-EIRIS, E., PEREJÓN, A., QUESADA, C. y SÁNCHEZ GARCÍA, T. 1995. Day 2: September 21. The Cambrian of the Alconera Unit. In: RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. y ALONSO GAVILÁN, G. (eds.). *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Annual IGCP Project-319 Meeting: Global Paleogeography in the Upper Precambrian-Lower Cambrian. Regional IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Pre-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo. Spain. September, 19-24th. 1995*. Signo, S. L., Salamanca, 9-21.
- LIÑÁN, E., PALACIOS, T., VILLAFAINA, M., GOZALO, R. and ÁLVARO, J. 1993. Middle Cambrian acritarchs in the levels with *Solenopleuropsis* and *Sao* (Trilobita) from Zafra (Badajoz province, Spain). Biostratigraphical consequences. *Terra Nova, Abstract Supplement*, **6**, 3-4.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. y SDZUY, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130** (6), 817-833.
- LIÑÁN, E., SDZUY, K., ÁLVARO, J., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. 1996. September 19. The Jarque section: Lower and Middle Cambrian. (West Asturian-Leonese Zone. Eastern Iberian Chain). In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 57-72.
- MOCZYLOWSKA, M. 1991. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossil and Strata*, **29**, 1-127.
- MOCZYLOWSKA, M., PALACIOS, T. and VIDAL, G. 1996. The Lower-Middle Cambrian boundary recognised by acritarchs at the margin of Gondwana: Sierra Morena and Iberian Chains, Spain and Upper Silesia, Poland. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 107-109.
- ÖPIK, A. A. 1966. The Ordian stage of the Cambrian and its Australian Metadoxidae. *Bureau of Mineral Resources Australia Bulletin*, **92**, 133-169.
- ROBISON, R. A., ROSOVA, A. V., ROWELL, A. J. and FLETCHER, T. P. 1977. Cambrian boundaries and divisions. *Lethaia*, **10**, 257-262.
- SDZUY, K. 1971a. Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Sección I Geología, **2**, 753-768.
- SDZUY, K. 1971b. La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Sección I Geología, **2**, 769-782.
- SDZUY, K. 1972. Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil II, **1972** (1-2), 1-91.

- SDZUY, K. 1995. Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del Límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: GÁMEZ VINTANED, J. A. & LIÑÁN, E. (eds.). *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 253-263.
- SDZUY, K. 1996. Further remarks on the Early-Middle Cambrian boundary. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 116-118.
- SDZUY, K., LIÑÁN, E. and GOZALO, R. 1996. The Middle Cambrian Series. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 16-18.
- SHERGOLD, J. H. 1996. The boundaries of the Middle Cambrian in Australia. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 119-120.

Estudio de la variación anual de la fauna de foraminíferos bentónicos de la marjal de Torreblanca

Jorge GUILLEM¹, Juan Manuel BRITO¹ y Juan USERA¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

El estudio de los grupos de protistas es especialmente interesante puesto que estos organismos, al carecer de medio interno, son particularmente sensibles a los cambios medioambientales. Estos cambios, tanto diarios como estacionales, se ven más acentuados en medios como marjales y albuferas que en el medio marino.

El objetivo del presente trabajo es el estudio de las variaciones sufridas a lo largo del año por las asociaciones de foraminíferos en un punto concreto de la marjal de Torreblanca, que forma parte de un grupo de albuferas situado en el sector norte del Golfo de Valencia; así como determinar la influencia que pudiera tener la variación anual de una serie de parámetros físico-químicos. Para ello se ha analizado el número de individuos y las distribuciones de las diferentes especies de foraminíferos tanto en las biocenosis como en las asociaciones totales (en el sentido de SCOTT y MEDIOLI, 1980), formadas por el conjunto de individuos vivos y de conchas vacías. También se han llevado a cabo evaluaciones de la diversidad ecológica y de su variación a lo largo del año así como un intento preliminar de relacionarla con algunas variables ambientales. Se han considerado además, las frecuencias de los tres tipos de caparazón (hialino, aporcelanado y aglutinado sobre base orgánica).

Se tomaron 12 muestras, una por mes, en el periodo comprendido entre enero y diciembre de 1993, en un punto ubicado en una de las lagunas permanentes localizadas al norte de la marjal. De cada muestra se extrajo un volumen de 3 cm³ que se trató con Rosa de Bengala (WALTON, 1952) con el fin de diferenciar los individuos vivos. Se han estudiado un total de 34.974 ejemplares de los cuales 1.440 se consideraron vivos. Para evaluar la diversidad ecológica se han utilizado tres índices distintos: el índice H' de Shannon-Wiener, el índice de equitabilidad correspondiente E' y el índice alfa de Fisher. También se ha llevado a cabo un análisis cluster utilizando un sistema de agrupamiento UPGMA. Al mismo tiempo de la toma de

muestras se ha realizado una serie de medidas *in situ* de diversos parámetros físico-químicos: temperatura, salinidad y conductividad, contenido en oxígeno, pH etc.

RESULTADOS. El número de individuos vivos presenta un máximo en las muestras correspondientes a febrero y marzo (con 428 individuos en febrero) y dos máximos relativos en mayo-junio y en agosto. Si se consideran las asociaciones totales, también aparece el máximo de febrero-marzo aunque el valor más alto corresponde a agosto, con más de 7.000 ejemplares. El número de foraminíferos vivos es, en general, bastante bajo; sólo en 5 de las 12 muestras se superan los 100 ejemplares, por lo que en varios casos su significación estadística pueda ser dudosa. Sin embargo, el porcentaje de individuos vivos con respecto al total (que oscila entre el 0.71 y el 8.73 %) no difiere substancialmente del encontrado por otros autores (DANIELS, 1970).

Los distintos índices de diversidad obtenidos ofrecen resultados dispares. Tanto el índice alfa como el de Shannon indican máximos de diversidad para las asociaciones de foraminíferos vivos en marzo y julio, y mínimos en abril y octubre. Aunque el índice de equitabilidad también aumenta en marzo y julio, alcanza su valor máximo precisamente en octubre. Los índices de Shannon y de equitabilidad aplicados a las asociaciones totales presentan el valor más alto en marzo y el más bajo en septiembre, mientras que el alfa de Fisher no muestra una tendencia clara.

En lo que se refiere a la proporción de los distintos tipos de pared de la concha, se ha observado que las formasaporcelanadas son raras y no sobrepasan en ningún caso el 5 % del total de la muestra. Los foraminíferos aglutinados son particularmente frecuentes en la primera mitad del año, sobre todo en marzo y julio, pero su proporción disminuye de manera importante a partir de agosto. En este mes los caparazones hialinos, preponderantes en todas las muestras, aumentan su porcentaje. Para la mayoría de las muestras los foraminíferos aglutinados tienen una representación mayor en la asociación de individuos vivos que en la asociación total. Esto podría explicarse por la mayor fragilidad de la concha que, una vez vacía, se destruiría más fácilmente.

En el análisis cluster (modo Q) llevado a cabo para las **asociaciones de foraminíferos vivos**, se observó que las muestras de los **meses** de febrero y marzo se separan con claridad del resto. En cuanto a las **especies** (modo R), este método separó claramente la especie *Trichohyalus aguayoi* (BERMÚDEZ) de las otras. Esta especie, a diferencia de las demás, está ampliamente representada a lo largo del año y en ningún momento su frecuencia es menor del 15 %. Respecto a las **asociaciones totales**, el análisis separó las muestras en 4 grupos: el primero correspondiente al mes de agosto, el segundo formado por las muestras de febrero y marzo, el tercero por las de noviembre y octubre y el cuarto que incluye los meses de abril, mayo y junio. El primer grupo se diferencia claramente y está caracterizado por una gran abundancia de individuos, especialmente formas calcáreas. El resto de muestras se relaciona a menor nivel con las anteriores. Las especies dominantes son *T. aguayoi* y *Metarrotaliella simplex* GRELL y quedan nítidamente separadas de las demás. *Spirillina vivipara* EHRENBERG, también diferenciada de las otras especies, presenta una distribución peculiar siendo muy escasa durante todo el año, excepto en agosto.

Aunque se intentó evaluar la influencia de determinados parámetros físico-químicos (cantidad de oxígeno disuelto) sobre la diversidad y la abundancia y distribución de las especies, no se obtuvo ningún resultado significativo. Esto podría deberse a que las asociaciones son el resultado de una compleja combinación de estos factores ambientales más que de la acción aislada de alguno de ellos.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Proyecto I/68-226 de la Volkswagen Stiftung.

BIBLIOGRAFÍA

- DANIELS, C. H. V. 1970. Quantitative ökologische Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilung rezenter Foraminiferen im Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **8**, 1-109.
- SCOTT, D. B. and MEDIOLI, F. S., 1980. Living vs. total foraminiferal populations: their relative usefulness in paleoecology. *Journal of Paleontology*, **54**, 814-831.
- WALTON, W. R. 1952. Techniques for recognition of living foraminifera. *Contribution from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, **3**, 56-60.

Equinodermos ordovícicos del noroeste de España

Juan Carlos GUTIÉRREZ-MARCO ¹, Miguel ARBIZU ², Isabel MÉNDEZ-BEDIA ²,
Isabel RÁBANO ³ y D. ARIAS ²

¹ Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad CC. Geológicas, 28040 Madrid.

² Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo

³ Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

En el noroeste de la Península Ibérica, los materiales sedimentarios ordovícicos afloran con gran extensión en diferentes áreas estructurales y paleogeográficas del Macizo Hespérico, como son la Zona Cantábrica, la Zona Asturoccidental-Leonesa y el dominio del Olla de Sapo de la Zona Centroibérica. Sin embargo, aquéllos faltan aparentemente en la Zona Galaico-Trasmontana donde aún no se conocen metasedimentos fosilíferos anteriores al Silúrico.

Los grupos paleontológicos mejor representados del Ordovícico del noroeste de España son normalmente trilobites, graptolitos, moluscos y braquiópodos, documentándose también algunos equinodermos de un modo más puntual. Estos últimos fueron citados por vez primera en el siglo pasado, cuando PRADO (1857) menciona el hallazgo del diploporito *Echinosphaerites murchisoni*? VERN. et BARR. (sic) entre los elementos de la "Fauna Segunda" (de BARRANDE) encontrados en los alrededores de Lluarca (Asturias), dentro de la formación de pizarras homónima. Ya en el presente siglo, las asociaciones de equinodermos ordovícicos fueron largamente ignoradas hasta los trabajos de CHAUVEL (1973), CHAUVEL y TRUYOLS (1977) y GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1996a, 1996b), donde se describen o ilustran algunos restos de pelmatozoos del Ordovícico Medio y Superior procedentes de tres localidades de la Zona Cantábrica.

En el presente estudio se pasa revista al conjunto de equinodermos ordovícicos obtenidos en el noroeste de España, a la luz de nuevos e importantes descubrimientos. Como consecuencia de ello, se pone de manifiesto la existencia de diversas formas de las clases diploporita, rhombifera, blastozoa, crinoidea, stellerioidea y stylophora en varios yacimientos asturianos, gallegos y leoneses.

Los equinodermos ordovícicos más antiguos del noroeste ibérico son de edad Oretaniense y se localizan en los sinclinales de Truchas (borde septentrional de la Zona Centroibérica) y Villadrid (dominio del Manto de Mondoñedo de la Zona Asturoccidental-Leonesa), en ambos casos dentro de la Formación Lluarca, así como en la Escama de Laviana-Sueve de la Zona Cantábrica, correspondiendo en este último caso a la Formación Sueve. El primer yacimiento se

sitúa al S de Valdavidó (León) y contiene *Codiacystis* sp. en niveles del Oretaniense Inferior. El segundo ocurre al norte de Villadrid (Lugo) y en él se identificó un ejemplar de *Calix rouaulti* CHAUVEL (forma "típica") acompañado por graptolitos del Oretaniense superior. De la misma edad son los ejemplares de *Calix* sp. (similares al morfotipo "g" de *C. rouaulti*) ilustrados por GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1996a) en la Sierra del Sueve (oriente asturiano).

Los restantes equinodermos del Ordovícico Medio se encuentran representados en niveles del Dobrotiviense inferior del norte de Los Barrios de Luna (León), donde aparecieron restos de ofiuroides, una placa de *Anatifopsis* sp. y fragmentos pluricolumnares de pelmatozoos indeterminados. Por su parte, en las secciones de los Cabos Peñas y Vidrias (Asturias), asignables como en el caso anterior al dominio de Pliegues y Mantos de la Zona Cantábrica, se encontraron distintos pelmatozoos del Dobrotiviense superior. Los primeros fueron descritos por CHAUVEL (1973) en la "lumaquela inferior" de la Formación Luarca de la ensenada de Coneo (Cabo Peñas), donde el autor identificó ejemplares de *Calix* sp., *Phlyctocystis*? sp. y un aristocystítido indeterminado (*Aristocystites* o *Phlyctocystis*). La base de la Formación Castro suprayacente en esta misma localidad constituye además el estratotipo de la especie *Destombesia hispanica* CHAUVEL (en CHAUVEL y TRUYOLS, 1977), considerado originalmente como de edad Caradoc, pero donde hemos obtenido nuevo material de este diploporito en el seno de una asociación paleontológica del Dobrotiviense superior ("Horizonte A" de TRUYOLS *et al.*, 1996). Por encima de dicho nivel se sitúa el "Horizonte B", que contiene algunas placas tectales de cistideos y columnares complejas de pelmatozoos, en muy mal estado de conservación para permitir su estudio. Por último, en intercalaciones de pizarras con graptolitos y trilobites encontradas en Cabo Vidrias, dentro de la parte media de la Formación Castro aflorante en la ensenada del Horno, se registra de nuevo la especie *Calix rouaulti* CHAUVEL (morfotipo "e" o "g"), igualmente en niveles del Dobrotiviense tardío.

Los equinodermos del Ordovícico Superior se conocen exclusivamente en una localidad cantábrica y en varios puntos de los sinclinales de Truchas y Peñalba, en el límite centroibérico-asturleonés. Se trata en todos los casos de una asociación de edad Ashgill pre-Hirnantense, restringida a las escasas unidades calcáreas ordovícicas conocidas en la región. Su mejor exponente se encuentra en la Caliza de Portilla de Luna (León), donde GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1996b) identificaron diversos rombíferos (*Heliocrinites rouvillei* VON KOENEN, *Caryocrinites*? sp., *Hemicosmitida* indet.), diploporitos (*Eucystis* n.sp., *Aristocystitidae*? indet.), blastozoos coronados (*Stephanocrinidae* n.gen., n.sp.) y diversos morfotipos columnares (*Trigonocyclicus vajgatschensis* YELTYSHEVA *et* STUKALINA, *Aonodiscus spinosus* LE MENN, *Cyclocharax paucicrenellatus* LE MENN, *Conspectocrinus celticus* LE MENN, *Hexagonocyclicus* sp., *Pentagonocyclicus* spp., *Trilobocrinus* sp., *Cyclocyclicus* sp., *Pentagonopentagonalis* sp. y *Ristnacrinus* sp.). Por nuestra parte, hemos investigado numerosas secciones de la Formación La Aquiana, correlacionable con la caliza de Portilla de Luna en ambos flancos del sinclinal de Peñalba, identificando numerosos restos de pelmatozoos al SE de Cobas, E del embalse de Peñarrubia, E de Paradela de Muces, E de Montes de Valdueza y en el paraje de El Morredero al S de San Cristóbal de Valdueza, localidades todas ellas del SO de la provincia de León. En los lugares mencionados la caliza contiene frecuentes secciones de cistideos indeterminables, que en su mayoría podrían corresponder a diploporitos habida cuenta de las dimensiones tectales y la existencia de numerosas placas de pequeño tamaño. Sin embargo, la presencia de rombíferos está casi asegurada por la presencia de placas proporcionalmente muy gruesas en algunos ejemplares, y sobre todo por la identificación de los morfotipos columnares *Trigonocyclicus vajgatschensis* y *Trilobocrinus* sp., atribuidos a hemicosmítidos. Otro morfotipo abundante es *Cyclocharax paucicrenellatus*, mientras que *Cyclocyclicus* sp. y *Conspectocrinus celticus* LE MENN están representados por sendas placas aisladas recogidas en Paradela de Muces. Por último, una tercera unidad que ha librado restos de cistideos y crinoides, enteramente comparables a los de la Formación La Aquiana, son las llamadas "calizas del Trigal" intercaladas en la mitad inferior de la Formación Casaio en los sinclinales de Peñalba (flanco sur) y Truchas. Así, localidades puntuales situadas al NO de Voces, N de Casaio y NE de Truchas (sondeos de Pizarras de España), han librado morfotipos

columnares como *C. paucicrenellatus*, *T. cf. vajgatschensis* y *Cyclocyclicus* sp., además de secciones tecales de cistideos, indicando una asociación muy próxima a la documentada en la Formación La Aquiana.

Respecto a la mención hecha por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942) de restos de crinoides del Ordovícico Superior, en afloramientos posiblemente pertenecientes a la Formación Agüeira del dominio del Navia Oriental (Zona Asturoccidental-Leonesa), hasta la fecha no ha sido posible reencontrar el citado yacimiento para proceder a su revisión paleontológica o bioestratigráfica.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se inscribe en los Proyectos PB94 1330 de la DGICYT y 351 del PICG (IUGS-UNESCO).

BIBLIOGRAFÍA

- CHAUVEL, J. 1973. Les echinodermes Cystoïdes de l'Ordovicien de Cabo de Peñas (Asturies). *Breviora Geologica Asturica*, **17**, 30-32.
- CHAUVEL, J. y TRUYOLS, J. 1977. Sur la présence du genre *Destombesia* Chauvel (Echinoderme Cystoïde) dans l'Ordovicien des Asturies (Espagne). *Breviora Geologica Asturica*, **21**, 37-40.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., ALBANI, R., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., BABIN, C., GARCÍA-RAMOS, J. C., MÉNDEZ-BEDIA, I., RÁBANO, I., TRUYOLS, J., VANNIER, J. y VILLAS, E. 1996. Bioestratigrafía de la Formación Pizarras del Suevo (Ordovícico Medio) en el sector septentrional de la escama de Laviana-Suevo (Zona Cantábrica, Norte de España). *Revista Española de Paleontología*, **11**, 48-74.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., MÉNDEZ-BEDIA, I., RÁBANO, I. y VILLAS, E. 1996. Rasgos estratigráficos de la sucesión del Ordovícico Superior en Portilla de Luna (Zona Cantábrica, noroeste de España). *Geogaceta*, **20**, 11-14.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. 1942. Explicación del nuevo Mapa Geológico de España, Tomo II. El Sistema Siluriano. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **45** (1), 848 p.
- PRADO, C. DE 1857. Lettre a M. de Verneuil sur le terrain Silurien des Asturies (28 Oct. 1857). *Bulletin de la Société Géologique de France*, ser. 2, **15**, 91-93.
- TRUYOLS, J., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., GARCÍA-RAMOS, J. C., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., MÉNDEZ-BEDIA, I., RÁBANO, I. y VILLAS, E. 1996. La Formación vulcanosedimentaria del Castro (Ordovícico-Silúrico) en el Cabo Peñas (Zona Cantábrica, NO España). *Geogaceta*, **20**, 15-18.

Identificación de fósiles silúricos en la región de Alange (Badajoz)

Juan Carlos GUTIÉRREZ-MARCO ¹, T. PORRO MAYO ², Pedro HERRANZ ARAÚJO ¹ y A. GARCÍA-PALACIOS ¹

¹ Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

² Almendralejo 43, 2º bloque-2º E, 06800 Mérida (Badajoz).

Los materiales silúricos al sur del eje Pedroches nunca han sido estudiados en detalle, debido a la ausencia de buenos afloramientos y a la gran complejidad estructural que presentan. Los únicos datos bioestratigráficos registrados en la parte española se limitan a sendos hallazgos puntuales de graptolitos al noroeste de Villar del Rey (sinforme de la Codosera-Puebla de Obando: SOLDEVILA, 1992) y en la Sierra Calvario-Juan Bueno al este de Zarza de

Alange (HERRANZ, 1985). En el contexto anterior, la mayor parte de los materiales atribuidos al Silúrico en este sector por las modernas cartografías MAGNA y otros trabajos de revisión, se fundamentan en comparaciones litológicas o cicloestratigráficas para unidades imprecisas, no asignables por exclusión a ningún otro Sistema. De ahí la gran importancia y posibilidades de contrastación que ofrece cualquier nuevo hallazgo paleontológico habido en estas regiones.

En este trabajo se estudian dos nuevos puntos fosilíferos situados respectivamente al oeste del castillo de Alange, próximo al muro del embalse de su mismo nombre, y en la ladera meridional del monte Calvario al este de Zarza de Alange. En ambos casos, los niveles de lutitas silúricas están en contacto mecánico con los materiales cuarcíticos del Ordovícico Inferior ("Cuarcita Armoricana" o "Capas Pochico"), y su techo visible conecta por falla con otras areniscas y cuarcitas fosilíferas del Devónico Inferior. La naturaleza del contacto basal no puede precisarse con claridad debido a los recubrimientos recientes o a presentarse mecanizado, si bien en opinión de HERRANZ (1984) podría tratarse de una disconformidad ligada a una fase transgresiva silúrica de alcance regional (su "discontinuidad d"). Ninguno de los afloramientos silúricos fue detectado en la cartografía MAGNA (APALATEGUI *et al.*, 1988), donde ambos vienen consignados como devónicos.

El yacimiento paleontológico de Zarza de Alange es el más antiguo de los dos y se localiza a poco más de 1 km al oeste del punto señalado por HERRANZ (1985, p. 683), en prolongación segura del mismo afloramiento (actualmente destruido por una excavación). En ambos casos, se observan lutitas finas laminadas de tonos rosados a rojizos, que presentan tramos silicificados y otros marcadamente alterados, explotados como "tierra blanca". Los niveles fosilíferos contienen abundantes graptolitos junto a restos escasos de braquiópodos articulados (valvas sueltas de rhynchonéllidos epiplanctónicos), euryptéridos (en forma de fragmentos de apéndices y cutículas) y cornulítidos. Los graptolitos identificados son: *Monograptus flemingii* (SALTER, 1852), *Cyrtograptus hamatus* (BAILY, 1861), *Monoclimacis* sp. y *Paraplectograptus* sp. Desde el punto de vista bioestratigráfico, la asociación corresponde al Homerense basal (Wenlock "superior"), concretamente a la Biozona *lundgreni* indicada por la presencia de *C. hamatus*. El hallazgo de este material bien conservado permite revisar además el horizonte descubierto por HERRANZ (1985), donde variantes preservacionales de *M. flemingii* fueron confundidas con formas propias del Telychiense (Llandovery "superior"). El rango de dicha especie es, no obstante, bastante amplio, y se extiende desde el Sheinwoodiense superior hasta el Homerense basal.

El yacimiento fosilífero descubierto recientemente por MEINKEN (1995) en el embalse de Alange es algo más moderno que el anterior, y brindó raros ejemplares de *Saetograptus leintwardinensis* (LAPWORTH, 1880) y *Pristiograptus* sp., el primero de ellos indicativo del Ludfordiense basal (Ludlow "superior"). Junto a los graptolitos se registran además abundantes restos de algas, euryptéridos (piezas variadas y cutículas), filocáridos, nautiloideos ortoconos, bivalvos (cardiólidos) y braquiópodos articulados (rhynchonéllidos epiplanctónicos). Algunos planos de estratificación muestran acumulaciones de quitinozoos visibles macroscópicamente.

Desde el punto de vista paleobiogeográfico, los niveles de Zarza de Alange son comparables con otros de la misma edad registrados en el techo de las ampelitas con graptolitos de distintas secciones de la Zona Centroibérica (Corral de Calatrava, Chillón, El Centenillo, Herrera del Duque, etc.), y suponen el mantenimiento de unas determinadas condiciones de profundidad (o el retorno a ellas en el caso del Guadarranque), con anterioridad a los cambios sedimentarios y oceanográficos impuestos por el Evento Lundgreni del Wenlock "superior". Por el contrario, el nivel fosilífero del embalse de Alange es muy singular en el ámbito de la Zona Centroibérica, ya que normalmente los horizontes de edad equivalente están representados por facies muy someras y energéticas (alternancias arenosas con frecuentes superficies de omisión), y en ningún caso por lutitas oscuras graptolíticas, propias de ambientes sedimentarios más tranquilos, bien pelágicos o de zonas con circulación restringida.

La persistencia de facies graptolíticas post-sheiniwoodienses en el Silúrico centroibérico, tan sólo en Guadarrama y al sur del eje de Los Pedroches, reviste gran interés por su concordancia con los modelos paleogeográficos modernos del límite con la Zona de Ossa Morena, aunque tiene poco que ver con el gradiente del resto de la plataforma centroibérica para el Silúrico, donde la mayor profundización tendría lugar hacia el norte y este actuales. En cualquier caso, el ambiente más profundo de la banda Portalegre-Peraleda-Adamuz queda reflejado también por criterios autoecológicos derivados del estudio de los euryptéridos, que en los dos nuevos yacimientos corresponden a pterigótidos pelágicos, presentes en Ossa Morena pero desconocidos al norte del "eje Pedroches". No obstante, el contexto geológico regional se complica también por la posibilidad de una transgresión silúrica tardía en el área estudiada, cuyo sentido local de norte hacia sur (actuales) resultaría poco congruente con las aseveraciones anteriores.

BIBLIOGRAFÍA

- APALATEGUI ISASA, O., JORQUERA DE GUINDOS, A. y VILLALOBOS MEGÍAS, M. 1988. *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 803 (Almendralejo) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000 (2ª Serie)*. Instituto Geológico y Minero de España, 79 pp.
- HERRANZ ARAÚJO, P. 1984. Las discontinuidades estratigráficas principales en el sector central del NE de "Ossa-Morena": rango y significado tectosedimentario. *Memórias e Notícias*, Coimbra, **97**, 51-80.
- HERRANZ ARAÚJO, P. 1985. El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. Parte II. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, **10** (2), 343-833.
- MEINKEN, W. 1995. *Stratigraphie und Tektonik des Paläozoikums im Raum Alange (provinz Badajoz, Spanien)*. Diplomarbeit Universität Freiburg im Breisgau, 67 pp. (inédita).
- SOLDEVILA BARTOLÍ, J. 1992. La sucesión paleozoica en el sinforme de La Codosera-Puebla de Obando (provincias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geológicos*, **48** (5-6), 353-362.

Aspectos tafonómicos del yacimiento Pleistoceno de Cueva del Búho (Segovia, España)

Carlos IÑIGO ¹, Guillermo MOLERO ¹ y Enrique MALDONADO ²

¹ Museo Geominero. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

² Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid

El yacimiento cuaternario de Cueva del Búho (Segovia, España) se dio a conocer por MOLERO *et al.* (1989), quienes situaron su origen en el Pleistoceno superior, dentro de la última glaciación (Würm I-II).

Está localizado en un sistema de cavidades kársticas parcialmente desmantelado y los trabajos de excavación se han desarrollado en tres zonas anexas: la Cueva del Búho, fuertemente expoliada, la Cata Exterior, situada en el suelo de una antigua galería colapsada y la Cavidad Anexa, donde los fósiles presentan una orientación espacial caótica incluidos en un sedimento no compactado ni cementado.

Un gran número de restos aparecen recubiertos por una costra carbonática y se han encontrado algunos embrechados con la roca caliza. Por otra parte, es muy frecuente que los

huesos largos de grandes herbívoros muestren huellas de haber sufrido meteorización por agentes atmosféricos durante su etapa biostratinómica.

Con respecto al origen del yacimiento, podemos afirmar que los restos de grandes vertebrados han sido acumulados por la hiena de las cavernas. Hay numerosos restos de *Crocota crocota spelaea*, algunos de los cuales son de individuo juvenil, siendo normal que los cachorros de *C. crocota* mueran en la madriguera (CRUZ-URIBE, 1991) y se han identificado coprolitos suyos, característicos de las zonas que habitan (HORWITZ y GOLDBERG, 1989). Además, en los huesos de grandes mamíferos hemos identificado huellas de mordedura y digestión, que sólo han podido ser producidas por un carnívoro muy grande, y la abundancia relativa de los distintos elementos esqueléticos de ungulados es similar a la descrita en acumulaciones producidas por hienas actuales (CRUZ-URIBE, 1991).

El registro fósil de Cueva del Búho podría ser una asociación mezclada, ya que se han identificado taxones de difícil coexistencia, como son *Gulo gulo*, descrito preferentemente en yacimientos del Würm III y característico de zonas frías, y *Stephanorhinus hemitoechus*, asociado a climas templados y mucho más abundante en el Würm I-II que en el Würm III. Esta mezcla podría deberse a la acción de los expoliadores, en la galería que da nombre al yacimiento, y a un proceso de removilización natural en la Cavidad Anexa, donde los restos parecen haber sido transportados desde el interior por una colada de barro reciente.

BIBLIOGRAFÍA

- CRUZ-URIBE, K. 1991. Distinguishing Hyaena from Hominid Bone Accumulations. *Journal of Field Archaeology*, **18**, 467-486.
- HORWITZ, L. and GOLDBERG, P. 1989. A Study of Pleistocene and Holocene Hyaena Coprolites. *Journal of Archaeological Science*, **16**, 71-94.
- MOLERO, G., MALDONADO, E., IÑIGO, C., SÁNCHEZ, F. y DíEZ, A. 1989. El yacimiento del Pleistoceno superior de la Cueva del Búho (Perogordo, Segovia) y su fauna de Vertebrados. *Vol. Comunic. V Jornadas de Paleontología, Valencia*, 101-102.

El tránsito Cretácico/Terciario en Beloc, Haití: Registro micropaleontológico e implicaciones bioestratigráficas

Marcos A. LAMOLDA ¹, Roque AGUADO ², Florentin J-M. R. MAURRASSE ³ y
Danuta PERYT ⁴

¹ Facultad de Ciencias-UPV; Campus de Lejona; 48940 Lejona

² Depto. de Geología; E.U. Politécnica; c/ Alfonso X El Sabio, 28; 23700 Linares

³ Dept. of Geology; Florida International University; Miami, FL 33199

⁴ Instytut Paleobiologii PAN, Al. Zwirki i Wigury 93; 02 089 Warszawa

En las cercanías de la localidad de Beloc y a lo largo de la carretera de Carrefour Dufort a Jacmel, en la Península Meridional de Haití, hay varias secciones que muestran el paso Cretácico/Terciario (K/T) en excelentes condiciones. MAURRASSE *et al.* (1979/1985) y MAURRASSE (1982) suministraron los primeros datos sobre la continuidad del registro estratigráfico, de dicho intervalo, en zonas emergidas del área caribeña; hecho particularmente interesante dada la ausencia común de registros Maastrichtiense/Paleoceno basal en el Caribe,

salvo algún caso como en el Site 152 (PREMOLI SILVA y BOLLI, 1973). El interés sobre la sección de Beloc tuvo un fuerte impulso a partir de la interpretación de algunos de sus materiales, del límite K/T, como procedentes de un impacto meteorítico en la región.

La Formación Beloc en su área tipo tiene unos 150 m de potencia y está formada por una alternancia de calizas y margas, con algunos niveles silicificados o con lechos discontinuos de sílex y tres niveles con materiales alóctonos; uno relacionado con el límite K/T y otros dos turbidíticos suprayacentes, del Daniense basal (MAURRASSE *et al.*, 1979/1985). El nivel guía inferior se relacionó con una acumulación de esférulas (microtectitas) (IZETT *et al.*, 1990; HILDEBRAND y BOYTON, 1990; SIGURDSON *et al.*, 1991) y pequeñas cantidades de granos multidiaclados de cuarzo (IZETT *et al.*, 1990), en su parte basal. Las primeras caracterizaciones bioestratigráficas del límite K/T en Beloc fueron proporcionadas por MAURRASSE *et al.* (1979/1985) sobre microfauna (foraminíferos, radiolarios) y por PERCH-NIELSEN (1985) sobre la nanoflora calcárea, haciendo coincidir el límite paleontológico con la base del nivel guía con esférulas. Esta opinión fue apoyada por SIGURDSSON *et al.* (1991) y VAN FOSSEN *et al.* (1995), pero fue discutida por JÉHANNO *et al.* (1992), quienes lo situaron justo por encima de dicho nivel, coincidente con un fino nivel arcilloso visible en varios cortes del área. Parte del problema reside en la interpretación sedimentológica del nivel guía, que supone una clara discontinuidad en la secuencia carbonatada del tránsito K/T, es decir sobre la naturaleza del evento o eventos implicados (IZETT, 1991; MAURRASSE y SEN, 1991; LEROUX *et al.*, 1995).

La sección aquí presentada se encuentra a unos 800 m al sur de Beloc. Los materiales están suavemente plegados, con algunas pequeñas fallas, que hacen aflorar en distintas condiciones el tránsito K/T. El final del Cretácico está constituido por alternancias de calizas margosas y margas grises y púrpuras, sobre las que se dispone en contacto neto un nivel de esférulas y creta de color verde-pardo de potencia variable entre 57 y 72 cm. Este nivel guía presenta una disposición compleja con varios términos. Esencialmente, los primeros 20 cm no tienen contenido en carbonatos; vienen seguidos por una mezcla de esférulas gradadas y carbonatos (10 a 12 cm de potencia), con algunos niveles enriquecidos en MnO₂. Sobre ellos vienen varios niveles alternantes, centimétricos de materiales muy finos, ricos en carbonatos y con laminación paralela. Siguen materiales similares, con 20 a 22 cm de potencia, pero con laminación cruzada y la mitad superior muy carbonatada. Hay un nuevo contacto neto con un nivel suprayacente arcilloso (1 a 2 cm de potencia), que en su base presenta micro-tectitas. Sobre este nivel guía complejo viene de nuevo una litología más uniforme compuesta por calizas y algún nivel margocalizo, de color gris claro.

La microfauna encontrada está dominada por los heterohelícidos, fundamentalmente *Heterohelix* spp. Bajo el nivel de esférulas se encuentra alguna especie del Maastrichtiense superior, como *Planoglobulina brazoensis*; hay otras especies de más amplia distribución: *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncanita* sp., *Globotruncana aegyptiaca*, *G. bulloides*, *G. stephensoni*, *Pseudoguembelina* spp., *Globotruncanella* spp., etc., todas ellas constituyendo al menos el 1% de la asociación, y alguna más rara como es el caso de *Plummerita hantkeninoides*. Las muestras tomadas en la parte carbonatada del nivel guía presentan también asociaciones dominadas por heterohelícidos, con una conservación variable. A techo hay una asociación del Paleoceno basal con *Guembelitra* sp., *Globoconusa* sp. y *Subbotina* sp., en todo caso más diversificada que las encontradas en las muestras infrayacentes.

Las asociaciones de nanoflora calcárea están constituidas por especies cretácicas, con una disminución apreciable de su abundancia absoluta en las muestras del nivel guía esferulítico-carbonatado, respecto a las infrayacentes (<1% frente al 3-6%, respectivamente). En estas últimas, las especies dominantes son *Micula decussata* y *Watznaueria barnesae*, entre ellas suman del 55 al 70%, ambas son especies resistentes a la disolución. Es de notar la presencia de *Micula murus* y de *Micula prinsii*, usualmente en proporciones <1%, cada una de ellas. Otro aspecto a señalar es la abundancia relativamente alta de *Thoracosphaera* spp., con una media del

3,9% (mín.=0,8; máx.=8,2), frente a otras secciones; así en niveles similares de la Región Vascocantábrica no suele pasar del 1-2%. Es una especie dominante, junto con *W. barnesae* y *M. decussata*, en las asociaciones de las muestras del nivel guía esferulítico-carbonatado. En estas muestras hay especies cretácicas retrabajadas, de las que algunas ya estaban en las 4 últimas muestras de los niveles infrayacentes al nivel guía.

Desde el punto de vista bioestratigráfico la secuencia parece bastante completa, así la presencia de *Micula prinsii* junto con *Plummerita hantkeninoides* y *Planoglobulina brazoensis* hacen pensar en el registro de los términos más altos del Maastrichtiense. La complejidad del nivel guía esferulítico-carbonatado presenta algún interrogante sobre la posición del límite K/T, pero las asociaciones tanto de nannoflora como de microfauna son propias de dicho tránsito en otras áreas, si acaso con la particularidad de una mayor abundancia relativa de *Thoracosphaera* spp., al menos en los 2 últimos metros bajo el nivel guía esferulítico, asociadas con microfauna dominada por los heterohelícidos, con pocos globotruncanidos (entre 3 y 5%, pero con altas proporciones de juveniles que pueden llegar al 50%). Muchos de los componentes de estas asociaciones son ecológicamente generalistas y oportunistas, hecho ya puesto de manifiesto en secciones de la Región Vascocantábrica, aunque en menor grado (LAMOLDA *et al.*, 1983; LAMOLDA, 1990; LAMOLDA y GOROSTIDI, 1994); además las altas proporciones de especímenes juveniles de globotruncanidos podrían indicar mortandades anormales. Todo ello abundaría en la presencia de condiciones inestables en el ecosistema planctónico a finales del Cretácico.

BIBLIOGRAFÍA

- HILDEBRAND, A. R. and BOYTON, W. V. 1990. Proximal Cretaceous-Tertiary boundary impact deposits in the Caribbean. *Science*, **248**, 843-847
- IZETT, G. A. 1991. Tektites in Cretaceous-Tertiary boundary rocks on Haiti and their bearing on the Alvarez impact extinction hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 20879-20905
- IZETT, G. A., MAURRASSE, F. J.-M. R., LICHTÉ, F. E., MEEKER, G. P. and BATES, R. 1990. Tektites in Cretaceous-Tertiary boundary rocks on Haiti. *U.S. Geological Survey, Open File Report OF-90-635*
- JÉHANNO, C., BOCLET, D., FROGET, L., LAMBERT, B., ROBIN, E., ROCCHIA, R. and TURPIN, L. 1992. The Cretaceous-Tertiary boundary at Beloc, Haiti: no evidence for an impact in the Caribbean Area. *Earth and Planetary Science Letters*, **109**, 229-241
- LAMOLDA, M. A. 1990. The Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Zumaya (northern Spain). Micropaleontological data. In: KAUFFMAN, E. G. and WALLISER, O. H. (eds). *Extinction events in Earth History*, Lecture Notes in Earth Sciences 30. Springer Verlag, Berlin, 393-399.
- LAMOLDA, M. A. y GOROSTIDI, A. 1994. Nanoflora y acontecimientos del tránsito Cretácico-Terciario. Una visión desde la Región Vascocantábrica. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, **7**, 45-58
- LAMOLDA, M. A., ORUE-ETXEBARRÍA, J. and PROTO-DECIMA, F. 1983. The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country). *Zitteliana*, **10**, 663-670
- LEROUX, H., ROCCHIA, R., FROGET, L., ORUE-ETXEBARRÍA, J., DOUKHAN, J.-C. and ROBIN, E. 1995. The K/T boundary at Beloc (Haiti): Compared stratigraphic distribution of the boundary markers. *Earth and Planetary Science Letters*, **131**, 255-268
- MAURRASSE, F. J.-M. R. 1982. *Survey of the Geology of Haiti, Guide to Field Excursions in Haiti, Haiti 3 to 8 march 1982*. Miami Geological Society. Miami
- MAURRASSE, F. J.-M. R., PIERRE-LUIS, F. and RIGAUD, J.J.-G. 1979/1985. Upper Cretaceous to Lower Palaeocene pelagic calcareous deposits in the Southern Peninsula of Haiti: their bearing on the problem of the Cretaceous-Tertiary boundary. *Transactions 4th Latin American Geological Conference, July 7th-15th 1979*, 328-337
- MAURRASSE, F. J.-M. R. and SEN, G. 1991. Impacts, Tsunamis, and the Haitian Cretaceous-Tertiary Boundary Layer. *Science*, **252**, 1690-1693
- PERCH-NIELSEN, K. 1985. Calcareous nannofossils at the C/T boundary near Beloc, Haiti. *INA Newsletter* **7**, 73-74
- PREMOLI-SILVA, I. and BOLLI, H. M. 1973. Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera and stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. In: EDGAR, N.T. *et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **39**, 499-547

- SIGURDSSON, H., BONTÉ, PH., TURPIN, L., CHAUSSIDON, M., METRICH, N., STEINBERG, M., PRADEL, PH. and D'HONDT, S. 1991. Geochemical constraints on source region of Cretaceous-Tertiary impact glasses. *Nature*, **353**, 839-842
- VAN FOSSEN, M. C., CHANNELL, J. E. T. and BRALOWER, T. J. 1995. Geomagnetic polarity stratigraphy and nanofossil biostratigraphy at the K/T boundary section near Beloc, Haiti. *Cretaceous Research*, **16**, 131-139

***Mimomys* (Arvicolidae, Rodentia) del nivel TD6 de Trincheras Dolina (Atapuerca, Burgos, España; Pleistoceno Inferior)**

César LAPLANA CONESA ^{1, 2} y Gloria CUENCA-BESCÓS ²

¹ Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). José Gutiérrez Abascal, 2. 28.006 Madrid.

² Area de Paleontología. Universidad de Zaragoza. 50.009 Zaragoza.

Entre los numerosos rellenos cársticos de la Sierra de Atapuerca expuestos en la Trincheras del Ferrocarril, el denominado Trincheras Dolina (TD) es uno de los más completos ya que en él se encuentran representados materiales que van desde el Pleistoceno Inferior hasta el final del Pleistoceno Medio. Los estudios paleomagnéticos realizados (PARÉS y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1995) indican que la mitad inferior de la serie es de polaridad magnética inversa, registrándose el cambio de polaridad (límite Matuyama-Brunhes) en el nivel TD7, evento convencionalmente utilizado para situar el límite Pleistoceno Inferior-Medio. Por debajo del límite se encuentra el nivel TD6, en el que se han encontrado los restos humanos más antiguos de Europa (CARBONELL *et al.*, 1995). Junto a ellos, se ha obtenido una fauna rica y variada.

En Europa no existen muchas secuencias continentales en las que se puedan calibrar los datos biocronológicos con dataciones de algún tipo (radiométricas, paleomagnéticas) para este intervalo temporal. Este hecho, unido a que el límite Pleistoceno Medio-Inferior ha sido establecido a partir de un suceso paleomagnético y no biológico, dificulta establecer las diferencias entre las últimas faunas del Pleistoceno Inferior y las primeras del Pleistoceno Medio. En Trincheras Dolina esto sí es posible, pero a la hora de ensayar correlaciones con otros yacimientos europeos se plantea el problema de la endemismo de algunas de las formas presentes, con distribución restringida a la Península Ibérica y regiones próximas (género *Iberomys*, *Allophaiomys* cf. *chalinei*). Por ello, deben ser especies de amplia corología las que sirvan de base a las correlaciones. Este es el caso de las especies del género *Mimomys*.

En TD6 se reconoce una especie de *Mimomys*: *M. savini*.

La asignación genérica y el origen de *M. savini* han sido discutidos recientemente por NERAUDEAU *et al.* (1995). *M. savini* está relacionado filogenéticamente con *A. cantiana*, su descendiente. Entre *M. savini* y *A. cantiana* se observan unas tendencias evolutivas compartidas con la línea *M. occitanus*-*M. ostramosensis* y otros grupos de *Mimomys* y que consisten en: a) cambios morfológicos en la superficie oclusal del primer molar superior (pliegue mimomiano, islote de esmalte), b) incremento de la hipsodoncia con pérdida de raíces. En este esquema evolutivo gradualista, las mismas tendencias son también patentes entre poblaciones sucesivas de *M. savini*, de manera que permiten caracterizar la posición cronológica relativa de las distintas poblaciones.

Se han seleccionado varios caracteres relacionados con estas tendencias para tratar de situar el material de TD6 con respecto al yacimiento de West Runton (WR) en Norfolk (Inglaterra), elegido por poseer una edad similar (Cromer II, base del Pleistoceno Medio) y un material abundante y ampliamente descrito por HINTON (1926) y PASQUIER (1972), entre otros.

Para realizar la comparación, se han agrupado los primeros molares inferiores en grupos de edad de acuerdo con los criterios expuestos por PASQUIER (1972). El primer grupo incluye a los molares con islote de esmalte. El segundo, a ejemplares juveniles sin islote de esmalte ni raíces (con línea sinuosa todavía abierta). El tercero incluye ejemplares sin raíces pero en los que la línea sinuosa ya se ha cerrado. Y el cuarto incluye a ejemplares con raíces. Se han calculado los porcentajes de cada una de las clases. Al contrastar los resultados, se aprecia que en TD6 el porcentaje de individuos con islote de esmalte (carácter primitivo) es muy superior al de WR (19.1% sobre 55 frente a 6.8% sobre 100). Lo mismo sucede con el porcentaje de dientes con raíces (carácter primitivo), también superior en TD6 (38.3% frente a 30.1%). La aparente paradoja que resulta de una interpretación directa de los resultados, que muestra que en TD6 hay mayor abundancia relativa de individuos muy jóvenes (grupo 1) y adultos (grupo 4), tiene su explicación si consideramos el mecanismo evolutivo que explica las tendencias evolutivas en el seno de *M. savini*. Los cambios observados han sido interpretados como una evolución heterocrónica (CHALINE y SEVILLA, 1990; KOENIGSWALD, 1993) en la que las primeras etapas de la ontogenia sufren una aceleración, las etapas finales un retardo, y las intermedias una prolongación heterocrónica en medio de la secuencia ontogenética. Según este modelo, una población más antigua que otra tendrá una mayor proporción de individuos con características juveniles (islote de esmalte) y adultas extremas (raíces) que otra más moderna. Esto es lo que sucede entre TD6 y WR y permite contrastar la posición relativa de los dos yacimientos (WR, base del Pleistoceno Medio, polaridad magnética normal, MONTFRANS, 1971; y TD6 techo del Pleistoceno Inferior, polaridad magnética inversa, PARÉS y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1995).

También el cálculo del índice de hipsodoncia arroja resultados similares. Según PASQUIER (1972) el índice de hipsodoncia (medido sobre los molares con menor grado de desgaste) en la población de WR estudiada por él toma valores entre 1,68 y 1,83. En TD6 esta relación oscila entre 1,57 y 1,74, lo que supone que la población de TD6 es menos hipsodonta y, por tanto, más primitiva que la de WR.

BIBLIOGRAFÍA

- CARBONELL, E., BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M., ARSUAGA, J. L., DÍEZ, J. C., ROSAS, A., CUENCA-BESCÓS, G., SALA, R., MOSQUERA, M. and RODRÍGUEZ, X. P. 1995. Lower Pleistocene Hominids and Artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science*, **269**, 826-829.
- CHALINE, J. and SEVILLA, P. 1990. Phyletic gradualism and developmental heterochronies in a European Plio-Pleistocene *Mimomys* lineage (Arvicolinae, Rodentia). In: FEJFAR, O. and HEINRICH, W.-D. (eds.). *International Symposium. Evolution, Phylogeny and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia)*, 85-98.
- HINTON, M. A. C. 1926. *Monograph of voles and lemmings (Microtinae) living and extinct*. London (British Museum, Natural History), vol I., 488 pp.
- KOENIGSWALD, W. von. 1993. Heterochronies in morphology and Schmelzmuster of Hysodont molars in the Muroidea (Rodentia). *Quaternary International*, **19**, 57-61.
- MONTFRANS, H. M. van. 1971. *Paleomagnetic dating in the North Sea Basin*. Princo N. V. Rotterdam, 113 pp.
- NERAUDEAU, D., VIRIOT, L., CHALINE, J., LAURIN, B. and KOLFSCHOTEN, T. VAN. 1995. Discontinuity in the Plio-Pleistocene eurasian water vole lineage. *Palaeontology*, **38**, 77-85.
- PARÉS, J. M. and PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 1995. Paleomagnetic Age for Hominid Fossils at Atapuerca Archaeological Site, Spain. *Science*, **269**, 830-832.
- PASQUIER, L. 1972. Étude d'une population de *Mimomys savini* HINTON, 1910 (Arvicolinae, Rodentia) provenant de l'Upper Fresh Water Bed (Quaternaire Ancien d'Angleterre). *Mammalia*, **36**, 214-225.

Hallazgo de una biota tipo Burgess Shale en el Cámbrico Inferior tardío de Murero (Zaragoza)

Eladio LIÑÁN¹, José A. GÁMEZ VINTANED¹ y Rodolfo GOZALO²

¹ Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. Ciudad Universitaria. 50009-Zaragoza.

² Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

La sucesión cámbrica en las inmediaciones de Murero es un punto de referencia desde 1862 para el conocimiento del Cámbrico europeo. En esta localidad se encuentra una sucesión estratigráfica muy completa del Cámbrico Inferior tardío y del Cámbrico Medio que es también la mejor estudiada de España. Sesenta taxones de trilobites han sido descritos en diferentes trabajos (SDZUY, 1958, 1961; LIÑÁN y GOZALO, 1986), a los que hay que sumar cuatro taxones de braquiópodos (MERGL y LIÑÁN, 1986) y una docena de icnotaxones (GÁMEZ VINTANED y MAYORAL ALFARO, 1992, 1995).

A esta biota, hay que añadirle la existencia de algunos especímenes de cuerpo blando encontrados en el Cámbrico Medio (CONWAY MORRIS y ROBISON, 1986; GÁMEZ VINTANED, 1995) y frecuentes algas carbonosas (LIÑÁN *et al.*, 1993).

En 1995, con motivo de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología celebradas en Ricla, y dentro de una visita programada, fue descubierto por D. Javier Cendra Aparicio un espécimen de porífero rodado en los niveles del Cámbrico Inferior de la Formación Valdemiedes, lo que hizo que las labores de limpieza que se estaban realizando en el Cámbrico Inferior del yacimiento con la colaboración de los miembros de la Asociación Paleontológica Aragonesa, se intensificaran a lo largo de todo este año.

Como resultado de estas labores, se han encontrado diversos ejemplares de Poríferos como la demosponja *Crumillospongia*, típica de la Burgess Shale, Anélidos (*Palaeoscolex*), algas cuyos caracteres recuerdan a *Dalyia*, Onicóforos indet. y Equinodermos, que añadir a los taxones de trilobites, braquiópodos e icnofósiles ya conocidos en la sección 1 de la rambla de Valdemiedes (RV₁).

Este hallazgo se sitúa estratigráficamente algo por debajo del nivel donde se reconoce el evento Valdemiedes (LIÑÁN *et al.*, 1993), que ha sido interpretado como la última manifestación de la extinción en masa postulada para el final del Cámbrico Inferior por diversos autores. Ello nos permite obtener información privilegiada sobre las comunidades de metazoos de cuerpo blando inmediatamente antes del límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio y comparar éstas con la mejor conocida biota de la Burgess Shale del Cámbrico Medio en Canadá, con el fin de interpretar el efecto producido por la extinción del final del Cámbrico Inferior en las comunidades bentónicas marinas.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha desarrollado dentro del Proyecto PB93-0591 financiado por el gobierno español (D.G.I.C.Y T.), y es una contribución a los Proyectos del P.I.C.G. nº 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano") y nº 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).

BIBLIOGRAFÍA

CONWAY MORRIS, S. and ROBISON, R. A. 1986. Middle Cambrian priapulids and other soft-bodied fossils from Utah and Spain. *The University of Kansas Paleontological Contributions, Paper* 117, 1-22.

- GÁMEZ VINTANED, J. A. 1995. Nuevo hallazgo de un anélido (?) Paleoscolécido en el Cámbrico Medio de Murero (Cadena Ibérica Occidental, NE de España). In: GÁMEZ VINTANED, J. A. y LIÑÁN, E. (eds.). *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 205-218.
- GÁMEZ VINTANED, J. A. y MAYORAL ALFARO, E. 1992. Primeras aportaciones a la Paleoicnología del grupo Murero (Cámbrico inferior-medio) en Murero. (Provincia de Zaragoza. Cadena Ibérica Occidental). *Geogaceta*, **12**, 100-102.
- GÁMEZ VINTANED, J. A. y MAYORAL, E. 1995. Paleoicnología del Grupo Mesones (Cámbrico Inferior-Medio) en Murero (Cadena Ibérica Occidental, NE de España). In: GÁMEZ VINTANED, J. A. y LIÑÁN, E. (eds.). *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología: "La expansión de la vida en el Cámbrico". Libro homenaje al Prof. Klaus Sdzuy*. Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 219-252.
- LIÑÁN, E., FERNÁNDEZ-NIETO, C., GÁMEZ, J. A., GOZALO, R., MAYORAL, E., MORENO-EIRIS, E., PALACIOS, T. y PEREJÓN, A. 1993. Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, n° extr., 26-39.
- LIÑÁN, E. y GOZALO, R. 1986. Trilobites del Cámbrico inferior y medio de Murero (Cordillera Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **2**, 1-104.
- MERGL, M. and LIÑÁN, E. 1986. Some Cambrian Brachiopoda of the Cordillera Iberica and their biostratigraphical significance. In: VILLAS, E. (coord.). *Memorias de las I Jornadas de Paleontología*. Diputación General de Aragón, Departamento de Cultura y Educación, Zaragoza, 159-180.
- SDZUY, K. 1958. Neue Trilobiten aus dem Mittelkambrium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, **39**, 235-253.
- SDZUY, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse*, **1961** (7-8), 499-690.

Composición de la asociación de vertebrados del Mioceno superior de Venta del Moro (cuenca del Cabriel, Valencia)

María Dolores MARÍN¹ y Plinio MONTTOYA¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

En el presente trabajo se exponen los primeros datos del estudio tafonómico del yacimiento de mamíferos fósiles de Venta del Moro (Mioceno terminal, Valencia) (AGUIRRE *et al.*, 1973; MORALES, 1984), haciendo especial referencia a la composición anatómica y faunística de la asociación fósil.

Este yacimiento, que se sitúa en capas de margas y arcillas lignitosas, en la base del Miembro Los Isidros (ALBERDI *et al.*, 1977) fue excavada durante la década de los 70. Dada la riqueza e importancia de su asociación faunística, se ha decidido abordar su estudio tafonómico. Para ello, en 1995 se reabrió el yacimiento y se cuadrículó un área de 20 m². Se diferenciaron cuatro niveles, siendo designados de techo a muro como A, B, C y D. Debido a la abundancia en restos que presenta el afloramiento sólo se trabajó en un área de 10 m², excavándose los niveles A y B.

Estos dos niveles corresponden a una misma capa sedimentaria margosa, que hacia la base es más detrítica y de color gris oscuro y más rica en gasterópodos (nivel B) y hacia techo se va haciendo de un color mucho más claro y más compacto (nivel A). En este nivel A es más frecuente la aparición de asociaciones de elementos pertenecientes a un mismo individuo o concentraciones primarias según la terminología de HILL (1979), y muchos de los elementos esqueléticos aparecen cuarteados por compresión.

Por otra parte, el nivel C corresponde a un lentejón de arcillas lignitosas de color negro y el nivel D se compone de areniscas margosas con carbones y abundantes moluscos bivalvos y gasterópodos; en este nivel D se han encontrado restos esqueléticos con señales inequívocas de abrasión por transporte hidráulico.

Aquí se ofrecen los resultados preliminares de los análisis realizados sobre los materiales procedentes de los niveles A y B.

El número de elementos recuperados fue de 786 (nivel A: 383 y nivel B: 403). Aproximadamente la mitad de estos elementos pudieron ser asignados anatómicamente y/o taxonómicamente.

En lo referente a la composición taxonómica de la muestra los artiodáctilos, básicamente bóvidos, constituyen el orden predominante (200 elementos; 57,6 %) seguido de los perisodáctilos, básicamente *Hipparion* (93 elementos; 26,8 %), carnívoros (18 elementos; 5,2 %) y proboscídeos (1 elemento; 0,3 %). Además se recuperaron 36 restos pertenecientes a reptiles (10,1 %), predominando las placas de caparazón de tortuga.

Por lo que respecta a los dos órdenes de mamíferos mejor representados en el yacimiento, podemos decir lo siguiente: en el nivel A el número de ejemplares pertenecientes a los artiodáctilos (110 elementos; 67,5 %) es algo mayor que los hallados en el nivel B (90 elementos; 48,9 %). Sin embargo, la representación de perisodáctilos resulta ser casi el doble en el nivel B (67 elementos; 36,4 %) que en el nivel A (26 elementos; 16,0 %). El grupo de los reptiles muestra una representación similar en ambos niveles (aproximadamente el 10 %).

En cuanto a la identificación anatómica, se ha llegado a determinar un total de 396 restos que se distribuyen del siguiente modo:

	NIVEL A	NIVEL B	TOTAL
Esqueleto axial	4 (2,08 %)	5 (2,45 %)	9 (2,27 %)
Otros elementos craneales	8 (4,16 %)	4 (1,96 %)	12 (3,03 %)
Estilópodo/Zeugópodo	9 (4,68 %)	11 (5,39 %)	20 (5,05 %)
Placas de Tortuga	15 (7,81 %)	16 (7,84 %)	31 (7,82 %)
Maxilar/Mandíbula	23 (11,98 %)	9 (4,41 %)	32 (8,08 %)
Autópodo	51 (26,56 %)	61 (26,90 %)	112 (28,28 %)
Dientes aislados	82 (42,71 %)	98 (48,04 %)	180 (45,45 %)
TOTAL	192	204	396

En dos de los casos (mandíbula/maxilar y otros elementos craneales) se aprecia una diferencia evidente entre A y B, mientras que en el resto de casos considerados la distribución es similar en ambos niveles.

Para BEHRENSMEYER (1976) la clara preponderancia de dientes aislados en asociaciones de mamíferos fósiles tanto de facies de canal como llanura de inundación, sería el resultado de un proceso de selección en algunos casos hidrodinámica y en otros casos debido a meteorización bioestratinómica.

La alta proporción de dientes aislados, así como la relativa frecuencia con que encontramos concentraciones primarias de restos sugieren una similitud entre las historias tafonómicas de Venta del Moro y Crevillente 2 (MONTROYA, 1994), yacimientos que por otra

parte comparten características sedimentológicas semejantes que indican sistemas de charcas en llanura de inundación.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E., ROBLES, F., THALER, L., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., ALBERDI, M. T. y FUENTES, C. 1973. Venta del Moro, nueva fauna finimiocena de Moluscos y Vertebrados. *Estudios geológicos*, **29**, 569-578.
- ALBERDI, M. T., LÓPEZ MARTÍNEZ, N., MAZO, A., y MORALES, J. 1977. Venta del Moro y las faunas de vertebrados finimiocenas de España. *Estudios geológicos*, **33**, 589-591.
- BEHRENSMEYER, A. K. 1976. Fossil assemblages in relation to sedimentary environments in the East Rudolf succession. In: COPPENS, Y., et al. (ed.). *Earliest man and environments in the Lake Rudolf basin: stratigraphy, paleoecology and evolution*. Univ. Chicago Press, 383-401.
- HILL, A. 1979. Disarticulation and scattering of mammal skeletons. *Paleobiology*, **5**, 261-274.
- MONTOYA, P. 1994. *Los macromamíferos del Mioceno superior del área de Crevillente (Alicante)*. Tesis Doctoral. Universitat de València, 421 pp. (inédita)
- MORALES, J. 1984. *Venta del Moro: su macrofauna de mamíferos y biostratigrafía continental del Mioceno terminal mediterráneo*. Editorial Universidad Complutense, Madrid, 340 pp.

Conodontos del Triásico Medio de los Catalanides: aproximación al límite Anisiense-Ladiniense

Ana MÁRQUEZ-ALIAGA ¹, Kiril BUDUROV ², Francesc CALVET ³, Vicente MARTÍNEZ ¹
y José Ignacio VALENZUELA RÍOS ^{1, 4}

¹ Dept. de Geologia, Universitat de València, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot, España.

² Geological Institute, Academy of Sciences, Acad. G. Bouchev Str. Bl. 24, 1113 Sofia, Bulgaria.

³ Dept. de G.P.P.G., Universitat de Barcelona, Zona de Pedralbes, 08071 Barcelona, España.

⁴ Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig. 38023 Braunschweig, Alemania.

Durante el Triásico "Los Catalánides", o Cordilleras Costero Catalanas (CCC), situadas en el nordeste de la Península Ibérica, formaron parte del extremo más occidental de la Cuenca del Tethys. Los depósitos triásicos de las CCC tienen una potencia que oscila entre 500 y 800 m y en ellos se pueden distinguir seis unidades litoestratigráficas (CALVET y MARZO, 1994) que de muro a techo son: Buntsandstein, Muschelkalk inferior, Muschelkalk medio, Muschelkalk superior, Keuper y Formación Imón. Este trabajo estudia el Muschelkalk inferior del nordeste de las CCC, concretamente las secciones de L'Ametlla y Riera de San Jaume.

En este área la potencia del Muschelkalk inferior oscila entre 73 y 80 m y está subdividido en cuatro unidades litológicas (CALVET y MARZO, 1994) que de muro a techo son: Calizas y/o dolomías de El Brull; Calizas bioclásticas de Olesa (CbO); Calizas bioturbadas de Vilella Baixa y Dolomías blancas de Colldejou. Las muestras analizadas proceden de las dos unidades siguientes: 1.- de la parte alta de la Unidad Calizas bioclásticas de Olesa, cuya potencia oscila entre 4 y 12 m y está constituida principalmente por *lime-mudstones* y *wackstones*, contiene escasos fósiles, siendo los bivalvos los mejor representados, y se interpreta como depósitos de *lagoon*. 2.- de la parte inferior de la Unidad Calizas bioturbadas Vilella Baixa, cuya potencia varía entre 25 y 30 m. Está constituida principalmente por *lime-mudstones* y *grainstones* oolíticos y presenta una tendencia regresiva en tres ciclos: el inferior de facies anóxicas

(litofacies de calizas tableadas en donde se registran los conodontos), el intermedio con incremento paulatino de bioturbación y el superior con estructuras tractivas.

Los conodontos *Paragondolella bulgarica* y *Pg. hambulogi* son abundantes en el tramo inferior de la Unidad CbO en la sección de L'Ametlla, mientras que *Priadella constricta* y *Pr. excentrica* aparecen en el tramo superior.

Desde el punto de vista fosildiagenético, hacemos constar la preservación deficiente de la mayoría de los elementos conodontales registrados. Las superficies muestran alto grado de corrosión lo que dificulta la apreciación de algunas características morfológicas de detalle. Excepcionalmente algunos ejemplares de *Paragondolella hambulogi* de L'Ametlla (Muestra CAME-12) conservan el denominado "Patrón reticular" que ha sido interpretado por algunos autores (p. ej. DZIK, 1996) como comparable con el patrón que presenta el esmalte de los dientes de los tetrápodos actuales.

La secuencia de conodontos contiene especies índice y características de las siguientes biozonas: *Paragondolella bulgarica*, *Pg. bifurcata* y *Priadella cornuta*.

En la sección de L'Ametlla ha sido reconocida la Zona *Paragondolella bulgarica* por la presencia de la especie índice *Pg. bulgarica* en la parte alta del tramo inferior y en la parte baja del tramo superior de la Unidad CbO. Por otro lado, en la parte superior de la distribución estratigráfica local de *Pg. bulgarica* se registra también *Pg. hambulogi*; esta presencia conjunta data el Pelsoniense Superior. Por encima de esta Zona, la entrada de *Paragondolella bifurcata* define el límite inferior de la siguiente biozona: Zona *Pg. bifurcata* que se corresponde con el Illiriense Inferior.

En la sección Riera de San Jaume la Zona *Priadella cornuta* ha sido reconocida en la parte alta del tramo inferior de la Unidad CbO. Además en la muestra COLE-10 (parte alta del tramo superior de la Unidad) se ha registrado la especie característica *Priadella basisymmetrica*.

En ambas secciones las muestras procedentes de la parte más alta han proporcionado abundantes ejemplares de *Priadella constricta*. Por otro lado, en la muestra CAME-18 de L'Ametlla se registra *Priadella excentrica* junto con *Pr. constricta*. La distribución conjunta de estos dos taxones abarca desde el Illiriense hasta el Fassaniense. Por ello, podemos considerar que la parte superior de la Unidad CbO se corresponde con el intervalo de tiempo entre el Illiriense Superior y el Fassaniense Inferior, sin que en la actualidad se pueda ofrecer mayor precisión cronoestratigráfica.

En síntesis, la secuencia de conodontos estudiada nos permite plantear una aproximación al límite Anisiense-Ladiniense en el Muschelkalk inferior del Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas. Estos datos sirven de apoyo a la correlación propuesta para el Anisiense de España y Bulgaria por BUDUROV *et al.* (1993).

BIBLIOGRAFÍA

- BUDUROV, K., CALVET, F., GOY, A., MÁRQUEZ-ALIAGA, A., MÁRQUEZ, L., TRIFONOVA, E. and ARCHE, A. 1993. Middle Triassic Stratigraphy and Correlation in Parts of The Tethys Realm (Bulgaria and Spain). In: HAGDORN, H. and SEILACHER, A. (eds.) *Muschelkalk Schöntaler Symposium 1991; Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg*, 2, 157-164.
- CALVET, F. y MARZO, M. 1994. *El Triásico de las Cordilleras Costero Catalanas: Estratigrafía, Sedimentología y Análisis secuencial*, Gráficas Cuenca, S.A., 53 pp.
- DZIK, J. (1996). Organization, function, morphogenesis, and origin of oral apparatuses in the conodont chordates. *Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI), Abstracts*, 16.

Relaciones filogenéticas de los primeros homínidos. Análisis del tamaño y la forma de la base del cráneo

Ignacio MARTÍNEZ¹ y Juan Luis ARSUAGA¹

¹ Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid. Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. Unidad Asociada de Paleoantropología, CSIC-UCM.. Fac. Geológicas, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

Las investigaciones sobre las relaciones evolutivas de los homínidos Plio-Pleistocenos se han visto sacudidas en los últimos años por dos acontecimientos. En primer lugar, los hallazgos, durante la década de los setenta, de los fósiles de Hadar y su inclusión, junto a los de Laetoli, en la especie *Australopithecus afarensis*. Por otra parte, el hallazgo, en 1985, del ejemplar WT-17000 ha revolucionado muchos de los puntos de vista mantenidos hasta entonces. La aparición de este espécimen ha hecho tambalear la, aparentemente bien establecida, hipótesis de que *Paranthropus robustus* es el antecesor directo de *Paranthropus boisei*, llevando a cuestionar la monofilia de los parántropos, que parecía una de las pocas cuestiones claras en los estudios sobre los homínidos Plio-Pleistocenos. Como consecuencia de ello, las hipótesis filogenéticas previas han sido revisadas y modificadas, concediendo a los fenómenos de homoplasia mucha más importancia de la que se imaginaba hasta entonces.

En la actualidad, la mayor parte de los autores aceptan la validez de la especie *Australopithecus afarensis*, a la que proponen como el último antepasado común conocido de los demás homínidos. También hay una casi total unanimidad en aceptar que el ejemplar WT-17000 representa a una población que es antecesora directa de *Paranthropus boisei*, aunque se discute si pertenece o no a esta especie. Las principales cuestiones filogenéticas, que se debaten en la actualidad, son las relaciones de los fósiles sudafricanos entre sí, con los parántropos esteafricanos y con *Homo*.

Los resultados alcanzados en nuestro análisis del tamaño y proporciones de la base del cráneo nos permiten contrastar algunas cuestiones clave de las distintas hipótesis filogenéticas:

1.- *Australopithecus afarensis* se relaciona filogenéticamente con la línea de *Paranthropus* por mostrar expansión relativa de los diámetros transversales de la base del cráneo, así como un aumento general en el tamaño basicraneal.

2.- *Australopithecus africanus* aparece como el antepasado común ideal del resto de los homínidos, ya que presenta los estados plesiomorfos en todos los caracteres, excepto en el caso de la anchura bicarotídea, en la que comparte un incremento relativo con el resto de los homínidos.

3.- *Paranthropus aethiopicus*, *Paranthropus robustus* y *Paranthropus boisei* conforman un clado caracterizado por el acortamiento y ensanchamiento basicraneal así como por el incremento del tamaño general de la base del cráneo. La especie *Paranthropus boisei* aparece como la más derivada de las tres, mostrando un acentuamiento en la reducción sagital y expansión transversal del basicráneo.

4.- *Paranthropus* ofrece patrones similares a *Homo*, pero menos acentuados, de reducción de las longitudes y expansión de las anchuras basicraneales, pero esta situación representa una convergencia entre ambos clados, ya que mientras que *Paranthropus* mantiene las proporciones primitivas (de los hominoideos), en *Homo* se ha producido un cambio en dichas proporciones.

Estos resultados son incompatibles con propuestas filogenéticas que sitúen a *Australopithecus afarensis*, de Hadar, como antepasado común del resto de los homínidos o hagan de *Paranthropus* un grupo polifilético.

Estas conclusiones han sido cotejadas con un análisis de la distribución de los estados de los principales caracteres morfológicos de la base del cráneo. Los resultados de este análisis son aparentemente incompatibles con las conclusiones de nuestro estudio biométrico. De hecho, *Australopithecus afarensis* se presenta como el antepasado ideal del resto de los homínidos, por presentar todos los estados primitivos.

No obstante, los resultados de ambos análisis son perfectamente compaginables si se acepta que el antepasado común a todos los homínidos no es ninguno de los taxones estudiados. Dado que *Australopithecus afarensis* aparece como primitivo en todos los caracteres morfológicos, pero derivado, en la línea de *Paranthropus*, en algunos biométricos, y puesto que *Australopithecus africanus* presenta dimensiones y proporciones de la base del cráneo primitivas pero una morfología derivada, cabe proponer la existencia de una especie antecesora de ambos, que presente dimensiones y proporciones primitivas, unidas a una morfología basicraneal plesiomorfa. El recientemente descubierto *Ardipithecus ramidus* parece ser el candidato ideal, según las descripciones preliminares y las dimensiones y proporciones estimadas por nosotros.

Fauna de Burgess Shale (Cámbrico Medio) en el Museo Nacional de Ciencias Naturales-C.S.I.C., Madrid, España

Angel MONTERO¹ y Carmen DIÉGUEZ¹

¹ Museo Nacional de Ciencias Naturales. José Gutiérrez Abascal nº 2, 28006-Madrid

Tratamos de divulgar la presencia de fauna del Cámbrico Medio de los esquistos de Burgess en la colección de invertebrados fósiles del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid (M.N.C.N.-C.S.I.C.).

El yacimiento de la Phyllopod Bed (Formación Burgess Shale) en Burgess Pass, cerca de la localidad de Field (Columbia Británica, Canadá) fue descubierto en 1909 por CHARLES D. WALCOTT de la Smithsonian Institution (Washington, EEUU), Centro al que fueron a parar sus colectas. WALCOTT fue, además, el primer naturalista que estudió gran parte de su fauna. Posteriormente, otros autores encabezados por H. B. WHITTINGTON revisaron todo ese material.

En la década de los sesenta, el Museo Nacional de Ciencias Naturales-C.S.I.C. llevó a cabo un intercambio de fósiles con la Smithsonian Institution mediante el cual llegaron al Museo ciento ochenta y ocho ejemplares de localidades típicas norteamericanas paleozoicas y cenozoicas: Cámbrico de Antelope Springs en Utah, Silúrico de Louisville en Kentucky, Devónico del Lago Erie en Nueva York, Carbonífero de Crawfordsville en Indiana o de Jacksboro en Texas, Plioceno de Shell Creek en Florida y otras.

Entre todo este material se encontraban algunos ejemplares del yacimiento canadiense de Burgess Pass. La representación de la fauna de Burgess Shale que la Smithsonian Institution

envió al M.N.C.N.-C.S.I.C. constaba de ocho piezas que fueron incluidas en seis registros de inventario (registros de inventario MNCNI-4917; NNCNI-5120; NNCNI-5170; MNCNI-5181; MNCI-5201; MNCNI-5220) con los siguientes taxones:

PORIFERA

DEMOSPONGEA: *Vauxia gracilentia* Walcott, 1920

BRACHIOPODA

ARTICULATA: *Diraphora bellicostata* Walcott, 1924

MOLLUSCA

MONOPLACOPHORA: *Scenella* sp. ind.

HYOLITHA: *Hyolithes carinatus* Matthew, 1899

ARTHROPODA: *Marrella splendens* Walcott, 1912

TRILOBITA: *Pagetia bootes* Walcott, 1916; *Peronopsis montis* (Matthew, 1899)

En la actualidad este material al igual que el resto de la colección, que ha sido inventariada y almacenada en condiciones adecuadas, está a disposición a la comunidad paleontológica para su estudio o consulta.

***Machairodus aphanistus* (KAUP, 1833) en el Turoliense inferior de Crevillente 2 (Alicante, España)**

Plinio MONTROYA¹ y Roser MOMPALER¹

¹ Departament de Geologia, Universitat de València, Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot.

El yacimiento del Turoliense inferior (MN 11) de Crevillente 2 (provincia de Alicante) presenta una asociación de carnívoros en los que predomina el género *Machairodus* (Machairodontini, Felidae). Se han encontrado concentraciones de elementos pertenecientes a un mismo individuo, destacando una asociación de restos del esqueleto postcraneal que corresponden a un individuo de gran talla, aproximadamente compuesto por unos 37 elementos, así como otra concentración de restos mandibulares y maxilares de otro individuo de talla menor (MONTROYA, 1994). El material estudiado en la presente comunicación está constituido por 17 elementos craneales y por 44 elementos del esqueleto postcraneal que han sido comparados anatómicamente y biométricamente con los elementos homólogos de los representantes europeos, asiáticos y norteafricanos. MONTROYA (1994) adscribe los restos de Crevillente 2 a *Machairodus giganteus*, e indica que este material presenta rasgos intermedios entre *Machairodus aphanistus* y *Amphimachairodus*.

Recientemente se ha efectuado un estudio de los grandes machairodontinos del Turoliense de la Península Ibérica (MOMPALER, 1996), en el cual se ha realizado la revisión de los materiales de este yacimiento alicantino, intentando profundizar en la problemática taxonómica *Machairodus* - *Amphimachairodus*.

Generalmente se han atribuido los restos de los grandes macairodontinos del Turoliense de la Península Ibérica a *A. giganteus* quedando *M. aphanistus* restringido al Vallesiense (ALCALÁ *et al.*, 1989-1990).

Según BEAUMONT (1975), los caracteres distintivos de *Machairodus aphanistus* serían: la presencia de premolares con cúspides accesorias poco inclinadas hacia atrás y relativamente débiles; un P^4 relativamente pequeño, con el protocono cuspidado, netamente saliente en vista oclusal y avanzado, (enfrentado al parastilo); el M_1 con talónido todavía fuerte y con un protocónido bastante ancho y corto, los incisivos inferiores pequeños y los caninos de tamaño medio-grande y en la mandíbula, la cresta mentoniana es relativamente débil y redondeada. Además habría que añadir a estos caracteres la presencia de una apófisis coronoides bien desarrollada y los incisivos inferiores alineados con los caninos inferiores (ANTÓN, com. pers.). Por el contrario *Amphimachairodus giganteus* presentaría una serie de caracteres tales como: la presencia en el P^4 de un protocono retrasado (situado entre el parastilo y el paracono) y muy débil; el M_1 con talónido muy reducido o ausente, los caninos inferiores de talla pequeña a mediana y con una morfología incisiviforme; unos incisivos inferiores grandes y avanzados respecto a los caninos inferiores y la apófisis coronoides de la mandíbula poco desarrollada.

En el Turoliense inferior se han encontrado pocos restos de macairodontinos. Del yacimiento de Kemiklitepe (Turquía) se adscribe una serie de material (BONIS, 1994) a *Machairodus aphanistus*. Este autor señala que la única diferencia que presenta este material con las formas del Vallesiense sería un P^4 con un protocono aún fuerte, pero algo más retrasado.

La forma que encontramos en Crevillente 2, también del Turoliense inferior, presenta en el P^4 los mismos caracteres que *Machairodus aphanistus* del yacimiento de Kemiklitepe de Turquía. Por lo demás, la mandíbula de Crevillente presenta la misma morfología que las de pequeña talla de *Machairodus aphanistus* del Vallesiense del yacimiento del Cerro de Batallones. Aunque no se conserva el canino inferior, el alvéolo es grande y los alvéolos de los incisivos son muy pequeños y se encuentran alineados con el canino; además el M_1 muestra un talónido desarrollado.

En el Turoliense medio y superior de Eurasia y del norte de Africa, aparecen una serie de materiales que BEAUMONT (1975) agrupa en la especie *Machairodus giganteus* y posteriormente, BEAUMONT (1978), en *Amphimachairodus giganteus*, argumentando los caracteres anteriormente citados.

A esta especie se atribuyen claramente los restos de macairodontinos de gran talla del Turoliense final de Venta del Moro (MORALES, 1984) y de Teruel (ALCALÁ, 1994). En cambio los materiales del Turoliense medio de los yacimientos de Concud y los Mansuetos, dada su escasez, difícilmente son atribuibles a una de las dos especies de macairodontinos aquí comentadas.

En conclusión, los restos de Crevillente 2 se adscriben a *Machairodus aphanistus* (KAUP, 1833), y por lo tanto esta especie abarcaría en la Península Ibérica todo el Vallesiense y el Turoliense inferior. En el Turoliense superior, la especie representada sería *Amphimachairodus giganteus* (WAGNER, 1848) y los escasos restos procedentes del Turoliense medio son hoy por hoy de difícil atribución a una u otra de estas formas.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha podido realizar gracias a un proyecto de la I.V.E.I. titulado "Anatomía comparada y morfología construccional de los grandes tigres de dientes de sable del Mioceno de España" CPE/065.

BIBLIOGRAFÍA

- ALCALÁ, L. 1994. *Macromamíferos Neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid; Ed. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 475 pp.
- ALCALÁ, L., MORALES, J. y SORIA, D. 1989-1990. El registro fósil de carnívoros (Creodonta y Carnívora, Mammalia) de España. *Paleontología i Evolució*, **23**, 55-66.
- BEAUMONT, G. DE 1975. Recherches sur les Félidés (Mammifères, Carnivores) du Pliocene inférieur des Sables à Dinotherium des environs d'Eppelsheim (Reinhessen). *Arch. Sci. Genève*, **28**, 369-405.
- BEAUMONT, G. DE 1978. Notes complémentaires sur quelques félidés (Carnivores). *Arch. Sci. Genève*, **31**, 219-227.
- BONIS, L. DE. 1994. Les gisements fossiles de Kemiklitepe, Turquie. 2. Carnivores. *Bull. Mus. natl. Hist. nat., Paris*, 4^{ème} sér., **16**, 19-39.
- MOMPARLER, R. 1996. *Los géneros Machairodus y Amphimachairodus (Machairodontini, Felidae, Mammalia) del Turolense de España: anatomía y revisión taxonómica*. Tesis de Licenciatura, Univ. de València, 89 pp. (inérita)
- MONTOYA, P. 1994. *Los macromamíferos del Mioceno superior del área de Crevillente (Alicante)*. Tesis Doctoral. Univ. de València, 421 pp. (inérita)
- MORALES, J. (1994). *Venta del Moro: su macrofauna de mamíferos y bioestratigrafía continental del Mioceno terminal mediterráneo*. Tesis Doctoral. Editorial Univ. Complutense, Madrid, 340 pp.

Nuevos datos icnotaxonómicos sobre *Gyrolithes* del Mioceno superior-Plioceno? de la cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva)

Fernando MUÑIZ ¹ y Eduardo MAYORAL ¹

¹ Centro Andaluz de Exposiciones Didácticas de Ciencias Naturales. NATURALAND. Camino de Los Descubrimientos s/n. Isla de la Cartuja. 41092 Sevilla.

INTRODUCCIÓN. Las facies limo-arenosas del Mioceno superior-Plioceno? marino del sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, en el área de Lepe (provincia de Huelva) (fig.1), se caracterizan por un abundante contenido en fósiles (malacofauna, dientes de seláceos, y restos de cetáceos principalmente); así como por una gran riqueza en pistas fósiles. Dentro de éstas, uno de los icnogéneros más frecuentes es *Gyrolithes*, representado sólo hasta la fecha por *G. variabilis* MAYORAL y MUÑIZ, 1995. Datos recientes en nuevos ejemplares de esta zona muestran un conjunto de características icnotaxobásicas que permiten establecer la existencia de una icnoespecie diferente a la anteriormente descrita.

MATERIAL. Se han estudiado 16 ejemplares conservados como relieves completos aislados o en conexión con *Ophiomorpha nodosa*.

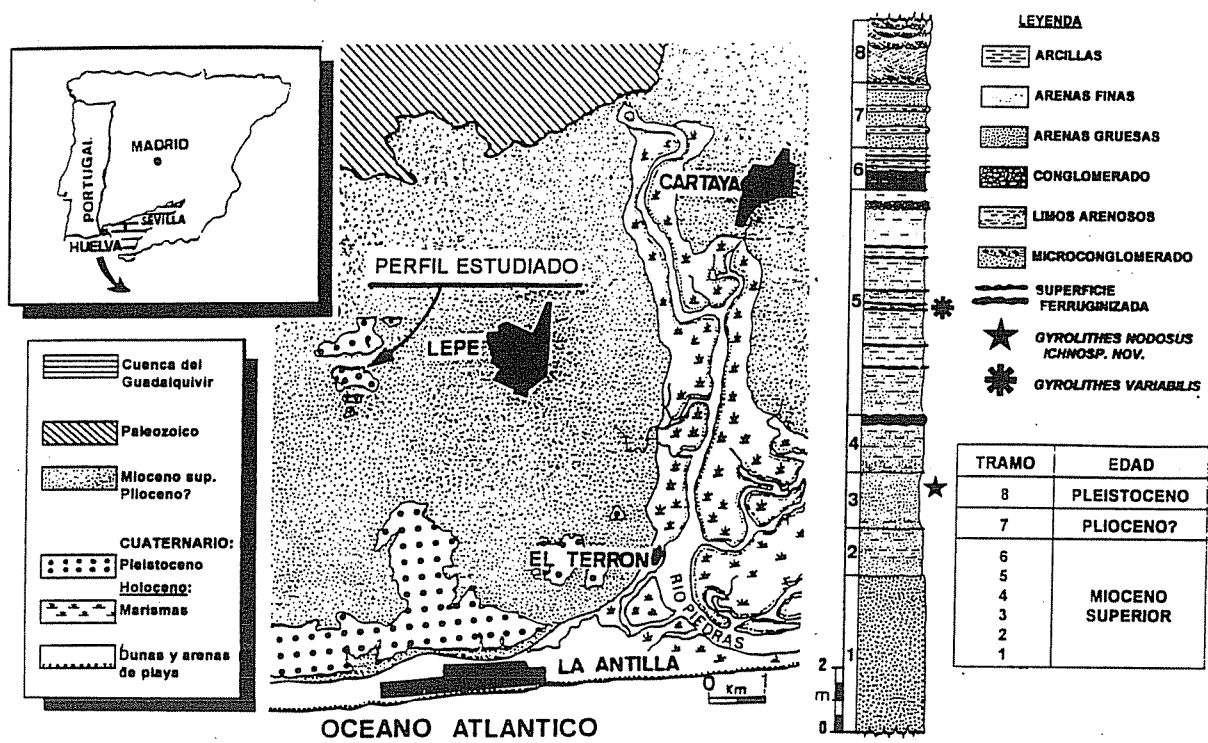


Figura 1. Contexto geográfico-geológico del área estudiada y situación del horizonte con *Gyrolithes*.

DESCRIPCIÓN Y RESULTADOS. Las madrigueras presentan el típico enrollamiento helicoidal vertical con el eje de giro ligeramente inclinado ($6,8^\circ$ de media) y con desarrollos tanto dextrorsos como sinestrorsos. La sección de las madrigueras es subcircular a circular con un diámetro que varía de 3,3 a 1 cm y una altura de la cámara (MAYORAL, 1986) de 2,5 a 0,8 cm. En sentido descendente de la madriguera, el diámetro espiral disminuye de 4,6 a 3,3 cm y el espaciado intervuelta de 0,8 a 0,5 cm. Por otro lado, el valor medio de la longitud es de 11,9 cm con un número de vueltas máximo de 6. Los parámetros morfológicos de estos ejemplares son diferentes de los expresados en la bibliografía para icnoespecies de la misma edad, a excepción del "morfortipo C" de *G. variabilis* MAYORAL y MUÑIZ, 1995 que muestra un desarrollo bastante semejante. Las paredes presentan un revestimiento aglutinante de carácter pelítico o limoso, de 6 a 1 mm de grosor, con pelets muy netos y bien diferenciados repartidos de forma homogénea alrededor de todo el conducto espiral. En las icnoespecies mio-pliocenas descritas hasta la fecha no aparecen, salvo ocasionalmente y de modo irregular, ejemplares con paredes que tengan un revestimiento peletizado (GERNANT, 1972; MAYORAL y MUÑIZ, 1995). Lo más habitual es que sean lisas (sin revestimiento) y/o que estén surcadas por marcas de rastrillaje (GÁMEZ-VINTANED y LIÑÁN, 1996) que discurren paralelas u oblicuas a la pendiente espiral de las cámaras.

CONCLUSIONES. Las características icnotaxobásicas, en particular la naturaleza y tipo de las paredes (revestimientos peletizados homogéneos), justifican el establecimiento de una nueva icnoespecie de *Gyrolithes* n. sp. La conexión directa con *Ophiomorpha nodosa* apoya aún más los criterios de individualización de esta nueva icnoespecie y refuerza las hipótesis de comportamientos mixtos propuestos por MAYORAL y MUÑIZ (1993) y MUÑIZ *et al.* (1995) para explicar los sistemas intergradacionales (*Gyrolithes-Ophiomorpha-Thalassinoides*) producidos por los crustáceos decápodos responsables de este tipo de pistas.

AGRADECIMIENTOS. A D. Jose Antonio Gámez-Vintaned por la información facilitada. Este trabajo se ha realizado dentro del marco del Grupo de Investigación "G.I. NATURALAND" de la Junta de Andalucía y de los Proyectos de la D.G.I.C.Y.T. PB-94-0946 y de la Acción Integrada Hispano-Portuguesa HP-9546.

BIBLIOGRAFÍA

- GÁMEZ-VINTANED, J. A. y LIÑÁN, E. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología*, **11**, 155-176.
- GERNANT, R. E. 1972. The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (LEBENSSPUR). *Journal of Paleontology*, **46**, 735-741.
- MAYORAL, E. 1986. *Gyrolithes vidali* nov. icnoesp. (Plioceno marino) en el sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. (Area de Palos de la Frontera, Huelva, España). *Estudios geológicos*, **42**, 461-470.
- MAYORAL, E. y MUÑIZ, F. 1993. Consideraciones paleoetológicas acerca de *Gyrolithes*. *Comunicaciones de las IX Jornadas de Paleontología*, Málaga, 18-22.
- MAYORAL, E. y MUÑIZ, F. 1995. Nueva icnoespecie de *Gyrolithes* del Mioceno superior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva). *Revista Española de Paleontología*, **10**, 190-201.
- MUÑIZ, F., MAYORAL, E. y MARTÍN, M. 1995. Pistas fósiles intergradacionales en el Mioceno superior del sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. *Comunicaciones de las XI Jornadas de Paleontología*, Tremp (Lerida), 119-122.

Taxonomía de los troncos albienses de "El Barranquillo" (Castellote, Teruel)

Pablo MUÑOZ BARRAGÁN¹, J. Bienvenido DÍEZ¹ y Javier FERRER¹

¹ Area de Paleontología. Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. España.

El yacimiento de troncos fósiles de "El Barranquillo", situado aproximadamente 6 Km al oeste de la población de Mas de las Matas, en el término municipal de Castellote (Teruel), está constituido por un número indeterminado de restos dispersos de madera fósil silicificada. Estos fragmentos, cuyas dimensiones varían desde escasos centímetros hasta los 5 m de longitud del mayor ejemplar excavado, se distribuyen en un área de gran extensión cuyos límites son, por ahora, desconocidos.

Geológicamente la zona de estudio se ubica en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, concretamente en la Cuenca de Castellote, dentro del Arco Beceite-Portarubio (CANEROT, 1974). Los troncos fósiles aparecen incluidos en la Formación Utrillas (AGUILAR *et al.*, 1971), unidad del Cretácico Inferior de facies muy similares en todo el dominio de la Cordillera Ibérica, formada por una serie monótona de arenas y areniscas alternando con lutitas que incluyen nódulos de hierro y abundantes restos vegetales silicificados. La sedimentación fluvial definida para la Fm. Utrillas en la Cuenca de Castellote se distingue de la del resto de las Cuencas del Bajo Aragón Turolense por la presencia de potentes secuencias referibles al depósito de ríos meandriformes, donde la distalidad de la red fluvial se manifiesta por la menor granulometría de los depósitos y el importante desarrollo de facies de acreción vertical hacia el SE (PARDO *et al.*, 1991). Para todo el conjunto de la Cordillera Ibérica el límite inferior de la Formación es de carácter erosivo, señalado por una discordancia cartográfica que llega a afectar incluso a materiales del Keuper, mientras que el límite superior es una transición al Cretácico Superior calcáreo (PARDO, 1979). Esto confiere a la unidad un señalado diacronismo que provoca que las dataciones efectuadas para la Fm. Utrillas, basadas en las formaciones que le suceden verticalmente en continuidad sedimentaria, sean bastante imprecisas, abarcando edades entre el Albiense inferior y el Cenomaniense superior (PARDO *et al.*, 1991).

Los estudios de los abundantes restos vegetales que aparecen en los afloramientos turolenses de la Fm. Utrillas son escasísimos, reduciéndose a un único trabajo (LEMOIGNE y MARIN, 1972) centrado en una simple identificación taxonómica de algunos ejemplares de troncos fósiles recogidos en localidades próximas a la de Castellote, sin llegar a profundizar en los aspectos sedimentológicos, tafonómicos, paleogeográficos, etc, de los mismos.

Para los restos de troncos fósiles que aparecen en el yacimiento de "El Barranquillo" se ha propuesto (DÍEZ *et al.*, 1996) un transporte fluvial multiepisódico (posterior a la muerte de los ejemplares) provocado por tormentas esporádicas, desde una zona exterior a la cuenca hasta el punto final de depósito con dominio de régimen meandriforme. Tras un enterramiento rápido habrían tenido lugar los procesos, contemporáneos e interdependientes, de carbonización y silicificación y, posteriormente, los procesos de recristalización en dos fases: formación de cuarzo monocristalino y desarrollo de cristales hiperblásticos. El resultado final de estas alteraciones supone la conservación de la estructura celular del xilema de los restos silicificados, que hace posible su estudio en lámina delgada y la consiguiente clasificación taxonómica.

El criterio de selección empleado para discriminar los ejemplares susceptibles de estudio se ha realizado a partir de la obtención de *peels* de todos los restos recogidos. Tras su estudio a microscopio se seleccionaron 15 de los ejemplares en función de su estado de conservación, de los que se elaboraron las láminas delgadas de sus secciones transversal, tangencial y radial.

Dominan, dentro de los ejemplares estudiados, aquellos que presentan en corte transversal poco leño final y el paso de leño inicial a final está poco marcado. En corte tangencial se observa que la longitud de los radios leñosos es, por término medio, inferior a 30 células y superior a 10, apareciendo principalmente biseriados. En cuanto al corte radial las traqueidas longitudinales son de tipo uniseriado y con punteaduras abietinianas, siendo las paredes del parenquima horizontal finas y lisas y los campos de cruzamiento de tipo taxodiode. No se han observado canales secretores verticales ni horizontales. Estas características nos han permitido identificar la presencia de miembros del género *Taxodioxylon*.

El siguiente grupo en cuanto a dominancia relativa presenta, al igual que el anterior, poco leño final y paso poco marcado en la transición leño inicial-leño final en el corte transversal, y radios leñosos monoseriados de longitud media (entre 10 y 30 células) en corte tangencial. Las diferencias se localizan en el corte tangencial en el que, aunque las paredes del parenquima son lisas y finas, se observa que los campos de cruzamiento son de tipo ooporo simple (pinoide 1-6). Además aparecen en corte transversal canales traumáticos. Por todo ello han sido signados al género *Brachyoxylon*.

Por último existen unos pocos ejemplares cuyo estado de conservación no es excesivamente bueno, cuya morfología se aproxima a la del género *Araucarioxylon*, si bien este extremo no ha podido ser corroborado en su totalidad, por la escasez de ejemplares y la mala conservación del material.

Los tres géneros hallados hasta el momento (*Taxodioxylon*, *Brachyoxylon* y *Araucarioxylon*) han sido datados como de edad Albiense en función de su localización dentro de la columna estratigráfica de la Formación Utrillas en la serie de "El Barranquillo". El hecho de que todos los ejemplares presenten características muy parecidas en cuanto a la escasa diferenciación entre leño inicial y leño final, y la consiguiente ausencia de anillos de crecimiento estacionales nos lleva a concluir que al clima que soportaron en vida fue de carácter cálido y predominantemente seco, sin estacionalidades marcadas. Esta consideración paleoclimática es consecuente con el ambiente de depósito propuesto para la Formación Utrillas que, lógicamente, sería el mismo que para las zonas exteriores de la cuenca en las que se habría situado el bosque Cretácico del que provinieron los restos del yacimiento.

AGRADECIMIENTO. Este programa de investigaciones está siendo realizado gracias a las subvenciones y ayuda de el proyecto CONAI PCB 06/93, el programa Europa-CAI, el XIV Concurso de Ayudas a la Investigación del Instituto de Estudios Turolenses (C.S.I.C.) y la colaboración del Museo de Mas de las Matas y la instimable colaboración del Grupo de Estudios Masinos (G.E.M.A.).

BIBLIOGRAFÍA.

- AGUILAR, M. J., RAMÍREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. 1971. Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona Utrillas-Villarroya de los Pinares. *Estudios Geológicos*, **27**, 497-512.
- CANEROT, J. 1974. *Recherches géologiques aux confins del Chaînes ibériques et catalana (Espagne)*. These Doct. ès Sc. Nat. Toulouse, ENADISMA, trabajos de tesis, 517 pp.
- DÍEZ, J. B., CANUDO, J. I., FERRER, J., MUÑOZ BARRAGÁN, P., RUIZ-OMENACA, J. I. y SORIA, A. R. 1996. Transporte y resedimentación de troncos silicificados en el Albiense (Fm. Utrillas, Castellote, Cordillera Ibérica). *Comunicaciones de la II Reunión de Tafonomía y fosilización*, 97-102.
- LEMOIGNE, Y. y MARIN, P. 1972. Bois silicifiés du Cretace Inferieur Continental de la province de Teruel (Espagne). *Extrait du Bulletin Mensuel de la Société Linnéenne de Lyon*, **10**, 201-214.
- PARDO, G. 1979. *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico Inferior terminal en el Bajo Aragón Turolense*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 2 tomos. (Inédita).
- PARDO, G., ARDEROL, L. y VILLENA, J. 1991. *Sedimentología de las Fms. Escucha y Utrillas*. In: Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Daroca (nº40). *Inst. Tecnol. Geom. de España*. Madrid.

El registro paleontológico del Neoproterozoico y Cámbrico Inferior de Iberia y sus implicaciones biocronológicas y paleobiogeográficas

Teodoro PALACIOS¹, Gonzalo VIDAL², Malgorzata MOCZYDLOWSKA² y Eladio LIÑÁN³

¹ Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura. 06071-Badajoz.

² Uppsala University. Institute of Earth Sciences. Micropalaeontology. S-752 36 Uppsala. Suecia.

³ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

La Península Ibérica contiene numerosas sucesiones del tránsito Neoproterozoico - Cámbrico, que en gran parte, se atribuyeron inicialmente a edades neoproterozoicas tempranas (Rifeense). Posteriores hallazgos de fósiles y la obtención de algunas edades radiométricas de precisión, han permitido realizar una revisión de estos conceptos y actualmente reinterpretarlas como complejos que se formaron durante el Neoproterozoico terminal y el Cámbrico temprano.

En la Cordillera Cantábrica, sobre las Pizarras de Narcea se sitúan en posición discordante las areniscas y lutitas de la Formación Herrería, cuya edad cámbrica se delimita por la presencia desde su base de icnofósiles, acritarcos de las biozonas A2 a A4 del Cámbrico inferior y trilobites dolerolenidos en su parte superior (PALACIOS *et al.*, 1996).

En la porción central de Iberia, los materiales detríticos del Cámbrico Inferior fueron acumulados probablemente, durante un proceso de progradación contemporáneo con el depósito de los grupos Río Huso /Ibor, la Formación Azorejo y su equivalente lateral las Areniscas de Tamames (PALACIOS *et al.*, 1996). En la secuencia del Valle de Alcudía aparecen pequeños fósiles conchíferos, que son muy abundantes en partes del "Alcudiense" superior que se habían considerado de edad proterozoica. La parte central de la secuencia contiene *Anabarella plana*, especie características de las biozonas de *Aldanocyathus sunnaginicus* (= *Nocheroicyathus sunnaginicus*) y *Dokidocyathus regularis* del Tommotiense bajo y medio en Siberia. Estos taxones antedatan la biozona de *Holmia kjerulfi* en Báltica y la biozona de *Callavia*=*Bornia olenellus* en Laurentia.

Igualmente, en la parte alta de la secuencia considerada como "Alcudiense" inferior, aparecen microfósiles tubulares sencillos que con cierta especulación se pueden atribuir a la asociación faunística "Nemakit Daldynian" de *Anabarites trisulcatus*.

En el Anticlinal de Valdelacasa las unidades olistostrómicas de la base del grupo Río Huso contienen *Cloudina harmannae*, extendiéndose su rango hasta la parte media del grupo (niveles de lutitas negras microbandeadas y fosfatos), donde aparece con abundantes fósiles tubulares pertenecientes a la asociación faunística de *Anabarites trisulcatus*; la coexistencia de *A. trisulcatus* en Siberia con *Cloudina* pudiera indicar una edad fini-neoproterozoica o cámbrica temprana. Recientemente se han encontrado trilobites de la Familia *Bigotiniidae* mal conservados en la parte superior del grupo Río Huso en compañía de hiolitidos, anabarelidos e icnofósiles que en conjunto son compatibles con una edad equiparable al menos al "Tommotiense" medio (o quizás inclusive más joven). La icnofauna es similar a la de la suprayacente Formación Azorejo, cuyos niveles inferiores son interpretados según recientes observaciones, como un equivalente lateral de la parte superior del grupo Río Huso (PALACIOS *et al.*, 1996).

La transgresión del Cámbrico Inferior en el centro de Iberia, probablemente ocurrió en el periodo de tiempo equivalente al Nemakit-Daldynian, cerca de la transición concordante entre el techo del grupo Domo Extremeño y los grupos Ibor y Río Huso.

El Anticlinorio de Olivenza-Monasterio en el Sur de Iberia contiene una sucesión Proterozoico-Cámbrico en la que unidades metavolcánicas y metasedimentarias de la Formación Tentudía contactan a techo con rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Malcocinado. La unidad carbonatada suprayacente, contiene los arqueociatos *Aldanocyathus* sp y *Coscinocyathus* sp, que ha sido atribuidos al Ovetiense-Marianiense; dichos generos tiene su primera aparición en Siberia en el Tomotiense inferior y medio respectivamente. Las rocas siliciclásticas pertenecientes a las Alternancias de Cumbres contienen en el techo del miembro inferior una rica asociación de numerosos ejemplares de *Platysolenites antiquissimus* (un foraminífero) y un trilobites no identificado, seguida por la aparición de trilobites redlichidos (fig. 1). *Platysolenites* define en Báltica la zona mas baja del Cámbrico inferior que coincide con la biozona de acritarcos de *Asteridium tornatum-Comasphaeridium velvetum*. (A1). Su rango estratigráfico completo supera esta zona y es marcado por la aparición de la fauna de trilobites (*Holmia* cf. *mobergi*) que es aproximadamente contemporánea con la aparición de *Mobergella* y *Platysolenites*. Este rango superior es el mas plausible en Iberia, dada la coexistencia de *Platysolenites* con un trilobites no identificado, que pudiese corresponder con la biozona de *Holmia kjerulfi*.

La parte inferior de las secuencias que comprenden el término Neoproterozoico-Cámbrico en Iberia corresponden a un episodio de *rifting* y vulcanismo datado recientemente en el límite sudoccidental de Báltica a unos 549-551 millones de años. La Formación Malcocinado comprende ciclos transgresivos y volcánicos, estos últimos podrían estar representados en el Centro de Iberia, por algunos niveles volcanoderivados de poca potencia que aparecen en el grupo Ibor

El episodio de mínima superficie de inundación, correspondiente a la biozona de *Schmidtellus* en Báltica, es en Iberia una fase regresiva y erosiva compleja que coincide con un sistema progradante de deposición somera en parte de los grupos Rio Huso, Ibor y la Fm. Azorejo, seguidos de un máximo de la superficie de inundación, que correspondería al episodio detectado en la totalidad de Báltica contemporaneo con la biozona de *H. kjerulfi*.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha desarrollado dentro de los Proyectos PB93-0591 y PB93-0410C01, financiados por el gobierno español (D.G.I.C.Y T.), EIA95-06 financiado por la Junta de Extremadura (Consejería de Educación y Juventud) y Fondo Social Europeo. Son una contribución a los Proyectos del P.I.C.G. nº 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano"), nº 320 (Acontecimiento y recursos en el Neoproterozoico) y nº 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).

BIBLIOGRAFÍA

- PALACIOS, T., VIDAL, G. and MOCZYDLOWSKA, M. 1996. Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia - biochronological and palaeobiogeographical implications. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 110-113.

Incursión de foraminíferos planctónicos tropicales y subtropicales durante el límite Paleoceno-Eoceno en el Tethys (Alamedilla, España, y Kaurtakapy, Kazajistan): estudio comparativo

Alfonso PARDO ^{1, 2} e Ignacio ARENILLAS ¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

² Department of Geological and Geophysical Sciences. Princeton University, NJ 08544, U.S.A.

INTRODUCCIÓN. Hasta hace pocos años se ha considerado que la crisis biótica del límite Paleoceno/Eoceno (P/E) se reflejaba fundamentalmente en una extinción en masa de foraminíferos bentónicos que afectó fundamentalmente a los medios batiales y abisales. Esta extinción coincide en el tiempo y ha sido asociada a un importante cambio negativo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, siendo actualmente considerado como el evento más apropiado para establecer el límite P/E (MOLINA *et al.*, 1994; CANUDO *et al.*, 1995; ARENILLAS y MOLINA, 1996; PARDO *et al.*, en prensa). Las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ indican, además, que durante el tránsito P/E las aguas profundas aumentaron su temperatura en unos 10°C en todas las latitudes, mientras que las superficiales no experimentaron cambios en los trópicos pero llegaron a aumentar de 5 a 7°C en latitudes altas (LU y KELLER, 1993; PARDO *et al.*, en prensa).

Más recientemente, estudios de alta resolución han revelado la existencia de variaciones bruscas en las asociaciones de foraminíferos planctónicos, coincidiendo con la extinción de bentónicos. LU y KELLER (1993) observaron una rápida incursión de acarinínidos y morozovélidos tropicales en el océano Antártico (ODP 738) en el nivel de extinción de los bentónicos. Más tarde este evento ha sido descrito en el océano Pacífico ecuatorial y el Negev (Israel). En un estudio latitudinal de un área que abarca desde el Atlántico Norte hasta el Tethys occidental PARDO *et al.* (1996) y ARENILLAS *et al.* (1996) mostraron como la intensidad de la incursión de estos foraminíferos planctónicos decrecía con el aumento de la latitud, confirmando la hipótesis de la migración de dichas especies desde ambientes tropicales.

En este trabajo se realiza la comparación de los cortes de Alamedilla (Tethys occidental) y Kaurtakapy, Kazajistan (Parathethys oriental) con el objetivo de analizar el evento de incursión de los acarinínidos y morozovelidos en el área del Tethys durante el tránsito Paleoceno-Eoceno. El corte de Alamedilla está situado en las Cordilleras Béticas, dentro del dominio del Tethys occidental. La paleolatitud es de unos 35°N . El corte de Kaurtakapy se encuentra en el Paratethys boreal a una paleolatitud de unos 45°N .

DISCUSIÓN. En el análisis del corte de Alamedilla se han utilizado las biozonaciones de BERGGREN y MILLER (1988) y ARENILLAS y MOLINA (1996). Sin embargo las características de la asociación planctónica de Kaurtakapy ha impedido el uso de estas biozonaciones desarrolladas para ambientes más tropicales. En Kaurtakapy el límite P/E ha sido identificado por la presencia de un nivel de arcilla de 10 cm de grosor y la presencia de una variación de -1‰ en los valores $\delta^{13}\text{C}$ (PARDO y KELLER, 1996).

El corte de Alamedilla se encuentra en una zona de influencia netamente subtropical dentro de la zona occidental del área del Tethys. Con una media cercana a las cuarenta especies por muestra la asociación faunística resultante es típicamente politáxica como corresponde a las habituales en medios subtropicales (ARENILLAS y MOLINA, 1996). Por otra parte la asociación de foraminíferos planctónicos encontrada en el corte de Kaurtakapy es típica de aguas frías con pocas especies por muestra, pequeño tamaño de los especímenes y ausencia de las especies claramente tropicales, entre ellas los marcadores zonales (PARDO y KELLER, 1996).

La arcilla del límite P/E en Alamedilla presenta un intervalo de disolución de unos 25 cm que es donde se inicia el cambio isotópico del $\delta^{13}\text{C}$, la extinción de los foraminíferos bentónicos y el inicio del cambio faunístico en la asociación de planctónicos. Este nivel de disolución se cree que está relacionado con los cambios eustáticos y de composición química de las aguas marinas y de la atmósfera durante este periodo (ARENILLAS y MOLINA, 1996).

La arcilla del límite P/E también se encuentra bien desarrollada en Kaurtakapy aunque sin la presencia de un nivel de disolución neto, como en el caso de Alamedilla. Esto puede ser debido a la mayor influencia de aguas árticas oxigenadas que al mezclarse con las aguas anóxicas subtropicales disminuyeron su efecto en los sedimentos. Esta observación parece confirmar la existencia de un control latitudinal en los efectos del evento P/E tal y como apuntaban PARDO *et al.* (1996, en prensa) y ARENILLAS *et al.* (1996).

Ambos cortes presentan en el intervalo P-E un gran aumento cuantitativo y la aparición de taxones de acarínidos, morozovélidos e igorínidos. De ellos podemos destacar: *Acarinina africana*, *A. bergrenni*, *A. sibaiyaensis*, *A. pseudotopilensis*, *Morozovella apantesma*, *M. gracilis* y *Igorina convexa*. En Kaurtakapy los únicos registros de *M. velascoensis* se producen durante este intervalo de colonización de especies subtropicales. Es destacable, asimismo, la aparición durante este peculiar periodo de varios morfotipos relacionados con las especies *A. sibaiyaensis* y *A. africana*, en lo que se asemejaría a un proceso de adaptación a las cambiantes condiciones físico-químicas de las aguas marinas. Sin embargo, tras el pulso cálido en el intervalo P-E, la práctica totalidad de estas especies desaparecen en Kaurtakapy, lo que indica el regreso a unas condiciones típicas de altas latitudes. En Alamedilla el cambio no es tan brusco y se refleja más en una variación de los porcentajes de las especies en la asociación que en una gran tasa de desapariciones, tendencia que parece debida a las condiciones subtropicales de la zona.

CONCLUSIÓN. La aparición de una fauna tropical en las asociaciones de foraminíferos planctónicos coincidiendo con la extinción de bentónicos y el cambio isotópico parece ser un evento a escala mundial, y podría ser empleado como un marcador más para el límite P/E. En bajas latitudes la tendencia sería la desaparición de ciertas especies y la aparición de nuevas que reemplazarían a las primeras, así como variaciones bruscas en los porcentajes de otras especies. En altas latitudes el evento estaría caracterizado por la aparición de multitud de morfotipos de especies subtropicales durante un corto periodo, y su posterior desaparición del registro fósil. Las observaciones realizadas en el Paratethys boreal parecen confirmar el control latitudinal de este evento, como ya se ha observado en el Tethys septentrional junto con el Atlántico Norte.

BIBLIOGRAFIA

- ARENILLAS, I. y MOLINA, E. 1996. Bioestratigrafía y evolución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Cordilleras Béticas). *Revista Española de Micropaleontología*, **18**, 75-96.
- ARENILLAS, I., MOLINA, E. y PARDO, A. 1996. Correlación cuantitativa con foraminíferos planctónicos del tránsito Paleoceno-Eoceno en Alamedilla (Béticas), Zumaya (Pirineos) y Site 401 (Golfo de Vizcaya): implicaciones paleoceanográficas. *Geogaceta*, **20** (1), 187-190.
- BERGGREN, W. A. and MILLER, K. G. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, **34** (4), 362-380.
- CANUDO, J. I., KELLER, G., MOLINA, E. and ORTIZ, N. 1995. Planktic foraminiferal turnover and ^{13}C isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**, 75-100.
- LU, G. and KELLER, G. 1993. The Paleocene-Eocene transition in the Antarctic Indian Ocean: Inference from planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **21**, 101-142.
- MOLINA, E., CANUDO, J. I., MARTINEZ-RUIZ, F. and ORTIZ, N. 1994. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclog. geol. Helv.*, **87** (1), 47-61.
- PARDO, A. and KELLER, G. 1996. Low latitude planktic foraminiferal incursion at the P/E boundary in the Eastern Boreal Paratethys (Kaurtakapy section, Kazakhstan). *Early Paleogene Stage Boundaries Abstracts*, 37.

- PARDO, A., KELLER, G., MOLINA, E. and CANUDO, J. I. 1995. Planktic foraminiferal paleoecology along the Paleocene/Eocene transition at Site 401 (Bay of Biscay, North Atlantic). *Comunicaciones de las XI Jornadas de Paleontología, Tremp (Lerida)*, 129-134.
- PARDO, A., KELLER, G., MOLINA, E. y CANUDO, J. I. (en prensa). Planktic foraminiferal turnover across the Paleocene/eocene transition at DSDP Site 401, Bay of Biscay, North Atlantic. *Mar. Micropaleontol.*

Larvas de Stratiomyidae (Insecta: Diptera) en el Mioceno lacustre de Ribesalbes (Castellón).

Enrique PEÑALVER ¹

¹ Dpto. Geología, Facultad de Biología, Universitat de València, C/Dr. Moliner 50, 46100 Burjassot (Valencia).

El yacimiento con insectos fósiles de Ribesalbes (Castellón) pertenece a la cuenca de Ribesalbes-Alcora (Cordillera Ibérica) y está constituido por ritmitas bituminosas del Mioceno inferior. La conservación excepcional de sus restos fósiles (anfibios, plumas e insectos principalmente) lo incluyen entre los yacimientos excepcionales de tipo *Konservat-Lagerstätte*.

El orden Diptera es el más abundante en el registro fósil de insectos de Ribesalbes. Hasta la fecha se han citado las siguientes familias de dípteros: Tipulidae, Bibionidae, Mycetophilidae, Anisopodidae, Culicidae, Chironomidae, Empididae y Phoridae (PEÑALVER y MARTÍNEZ-DELCLÒS, 1993).

En el presente trabajo se cita por primera vez en Ribesalbes la familia Stratiomyidae en base a dos ejemplares larvales hallados en el afloramiento clásico de "La Rinconada". El ejemplar JAG 143 (Col. Juan Antonio García, Onda, Castellón) es de pequeño tamaño (4 mm de longitud por 1,3 mm de anchura máxima), está muy deformado y ha fosilizado junto a un chironómido de la especie *Nomochirus sampelayoi* GIL, 1926. El ejemplar MSV 174 (Col. Manuel Saura Vilar, Onda, Castellón), del cual se realizará la descripción, se presenta muy bien conservado.

Para la descripción siguiente se han utilizado las claves neontológicas JAMES (1981) y SMITH (1989). El ejemplar MSV 174 está fosilizado en visión dorso-ventral y tiene una longitud corporal de 16,64 mm y una anchura máxima de 3,72 mm. El cuerpo es alargado y se estrecha distalmente. La cápsula cefálica está fuertemente esclerotizada y es pequeña; tiene morfología rectangular, está constituida por tres placas (placa dorsal con el labro y 2 placas laterales) y carece de prominencias oculares laterales. El tronco está constituido por 11 segmentos que no presentan pseudópodos (tres segmentos protorácicos y ocho abdominales). La superficie corporal está formada por diminutas placas hexagonales y se observa un patrón bandeado. El abdomen termina en un segmento rectangular o sifón respiratorio (larva acuática) en el que no se aprecia el espiráculo posterior por estar en posición apical (no conserva setas hidrófugas). Este octavo segmento abdominal es más estrecho que el séptimo segmento pero casi de la misma longitud.

La cápsula cefálica muy esclerotizada, la superficie del cuerpo cubierta de pequeñas placas hexagonales y la morfología del octavo segmento abdominal permiten incluir el ejemplar MSV 174 en la familia Stratiomyidae. Las placas hexagonales corresponden a los típicos depósitos de carbonato de calcio, en forma de placas, del integumento de las larvas de Stratiomyidae. Por

presentar un abdomen terminado en un sifón respiratorio, que además tiene el espiráculo posterior en posición apical, lo incluimos en la subfamilia Stratiomyinae. Por el aspecto general del cuerpo y por la morfología del octavo segmento abdominal lo incluimos en el género *Odontomyia* MEIGEN, 1803 (= *Eulalia* MEIGEN, 1800). El espécimen JAG 143 queda clasificado como un Stratiomyidae gen. et sp. indet.

El género *Odontomyia* MEIGEN, 1803 ha sido encontrado en el Eoceno/Oligoceno de Inglaterra, en el Oligoceno de Francia y Alemania, y en el Mioceno de Alemania (HEIN, 1954; DUCREUX y TACHET, 1985; EVENHUIS, 1994; KÜHBANDNER y SCHLEICH, 1994; ANSORGE y KOHRING, 1995).

Nuestro ejemplar del Mioceno de Ribesalbes se diferencia de las larvas fósiles de *Odontomyia* del Oligoceno de St-Martin en Francia (DUCREUX y TACHET, 1985) y del Mioceno de Randecker Maar en Alemania (KÜHBANDNER y SCHLEICH, 1994) en su menor tamaño (16,64 mm de longitud en MSV 174 frente a 24,72 mm y 23,20 mm respectivamente).

La familia Stratiomyidae ha sido citada anteriormente en el registro fósil de la Península Ibérica en base a dos formas larvales diferentes del Cretácico inferior del Montsech, en la provincia de Lleida (WHALLEY y JARZEMBOWSKI, 1985); se trata éste del registro más antiguo para la familia.

Actualmente las larvas de la subfamilia Stratiomyinae son todas acuáticas y se encuentran en medios ricos en materia orgánica que les sirve de alimento.

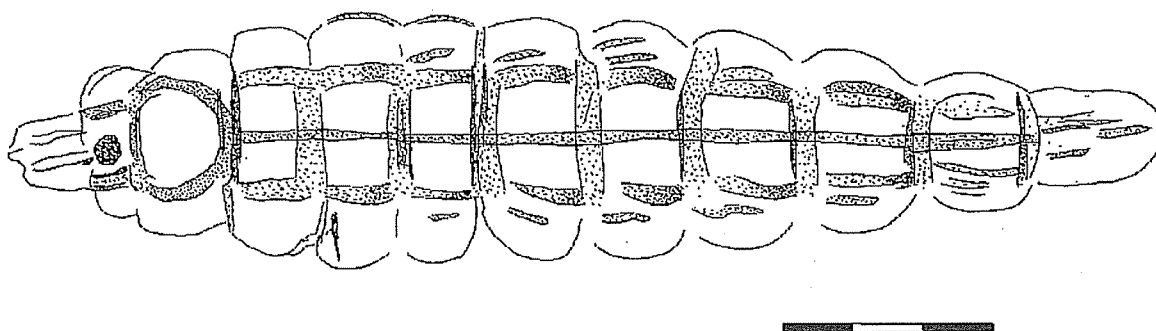


Figura 1. Dibujo a cámara clara del ejemplar MSV 174; larva de *Odontomyia* sp. (Diptera: Stratiomyidae). Escala = 3 mm.

AGRADECIMIENTOS. Se agradece a Manuel Saura y Juan Antonio García el permitirnos estudiar sus colecciones. Este trabajo es fruto de una "Ayuda a Proyectos de Investigación" otorgada en 1995 por la *Institució Valenciana d'Estudis i Investigació* (código CPE/085).

BIBLIOGRAFÍA

- ANSORGE, J. und KOHRING, R. 1995. Insekten aus dem Randecker Maar. *Fossilien*, **2/95**, 80-90.
- DUCREUX, J. L. et TACHET, H. 1985. Larves de Stratiomyidae (Insecta, Diptera) dans des laminites stampiennes du bassin de Forcalquier (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geobios*, **18**, 517-524.
- EVENHUIS, N. L. 1994. *Catalogue of the fossil flies of the world (Insecta: Diptera)*. Backhuys Pub., 600 pp.
- HEIN, L. 1954. Larve der Waffenfleie *Eulalia* spec. im Dysodil des Randecker Maars, *Geologie*, **3**, 644-648.
- JAMES, M. T. 1981. Stratiomyidae. In: MCALPINE, J. F. (Ed.). *Manual of Nearctic Diptera*. Research Branch Agriculture Canada, **27**, cap. 36, 497-511.
- KÜHBANDNER, M. VON und SCHLEICH, H. H. 1994. *Odontomyia*-Larven aus dem Randecker Maar (Insecta: Diptera, Stratiomyidae). *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **34**, 163-167.

- PEÑALVER, E. y MARTÍNEZ-DELCLÒS, X. 1993. Aportaciones a la paleoentomofauna del Mioceno inferior de Ribesalbes (Castellón, España). *Com. IX Jornadas Paleontol.*, Málaga, 85-90.
- SMITH, K. G. V. 1989. An introduction to the immature stages of british flies. Diptera larvae, with notes on eggs, puparia and pupae. *Handbk. Ident. Br. Insects*, 10 (14), 280 pp.
- WHALLEY, P. E. S. and JARZEMBOWSKI, E. A. 1985. Fossil insects from the Lithographic Limestone of Montsech (late Jurassic- early Cretaceous), Lérida Province, Spain. *Bulletin British Museum natural History, (Geology)*, 38, 381-412.

Presencia del género *Penthetria* (Insecta: Diptera: Bibionidae) en el Mioceno lacustre de Rubielos de Mora y Ribesalbes

Enrique PEÑALVER¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

Los yacimientos españoles con insectos fósiles de Rubielos de Mora (Teruel) y Ribesalbes (Castellón) pertenecen a las cuencas de Rubielos de Mora y Ribesalbes-Alcora respectivamente (Cordillera Ibérica). Tienen su origen en lagos meromícticos y están constituidos por ritmitas bituminosas del Mioceno. Las características de la conservación excepcional de sus restos fósiles incluyen a ambos dentro de los yacimientos de tipo *Konservat-Lagerstätte*.

El orden Diptera es el más abundante en el registro fósil de insectos de Rubielos de Mora y Ribesalbes. Dentro de los dípteros la familia Bibionidae está abundantemente representada, especialmente con ejemplares de los géneros *Plecia* y *Bibio*, lo cual es muy común en los yacimientos paleoentomológicos del Cenozoico. En el presente trabajo se cita por primera vez el género *Penthetria* MEIGEN, 1803 en ambas localidades.

Únicamente han sido hallados dos ejemplares del género *Penthetria*: MPZ-96/9 (Col. Museo Paleontológico de Zaragoza) hallado en Rubielos de Mora y MSV 186 (Col. Manuel Saura Vilar, Onda, Castellón) hallado en Ribesalbes. Para la descripción y clasificación ha sido utilizada la clave HARDY (1981).

Descripción del espécimen MPZ-96/9 (fig. 1.1): Ejemplar adulto hembra fosilizado en posición lateral. La longitud del cuerpo es 11,35 mm. Las antenas son cortas (0,89 mm de longitud por 0,23 mm de anchura máxima) con 10 flagelómeros (fig. 1.1.4) que son mucho más anchos que largos. El artejo basal es de mayor tamaño y el último artejo es de morfología redondeada; conservan pilosidad. De la venación alar únicamente se puede determinar la porción distal (fig. 1.1.5), al estar el resto del ala solapado con el cuerpo y quedar enmascarado. Rs está bifurcado en R_{2+3} y R_{4+5} . La vena R_{2+3} se origina alejada de la vena transversa r-m, es larga y corre paralela a R_{4+5} . La medial está dividida en M_1 y M_2 . Las venas CuA_1 y CuA_2 contactan con el margen del ala. Se han conservado visibles las patas anteriores, medias y posteriores (fig. 1.1), siendo las medidas de sus longitudes las siguientes: fémur medio 2,20 mm, tibia anterior 1,77 mm, tibia media 2,40 mm, tibia posterior 3,83 mm, tarso anterior 2,20 mm, tarso medio 3,24 mm y tarso posterior 2,93 mm. En la parte distal de la tibia media se observa una pequeña espina tibial. El tarso está compuesto por 5 tarsómeros y las patas terminan en dos potentes uñas curvas. La parte distal del abdomen presenta dos cercos típicos de un ejemplar hembra.

Descripción del espécimen MSV 186 (fig. 1.2): Este ejemplar macho es de menor tamaño que el anterior. Conserva visible mayor parte de la venación. De ésta únicamente indicar que la R_{2+3} es proporcionalmente mucho más corta que en MPZ-96/9 y el pterostigma es más marcado; se conserva parte de las venas CuP y A_1 en una de las alas. Las alas presentan una morfología más redondeada. Uno de los halterios es perfectamente visible; presenta un capitulum ancho (0,50 mm por 0,42 mm) y un delgado pedicelo. El abdomen es estrecho (1,41 mm de anchura máxima por 4,29 mm de longitud) y su terminación bilobada indica que se trata de un ejemplar macho.

Las antenas cortas con flagelómeros compactos y un Rs bifurcado incluyen al ejemplar MPZ-96/9 en la subfamilia Pleciinae. La presencia, en los dos ejemplares estudiados, de una vena R_{2+3} larga y con un recorrido paralelo a R_{4+5} indican el género *Penthetria*.

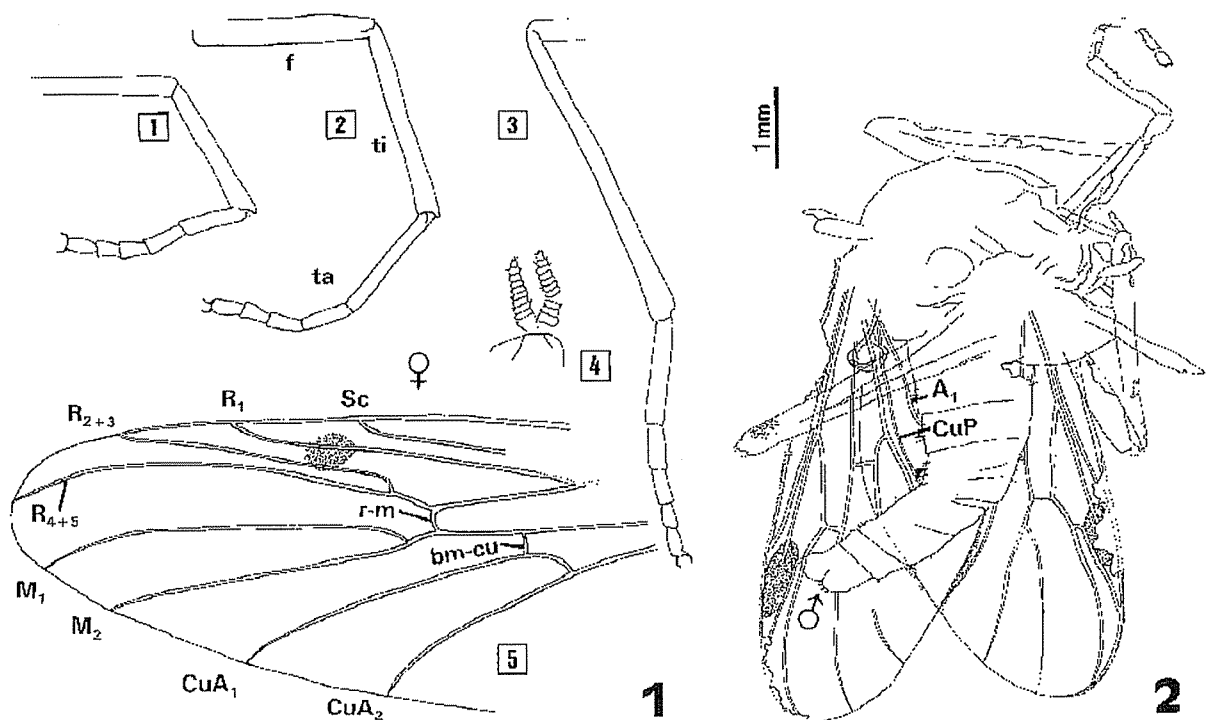


Figura 1. Ejemplares de *Penthetria* sp. (Diptera: Bibionidae): 1) MPZ-96/9, espécimen de Rubielos de Mora [1.1) pata anterior, 1.2) pata media, 1.3) pata posterior, 1.4) antenas y 1.5) venación del ala]; 2) MSV 186, espécimen de Ribesalbes. A_1 = vena anal, bm-cu = vena transversa basal medial-cubital, CuA_1 - CuA_2 = venas cubitales anteriores, CuP = vena cubital posterior, f = fémur, M_1 - M_2 = venas mediales, R_1 - R_{4+5} = venas radiales, r-m = vena transversa radio-medial, Sc = vena subcostal, ta = tarso, ti = tibia.

Estos ejemplares pertenecen a dos formas distintas de *Penthetria* que se diferencian entre sí principalmente en el tamaño, en la morfología general del ala y en el desarrollo de la vena R_{2+3} con respecto al resto de la venación.

A nivel mundial el registro fósil de *Penthetria* no es abundante en comparación con otros géneros de la familia Bibionidae. Hasta la fecha han sido descritas 47 especies fósiles, todas ellas del Cenozoico excepto *P. dubia* GEINITZ, 1884 del Jurásico inferior de Alemania. Para el Cenozoico, *Penthetria* ha sido hallada en el Eoceno de Canadá, en el Oligoceno de USA, Francia, Alemania y República Checa, en el Mioceno de Suiza, Francia, Italia, Austria, Croacia y Grecia, y en el Plioceno-Pleistoceno de Japón (EVENHUIS, 1994).

En el registro fósil de la Península Ibérica únicamente ha sido hallado el género *Penthetria* en el Mioceno superior de La Cerdanya, provincia de Lleida (ARILLO *et al.*, 1992). Este registro lo constituye un ala aislada incompleta.

El ala del ejemplar de Rubielos de Mora (MPZ-96/9) presenta un tamaño ligeramente mayor que el del ala hallada en el Mioceno de La Cerdanya, principalmente se diferencia de ésta en presentar una mayor separación relativa entre los extremos distales de las venas Sc y R₁ y por ser la vena R₂₊₃ mucho más larga. Por otra parte, el ala de MSV 186 de Ribesalbes se diferencia del ejemplar de La Cerdanya únicamente en ser de menor tamaño.

Actualmente el género *Penthetria* se encuentra principalmente en las regiones tropicales y subtropicales, en los climas templados es escaso (GENTILINI, 1991).

AGRADECIMIENTOS. Se agradece a Manuel Saura el permitirnos estudiar su colección. Este trabajo es fruto de las ayudas a la investigación del Instituto de Estudios Turolenses (1993) y de la *Institució Valenciana d'Estudis i Investigació* (código CPE/085; año 1995).

BIBLIOGRAFÍA

- ARILLO, A., BREMOND, C. S. y BARRÓN, E. 1992. La entomofauna fósil del Mioceno superior de la depresión ceretana. Dípteros. In: ALEMANY, A. (Ed.). *Historia Natural'91*, 553-561.
- EVENHUIS, N. L. 1994. *Catalogue of the fossil flies of the world (Insecta: Diptera)*. Backhuys Pub., 600 pp.
- GENTILINI, G. 1991. Occurrence of the genus *Penthetria* Meigen, 1803 from the Lower Messinian of Central Italy (Diptera Bibionidae). *Boll. Soc. ent. ital.*, **123**, 62-66.
- HARDY, D. E. 1981. Bibionidae. In: MCALPINE, J. F. (Ed.). *Manual of Nearctic Diptera*. Research Branch Agriculture Canada, **27**, cap. 13, 217-222.

Cocodrilos y tortugas del Mioceno de las Bardenas Reales de Navarra (Depresión del Ebro)

Xabier PEREDA SUBERBIOLA¹, Xabier MURELAGA¹ y Humberto ASTIBIA¹

¹ Euskal Herriko Unibertsitatea, Zientzi Fakultatea, Paleontologia Laborategia. Postakutxa 644, 48080 Bilbao.

En un trabajo anterior se dieron a conocer los primeros datos sobre las faunas de tetrápodos fósiles del Terciario continental de las Bardenas Reales de Navarra (ASTIBIA *et al.*, 1995). En el mismo se describieron de modo preliminar las principales localidades fosilíferas, situadas en el extremo sudeste de Navarra (Depresión del Ebro), y se presentó una lista faunística provisional. La fauna de vertebrados continentales de las Bardenas, de edad Mioceno inferior (zonas Z y A del piso Ramblense), está compuesta por anfibios anuros y urodelos, reptiles escamosos, cocodrilos y tortugas, aves caradriformes y mamíferos insectívoros, roedores, lagomorfos, artiodáctilos y perisodáctilos (MURELAGA *et al.*, en preparación). La presente nota tiene por objeto describir por primera vez los restos de cocodrilos y tortugas descubiertos hasta la fecha.

Los cocodrilos de las Bardenas están representados por material macroscópico (huesos y dientes) recogido en superficie y microrrestos (principalmente dientes aislados) obtenidos tras el lavado y tamizado del sedimento. Los restos son fragmentarios e inconexos y corresponderían a

varios individuos, incluyendo formas juveniles y adultas de un único taxon. El material consiste en fragmentos craneales y mandibulares, dientes, vértebras, huesos de las extremidades y osteodermos. Se trata del material más completo conocido hasta la fecha en el Mioceno peninsular. Otro material descubierto en el área de Tudela (Tutera), en niveles equivalentes a los de las Bardenas, es un cráneo fragmentario de un posible aligatórido citado por CRUSAFONT *et al.* (1966), que está actualmente en proceso de estudio (P. ORTEGA, com. pers.). Por su parte, los restos de tortugas, a excepción de un ejemplar casi completo que conserva la mayor parte del caparazón y del plastrón, están representados por fragmentos de placas dérmicas aisladas. Al menos tres tortugas criptodiras diferentes han sido identificadas. Las localidades bardeneras que han proporcionado restos de cocodrilos y tortugas incluyen Tripazul (La Nasa 1), Barranco del Fraile, Barranco de Tudela 2 y 3, La Nasa 2, 3, 4 y 5, Cabezo de la Junta, Loma de la Madera y Cabezo Vaquero.

COCODRILOS. Se conocen varios fragmentos mandibulares con restos dentarios *in situ* de pequeño tamaño y morfología grácil. La sínfisis mandibular es asimétrica, corta y estrecha, y se extiende únicamente hasta el segundo alveolo. El tercer y cuarto alveolos son de mayor tamaño que los restantes y están separados por un borde alveolar muy delgado. El esplénico no está incluido en la sínfisis. Por lo que respecta a la morfología de los dientes aislados, las coronas son cónicas y la base es de sección circular o ligeramente oval. Las carenas mesial y distal son lisas. La ornamentación del esmalte está formada por crestas muy finas que se extienden desde la base de la corona hasta el ápice. Las superficies articulares de los centros vertebrales son procélicas. Los osteodermos dorsales son rectangulares y presentan una quilla o carena mediana, mientras que los ventrales son de contorno más redondeado y posiblemente bipartitos.

La marcada procelia de los centros vertebrales es característica de los cocodrilos eusuquios. La presencia de dos dientes pseudocaniniformes (3° y 4°) de mayor tamaño en la mandíbula ha sido considerada clásicamente un carácter diagnóstico de *Diplocynodon* (BERG, 1966). Trabajos más recientes sugieren que se trata de un carácter primitivo compartido por *Diplocynodon* y otros cocodrilos eusuquios (BUSCALIONI *et al.*, 1992), aunque otros autores consideran que se trata de una de las sinapomorfías que define al clado Leidyosuchidae, formado por *Leidyosuchus* y *Diplocynodon* (RAUHE y ROSSMANN, 1995). *Diplocynodon* es un género complejo y mal definido (BUSCALIONI *et al.*, 1992). La atribución de material fragmentario e inconexo como el de las Bardenas a *Diplocynodon* es arriesgada, pero la posible presencia de osteodermos ventrales compuestos y articulados hacen pensar que se trata de este taxon o de una forma afín. A la espera de una revisión sistemática detallada de los "diplocinodóntidos", optamos por asignar provisionalmente el material de las Bardenas a cf. *Diplocynodon* sp.

TORTUGAS. El espécimen más completo está en fase de restauración por lo que sólo se puede dar una descripción preliminar y parcial del caparazón. Esta tortuga mide 34 cm de largo por 22 de ancho. La única descripción fiable es la de la morfología de los escudos vertebrales. Se observa que el primer escudo no cubre la nuchal en su totalidad y que el quinto escudo llega a penetrar en la pigal. La morfología de las placas neurales parece bastante regular. Estas características nos sugieren que se trata de un representante de la familia Emydidae (género *Ptychogaster* o *Paleochelys*).

Las placas aisladas pueden asignarse a dos taxones diferentes. Por un lado, se conocen placas con una ornamentación dicotómica muy marcada que llega en algunos casos a formar polígonos. El proceso nuchal está muy desarrollado y llega hasta la segunda o incluso tercera periferal. Este taxon puede atribuirse al género *Chelydropsis* (familia Chelydridae). Por otro lado, las placas con una ornamentación en cubetas o crestas, sin escudos córneos y una total ausencia de periferales, se asignan a *Tryonix* sp. (familia Tryonichidae). La presencia de este género en el área de estudio ha sido citada por EZQUERRA DEL BAYO en 1850 (véase CRUSAFONT *et al.*, 1966) y representa la primera cita de un vertebrado fósil en Navarra.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo forma parte de un Proyecto de Investigación financiado por el Gobierno de Navarra y cuenta con la ayuda de una Beca de Formación de Personal Investigador del Gobierno Vasco para uno de los firmantes (X.M.). Agradecemos a Patxi Ortega (UAM) los valiosos comentarios sobre el manuscrito.

BIBLIOGRAFÍA

- ASTIBIA, H., GINSBURG, L., JANOO, A., MARTÍNEZ, E., MURELAGA, X., PEREDA SUBERBIOLA, X. y SESÉ, C. 1995. Primeros datos sobre las faunas de tetrápodos fósiles del Terciario continental de las Bardenas Reales de Navarra (Depresión del Ebro). *XI Jornadas de Paleontología*, Tremp, 41-43.
- BERG, D. E. 1966. Die Krokodile, insbesondere *Asiatosuchus* und aff. *Sebecus*?, aus dem Eozan von Messel bei Darmstadt/Hessen. *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **52**, 1-105.
- BROIN, F. DE 1977. Contribution à l'étude des Chéloniens. Chéloniens continentaux du Crétacé et du Tertiaire de France. *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, N.S., sér. C, **38**, 366 pp.
- BUSCALIONI, A. D., SANZ, J. L. and CASANOVAS, M. L. 1992. A new species of the eusuchian crocodile *Diplocynodon* from the Eocene of Spain. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.*, **187** (1), 1-29.
- CRUSAFONT, M., TRUYOLS, J. y RIBA, O. 1966. Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico Minero de España*, **90**, 53-76.
- RAUHE, M. and ROSSMANN, T. 1995. News about fossil crocodiles from the Middle Eocene of Messel and Geiseltal, Germany. *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften*, B **17**, 81-92.

Presença de esponjas hexactinelídeas no Ordovícico e Silúrico de Barrancos (Zona de Ossa-Morena, Portugal)

J. M. PIÇARRA ¹ y J. K. RIGBY ²

¹ Instituto Geológico e Mineiro, Dep. Geologia, Ap. 104, 7802 Beja Codex, Portugal

² Brigham Young University. Dep. Geology, 673 widb, po box 25111, Provo, Utah 84602-5111. U.S.A.

RESUMO. Apresentam-se os primeiros fragmentos de espongiários (porífera) articulados de idade ordovícica e silúrica identificados em Portugal, encontrados na região de Barrancos (Zona de Ossa Morena, sul de Portugal)

O material ordovícico, identificado numa amostragem de rochas efectuada no princípio deste século em dois locais perto da povoação de Amareleja, é constituído por vários fragmentos de tramas esqueléticas que parecem apresentar um grau dictionino de organização. Todavia, os exemplares reduzem-se a simples impressões sem relevo e por isso não é possível confirmar se se tratam dos representantes mais antigos do grupo de hexactinelídeas. O material provém dos xistos roxos da Formação de Barrancos atribuídos ao Ordovícico inferior.

Os espongiários silúricos foram identificados num horizonte de xistos com graptólitos do tecto da Biozona de *Cyrtograptus lundgreni-Monograptus testis* (Homeriano tardío), que afloram numa trincheira situada ao km 102.15 da estrada entre Barrancos e Santo Aleixo da Restauração. É uma associação relativamente diversificada de esponjas hexactinelídeas, entre as quais se identificaram os protospongiódeos *Protospongia iberica* (nova espécie), *Diagonella* sp. e *Gabelia* ? sp. (RIGBY *et al.*, em impressão).

A presença de esponjas neste horizonte pode estar relacionada com um curto episódio de oxigenação do fundo marinho que favoreceu a instalação de comunidades bentónicas com bivalves e braquiópodes inarticulados, coincidente com alterações na circulação oceânica, à escala global, que provocam o denominado "Evento Lundgreni" de extinção nos graptólitos. Este episódio manifesta-se claramente na sucessão de xistos graptolíticos do Wenlock de Barrancos e de outras localidades do sector espanhol da Zona de Ossa Morena (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* 1996), como por exemplo no sinclinal del Valle (N de Sevilha) onde existe um nível comparável com restos articulados de esponjas silúricas (demosponjas monaxonas; RIGBY *et al.*, em impressão)

BIBLIOGRAFÍA

- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., LENZ, A. C., ROBARDET, M. and PIÇARRA, J. M. 1996. Wenlock-Ludlow graptolite biostratigraphy and extinction: a reassessment from the southwestern Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**, 656-663.
- RIGBY, J. K., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., ROBARDET, M. and PIÇARRA, J. M. (em impressão). First articulated Silurian sponges from the Iberian Peninsula, Spain and Portugal. *Journal of Palaeontology*

Invertebrados paleozoicos en la colección de ejemplares tipo y figurados del Museo Geominero (ITGE, Madrid)

Isabel RÁBANO ¹ y Alfonso ARRIBAS ¹

¹ Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

A principios del año 1996 se ha iniciado la revisión de las colecciones paleontológicas del Museo Geominero, con el fin de proceder a la identificación de los ejemplares tipo y figurados depositados en el mismo, que constituyen parte esencial de su patrimonio científico. Estos aspectos no fueron considerados hasta ahora en la larga historia de la colección, iniciada en 1849 a partir de las actividades de la Comisión del Mapa Geológico de España. Por tanto, se trata de editar un catálogo específico de este material y dotarle de las garantías más adecuadas de seguridad y conservación, facilitando su conocimiento y difusión futura a través de las modernas tecnologías de información.

La labor de revisión de la colección se plantea siguiendo un orden geocronológico decreciente, por lo que ha sido iniciada con el análisis de fósiles paleozoicos. Entre ellos se aportan aquí los primeros resultados derivados del estudio de los fósiles e icnofósiles de invertebrados, pues las colecciones paleobotánicas aún no fueron examinadas en esta primera fase.

Hasta el momento se llevan localizados 460 ejemplares figurados en 538 ocasiones, de los que 133 son ejemplares tipo, principalmente de taxones de nivel especie. Casi todos ellos son fósiles españoles, con la excepción de 28 ejemplares procedentes de Marruecos o del territorio del Sahara Occidental. Desde el punto de vista geocronológico, los fósiles e icnofósiles de invertebrados figurados pertenecen a los periodos Cámbrico (156 ejemplares), Ordovícico (110 ejemplares), Silúrico (5 ejemplares), Devónico (116 ejemplares) y Carbonífero (73 ejemplares).

En cuanto a la procedencia de los fósiles españoles, destacan los recolectados en Castilla y León, con más de centenar y medio de ejemplares, a los que siguen en orden numérico decreciente Asturias (83), Aragón (65), Extremadura (64), Andalucía (49), Castilla-La Mancha (22) y Galicia (4).

De pocos fósiles se poseen datos sobre las circunstancias de su ingreso en las colecciones del Museo, debido a que sólo existe un pequeño inventario de la Comisión del Mapa Geológico, y a que el inventario general actual se inició en 1989. Esto supone una dificultad añadida a la investigación de ejemplares tipo y figurados, que solo puede abordarse a través del lento y laborioso "barrido" de publicaciones científicas, especialmente las anteriores a 1970. Por el momento, la referencia más antigua de un fósil paleozoico figurado de la colección la constituye el ejemplar MGM-212/O (una pieza con *Cruziana* y *Skolithos*), ingresado en 1863 e ilustrada por DONAYRE en 1873.

No obstante, el ejemplar más antiguo desde el punto de vista histórico es uno de los trilobites ordovícicos recogidos por SCHULZ (1835) en el oeste de la provincia de Lugo, que permaneció inédito hasta su reciente revisión (RÁBANO *et al.*, 1989). Mención especial merece también la colección reunida por los miembros de la Comisión de la Carta Geológica y por los componentes de la "brigada geológica" de la Junta General de Estadística (CASIANO DE PRADO, LUCAS MALLADA, DANIEL DE CORTÁZAR, FEDERICO DE BOTELLA, FELIPE BAUZÁ, JOAQUÍN GONZALO Y TARÍN, etc.), objeto de revisión reciente desde el punto de vista taxonómico (por ejemplo, los trilobites devónicos estudiados por ARBIZU *et al.*, 1996). Algunos de estos fósiles fueron estudiados por el propio Mallada, entre ellos ciertos trilobites y moluscos ordovícicos, así como rostroconchas devónico-carboníferos (por ejemplo, el holotipo de "*Conocardium*" *cortazari* MALLADA, 1875), que en parte fueron descritos por MALLADA en su *Sinopsis* de 1875.

Otro núcleo importante de la colección de fósiles paleozoicos ingresó en tiempos de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (entre 1914 y 1945), quien se ocupó de la configuración actual de la exposición.

Sin duda la investigación histórica del propio Museo a través de la información inédita que aportan sus fósiles tipo y figurados es otro de los aspectos importantes a destacar del presente proyecto.

La información sobre los ejemplares tipo y figurados está siendo almacenada en una base de datos de Microsoft Access, con las siguientes tablas de referencia: Cronología, Figurados, Ingreso, Localidad, Sistemática, Tipos y Ubicación Museo. Las tablas contienen en un total de 72 campos la información básica sobre cada uno de los ejemplares figurados de las colecciones del Paleozoico del Museo Geominero, incluyendo uno que recoge la imagen del fósil en su publicación original.

BIBLIOGRAFÍA

- ARBIZU, M., RÁBANO, I. y TRUYOLS, J. 1996. Trilobites del Museo Geominero. II. Las colecciones antiguas del Devónico de la Cordillera Cantábrica (N. España). *Boletín Geológico y Minero*, **107** (1), 3-13.
- DONAYRE, F. M. 1873. Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **1**, 1-128.
- MALLADA, L. 1875. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Terreno Paleozoico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **2**, 1-160.
- RÁBANO, I., GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y ESTEBAN ARLEGUI, J. 1989. Los primeros fósiles encontrados en Galicia, redescubiertos en la colección Schulz del Museo Geominero (ITGE, Madrid). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **14**, 159-166.
- SCHULZ, G. 1853. *Descripción geognóstica del Reino de Galicia, acompañada de un mapa petrográfico de este país*. Madrid, impr. de los Herederos de Collado, 1-52.

El registro fósil de *Theodoxus velascoi* (GRAELLS, 1846) (Gastropoda: Neritacea), endemismo ibérico en vías de extinción

Fernando ROBLES¹ y Alberto MARTÍNEZ-ORTÍ²

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. c/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia).

² Colecció Malacològica Siro de Fez. Museu del Medi Ambient de València. Passeig de la Petxina, 15. 46008 València.

INTRODUCCIÓN. *Theodoxus velascoi* (GRAELLS, 1846) es una especie endémica del SE de la Península Ibérica que ha sido recogida viva en diversas localidades circunscritas a un área muy limitada (alrededores de Játiva y valle de Albaida, en la provincia de Valencia), donde era abundante hasta 1970 (GASULL, 1971). El impacto de la contaminación y las obras hidráulicas han provocado su desaparición de estos lugares hasta el punto de considerarse extinguida (ROBLES *et al.*, 1996a). Recientemente se ha hallado una nueva localidad en la que la especie sobrevive (ROBLES *et al.* 1996b). El interés de este endemismo ha promocionado el desarrollo de un programa, auspiciado por la Consellería de Agricultura y Medio Ambiente de la Generalitat Valenciana, con vistas a su conservación. Dentro de este programa se ha estudiado el registro fósil de esta especie, cuyos resultados se presentan en este trabajo.

MATERIAL Y MÉTODOS. El material estudiado ha sido recolectado por los autores y se encuentra depositado en la colección del Museo de Geología del Departamento de Geología de la Universitat de València. Para su comparación con individuos actuales de *T. velascoi* y de otras especies de *Theodoxus* se ha utilizado material recolectado por los autores, así como el depositado en las colecciones del Museo Nacional de Ciencias Naturales, del Museu de Zoologia de Barcelona, del Museu Paleontològic de València y del Museu del Medi Ambient de València.

RESULTADOS. La revisión del material disponible ha permitido registrar la presencia de *Theodoxus velascoi* en los siguientes yacimientos:

- Huéscar y Barranco de Quebradas (Depresión de Guadix-Baza, Granada). Niveles H-7/3, H-7/3a, BQ-2a, BQ-2a/2b y BQ-2b. Rusciniense, MN15 (SESÉ, 1989). Determinado previamente como *Theodoxus* sp. (ROBLES, 1989).

- Fonelas-1 (Depresión de Guadix-Baza, Granada). Rusciniense medio (ALONSO DIAGO, 1989). Determinado previamente como *Theodoxus (Vitochliton)* sp. (ROBLES, 1989).

- Alcudia de Crespins (Valencia). Travertinos del Pleistoceno superior (Interglaciario Riss-Würm). Yacimiento inédito.

DISCUSIÓN. GRAELLS (1846) describe dos especies de *Theodoxus* con distribución geográfica muy próxima: *T. velascoi* y *T. valentina*. Posteriormente se ha considerado que *T. valentina* es sinónimo de *T. velascoi* (GASULL, 1971; VIDAL ABARCA *et al.*, 1985). La revisión del material depositado en las colecciones mencionadas indica la existencia de dos morfotipos diferenciados, que podrían corresponder a dos especies diferentes. Actualmente los autores están estudiando material recogido vivo para intentar resolver la cuestión.

Dentro de este contexto, la morfología e incluso la coloración de los fósiles estudiados coincide exactamente con los del morfotipo "valentina" de *T. velascoi*, especie a la que deben asignarse mientras no se clarifique la validez de *T. valentina*.

Por lo que se refiere a la distribución espacial y temporal de esta especie, los datos disponibles muestran que se trata de un endemismo antiguo que posea, durante el Plioceno inferior, un área de distribución más amplia que la actual. La reducción de la misma debe estar asociada a las oscilaciones climáticas pliocuaternarias, ya que *T. velascoi* es una especie termófila. Especial interés presenta su persistencia en la localidad de Alcudia de Crespins, donde la hemos caracterizado en travertinos del Pleistoceno superior, formados por las surgencias termales del río de los Santos, en los que la especie ha sobrevivido hasta su desaparición en los años ochenta debido a la acción antrópica.

AGRADECIMIENTOS. Trabajo subvencionado por el proyecto PB-94-0085 (DGICYT). La revisión de las colecciones ha sido posible gracias a un proyecto financiado por l'IVEI (CPE-086-95).

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO DIAGO, M. A. 1989. La sedimentación continental plio-pleistocena en la zona occidental de la Depresión de Guadix-Baza. Evolución geodinámica del área. *Trab. Neóg. Cuat.*, **11**, 53-78.
- GRAELLS, M.P. 1846. *Catálogo de los moluscos terrestres y de agua dulce observados en España, y descripción y notas de algunas especies nuevas o poco conocidas del mismo país*. Imp. Martínez. Madrid y Lima, 24 pp.
- GASULL, L. 1971. Fauna malacológica de las aguas continentales dulces y salobres del Sudeste Ibérico. *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, **16**, 24-94.
- SESÉ, C. 1989. Los Micromamíferos del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza (Granada) *Trab. Neóg. Cuat.*, **11**, 185-213.
- ROBLES, F. 1989. Moluscos continentales del Plio-Pleistoceno de la cuenca de Guadix-Baza. *Trab. Neóg. Cuat.*, **11**, 127-138.
- ROBLES, F., MARTÍNEZ-LÓPEZ, F. y MARTÍNEZ-ORTÍ, A. 1996a. Estudio de la radula de *Theodoxus velascoi* (Graells, 1846) (Mollusca, Prosobranchia), endemismo valenciano probablemente extinguido. *Tomo Extraord. 125 aniv. R.S.E.H.N.*, 141-144.
- ROBLES, F., MARTÍNEZ-ORTÍ, A., PUJANTE, A. y MARTÍNEZ-LÓPEZ, F. 1996b. Caracterización anatómica de *Theodoxus velascoi* (Graells, 1846) (Prosobranchia: Neritacea), endemismo valenciano. VIII Congr. Español de Limnología. Mallorca. *Libro de resúmenes*, 97.
- VIDAL ABARCA, C. y SUÁREZ, M.L. 1985. *Lista funística y bibliográfica de los moluscos (Gastropoda & Bivalvia) de las aguas continentales de la Península Ibérica e Islas Baleares*. Asoc. Esp. Limnol. Publ. nº 2, 190 pp.

Sucesiones carbonatadas de edad Namuriense en la banda central de la cuenca del Guadiato (Córdoba)

Sergio RODRÍGUEZ ¹, Alicia CALVO ¹, Pedro CÓZAR ¹ y Santiago FALCES ¹

¹ Dpto. y U.E.I de Paleont., Fac. C. Geológicas e Inst. G. Econ., C. Universitaria, 28040 Madrid

La banda central de la Cuenca Carbonífera del Guadiato ha venido tradicionalmente denominándose "Banda Namuriense". Esta denominación se basaba en la presencia de materiales siliciclásticos principalmente de origen continental que contienen plantas de dicha edad (PÉREZ-LORENTE, 1979, GABALDÓN *et al.*, 1983). En la misma banda se encuentran numerosos bloques de calizas de edad Viseense superior (CROUSILLES *et al.*, 1976, MAMET y MARTÍNEZ, 1981), considerados como olistolitos.

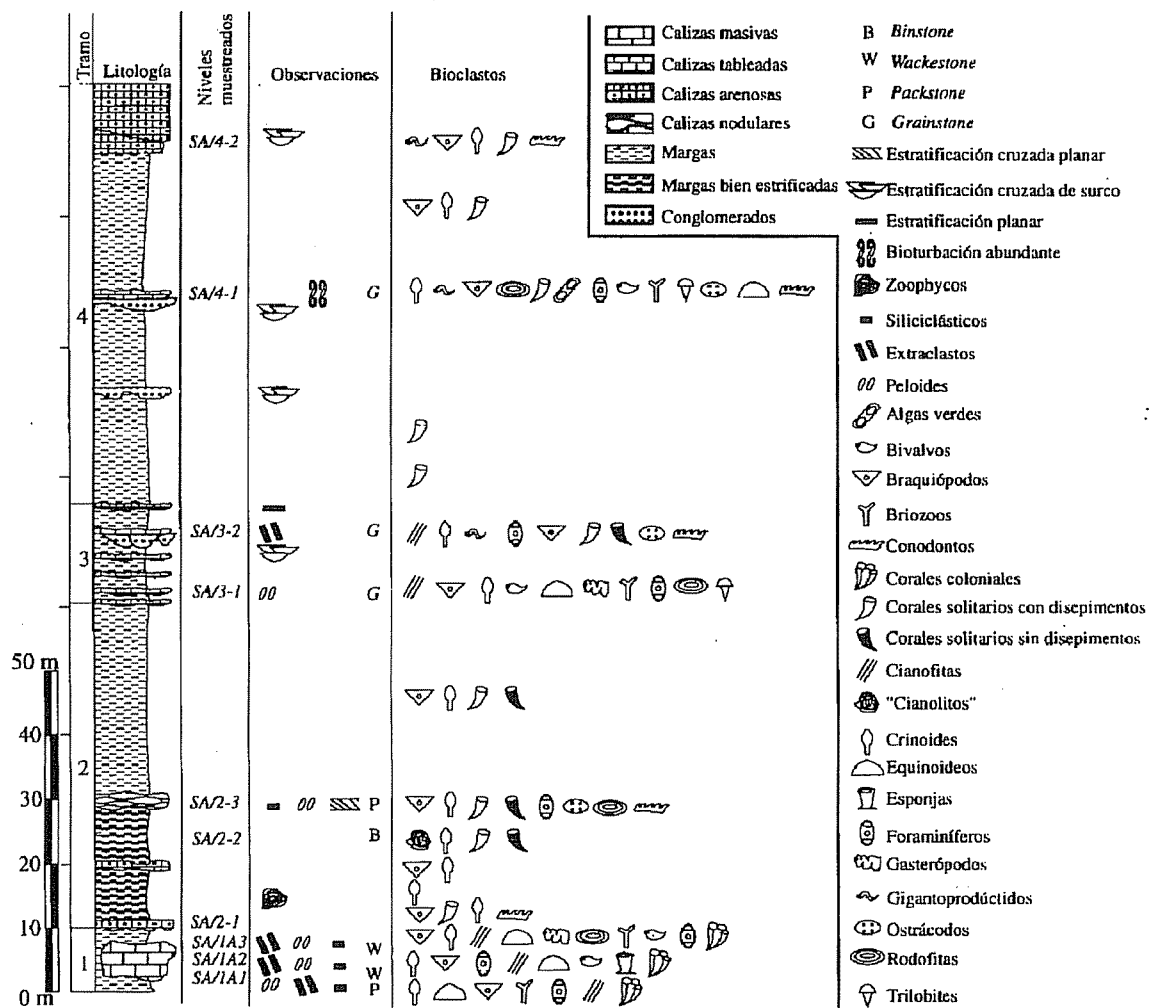


Figura 1.- Columna estratigráfica del Arroyo La Juliana - San Antonio

En el transcurso de investigaciones llevadas a cabo durante el proyecto PB91-0083 de la DGICYT se han localizado sucesiones de materiales predominantemente carbonatados, que no corresponden a olistolitos, en diversas áreas de esta banda. Estos materiales son básicamente margosos, con intercalaciones de calizas, areniscas y conglomerados canalizados. En ellos se encuentra frecuente contenido paleontológico que indica su origen marino y que permite datarlos como Namurienses. Diversos olistolitos de calizas brechoideas y oolíticas de edad Viseense se emplazan en estos materiales. El estudio de los afloramientos con estas características está todavía en una fase preliminar, pero ya se han levantado varias secciones estratigráficas. La más representativa de las mismas por la calidad de afloramiento y por su contenido paleontológico es la Sección del Arroyo de la Juliana (fig. 1), que se encuentra en las proximidades del río Guadiato, no lejos de la mina de San Antonio.

La sucesión del arroyo de la Juliana presenta como característica más relevante la presencia de niveles margosos con abundantes oncolitos nucleados en todo tipo de litoclastos y bioclastos. Los oncolitos están constituidos por envueltas incrustantes y arbustivas de *Girvanella* y organismos globulares incrustantes de afinidades inciertas. Las envueltas de calcimicrobios llegan a constituir cianolitos de hasta 10 cm de diámetro de formas muy variadas, desde esféricas hasta cilíndricas, adaptándose en general a la morfología de los núcleos. Otros grupos registrados de interés son braquiópodos gigantoprodúctidos y crinoides.

En la base de la sección se encuentra un olistolito compuesto, con abundantes corales y foraminíferos. La asociación de corales presenta un predominio de *Axophyllids* y *Siphonodendron martini*. La presencia de esta última especie data el olistolito como Viseense superior. Los foraminíferos existentes precisan más la edad de los bloques que componen el olistolito como pertenecientes a las biozonas V3b (*Saccamminopsis fusulinaeformis*) y V3c (primera aparición de *Zellerina*).

En el resto de la sucesión son comunes los corales rugosos, entre los que predomina por su frecuencia la especie *Aulophyllum fungites*. La presencia de este taxón no permite precisar la edad, ya que su distribución estratigráfica es muy amplia. Sin embargo, en la asociación de corales presente en la Juliana se encuentran al menos dos especies del género *Melanophyllum* (RODRÍGUEZ y FALCES, 1996) típicos del Namuriense (Serpujoviense-Bashkiriense inferior). Los foraminíferos permiten precisar estos niveles como Serpujoviense basal (zona E1) o superior por la presencia de *Momotaxinoides* y *Permodiscus* y por la abundancia de *Zellerina*, *Neoarchaediscus*, *Betpakodiscus* y *Asteroarchaediscus* (cabe señalar la presencia de *A. bashkiricus*). En los últimos niveles se registra la aparición de *Millerella*. Se han detectado frecuentes conodontos con dos tipos de conservación; la mayoría de los elementos presentan un CAI 1 con la textura sin alterar, pero existen elementos de color blanco con la textura granular que son de difícil explicación (reelaboración, alteración meteórica, etc.). Se han podido identificar dos formas; una de ellas (*Gnathodus* gr. *bilineatus*) podría corresponder al Viseense superior-Namuriense; la otra pertenece claramente al Tournaisiense (*Eotaphrus*?).

Las unidades aquí citadas no son unidades bioestratigráficas en sentido estricto, sino unidades registráticas, ya que buena parte de los ejemplares encontrados (tanto corales rugosos como foraminíferos y conodontos) están reelaborados.

BIBLIOGRAFÍA

- CROUSSILLES, M., DIXSAUT, C., LYS, M. et TAMAIN, G. 1976. Sur les calcaires du Carbonifère inférieur du Nord du Cordoue (Espagne) et leur age Viséen supérieur d'après leur microfaune. *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 96(4), 399-406.
- GABALDÓN, V., GARROTE, A. y QUESADA, C. 1983. El Carbonífero inferior del Norte de la zona de Ossa Morena (SW de España). *Compte Rendu X Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, 3, 173-186.
- MAMET, B. and MARTÍNEZ, C. 1981. Late Visean microfossils of the Las Caleras Bajas limestone (Córdoba, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 13 (1), 105-118.

- PÉREZ-LORENTE, F. 1979. *Geología de la zona Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco- Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral Universidad de Granada, **281**, 1-340.
- RODRÍGUEZ, S. y FALCES, S. 1996. Los corales rugosos del Carbonífero de Ossa-Morena: estado actual de los conocimientos. *Revista Española de Paleontología*, N° **Extraordinario**, 97-102.

El origen del vuelo moderno en aves

José Luis SANZ¹ y Bernardino P. PÉREZ-MORENO¹

¹ Unidad de Paleontología. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid. 28049- Madrid.

La avifauna del yacimiento conquense de Las Hoyas (Barremiense, Cretácico Inferior) ha proporcionado información relevante sobre el origen del vuelo moderno. A este respecto son de destacar de forma especial los géneros *Iberomesornis* y *Eoalulavis*. La capacidad de vuelo de la famosa ave del Jurásico Superior alemán *Archaeopteryx* es todavía objeto de gran controversia. Algunos autores consideran que este género poseía las características voladoras de un ave moderna. Para otros, *Archaeopteryx* tendría graves limitaciones en su vuelo. La información ofrecida por *Iberomesornis* confirma esta segunda postura. Este género presenta coracoides y fúrcula morfológicamente semejantes a los de las aves modernas, así como un pigostilo (SANZ *et al.*, 1988; SANZ y BONAPARTE, 1992). Todas estas novedades evolutivas están ausentes en *Archaeopteryx*, indicando una potencialidad voladora claramente incrementada con respecto a la condición ancestral del famoso *Urvögel*. La facultad de realizar un vuelo batido, de alta propulsión, parece evidente en *Iberomesornis*, mientras que esta capacidad en *Archaeopteryx* es dudosa. Por otra parte, tampoco *Iberomesornis* puede considerarse estrictamente un volador moderno en el sentido de las formas del clado Ornithurae. Según GATESY y DIAL (1996) el único módulo locomotor (corredor) en dinosaurios terópodos no avianos está compuesto por la correlación entre el apéndice caudal y los miembros posteriores. *Archaeopteryx* retiene esta condición ancestral, aunque la presencia de un miembro anterior dotado de plumas indica una prefiguración del módulo locomotor pectoral. Las aves modernas (Ornithurae) se caracterizan por una ruptura (no correlación) entre los miembros posteriores y la serie caudal, y una nueva alianza funcional entre esta y el complejo pectoral para formar el aparato volador. Diversas características de *Iberomesornis* indican que la ruptura funcional entre el apéndice caudal y las extremidades posteriores puede no haberse completado todavía, comenzando a manifestarse la alianza entre los módulos locomotores pectoral y caudal. Por lo tanto, la historia del vuelo aviano comienza con la prefiguración del módulo pectoral, completándose la alianza entre este y el caudal, así como la ruptura entre este último y los miembros posteriores, en el momento en el que se reduce el número de elementos caudales y dimensiones del pigostilo y aparece el sinsacro.

Otros elementos funcionales son importantes para explicar el origen del vuelo moderno. Entre ellos, la diferenciación de determinadas plumas. El género *Eoalulavis* (SANZ *et al.*, 1996) se caracteriza por poseer el álula (plumas del primer dígito de la mano) más antigua conocida en el registro fósil. La extensión del álula produce una corriente adicional que incrementa la tasa de flujo por encima del ala y disminuye las turbulencias producidas en vuelos a baja velocidad. La presencia de este sofisticado recurso volador en *Eoalulavis* sugiere que las aves adquirieron

hace algo más de cien millones de años la capacidad necesaria para practicar un vuelo de alta precisión y maniobrabilidad.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo ha sido cofinanciado por las siguientes Instituciones: Unión Europea (Human Capital and Mobility program, contract number ERBCHRXCT930164), DGICYT (Promoción General del Conocimiento PB93-0284) y Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.

BIBLIOGRAFIA

- GATESY, S. M. and DIAL, K. P. 1996. Locomotor modules and the evolution of avian flight. *Evolution*, **50**, 331-340.
- SANZ, J. L. and BONAPARTE, J. F. 1992. A new Order of birds (Class Aves) from the Lower Cretaceous of Spain. *Natural History Museum of Los Angeles County Science Series*, **36**, 39-49.
- SANZ, J. L., BONAPARTE, J. F. and LACASA-RUIZ, A. 1988. Unusual Early Cretaceous bird from Spain. *Nature*, **331**, 433-435.
- SANZ, J. L., CHIAPPE, L. M., PÉREZ-MORENO, B. P., BUSCALIONI, A. D., MORATALLA, J. J., ORTEGA, F. and POYATO-ARIZA, F. J. 1996. An Early Cretaceous bird from Spain and its implications for the evolution of avian flight. *Nature*, **382**, 442-445.

Conodontos silúricos (Telychiense-Sheinwoodiense) en las facies sapropelíticas negras de Corral de Calatrava (Ciudad Real), España.

G. N. SARMIENTO ¹ y A. GARCÍA-PALACIOS ¹

¹ Departamento de Paleontología. Facultad de Geológicas. Universidad Complutense de Madrid.

La búsqueda sistemática de conodontos en las ampelitas silúricas del Macizo Hespérico meridional condujo a su identificación en la localidad de Corral de Calatrava. Esta tarea fue alentada por los trabajos de RODRÍGUEZ-NÚÑEZ *et al.* (1989) y SARMIENTO y RODRÍGUEZ-NÚÑEZ (1991), en los que se describen por primera vez en la Zona Centroibérica conodontos del Silúrico inferior en facies ampelíticas.

El área de estudio está próxima a la confluencia de los ríos Guadiana y Jabalón, a unos 4 Km al noreste de Corral de Calatrava. El sinclinorio de Corral es una estructura compleja con orientación general E-O en cuyo núcleo aflora una sucesión muy completa y eminentemente clástica del Ordovícico medio al Silúrico medio-superior?. El único episodio carbonatado de esta sucesión es la Caliza Urbana que contiene conodontos de la Biozona *ordovicicus* (Ashgill). Sobre las cuarcitas y areniscas que constituyen la base del Silúrico datada en el área (Cuarcita de Criadero), se sitúan aproximadamente 40 m de sapropelitas negras en cuya mitad superior se intercalan algunos niveles centimétricos de limolitas de reducida extensión lateral. La sucesión culmina con algunas decenas de metros de alternancias detríticas predominantemente limosas, con areniscas subordinadas en las que se observan estructuras *hummocky*.

Los conodontos que se mencionan en este trabajo provienen del tramo de sapropelitas negras cuya edad, establecida en base a las asociaciones de graptolitos (GARCÍA-PALACIOS *et al.*, 1996), es Telychiense inferior-Sheinwoodiense inferior (intervalo entre las Biozonas *linnaei*-Subzona *hispanicus*- y *murchisoni*). De los treinta y cuatro niveles muestreados, doce de ellos

han proporcionado conodontos, los cuales se reconocen por sus moldes externos y/o se encuentran reemplazados en pirofilita. El estudio taxonómico de estos microfósiles fosfáticos se ve dificultado por su regular estado de conservación, por este hecho la mayoría de las identificaciones, tanto a nivel genérico como específico, están en nomenclatura abierta.

En todos los niveles investigados coexisten elementos conodontales de distintos tamaños y morfologías, siendo los más abundantes los morfotipos ramiformes y coniformes, en tanto que los pectiniformes sólo se han reconocido excepcionalmente. Si bien el número de ejemplares que integran las sucesivas asociaciones es reducido, resulta destacable su diversidad genérica, especialmente si tenemos en cuenta el tipo de facies en el que se encuentran. En orden de abundancia relativa se han identificado los siguientes géneros: *Distomodus*, *Ozarkodina*, *Kockelella*, *Pseudolonchodina*, *Panderodus*, *Dapsilodus*, *Walliserodus*, *Apsidognathus?*, *Oulodus?* y *Astropentagnathus?*.

De acuerdo con la distribución vertical de los taxones de conodontos es posible reconocer en la sucesión de pizarras graptolíticas tres intervalos bien definidos. El inferior, que corresponde a los 2 m basales (Biozonas *linnaei*, *turriculatus* y *crispus*), se caracteriza por el predominio de elementos coniformes asignables a *Dapsilodus* cf. *obliquicostatus* (BRANSON et MEHL), *Dapsilodus* sp., *Panderodus* cf. *greenlandensis* ARMSTRONG, *Panderodus* cf. *recurvatus* (RHODES), *Panderodus* sp., *Walliserodus* sp.. Junto a estas formas se han determinado también diversos morfotipos ramiformes y pectiniformes atribuibles a *Apsidognathus?* sp. (Pa), *Astropentagnathus?* sp. (Pa), *Distomodus* cf. *staurognathoides* (WALLISER) (Sa?), *Distomodus?* sp., *Kockelella?* sp. (M), *Ozarkodina* sp. aff. *O. excavata* (BRANSON et MEHL) (Sc), *Pseudolonchodina* cf. *fluegeli* (WALLISER) (M), *Pseudolonchodina?* sp. (M), *Oulodus?* sp. (Sb), ? n. gén. B, n. sp. A fide OVER et CHATTERTON. Desde el punto de vista paleoecológico resulta significativa la coexistencia de taxones característicos de plataforma externa (*Dapsilodus*, *Walliserodus*, *Pseudolonchodina*), con otros que son típicos de medios someros (*Distomodus*, *Apsidognathus*). Esta mezcla de faunas coincidiría con la interpretación de GARCÍA-PALACIOS *et al.* (1996), quienes atribuyen el depósito de estos materiales a un medio poco profundo que corresponde a los momentos iniciales de la transgresión basal del Silúrico en el área estudiada.

El siguiente intervalo corresponde a un tramo de aproximadamente 15 m de pizarras negras graptolíticas (Biozonas *griestoniensis* y *tullbergi*), en cuya mitad inferior sólo se han registrado formas pelágicas (graptolitos), en tanto que en la superior se encuentran esporádicamente niveles con fósiles de organismos bentónicos (braquiópodos). En estos niveles se han identificado escasos restos de conodontos asignados a *Apsidognathus?* sp. y *Distomodus* cf. *staurognathoides*.

La mayor abundancia relativa de conodontos permite definir un tercer intervalo (Biozonas *spiralis* y *murchisoni*), en el que se registran *Distomodus* cf. *staurognathoides* (Sa?), *Distomodus?* sp., *Kockelella* sp. aff. *K. ranuliformis* (WALLISER) (Pb), *Kockelella?* sp. (M), *Ozarkodina* cf. *excavata* (Pa, Pb, Sc), *Ozarkodina?* sp., *Pseudolonchodina?* sp. (M) y *Oulodus?* sp. (Sc). Esta asociación se atribuye a un medio somero, fundamentalmente por la ausencia de taxones muy característicos de esta edad (*Pterospirifer* y *Carniodus*) y que han sido interpretados como formas de aguas profundas (ALDRIDGE y MABILLARD, 1981). Tal interpretación es avalada por la presencia de señales de bioturbación, euriptéridos, pelmatozoos, braquiópodos, nautiloideos ortocónicos y bivalvos en los niveles que contienen los conodontos.

BIBLIOGRAFÍA

- ALDRIDGE, R. J. and MABILLARD, J. E. 1981. Local variations of Silurian conodonts: an example from the *Amorphognathoides* interval of the Welsh Basin. In: NEALE, J.W. and BRASIER, M. D. (eds.). *Microfossils from the Recent and Fossil Shelf Seas*, Ellis Horwood Limited, Chichester, 10-17.

- GARCÍA-PALACIOS, A., TORCH, P. and GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. 1996. Graptolite biostratigraphy of Silurian black shales near Corral de Calatrava (Central Iberian Zone, Spain). *The James Hall Symposium, Second International Symposium on the Silurian System*. Program and Abstracts, p. 54.
- RODRÍGUEZ-NÚÑEZ, V. M., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. y SARMIENTO, G. N. 1989. Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 4, 83-106.
- SARMIENTO, G. N. y RODRÍGUEZ-NÚÑEZ, V. M. 1991. Conodontos telychienses (Silúrico inferior) del Sinclinal del Guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico). *Revista Española de Paleontología*, nº extraordinario, 151-156.

***Psammichnites gigas*: una expresión icnológica de la Explosión Cámbrica**

Adolf SEILACHER¹ y José A. GÁMEZ VINTANED²

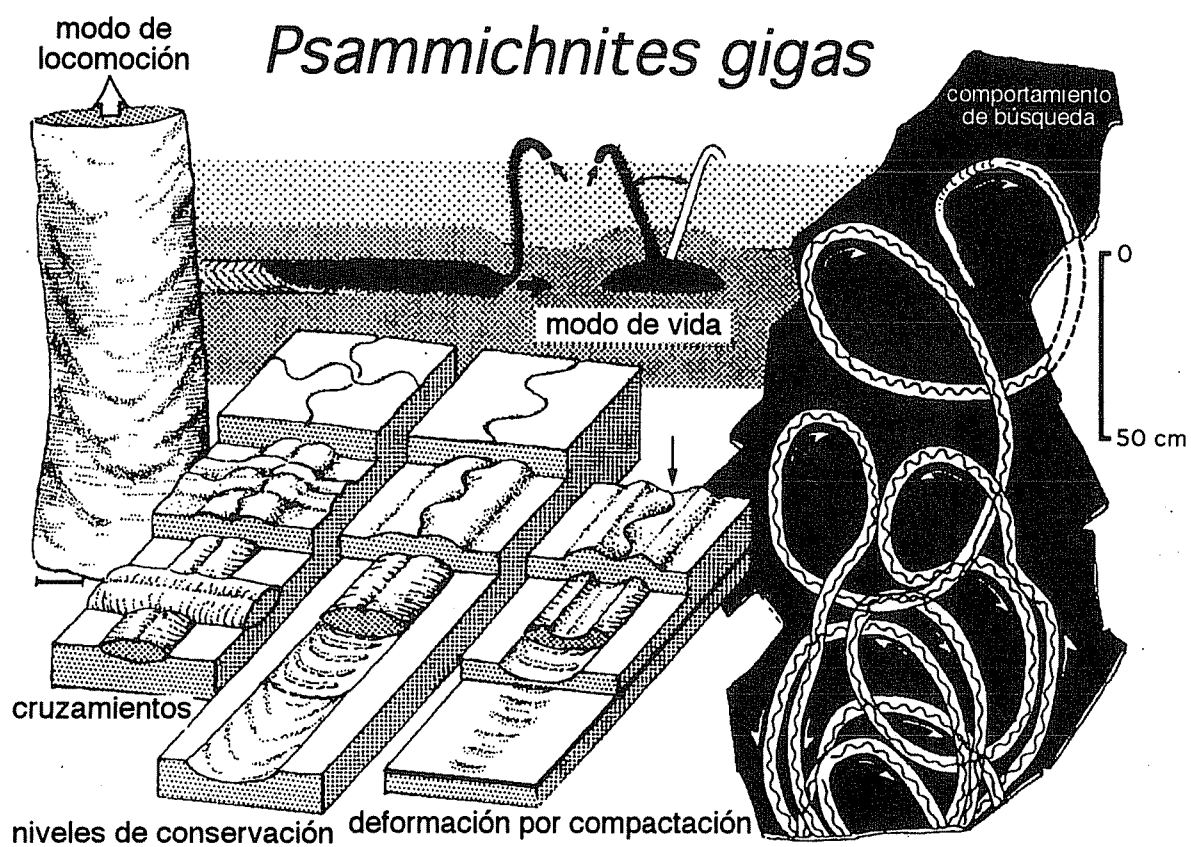
¹ Kline Geology Laboratory. Yale University. P.O. Box 6666. New Haven, CT 06520-8109. U.S.A.

Institut für Geologie und Paläontologie. Universität Tübingen. Sigwartstr., 10. 72076-Tübingen 1. Alemania

² Departamento. de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza. España

Las pistas fósiles precámbricas se caracterizan por ser de dimensiones reducidas, representar comportamientos sencillos y haberse formado en niveles muy cercanos a la interfase agua-sedimento (probablemente bajo tapices microbianos). En contraposición, las pistas cámbricas reflejan, en general, unos organismos productores de mayores dimensiones corporales, capaces de bioturbar el sedimento a mayor profundidad de la interfase agua-sedimento y responsables de nuevas y más complejas estrategias de comportamiento. Por ello, los animales bioturbadores cámbricos fueron un instrumento clave en la revolución agronómica que tuvo lugar en el tránsito Proterozoico-Fanerozoico, y que transformó los sustratos dominados por tapices microbianos (*matgrounds*) en sustratos mezclados (*mixgrounds*) donde los microorganismos forman principalmente envolturas de granos (SEILACHER y PFLÜGER, 1994).

Psammichnites es un icnotaxón pionero entre las nuevas estrategias de comportamiento que aparecieron en el Cámbrico Inferior temprano. Se encuentra en materiales siliciclásticos de medios sublitorales del Cámbrico Inferior de todo el mundo (España, Suecia, Cerdeña, Irlanda, Francia, parte lauréntica de Canada, Estados Unidos, Sur de China, Australia y Norte de Siberia), con edades entre Tommotiense basal (Cordubiense Inferior en España) y Botomiense. En España se encuentra en los Montes de Toledo (Pizarras del Pusa), Cadenas Ibéricas (Formación Embid), Cordillera Cantábrica (Formación Herrería), Sierra de Córdoba (Formación Pedroche) y área de Salamanca (Unidad Superior). El material español es clave para el análisis paleoetológico y paleobiológico de este icnotaxón. Con posterioridad al Cámbrico Inferior, este tipo de comportamiento no se encuentra en el registro fósil hasta el Paleozoico superior, con otros representantes del gr. *Scolicia*.



Psammichnites se presenta bajo diferentes modos de conservación, a los que se les ha dado diferentes nombres icnotaxonómicos. Todos ellos resultan de la actividad de un animal de cuerpo blando de dimensiones centimétricas (probablemente un gusano plano) que se desplazaba intraestratalmente a modo de *bulldozer*, en paralelo a la interfase agua-sedimento y unos pocos centímetros por debajo de ella, produciendo así madrigueras y estructuras de biodeformación alrededor de éstas. Las madrigueras (de sección original más o menos elíptica) presentan un relleno hacia atrás activo y muestran marcas superficiales que pueden responder a una locomoción de tipo ciliar y muscular. Frecuentemente se observan madrigueras cruzándose en el mismo plano.

En contraste con las *Scoliciae* producidas por equinoideos, que evidencian penetración en el sustrato mediante la técnica de relleno hacia atrás, el productor de *Psammichnites* penetraba en el sedimento por intrusión o efecto cuña (*wedging*). De este modo, las láminas sedimentarias situadas por encima del animal eran presionadas hacia arriba formando una cresta de bordes difusos (que es una subpista u *overtrace*). Al cruzarse dos ejemplares, las láminas en la zona de cruce se deformaban hacia arriba por dos veces, con lo que ahora aparecen como estructuras sobreimpuestas. Conforme el animal progresaba por debajo, la cresta de deformación originada superiormente colapsaba a lo largo de su eje y adoptaba una forma bilobulada; pero el relleno hacia atrás activo (introducido dentro la madriguera por el productor desde la superficie del fondo marino) hacía que dicho colapso fuera tan sólo parcial.

Otro rasgo característico es una línea sinusoidal situada en el techo de la estructura a lo largo de su eje, y que corta nítidamente la laminación de la subpista superior. Se trata en realidad de una superficie curva compleja que parece formada por un tubo ciliado ("*snorkel*") que saldría de la parte anterosuperior del animal, y con el cual éste aspiraría una amplia extensión de la interfase agua-sedimento, rica en nutrientes. El movimiento pendular transversal de este órgano ciliado, combinado con el longitudinal del cuerpo hacia adelante, produciría esa superficie curva de traza sinusoidal en superficie.

A una escala mayor, *Psammichnites* describe una trayectoria en lazos que expresa un diferente tipo de búsqueda de alimento, bajo un patrón de comportamiento de tipo filotaxia (GÁMEZ VINTANED y LIÑÁN, 1996). Posiblemente el animal se alimentaba explotando recursos procedentes de dos niveles distintos, tal como hace el equinoideo irregular actual *Echinocardium* (BROMLEY *et al.*, 1995): inhalando agua oxigenada y detritus de la superficie del fondo marino y bombeando H₂S del agua intersticial para nutrir sus bacterias endoquimiosimbióticas.

BIBLIOGRAFÍA

- BROMLEY, R. G., JENSEN, M. and ASGAARD, U. 1995. Spatangoid echinoids: Deep-tier trace fossils and chemosymbiosis. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **195** (1-3), Festschrift A. Seilacher, 25-35.
- GÁMEZ VINTANED, J. A. y LIÑÁN, E. 1996. Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología*, **11** (2), 155-176.
- SEILACHER, A. and PFLÜGER, F. 1994. From biotopes to benthic agriculture: A biohistoric revolution. In: KRUMBEIN, W. E., PATERSON, D. M. and STAL, L. J. (eds.). *Biostabilization of Sediments*. (Bibliotheks und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg (BIS)-Verlag, Oldenburg, 97-105.

El hermano de La Salle Rufino Sagredo Arnaiz (1899 - 1991): Puesta al día de los cetáceos fósiles de su legado paleontológico

Joaquín R. SENDRA SAEZ ¹ y Francisco AGUILERA PALLARÉS ²

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

² Colegio La Salle. Avenida Federico García Lorca, nº 60. 04005 - Almería.



INTRODUCCIÓN. RUFINO SAGREDO ARNAIZ (1899 - 1991, en la imagen superior) fue un religioso de La Salle y como científico se inscribió dentro de la investigación de las Ciencias Naturales. Este investigador, continuando y ampliando anteriores trabajos de compañeros suyos, dejó un enorme legado botánico, entomológico y paleontológico que integran las colecciones museísticas del Colegio de La Salle de Almería. La reordenación y recatalogación de las colecciones de este colegio, es un importante acontecimiento para la comunidad científica, ya que están permitiendo recuperar datos de nuestro patrimonio histórico natural. En el presente trabajo se comunica la existencia de importantes restos fósiles de mamíferos marinos dentro de las colecciones paleontológicas de este colegio.

El Colegio de La Salle de Almería posee unas antiguas colecciones museísticas de Historia Natural que han sido reunidas a lo largo de la historia de esta congregación religiosa. Estas colecciones están siendo reestructuradas actualmente, y parte de ellas se están instalando en las nuevas dependencias adaptadas al uso, como es el caso del museo paleontológico del colegio. En este museo se encuentra depositada una vasta colección de fósiles cuyo principal colector fue el Hno. RUFINO SAGREDO. Si bien parte de su legado botánico está recogido en varias publicaciones (SAGREDO, 1961, 1975, 1987; SAGREDO Y NOGUEIRA, 1980; SAGREDO y MOLINA, 1980; SAGREDO *et al.*, 1980), desgraciadamente la obra paleontológica que dejó está inconclusa. Aún con todo esto, en las renovadas estanterías y vitrinas del museo se encuentran centenares de espléndidas piezas fósiles de vegetales, invertebrados y vertebrados que sin duda serán del interés de los diferentes especialistas. Dentro de los vertebrados de esta colección destacan dos mamíferos marinos (cetáceos) articulados semicompletos.

LOS CETÁCEOS DE LA COLECCIÓN PALEONTOLÓGICA. Dentro de los trabajos paleontológicos que realizó el investigador que nos ocupa, destacamos la recuperación de dos esqueletos semicompletos de cetáceos. Uno de ellos posee gran parte de la caja torácica, pero no aparece ningún cráneo. Además, entre los diversos restos agrupados en vitrinas algunos se encuentran sin referencia, por lo que será necesario un estudio muy concienzudo de los restos para recolocarlos ordenadamente.

Los restos fósiles de los ejemplares articulados presentan una cobertura cementada, rasgo tafonómico característico que ha sido definido para otros ejemplares que han sufrido un enterramiento relativamente rápido (SENDRA, 1993; SENDRA, 1996). Esta cobertura cementada dificulta la observación de los detalles taxonómicos importantes de los ejemplares de la colección, pudiendo además existir otras vértebras ocultas dentro de los bloques, lo que motiva la cautela en nuestras descripciones taxonómicas en el momento actual.

Se trata de dos ejemplares de cetáceos diferentes. El de mayor tamaño anatómico consta de una veintena de vértebras articuladas, y probablemente es del suborden Mysticeti (cetáceos barbados). El de menor tamaño anatómico consta de más de una veintena de vértebras articuladas y de una caja torácica bastante completa con un número de costillas indeterminado. La morfología de estos últimos restos recuerda a los del suborden Odontoceti (cetáceos dentados). Asimismo, existen diversos fragmentos de costillas, vértebras y parte de uno de los quiridios de un cetáceo (articulados el húmero, cúbito y radio, aunque fragmentados), y que pueden pertenecer a alguno de los ejemplares articulados.

En este caso existen citas de la procedencia de los cetáceos, situándose su localización en algún punto de la Sierra Alhamilla, datos que coinciden con algunos trabajos de campo de uno de nosotros (SENDRA) y con el material e información consultados con los Dres. JULIO AGUIRRE y ANTONIO JIMENEZ de la Universidad de Granada (trabajo en preparación). Asimismo, existen citas del Hno. R. SAGREDO a cerca de la existencia de un gran cetáceo articulado en Cádiz, que podría coincidir con un ejemplar de tales características localizado por el Dr. J. AGUIRRE (com. pers.).

CONCLUSIÓN. Dentro de las colecciones paleontológicas del Colegio La Salle de Almería existen restos de mamíferos marinos articulados semicompletos. Estos restos fósiles y los datos acerca de la existencia en otras zonas de este tipo de fósiles, constituyen una valiosísima información que contribuye al conocimiento de la paleontología en general, y de la de los mamíferos marinos en particular. Con este trabajo se consiguen recuperar importantes datos paleontológicos, así como la memoria de ese investigador de la Historia Natural que fue el Hno. RUFINO SAGREDO ARNAIZ, a quien se le dedica este trabajo, *in memoriam*.

AGRADECIMIENTOS. Queremos agradecer el interés personal de la Dra. ISABEL RABANO del I.T.G.E. de Madrid, quien puso en contacto al Colegio La Salle de Almería con el Departamento de Geología de la Universidad de Valencia.

BIBLIOGRAFÍA

- SAGREDO, R. 1961. El Zigófilo, planta ruso-asiática que se extiende en España con la ayuda del ferrocarril. *Arch. Inst. Acl.*, **10**, 33-42.
- SAGREDO, R. 1975. Contribución al conocimiento de la flora Almeriense. *Anal. Inst. Bot. A. J. Cavanilles*, **32** 309-321.
- SAGREDO, R. 1987. *Flora de Almería: plantas vasculares de la provincia*. Publicaciones de la Diputación provincial de Almería (Instituto de Estudios Almerienses), 557 pp.
- SAGREDO, R. y CASTRO NOGUEIRA, H. 1980. Corología de los espermatofitos endémicos de la flora almeriense. *Paralelo 37. Revista de Estudios Geográficos*, **4**, 37-50.
- SAGREDO, R. y MOLINA, R. 1980. *Cloris gayana* KUNTH en Almería. *Anal. Inst. Bot. A. J. Cavanilles*, **36**, 419.
- SENDRA, J. R. 1993. Contribution to the taphonomical knowledge of marine mammal remains in the Neogene outcrops of Almería (Spain). *Resum. comun. I Con. Europ. paleon. "Organismes - Paléoenvironnement interactions"*, Lyon, 117.
- SENDRA, J. R. en prensa. *Estudio de los yacimientos de mamíferos marinos del Neógeno del Sur de Alicante*. Publicaciones del Instituto de Cultura Juan Gil-Albert de Alicante.

Un ejemplar de Misticeto (Mammalia: Cetacea) del Plioceno Inferior de Alcalá de Guadaira (Sevilla)

Joaquín R. SENDRA ¹, Idelfonso BAJO ² y Joaquín CÁRDENAS ³

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

² Sección de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Campus Universitario de La Rábida (Huelva).

³ Plaza de España nº 10, 1º-B, Dos Hermanas (Sevilla).

INTRODUCCIÓN. La paleontología de mamíferos marinos en España está ofreciendo en los últimos años nuevos e interesantes resultados. A los yacimientos conocidos en los sedimentos del Neógeno del área mediterránea, hay que sumar un nuevo hallazgo de misticeto articulado en Alcalá de Guadaira (Sevilla). Este municipio se encuentra situado sobre los sedimentos neógenos del Valle del Guadalquivir. Los materiales en los que apareció el fósil se encuentran a techo de las margas arenosas azules de la Formación Écija (VERDENIUS, 1970) sobre las que yacen unas calcarenitas amarillentas de la Formación Guadaira.

La Fm. Écija ha sido situada en el Plioceno inferior en basa a los microfósiles que contiene. GONZALEZ *et al.*, (1992) citan diversos géneros de foraminíferos: *Globorotalia* (*G. margaritae*, *G. crassaformis*, *G. puncticulata* y *G. scitula s.l.*), *Turborotalia* (*T. multiloba* y *T. quinqueloba*), *Globigerina* (*G. bulbosa*, *G. bulloides*, *G. nepenthes* y *G. picassiana*), *Globigerinoides* (*G. bolli*, *G. bulloideus*, *G. elongatus*, *G. obliquus* y *G. ruber*), *Globoquadrina* (*G. altispira* y *G. globosa*), *Neogloboquadrina* (*N. acostaensis*), *Sphaerodinellopsis* (*S. seminulina* y *S. subdehiscens*), y *Orbulina* (*O. bilobata*, *O. suturalis* y *O. universa*). Entre los macrofósiles se han citado bivalvos (*Pecten revolutus*, *Amussium cristatum*, *Amussium* sp., *Venus* sp. y *Dentalium* sp.), peces (*Isurus hastalis* y *Odontaspis acutissima*) y trazas de bioturbación. El ambiente sedimentario es similar al de otros yacimientos estudiados en los que aparecen otros mamíferos marinos articulados (SENDRA, 1993; SENDRA, 1996). De acuerdo con ello, la zona de enterramiento se situaría en un ambiente tipo *nearshore*, con influencia de corrientes que forman barras litorales y/o dunas submarinas que pueden dejar zonas restringidas promoviendo un rápido enterramiento. De hecho, los macrofósiles que se encuentran (a excepción del cetáceo) aparecen fragmentados, evidenciando cuanto menos una resedimentación previa.

HISTORIA DEL HALLAZGO. Los restos fósiles fueron encontrados por uno de nosotros (J. CÁRDENAS) hace varios años. Aparecieron como consecuencia de la erosión realizada por el río Guadaira, que desmoronó parte del margen izquierdo dejando algunos bloques caídos conteniendo los restos del cetáceo. Tras retirar la cobertura cementada aparecieron nuevos restos, entre ellos varias vértebras, costillas, escápulas, una extremidad anterior y el cráneo con las dos mandíbulas y las bullas timpánicas articuladas. Algunos de los restos están parcialmente dañados por la erosión, pero en general la conservación es muy buena. Posteriormente, en una exploración de campo más amplia en la zona donde aparecieron los bloques, pudimos localizar *in situ* más vértebras del mismo ejemplar, por lo que podría tratarse del cetáceo fósil más completo que existe en España. Actualmente estamos preparando un proyecto para recuperar los restos que aún están en el yacimiento, y realizar una exploración más exhaustiva del área para intentar localizar nuevos restos de mamíferos marinos fósiles.

CARACTERÍSTICAS PALEONTOLÓGICAS. Los restos están en buen estado, no obstante y como consecuencia de la erosión fluvial algunas partes han sido dañadas y se han perdido, como por ejemplo la parte anterior del rostro, extremo anterior de las mandíbulas y algunas partes de las vértebras (numerosos arcos neurales). Aun así, hay ciertos rasgos anatómicos muy evidentes. Se trata de un cetáceo del suborden Mysticeti (cetáceos barbados). Por la estructura y forma del escudete supraoccipital se asemeja a la de los representantes actuales de la familia

Balaenopteridae GRAY, 1864 (rorcuales). Dentro de los rorcuales, las características craneales lo acercan al género *Megaptera*, aunque sin duda el tamaño del ejemplar fósil es mucho menor que la de los representantes actuales de este género. El cráneo de una ballena corcovada (*Megaptera novaeangliae* (BOROWSKI, 1781)) mide unos 3,5 m. (VAN BENEDEN y GERVAIS, 1879; CAGNOLARO *et al.*, 1983), mientras que una reconstrucción aproximada del cráneo del fósil (asumiendo el parentesco con el género *Megaptera*) nos da unas medidas aproximadas de 1 m. El tamaño del ejemplar completo se podrá calcular con más exactitud cuando concluya el rescate de los demás restos fósiles que quedan en el yacimiento.

BIBLIOGRAFÍA

- CAGNOLARO, L., DI NATALE, A. e NOTARBARTOLO DI SCIARA, G. 1983. *Guide per il riconoscimento delle specie animali delle acque lagunari e costiere italiane, cetacei*. Consiglio Nazionale Delle Ricerche. AQ/1/224, 9, 162 pp.
- GONZÁLEZ, M. I., GALÁN, E. y CORNEJO, J. 1992. *Estudio geológico y Valoración del impacto Ambiental en el Municipio de Alcalá de Guadaira*. Servicio publicaciones. Universidad de Sevilla, Serie Ciencias, 97 pp.
- SENDRA, J. R. 1993. Contribution to the taphonomical knowledge of marine mammal remains in the Neogene outcrops of Almería (Spain). *Resum. commun. I Con. Europ. paleon. "Organismes - Paléoenvironnement interactions"*, Lyon, 117.
- SENDRA, J. R. en prensa. *Estudio de los yacimientos de mamíferos marinos del Neógeno del Sur de Alicante*. Publicaciones del Instituto de Cultura Juan Gil-Albert de Alicante.
- VAN BENEDEN, J. P. et GERVAIS, P. 1879. *Ostéographie des cétacés vivants et fossiles comprenant la description et l'iconographie du squelette et du système dentaire de ces animaux, ainsi que des documents relatifs à leur histoire naturelle*. Arthus Bertrand, Lib. ed. Libraire de la Société de Géographie. rue Hautefeuille, 21.
- VERDENIUS, J.G. 1970. *Neogene stratigraphy of the western Guadalquivir Basin (southern Spain)*. Schotanus & Jens editors. Utrecht, 107 pp.

El Lochkoviense inferior y el límite Lochkoviense inferior-medio (Devónico Inferior) en el Pirineo Central español

José Ignacio VALENZUELA RÍOS ¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot (Valencia). Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig. 38023 Braunschweig, Alemania.

La comparación de las secuencias con conodontos del Oeste de Norte América, Pirineos Centrales Españoles y Alpes Cárnicos han permitido la subdivisión del Piso Lochkoviense (Devónico Inferior) en tres partes: inferior, medio y superior, mediante conodontos (VALENZUELA RÍOS y MURPHY, 1994). El Lochkoviense medio es el mejor conocido debido a que durante este intervalo de tiempo se dio una distribución cosmopolita en varias especies de conodontos, en particular del género *Ancyrodelloides* y de "*Ozarkodina stygia*". En comparación, durante el Lochkoviense inferior se dio un máximo de especies endémicas, en el sentido de KLAPPER y JONHSON (1980: 402), lo que dificulta las correlaciones suprarregionales en detalle. Hasta ahora, el tránsito Lochkoviense inferior-medio no estaba bien documentado en los Pirineos, ya que el corte más continuo que incluye este tránsito, no ha proporcionado suficiente información acerca de la distribución estratigráfica de especies relevantes, como por ejemplo *Oz. carlsi*, *Icriodus angustoides bidentatus* y de la relación estratigráfica de estas especies con el género *Ancyrodelloides*. Dos nuevos cortes, situados

unos 500 m al sur de Bahent (fig. 1) han proporcionado una secuencia continua con conodontos del Lochkoviense inferior y la transición entre el Lochkoviense inferior y medio. El propósito del presente trabajo es documentar esta sucesión faunística en Bahent e integrarla con la información existente de otros cortes del Pirineo y de las Cadenas Ibéricas Orientales.

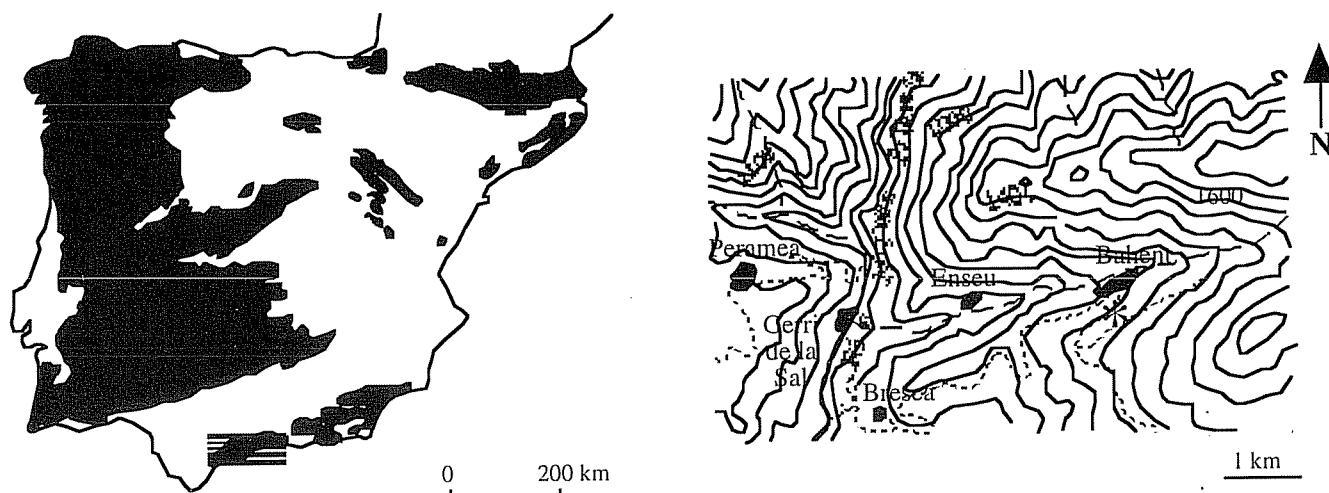


Figura 1. Situación del área estudiada. Situación geográfica de los cortes de Bahent (provincia de Lérida).

Los conodontos pertenecientes al Lochkoviense inferior han sido descritos en la sección Gerri 1.1 (VALENZUELA RÍOS, 1990, 1994); en la capa 1 se registra *Icr. wo. woschmidtii* junto con lobolitos de *Scyphocrinites* sp., esta asociación ha sido interpretada como perteneciente a un nivel muy próximo a la base del Devónico (*op. cit.*); en las capas 10a y 11 se halla *Icr. wo. transiens*; en esta última capa, y restringidos a ella, se han registrado también *Oz. carlsi* e *Icr. ang. bidentatus*, esta asociación es comparable con la fauna de la unidad d1cy base en las Cadenas Ibéricas Orientales. La capa 12 ha librado el primer *Ancyrodelloides*, marcando así el comienzo del Lochkoviense medio. Los hallazgos en Gerri no permiten conocer ni la distribución estratigráfica de *Icr. wo. transiens*, *Oz. carlsi* e *Icr. ang. bidentatus* en el Pirineo ni tampoco la relación de esta asociación con respecto al comienzo del Lochkoviense medio.

La última asociación se encuentra por primera vez en la capa 10 de Bahent 1, en esta sección *Oz. carlsi* e *Icr. ang. bidentatus* tienen una distribución que llega hasta la capa 19. Estos dos taxones también se han encontrado en Bahent 2 (capas 3 y 4). Por otro lado, el primer registro de *Ancyrodelloides* se produce en la capa 17 en Bahent 1 y en la 7 en Bahent 2; en ambas secciones las capas suprayacentes contienen ejemplares de *Ancyrodelloides* de los grupos *omus* y *eleanorae* sin que llegue a encontrarse ningún ejemplar de *A. transitans*; por lo tanto, solamente está representada la parte baja del Lochkoviense medio.

Los nuevos hallazgos en Bahent son importantes por las siguientes razones:

a) *Icr. wo. transiens* está restringido a la parte alta del Lochkoviense inferior y permite la subdivisión del Lochkoviense inferior en dos partes; el límite entre la parte inferior y la superior debe situarse en la entrada de *Icr. wo. transiens*.

b) La distribución estratigráfica de *Oz. carlsi* e *Icr. ang. bidentatus*, que comienza en el Lochkoviense inferior, alcanza la parte baja del Lochkoviense medio. Estos dos taxones no llegan a solaparse con *A. transitans*.

c) Los hallazgos de Bahent permiten precisar la posición estratigráfica de la unidad faunística d1cγ, definida en las Cadenas Ibéricas Orientales, esta unidad se caracteriza por la coexistencia de los taxones *Icr. wo. transiens*, *Icr. ang. bidentatus* y *Oz. carlsi*, y se sitúa en la parte superior del Lochkoviense inferior.

d) El hallazgo de taxones considerados endémicos de Iberoarmórica en los materiales de facies predominantemente hercínicas del Pirineo, demuestra la conexión que debió existir entre ambas regiones durante el Devónico. Al mismo tiempo, la coexistencia de taxones propios de Iberoarmórica y de facies hercínicas de mar abierto, muestra el gran potencial que las secciones de los Pirineos españoles tienen para intentar resolver los problemas de correlación entre ambas bio-y-cronozonaciones.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo ha sido financiado por la Fundación Alexander von Humboldt.

BIBLIOGRAFÍA

- KLAPPER, G. and JONHSON, J. G. 1980. Endemism and dispersal of Devonian conodonts. *Journal of Paleontology*, **54** (2), 400-455.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. 1990. Lochkovian conodonts and stratigraphy at Gerri de la Sal (Pyrenees). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **118**, 53-63.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. 1994. Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo Central español. *Mem. Mus. Paleo. Univ. Zaragoza*, **5**, 142 pp.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. and MURPHY, M. A. 1994. Biostratigraphy and Evolution of "*Ozarkodina stygia*" (Flajs) and its utility in correlating Lower Devonian sequences in Western North America and Europe. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, **26** (5), 66.

Identificación estratigráfica del límite regional d2cα /d2cβ, Praguense ("Siegeniense") inferior (Devónico Inferior) en Nigüella (Cordillera Ibérica Oriental, provincia de Zaragoza)

José Ignacio VALENZUELA RÍOS ^{1, 2} y Peter CARLS ²

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

² Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig; 38023 Braunschweig, Alemania.

El Devónico Inferior en la Cordillera Ibérica Oriental aflora en dos sectores: Depresión Axial del Río Cámaras (DARC = sur de Aragón) y área de Nigüella. Los materiales de este Periodo se depositaron en ambientes marinos poco profundos y en continuidad, aunque en la actualidad la secuencia aflorante presenta numerosas interrupciones debido a la tectónica. La reconstrucción de esta secuencia se basa en el rico registro de varios grupos de fósiles en numerosos horizontes. Esta reconstrucción ha permitido subdividir en detalle las unidades litológicas presentes en la DARC (CARLS, 1969), posteriormente han sido reconocidas estas unidades en el área de Nigüella (VALENZUELA RÍOS, 1989). Este trabajo se centra en un nivel que permite la correlación, tanto litológica como faunística, en la región iberoarmoricana, se trata de el límite entre las unidades d2cα/ d2cβ de la Formación Nogueras.

Los hallazgos actuales en el área de Nigiüella representan los registros más septentrionales de la Cordillera Ibérica de este límite, que hasta ahora había sido reconocido en toda la DARC, Guadarrama (unidades MS12/MS13), Henarejos (CARLS, 1969 y estudio en progreso) y, en general, en la Cuenca Ibero Armoricana (CARLS, 1988). La correlación detallada de la unidad d2c α se basa en las apariciones sucesivas de taxones de braquiópodos. Además, se observa en la Cordillera Ibérica y en el Guadarrama una sucesión de acontecimientos similares: niveles fosfatados, láminas algales, faunas monoespecíficas de Nuculitidae, abundancia de estructuras canaliformes, resedimentación de láminas de arcillas desecadas, etc; aunque la distribución vertical de capas y bancos, así como sus espesores, varía en distintos lugares.

En la sección Ni-2 en el área de Nigiüella, el techo de la unidad d2c α corresponde al banco Ni 2/12/377, que es un banco de caliza (14 cm) por encima de materiales arenosos y pizarrosos con paleocanales de pequeñas dimensiones; las características litológicas de este banco y la sucesión estratigráfica sugieren que la base de la unidad d2c β , se correspondería con el suprayacente banco Ni 2/12/378, de 20 cm, y que a techo es más margoso, apreciándose granos pequeños de fosforita y una superficie arenosa en su techo. Estos dos bancos, 377 y 378, han librado los conodontos *Icriodus angustoides castillianus* e *Icr. simulator*.

El límite en Nigiüella, al igual que en la DARC, se interpreta como un nivel de condiciones infratidales, mientras que en el intervalo anterior las condiciones tidales fueron frecuentes. En todas las áreas (DARC, Nigiüella, Guadarrama), el comienzo de la unidad d2c β se corresponde con el comienzo de un periodo de tiempo, relativamente largo, en el que hay escasos aportes siliciclásticos, que hasta entonces habían sido frecuentes.

Este límite que tiene una continuidad supraregional importante (a lo largo de más de 150 km y a través de la cuenca) coincidiría con el comienzo de un pulso transgresivo en toda la cuenca Iberoarmoricana.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo constituye una contribución a la colaboración de ambos autores financiada por la Fundación Alexander von Humboldt.

BIBLIOGRAFÍA

- CARLS, P. 1969. Die Conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung. *Senckenbergiana lethaea*, **50** (4), 303-355.
- CARLS, P. 1988. The Devonian of Celtiberia (Spain) and Devonian Paleogeography of SW Europe. In: MCMILLAN, N. J., EMBRY, A. F. and GLASS, D. J. (eds.). *Devonian of the World*. Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. **14** (1), 421-466.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. 1989. El Paleozoico de Nigiüella (Nota Preliminar). *Azara*, **1**, 35-43.

Conodontos del Lochkoviense (Devónico Inferior) en España y Oeste de Norteamérica

José Ignacio VALENZUELA RÍOS ^{1, 2}, Peter CARLS ² & Michael A. MURPHY ³

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjassot (Valencia).

² Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig; 38023 Braunschweig, Alemania.

³ Department of Geology. University of California, Davis; CA 95616; EE.UU.

La subdivisión del Devónico Inferior ha planteado muchos problemas, uno de los más importantes ha sido, y sigue siendo, la correlación entre los materiales en facies renanas (aguas someras) y facies hercínicas (aguas profundas). Todo ello ha llevado a establecer diversas nomenclaturas cronoestratigráficas. En Europa clásicamente se han establecido dos escalas; una para facies renanas, que se ha utilizado principalmente en la cuenca Iberoarmórica (oeste de Alemania, Francia y norte y oeste de España), que consta de tres pisos: Gedinense, Siegeniense y Emsiense; la segunda escala para facies hercínicas, que ha sido utilizada en el noreste de Baviera (sur de Alemania), Austria, Bohemia, el Canadá ártico y Nevada (EE.UU.), que consta de cuatro pisos: Lochkoviense, Praguense, Zlichoviense y Dalejiense. Los esfuerzos internacionales auspiciados por la SDS (Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Devónico) se han centrado en la redefinición de estos Pisos y en la correlación entre ambas escalas con el propósito de establecer una escala común. El resultado de estos esfuerzos ha sido la subdivisión del Devónico Inferior en tres Pisos, que en orden ascendente son Lochkoviense, Praguense y Emsiense. Así pues, se han combinado ambas escalas cronoestratigráficas, con el consiguiente problema de correlación que supone comparar escalas que no se han podido reconocer en un mismo área (por ejemplo uno de los problemas más destacables son los continuos cambios de posición del límite Praguense/Emsiense).

Por ello, se ha comenzado un estudio sistemático de secciones relevantes para intentar resolver alguno de los problemas planteados. En este contexto se han buscado secciones que contengan fósiles que su distribución comprenda los dos tipos de facies. Hasta el momento los conodontos es el grupo más adecuado para este fin, ya que varias secciones en los Pirineos han librado conodontos característicos de ambas magnafacies. El propósito de este trabajo es, presentar la información sobre la distribución de los conodontos de tres regiones clave en el contexto de la correlación entre facies hercínicas y renanas para el Lochkoviense (Gedinense); estas tres regiones son 1) el Oeste de Norte América (ONA) con conodontos característicos de facies hercínicas; 2) las Cadenas Ibéricas Orientales (CIO) y Guadarrama con conodontos, braquiópodos y trilobites característicos de facies renanas, aunque en Guadarrama también se han hallado algunos taxones de facies hercínicas y 3) Pirineos Centrales españoles con conodontos característicos de ambas facies asociados en varias secciones.

La división en biozonas con conodontos del Lochkoviense se ha revisado y redefinido recientemente (VALENZUELA RÍOS 1994 a, b, c; VALENZUELA RÍOS y MURPHY 1994). Según estos últimos autores el Lochkoviense puede ser subdividido en tres partes, en base a la aparición del género *Ancyrodelloides*: a) Lochkoviense inferior= pre-*Ancyrodelloides*; b) Lochkoviense medio=*Ancyrodelloides*; c) Lochkoviense superior= post-*Ancyrodelloides*; cada una de estas tres partes puede ser a su vez subdividida en intervalos menores.

El Lochkoviense inferior es el peor conocido; durante este periodo las faunas encontradas en ONA son diferentes a las de las otras dos regiones, y parecen indicar un máximo de especies endémicas. En ONA el Lochkoviense inferior está subdividido en las zonas hesperius (índice *Icriodus hesperius*) y eurekaensis (índice *Ozarkodina eurekaensis*). En CIO la fauna de conodontos, durante este periodo, está representada por *Icriodus wo. woschmidtii* en la parte inferior (unidad d1bB) y por la asociación de *Icr. wo. transiens*, *Icr. angustoides bidentatus* y

Oz. carlsi en la parte superior (unidad d1cy base). Esta misma secuencia se ha reconocido en el Pirineo, por lo que es posible una comparación directa entre ambas regiones. Por otro lado en el Pirineo, encima de la fauna característica de la unidad d1cy base y en continuidad estratigráfica, se ha registrado la fauna de *Ancyrodelloides* en varias secciones, cuyo aparición indica el comienzo del Lochkoviense medio, este biohorizonte de aparición se correlaciona directamente con las secuencias establecidas en ONA. Esto permite suponer que la parte alta de la zona eurekaensis en ONA se corresponde con la unidad d1cy base en CIO y Pirineos, debido a que ocupan una misma posición estratigráfica. En cuanto a las faunas renanas interesa destacar que la primera aparición del braquiópodo *Howellella* (*Hysterohowellella*) *cortazari* en CIO y Guadarrama y la del trilobite *Acastella tiro* en CIO se produce en la unidad d1cy.

La distribución cosmopolita de las especies de *Ancyrodelloides* durante el Lochkoviense medio y el hallazgo de las mismas secuencias filogenéticas de este género en varias secciones continuas en Pirineos y ONA, han permitido subdividir este periodo en tres partes, cuyos límites están marcados por la aparición sucesiva de *A. transitans* y *A. trigonicus*. Además, la presencia de una secuencia homotóxica con varias formas de "*Oz. stygia*" en Pirineos y ONA permiten una subdivisión más detallada de estas biozonas. Por otro lado, el género *Ancyrodelloides* también se ha registrado en Guadarrama, lo que permite la correlación con estas dos regiones; esta correlación se ve reforzada por el hallazgo en Pirineos de *Pelekyognathus serratus guadarramensis* en posiciones estratigráficas similares a las que ocupa en Guadarrama (encima de la aparición de *A. kutscheri*). Para las faunas renanas hay que señalar que en la parte superior del Lochkoviense medio se extingue *Acastella tiro* en CIO y Guadarrama, y aparecen los taxones de trilobites *Acastella latimarginata* y *Protacanthina v. velillae* en Guadarrama, y ambos continúan en el Lochkoviense superior.

El inicio del Lochkoviense superior está definido por la entrada de *Oz. pandora* β , y se subdivide en dos intervalos por la aparición de *Pedavis gilberti*; el inferior se denomina pandora β -gilberti y el superior gilberti-eosulcatus (VALENZUELA RÍOS, 1994c). Los morfotipos de *Oz. pandora* y *Ped. gilberti* se han encontrado tanto en los Pirineos como en ONA, además esta última especie también ha sido hallada en el Guadarrama; lo que permite una correlación directa entre las tres regiones. Por otro lado, en referencia a las faunas renanas, el intervalo inferior coincide con la parte superior de la distribución estratigráfica de *Acastella latimarginata* y *Protacanthina v. velillae*, y el final de *How. (Hyst.) cortazari*. Es destacable que en CIO no se ha encontrado todavía ningún ejemplar de *Pedavis* en el Lochkoviense; sin embargo, son frecuentes los taxones de *Icriodus* (sobre todo *I. fallax*, y también *I. rectangularis*) cuyas morfologías son próximas a las de *Pedavis*. La presencia de *I. fallax* y *Pedavis* en áreas diferentes en el norte de España (CIO y Pirineos respectivamente) sugiere una vicarianza originada por cuestiones faciales ya que otros taxones (endémicos de Iberoarmórica) como otras especies de *Icriodus* y *Pelekyognathus* han sido encontrados en ambas regiones, lo que indica que existían vías de comunicación entre CIO y los Pirineos.

En resumen, los hallazgos de conodontos en el Lochkoviense de las CIO, ONA, Guadarrama y Pirineos permiten establecer una correlación detallada entre estas regiones, lo que a su vez contribuye a la comparación entre las nomenclaturas cronoestratigráficas renana y hercínica. Esta correlación es más precisa en el Lochkoviense medio, donde parece ser que se dio una distribución cosmopolita para varias especies de conodontos, y es peor para el Lochkoviense inferior, donde el endemismo de las especies fue más marcado. Las distribuciones estratigráficas de varios taxones de braquiópodos y trilobites, típicos de facies renanas, se han podido correlacionar con esta subdivisión, lo que en el futuro, permitirá el establecimiento de correlaciones precisas entre grupos fósiles diferentes.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se inició con el Proyecto financiado por la Comisión MEC/Fulbright FU 8910974 /84. La Fundación Alexander von Humboldt y la National Science Foundation NSF EAR 94-18863 financiaron la parte final.

BIBLIOGRAFÍA

- VALENZUELA RÍOS, J. I. 1994a. A new Biostratigraphic subdivision of the Upper Lochkovian (Lower Devonian) based on conodont sequences from Spain and Western North America. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 26 (5), 66.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. 1994b. Conodontos del Lochkovense y Praguense (Devónico Inferior) del Pirineo Central español. *Mem. Mus. Paleo. Univ. Zaragoza*, 5, 142 pp.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. 1994c. The Lower Devonian conodont *Pedavis pesavis* and the *pesavis* Zone. *Lethaia*, 27, 109-207.
- VALENZUELA RÍOS, J. I. and MURPHY, M. A. 1994. Biostratigraphy and Evolution of "*Ozarkodina stygia*" (Flajs) and its utility in correlating Lower Devonian sequences in Western North America and Europe. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 26 (5), 66.

**Conodontos del Frasnense Superior de la Sierra de Tabuenca
(Cadenas Ibéricas, NE de España). Aproximación al límite
Frasnense/Famenense (Devónico Superior)**

José Ignacio VALENZUELA RÍOS ^{1,2} y Rodolfo GOZALO ¹

¹ Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner 50. 46100-Burjasot (Valencia).

² Institut für Geowissenschaften, T.U. Braunschweig. 38023 Braunschweig, Alemania.

El Devónico Superior de la Sierra de Tabuenca está compuesto por una sucesión de 1.300 m de rocas fundamentalmente siliciclásticas, con sólo una delgada intercalación de materiales carbonatados, cuyo espesor no supera los 30 m. Esta sucesión se ha dividido en cuatro formaciones, que de más antigua a más moderna son: Fm. Rodanas, Fm. Bolloncillos, Fm. Hoya y Fm. Huechaseca, con una edad comprendida entre el Frasnense Inferior y el Famenense Superior (GOZALO, 1994).

La Fm. Bolloncillos tiene un espesor de 200 m y está formada por areniscas y lutitas; en los niveles lutíticos se ha encontrado una rica fauna de ostrácodos, conodontos, tentaculites, ammonoideos, trilobites, braquiópodos, bivalvos y machaeridia (como grupos más representativos). Estos materiales hasta el momento se han datado como Frasnense por medio de ostrácodos, homoténidos (tentaculites) y ammonoideos, sin que se pueda excluir que sus últimos niveles fueran ya Famenense basal.

Hasta el momento los conodontos encontrados en esta Formación se han recolectado en dos secciones (fig. 1): Barranco del Molino 1 (BM1) y Collado de la Hoya (CH). Estos hallazgos confirman la edad Frasnense para la Fm. Bolloncillos; además permiten una correlación directa entre las biozonaciones de ostrácodos y conodontos para el Frasnense. Otro aspecto destacable es que ayudan a precisar la localización del límite Frasnense/Famenense en la región, hasta el momento establecido con homoténidos y ammonoideos (MONTESINOS *et al.*, 1991).

El hallazgo de tres especies del género *Ancyrognathus*, junto con especies de otros géneros permiten aplicar, aunque con limitaciones, la zonación de conodontos del Frasnense

propuesta por KLAPPER (1988, 1990) para la Montaña Negra, la cual consta de 13 zonas para el Frasnense.

La presencia de la especie índice *A. ancyrognathoides* en la capa BM1/21 permite correlacionar este nivel con la zona 6 de la Montaña Negra (MN6). En el nivel BM1/27 se ha encontrado *A. coeni*, lo que indica que este nivel se corresponde a la zona MN8 o superior (la distribución de esta especie llega hasta la parte baja de la zona MN11). En la parte más alta de la Fm. Bolloncillos se ha encontrado *A. triangularis* (en los niveles BM1/31 y CH/4); esta especie tiene una distribución que comprende desde la parte baja de la zona MN11 hasta la parte inferior de la zona MN13, también en estos niveles o próximos a ellos (BM1/31 y 32, CH/2 y 6), se ha encontrado *Ancyrodella curvata*, especie de amplia distribución vertical, que va desde la zona MN6 hasta el techo de la zona MN13.

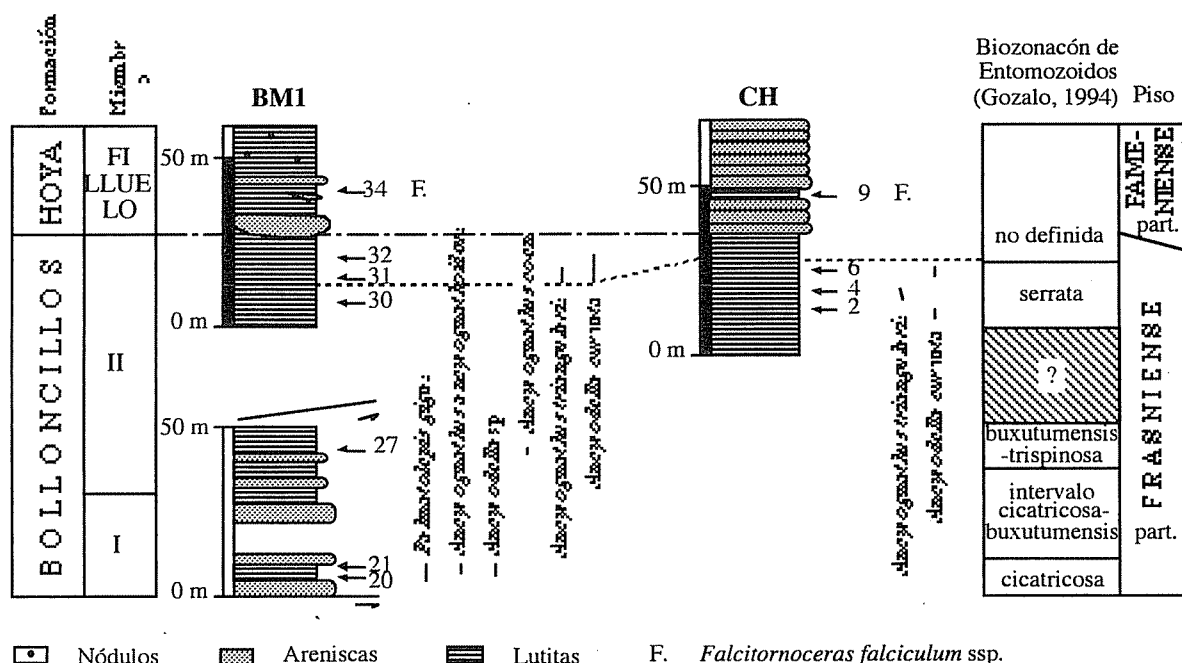


Figura 1. Estratigrafía de la Fm. Bolloncillos y base de la Fm. Hoya en las secciones Barranco del Molino 1 (BM1) y Collado de la Hoya (CH). Distribución de los taxones de conodontos y del Ammonoideo *Falcitornoceras falciculum*.

La distribución estratigráfica de la especie *Ancyrodella curvata* no supera el límite Frasnense/Famenienense, además los últimos registros de esta especie en Tabuena (BM1/32 y CH/6) se encuentran por encima de la distribución de *Ancyrognathus triangularis*, lo que permite suponer que nos encontramos en la parte alta de la zona MN 13, próxima al citado límite. Esta idea se ve reforzada por la presencia en los niveles BM1/34 y CH/7 del ammonoideo *Falcitornoceras falciculum* ssp. que indica ya una edad Famenienense Inferior (MONTESINOS et al., 1991).

Se puede concluir que todos los niveles de la Fm. Bolloncillos que hasta ahora han librado fauna de conodontos son de edad Frasnense, y comprenden desde la zona MN6 hasta la MN13; por otro lado, en estas dos secciones, la primera fauna característica del Famenienense se encuentra en los niveles BM1/34 y CH/7, por lo que el límite Frasnense/Famenienense en el área de Tabuena se localiza entre el último registro de *Ancyrodella curvata* (BM1/31 y CH/6) y el primer registro de *Falcitornoceras falciculum* (BM1/34 y CH/7), quedando su posición indeterminada entre los últimos 7 m de la Fm. Bolloncillos y los primeros 7 m de la Fm. Hoya.

BIBLIOGRAFIA

- GOZALO, R. 1994. Geología y Paleontología (Ostrácodos) del Devónico Superior de Tabuena (NE de la Cadena Ibérica Oriental). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **6**, 291 pp.
- KLAPPER, G. 1988. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. In MCMILLAN, N. J., EMBRY, A. F. and GLASS, D. J. (eds.). *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir **14**, III, 449-468.
- KLAPPER, 1990. Frasnian species of the Late Devonian conodont Genus *Ancyrognathus*. *Journal of Paleontology*, **64** (6), 998-1025.
- MONTESINOS, J. R., TRUYOLS-MASSONI, M. y GOZALO, R. 1991. Una aproximación al límite Frasnense-Fameniense en la Sierra de Tabuena (NE de España). *Revista Española de Paleontología*, **5**, 35-39.

III. EXCURSIONES

Excursión A.1. Cuenca Carbonífera de Los Santos de Maimona

Sergio RODRÍGUEZ ¹, Santiago FALCES ¹ y Pedro CÓZAR ¹

¹ Dpto. y U.E.I de Paleont., Fac. C. Geológicas e Inst. G. Econ., C. Universitaria, 28040 Madrid

La Cuenca Carbonífera de Los Santos de Maimona se encuentra situada en la provincia de Badajoz, entre las poblaciones de Los Santos de Maimona, de la que recibe el nombre, Fuente del Maestre y Feria. Los afloramientos carboníferos presentan en la actualidad una longitud de 11 km de sudeste a noroeste y una anchura de 1 a 3 km, de nordeste a suroeste (fig. 1). La cuenca abarca parte de tres hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.

La cuenca constituye el más noroccidental de los doce afloramientos del Carbonífero inferior que GABALDÓN *et al.* (1985) diferencian en Ossa Morena (fig. 1), y está limitada por importantes fracturas longitudinales de dirección NO-SE. Su principal interés radica en la presencia de rocas carbonatadas y terrígenas originadas en diversos ambientes sedimentarios, que están interestratificadas con rocas vulcanoclásticas, constituyendo una sucesión de más de 1000 m de potencia. El contenido paleontológico es abundante y diverso en numerosos niveles, lo que permite detallados análisis bioestratigráficos y sedimentológicos.

Los datos que se incluyen en esta breve descripción de la cuenca se encuentran más ampliamente desarrollados en RODRÍGUEZ *et al.* (1992). Un resumen general de la estratigrafía de la cuenca se encuentra en RODRÍGUEZ (1994). Otra visión de la cuenca, con interpretaciones muy diferentes en cuanto a los medios de sedimentación y a la edad de la misma se encuentra en PALACIOS GONZÁLEZ *et al.* (1988) y en VALENZUELA *et al.* (1990)

ESTRATIGRAFÍA

Se distinguen ocho unidades litoestratigráficas que han sido diferenciadas y analizadas progresivamente en el curso de investigaciones realizadas entre 1986 y 1992. Se han estudiado en detalle 18 secciones estratigráficas parciales y se han realizado más de 20 perfiles estratigráficos en puntos donde los afloramientos no permitían un estudio en detalle (fig. 2). Debido a la mala calidad de la mayoría de los afloramientos y de las importantes variaciones laterales de facies, la comprensión de la estratigrafía de la zona fue progresiva, y sólo comparando las sucesiones en las distintas áreas de la cuenca hemos llegado a las conclusiones que aquí se incluyen.

UNIDAD 0: Las características básicas de esta unidad fueron descritas por ODRIÓZOLA *et al.* (1983). Su potencia total se estima superior a 700 m, pero la complicada tectónica y la escasez de buenos afloramientos impiden precisar su espesor. Se encuentra representada en la zona sur de la cuenca, en las proximidades de Los Santos de Maimona.

Está constituida por limolitas con algunos niveles de areniscas y de rocas volcánicas interestratificadas. Tanto las limolitas como las areniscas son de carácter grauwáquico, con clastos muy variados, incluyendo fragmentos de rocas volcánicas. Se observan pocas estructuras sedimentarias, entre las que predominan laminaciones paralelas y niveles nodulares calcáreos. Los niveles volcánicos interestratificados son coladas dacíticas con textura porfídica y brechas volcánicas con gran variedad de componentes.

En el área más meridional de esta unidad se localizan varios niveles de carbón que fueron explotados durante la primera mitad de nuestro siglo. Como ODRIÓZOLA *et al.* (1983) señalan, el carbón extraído era una antracita de baja calidad e intensamente tectonizado, por lo que es inexplotable actualmente.

UNIDAD 1: Está constituida fundamentalmente por margas y calizas biostromales con abundantes colonias de corales rugosos del género *Siphonodendron*. Debido a este carácter, se le ha denominado informalmente "calizas de *Siphonodendron*". En la bioconstrucción de estos niveles participan además grandes braquiópodos gigantoproductidos, algas, tabulados y briozoos. También son frecuentes corales solitarios, braquiópodos diversos, moluscos (especialmente gasterópodos), ostrácodos y foraminíferos. En la zona sur alcanza una potencia máxima de 35 m. En el norte, donde presenta intercalaciones vulcanoclásticas, puede tener apenas 8 m de espesor (fig. 3).

Rocas volcánicas de composición basáltica, especialmente materiales piroclásticos, incluyendo aglomerados y cenizas volcánicas, aparecen intercalados con los niveles calizos y margosos, en algunas de las secciones realizadas en la zona más septentrional (El Portezuelo, Rivera de Guadajira, Los Linares y Albuera).

La caliza de *Siphonodendron* representa la llanura arrecifal y zonas más interiores de un arrecife franjeante, con el mar abierto hacia el sur, y el continente hacia el norte.

UNIDAD 2: Constituida por limolitas beiges a grises con intercalaciones de areniscas y algunos lentejones de calizas. Hay frecuentes niveles de tobas volcánicas ácidas y depósitos vulcanoclásticos que pueden alcanzar decenas de metros de espesor. La unidad tiene alrededor de 120 m de potencia en El Portezuelo, pero apenas alcanza 30 m en algunos puntos cerca del borde noroeste de la cuenca. Esta unidad, salvo los niveles vulcanoclásticos, aflora bastante mal, por lo que no es posible comparar en detalle las variaciones litológicas en cada sección. Su mayor potencia se presenta en la zona sur.

Los restos fósiles son escasos en esta unidad. Todos son fragmentarios y están incluidos en niveles clásticos. Los componentes principales son corales coloniales y solitarios, crinoides y braquiópodos fragmentarios contenidos en los niveles vulcanoclásticos y en los calizos. En éstos últimos se identifican también en lámina delgada briozoos, algas, ostrácodos y foraminíferos.

Esta unidad representa el relleno de la cuenca en un momento de reactivación del relieve, tras la colmatación que indica la unidad 1. Esta reactivación coincide con un máximo desarrollo del vulcanismo, que solo en la unidad 0 presenta un volumen semejante.

UNIDAD 3: Caracterizada por la presencia de calizas masivas bioclásticas, intercaladas con calizas tableadas y margas. Presenta un abundante contenido paleontológico. Solo aparece en los bordes nororiental y suroccidental de la cuenca, y aún así en determinadas zonas en forma de retazos adosados a las fracturas que la limitan. Hacia el centro de la cuenca pasa lateralmente a la unidad 4. Su espesor máximo, medido en el Cerro Almeña es de 40 m (fig. 4).

Esta unidad presenta abundantes restos micropaleontológicos entre los que destacan los foraminíferos. En lámina delgada además se han observado corales rugosos coloniales y solitarios, crinoides, heterocorales, braquiópodos, algas y briozoos. Los elementos más notables de la macrofauna son corales rugosos coloniales del género *Lithostrotion*, que se encuentran a techo de las calizas masivas, en la base de la unidad. Estas colonias parecen estar en posición de vida e indicarían un medio muy somero. En las mismas capas hay también numerosos fragmentos de rugosos solitarios de gran tamaño (Cyathopsidos) y tabulados (Syringopóridos), evidentemente removilizados. En niveles superiores son frecuentes colonias fasciculadas (*Siphonodendron* y *Diphyphyllum*) en posición de vida y removilizadas que llegan a alcanzar grandes dimensiones en las localidades de la Peralada y del Cerro Almeña. Hay frecuentes corales solitarios y braquiópodos. Entre estos últimos cabe destacar la presencia de microbraquiópodos (*Lambdarina*, *Minthyra*, etc.), que en estado adulto no llegan a alcanzar más de 3 ó 4 mm. También son notables algunos productidos con espinas que aparecen en posición de vida, asociados a colonias de *Diphyphyllum* en La Peralera. Gran parte de estos

fósiles están total o parcialmente silicificados. Los componentes de la microfauna son sobre todo foraminíferos, que llegan a constituir más del 30% de la roca en algunos niveles, y algas, especialmente Ungdarelláceas y *Koninckopora*. También se ha identificado un nautiloideo perteneciente al género *Domatoceras*.

Esta unidad se interpreta como una plataforma carbonatada somera con desarrollo de barras carbonatadas. La sedimentación tendría lugar como resultado de la precipitación biogénica de carbonato en aguas marinas someras (0 a 10 m) de salinidad normal y bien oxigenadas.

UNIDAD 4: Constituida por una alternancia de calizas de crinoides en bancos decimétricos y limolitas. Presenta abundante microfauna. Su potencia máxima, unos 100 m, se puede observar en la sección de El Portezuelo. En algunos puntos de la zona norte puede alcanzar tan solo 25 m (fig. 5).

Es una unidad monótona constituida por una alternancia de brechas bioclásticas calcáreas, calcarenitas (calizas bioclásticas), margas y lutitas margosas con laminación de *ripples* o masivas. Los bioclastos más característicos son los crinoides y foraminíferos. Además se han reconocido: braquiópodos, corales, briozoos y algas. La distribución de los bioclastos puede ser homogénea o bien se concentran en la base (granoselección positiva) o a techo (granoselección negativa). Son frecuentes los fragmentos de rocas volcánicas y plagioclasas individualizadas. Los términos carbonatados son más finos y menos frecuentes hacia el interior de la cuenca. Por otra parte, los niveles brechoides con estructuras canalizadas son más frecuentes en secciones situadas en las proximidades del borde de la cuenca.

Los componentes macrofósiles son escasos en esta unidad. Están limitados a los niveles de brechas calcáreas, donde pueden reconocerse fragmentos de corales coloniales y solitarios, braquiópodos y crinoides, y algunos niveles margosos en los que son frecuentes estos mismos componentes. Por el contrario, los componentes microfósiles son extraordinariamente variados. No solo se encuentran fragmentos de los grupos ya mencionados al referirnos a la macrofauna, sino también, fragmentos de briozoos, otros moluscos (gasterópodos, bivalvos), poríferos (representados por macro y microscleras) y equinoideos. Hay además gran cantidad de foraminíferos y ostrácodos.

Las secuencias de la unidad 4 se han interpretado como turbiditas carbonatadas. Estas secuencias están constituidas básicamente por los términos A, B y E de la secuencia de BOUMA, son incompletas y en ellas predominan las capas gradadas de base y techo planoparalelos. Caracterizan una sedimentación turbidítica producida en zonas de cuenca abierta, como consecuencia de episodios de tormentas o pequeñas sacudidas sísmicas. Las secuencias más próximas al área fuente son aquellas en las que predominan las calcarenitas gradadas (término A de BOUMA) de tamaño grueso a medio, mientras que las secuencias, donde predominan las lutitas (término E de BOUMA), se consideran más distales y se localizan en las secciones más internas de la cuenca. El origen clástico y retrabajado de estos niveles calcareníticos queda demostrado, por la presencia de secuencias turbidíticas y por la mezcla de componentes autóctonos (corales solitarios, determinados braquiópodos, trilobites, crinoides...) característicos de zonas de sedimentación profunda y tranquila, y componentes alóctonos (fragmentos de corales coloniales, foraminíferos, braquiópodos...), procedentes del desmantelamiento y desintegración de la plataforma carbonatada asociada.

UNIDAD 5: Caracterizada por limolitas con intercalaciones margosas, y calizas, con una potencia máxima de 150 m. Ocasionalmente pueden aparecer capas de areniscas de grano fino. En algunos puntos, próximos a los bordes de la cuenca, puede estar reducida a varias decenas de metros, pero su espesor no disminuye notablemente en la zona norte, como sucede con todas las unidades anteriores. Los afloramientos de esta unidad son muy escasos.

En esta unidad hay pocos fósiles, y casi todos ellos son bioclastos de pequeño tamaño en los niveles calcareníticos. Los principales componentes son los mismos que en la unidad 4: crinoides, corales y braquiópodos, no identificables en detalle, y foraminíferos. En los nódulos presentes en las lutitas se encuentran bivalvos y cefalópodos (Ortocerátidos, Goniatites). El medio de sedimentación sería muy semejante al descrito en la unidad anterior, pero en áreas más distales.

UNIDAD 6: Constituida por una alternancia de calizas bioclásticas, margas encriníticas con abundantes fósiles y limolitas negras. Similar en conjunto a la unidad 4, su potencia máxima es de unos 30 m, y no varía mucho hacia el norte, donde, sin embargo, incluye grandes bloques de caliza (olistolitos) de hasta 8 metros de potencia y varias decenas de metros de longitud, semejantes a las descritas en la unidad 3 (fig. 6).

Esta unidad es una de las más ricas en macrofauna. En los niveles superiores son frecuentes corales rugosos solitarios sin disepimentos y braquiópodos. También se han recogido algunos cálices de crinoides más o menos completos. Aunque hay muestras de removilización en algunos ejemplares, el conjunto de esta macrofauna parece ser autóctono (FALCES y RODRÍGUEZ, 1993) y es característico de aguas más o menos profundas. Otros componentes como algunas colonias de corales rugosos (*Siphonodendron*) y Syringopóridos (*Syringopora*), y grandes braquiópodos (*Gigantoproductus*) están claramente removilizados. Los niveles calcareníticos presentan un abundante contenido micropaleontológico en el que destacan variados tipos de algas, briozoos, foraminíferos y ostrácodos. Los bioclastos de macrofósiles indican la presencia de diversos grupos no representados entre la macrofauna, como poríferos, trilobites, moluscos (cefalópodos, gasterópodos, bivalvos), equinoideos, etc.

Las asociaciones de facies de la unidad 6 representan secuencias turbidíticas carbonatadas distales, que caracterizan la sedimentación en el borde del talud. Presentan un mayor predominio de carbonatos en relación a la unidad 5 y la diferencia fundamental, en relación a los ambientes deposicionales de las unidades 4 y 5, es la presencia de niveles deslizados y olistolitos, que sería la consecuencia de deslizamientos gravitacionales en masa en las zonas externas del talud.

UNIDAD 7: Caracterizada por lutitas negras muy homogéneas, de carácter arcósico y composición silícea, con algunos restos fósiles y frecuentes nódulos ferruginosos. Presenta intercalaciones de areniscas y conglomerados con estratificación cruzada. Su potencia es difícil de precisar por estar fuertemente replegada, y no observarse su techo, pero al menos alcanzaría los 250 m.

Es la unidad siliciclástica con mayor contenido fósil. Hay frecuentes niveles lutíticos con goniatites (pobremente preservados) y trilobites. También son comunes los restos de plantas. En algunos nódulos limoníticos se encuentran ortocerátidos, bivalvos y otros restos no clasificables.

Esta unidad es interpretada como característica de zonas profundas, que pueden llegar a ser anóxicas. Representa las facies de cuenca situadas al final del talud, representado por las unidades 4 a 6.

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

El resultado final de los estudios sedimentológicos y paleontológicos llevados a cabo en los niveles carbonatados de la cuenca de Los Santos de Maimona es el establecimiento de un modelo general que muestra cómo ha evolucionado la cuenca durante el período de sedimentación. Al no haber realizado un estudio sedimentológico detallado de las unidades predominantemente terrígenas, pueden quedar algunos aspectos no completamente explicados; sin embargo, disponemos de los suficientes datos de estudios realizados por otros autores

(ODRIOZOLA *et al.*, 1983; ARRIOLA *et al.*, 1983), añadidos a nuestras propias observaciones (FALCES, 1991; RODRÍGUEZ *et al.*, 1993) como para poder inferir qué sucedía en la cuenca durante las etapas de sedimentación terrígena.

Es necesario integrar los datos obtenidos en la cuenca en el contexto tectónico regional, por lo que hay que tener en cuenta las estructuras generales. En el caso de Ossa-Morena, la tectónica general se ajusta a un modelo de deformación transpresiva (ABALOS & EGUILUZ, 1991), controlado por grandes fallas longitudinales de dirección N120-130E. Un análisis general de las cuencas del Carbonífero inferior, básico para comprender la evolución de la Cuenca de Los Santos de Maimona integrada en el contexto de Ossa-Morena, es el de GABALDÓN *et al.* (1985).

PRIMERA ETAPA DE SEDIMENTACIÓN. En la evolución de la cuenca de Los Santos de Maimona se pueden diferenciar dos etapas muy distintas. La primera abarca el depósito de las unidades 0 y 1 (fig. 7-1). En esta etapa no hay una notable diferenciación de zonas con distinto tipo de sedimentación. Aunque es evidente que hay diferencias entre los sedimentos de las unidades 0 y 1 de norte a sur (especialmente en lo que se refiere a su potencia), no las hay en una transversal de este a oeste, salvo por la presencia de niveles de conglomerados en la zona suroccidental simultáneos a los depósitos de estas unidades.

En ambas unidades hay pruebas de que el ambiente es marino muy somero, con cierta influencia continental en el caso de la unidad 0. Ésta presenta niveles de carbón y frecuentes niveles de suelos vegetales, dispuestos a techo de secuencias de somerización. El contenido paleontológico, con la presencia de numerosos acritarcos (VALENZUELA y PALACIOS, 1990), señala un ambiente marino, pero la gran cantidad de restos de plantas flotados y los suelos vegetales, demuestran momentos de colmatación. La presencia de materiales volcánicos, tanto volcanoclásticos como aglomerados y coladas demuestra que estaba teniendo lugar una fase distensiva, con la efusión de materiales volcánicos, a favor de las fallas que controlan la tectónica regional (fig. 7-1a).

Esta unidad ha sido datada como Namuriense por JONGMANS (1956) con los restos vegetales que aparecen en los niveles de carbón, aunque revisiones posteriores permiten precisar su edad como Viséense WAGNER (1992, com. pers.). Por el contrario, VALENZUELA *et al.* (1990) datan esta unidad como Devónico, basándose en el contenido en acritarcos de los niveles superiores.

El ambiente debe interpretarse como parálico, con momentos de colmatación que permitieron el desarrollo de los suelos y los niveles carbonosos.

Todo ello coincide con los datos que aporta la unidad 1. En ella solo hay diferencias de norte a sur, ya que las facies son muy someras en toda la extensión de la unidad (no más de 1 metro durante las mareas bajas la mayor parte del tiempo), pero muestran aspectos más proximales en el norte y más distales en el sur. Esto está probado por la existencia de bioconstrucciones de corales controladas por el nivel de las mareas (RODRÍGUEZ *et al.*, 1993) y las variaciones en el desarrollo y composición faunística de dichas bioconstrucciones. También hay numerosos indicios de secuencias de somerización y de exposición subaérea temporal. La presencia en el área nororiental de la cuenca de materiales volcanoclásticos y coladas, indica que la actividad volcánica continuó durante la sedimentación de la unidad 1, y que únicamente se produjo una sustitución de sedimentación terrígena por sedimentación carbonatada (fig. 7-1b).

No hay datos seguros para indicar el tiempo que duró esta fase, pero debió abarcar parte del Viséense medio y la base del Viséense superior, edad de la unidad 1. Si consideramos los datos que tenemos en las unidades superiores, debemos suponer que la tasa de sedimentación era muy alta y el tiempo de sedimentación de la unidad 0 no fue excesivamente prolongado, pese a la gran potencia de sedimentos que representa (más de 700 m).

SEGUNDA ETAPA DE SEDIMENTACIÓN. La segunda etapa comprende las seis unidades restantes (fig. 7-2). Se caracteriza por presentar variaciones de facies dentro de la cuenca, de este a oeste, es decir, transversalmente a la misma. Desde la sedimentación de la unidad 2 (fig. 7-2a), y especialmente en el tiempo de la sedimentación de las unidades 3 a 6 (fig. 7-2b,c), se produce una variación notable desde los bordes de la cuenca hasta su centro. La unidad 3 solo aparece en los bordes de la Cuenca. Hacia el centro de ésta, está sustituida por la unidad 4, que además muestra importantes variaciones desde el Portezuelo (proximidades del borde) hasta el Cuarto del Monte (en el mismo eje sinclinal de la cuenca). Las unidades 5 y 6 también muestran esas mismas variaciones. Adicionalmente, hay otra modificación importante en la vertical; las sucesivas unidades se originaron cada vez a mayor profundidad. La sucesión estratigráfica es pues, netamente transgresiva.

La unidad 2 presenta un alto contenido en materiales volcánicos, lo que implica una reactivación de la fase distensiva o de transtensión (ABALOS & EGUILUZ, 1991). En ella ya se aprecian variaciones importantes de potencia y de caracteres desde los bordes de la cuenca (mayor contenido en volcanoclásticos y menor potencia) a su centro (mayor potencia y materiales más finos).

La unidad 3 representa facies de plataforma somera, con desarrollo de barras calcáreas. La sedimentación carbonatada tiene un origen biogénico, por precipitación de carbonato y producción bioclástica, a partir de la cual se forman las barras. Entre estas barras habría zonas de sombra, con sedimentación preferentemente margosa y lutítica. Esta unidad representa un margen de plataforma, situado muy próximo a las fracturas que delimitan actualmente la cuenca. Facies transicionales entre ella y la unidad 4 que se encuentran en las secciones de Rivera de Robledillo y Cerro Almeña representan la zona de flexión que da lugar a una rampa o talud de suave ángulo, donde se produjo la sedimentación de la unidad 4. Esta unidad, al igual que las unidades 5 y 6 está caracterizada por turbiditas calcáreas depositadas en las zonas internas de la cuenca. Las capas bioclásticas corresponden a derrubios de los carbonatos formados en zonas someras de la cuenca, añadidos a los propios organismos que colonizaban la rampa (predominantemente crinoideos). Los niveles limolíticos y margosos corresponden a la decantación de materiales finos durante los momentos de tranquilidad. Es lógico por ello, que las facies más bioclásticas queden próximas a los bordes y las facies más finas abundan más en el centro de la cuenca, donde raramente llegarían los carbonatos deslizados. Es de resaltar, que a partir de la unidad 4 no se vuelven a encontrar facies de aguas someras, que aunque debieron existir, quedaron en zonas más externas de la cuenca, en las que hoy día el Carbonífero está erosionado.

En la unidad 6 se observan niveles deslizados que no aparecían en las unidades anteriores. Esto implica o un aumento de la pendiente de la rampa, o movimientos tectónicos más violentos, que facilitarían los despegues, o ambas cosas simultáneamente. En cualquier caso, se deduce un aumento de la actividad subsidente. Esto está asociado a la presencia de olistolitos en el área norte, donde la pendiente debió ser aún mayor, ya que retazos de los materiales que se sedimentaban en la plataforma se desprendieron, intercalándose con los sedimentos de la rampa.

La unidad 7 presenta facies características de medios anóxicos, lo que permitió la conservación de restos vegetales flotados, trilobites, goniatites y ortocerátidos. Representa el momento de mayor profundidad. La presencia de terrígenos gruesos solo en su parte inferior, puede ser debida a una tranquilidad progresiva del medio, previa al cambio de los efectos de la actividad tectónica.

Esta etapa de sedimentación se produjo durante un espacio de tiempo bastante reducido. Las dataciones son precisas, gracias al abundante contenido paleontológico, con lo que se puede afirmar que toda la sedimentación de las unidades 2 a 7 se produjo durante la parte inferior del Viséense superior. Ello implica una tasa de sedimentación extremadamente alta,

superior a la de cualquiera de las cuencas de Europa Occidental para este mismo intervalo de tiempo.

FASE DE DEFORMACIÓN

El estilo de plegamiento y fracturación de los materiales de la cuenca de Los Santos de Maimona indica procesos de cizalla y compresivos. El bloque fusiforme que constituye esta cuenca y que subsidió durante el Viséense superior debió sufrir un proceso muy distinto al de transtensión, durante el Viséense superior terminal o durante el Namuriense, aunque producido por el mismo tipo de actividad tectónica. En el régimen de deformación transcurrente que dominaba en Ossa-Morena se produciría una variación importante; la cuenca, subsidente durante el Viséense superior, pasó a ser deformada. Esto se produjo así porque se trata de un área de deformación por cizalla, donde todas las estructuras acaban deformándose por un efecto de inversión estructural. Este tipo de proceso ha sido previamente descrito para las cuencas de Berlanga y del Matachel por ABALOS & EGUILUZ (1991).

ITINERARIO

El recorrido que realizaremos pretende dar una visión general de la cuenca, con especial detalle de las unidades más interesantes desde el punto de vista paleontológico. Realizaremos el desplazamiento desde Badajoz a Los Santos de Maimona en cuyas proximidades comenzaremos el itinerario (Fig. 1):

PARADA Nº 1. Cerro de Los Santos y Sierra Cabrera.

Situación: 2,5 Km al norte de Los Santos de Maimona

Objeto: Observación de la unidad 1, caliza de *Siphonodendron*.

Descripción: La sección del Cerro de los Santos presenta buen afloramiento de casi toda la unidad 1 en el núcleo de un sinclinal. La posición horizontal de las capas y la excelente preservación de su contenido paleontológico permite la observación de las relaciones originales entre los organismos bioconstructores presentes en la unidad. Para más detalles acerca de las características de esta sección consultar capítulo de estratigrafía y figura 8.

Esta localidad ha sido declarada como Lugar de Interés Geológico por la Consejería de Medioambiente de la Comunidad Autónoma de Extremadura, y por lo tanto está absolutamente prohibido recoger muestras en este punto. Tras observar las características de esta sección nos dirigiremos a las estribaciones de Sierra Cabrera, donde los asistentes que lo deseen podrán tomar muestras de esta unidad en otro punto de igual riqueza fosilífera, pero de menor interés geológico.

Está previsto realizar la comida tras esta primera parada.

PARADA Nº 2. Cerro Almeña y El Portezuelo

Situación: Carretera de Fuente del Maestre a Zafra en las proximidades del puente sobre la Rivera de Robledillo.

Objeto: Observación de las unidades 3 y 4 y de las variaciones de ésta última hacia el interior de la cuenca.

Descripción: Se realizará un recorrido por el cerro de Almeña (fig. 9) para observar las características de las unidades 3 y 4 y los principales componentes fósiles de las mismas. A continuación nos trasladaremos a la sección del Portezuelo (fig. 10), situada a tan solo unos

cientos de metros de la anterior, donde podremos observar las variaciones de la unidad 4 cuando nos aproximamos al centro de la cuenca.

PARADA Nº 3. Las Pilitas

Situación: 500 metros al oeste de la carretera nacional de Badajoz a Zafra a la altura de la Rivera de Zafra.

Objeto: Breve parada para observar la unidad 6 en Las Pilitas (fig. 11).

Descripción: Se dedicará un corto espacio de tiempo a observar la unidad 6 y sus diferencias con la unidad 4, en el corte producido por la erosión de la Rivera de Robledillo, donde se pueden identificar algunas señales de deslizamiento en las capas calcáreas.

PARADA 4. Rivera de Guadajira

Situación: Carretera Badajoz a Zafra, 200 metros al sur del puente sobre la Rivera de Guadajira.

Objeto: Observación de las características de la unidad 7.

Descripción: Se observarán las características de los niveles lutíticos de la unidad 7 y se muestrearán niveles donde se encuentran algunos goniatites y trilobites.

BIBLIOGRAFÍA

- ABALOS, B. y EGUÍLUZ, L. 1991. Deformación transpresiva carbonífera en la zona de cizalla Badajoz-Córdoba. (Macizo Ibérico meridional). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4 (3-4). 229-250.
- ARRIOLA, A., CHACÓN, J., ERASO, A., EGUÍLUZ, L., GARROTE, A., SÁNCHEZ-CARRETERO, R. y VARGAS, I. 1983. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 829, Villafranca de los Barros*. I.G.M.E. 2ª edición, Madrid.
- FALCES, S. 1991. *Cartografía y paleontología de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona: corales solitarios de la fauna de Cyathaxonia*. Tesis de Licenciatura, U. Complutense, 209 pp. (Inédita).
- FALCES, S. y RODRÍGUEZ, S. 1993. Análisis tafonómico de los corales rugosos solitarios sin disepimentos de Los Santos de Maimona (Carbonífero, Badajoz). *Revista Española de Paleontología* Nº **Extraordinario**, 109-117.
- GABALDÓN, V., GARROTE, A. y QUESADA, C. 1985. Geología del Carbonífero inferior del Norte de la zona de Ossa Morena. Introducción a la 5ª Reunión del grupo de Ossa Morena. In: *5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena, Temas Geológico-mineros*, 7, 101-137.
- JONGMANS, W. 1956. Contribución al conocimiento de la flora Carbonífera del Suroeste de España. *Estudios Geológicos*, 22, 19-58.
- ODRIOZOLA, J.M., PEÓN, A., VARGAS, I., GARROTE, A., ARRIOLA, A., LIÑÁN, E. y PEREJÓN, A. 1983. *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 854; Zafra*. I.G.M.E., segunda edición, Madrid.
- PALACIOS GONZÁLEZ, M.J., PALACIOS, T. & GÓMEZ VALENZUELA, J.M. 1988. Trilobites y Goniatites de la Cuenca Carbonífera de Los Santos de Maimona: deducciones bioestratigráficas. *Geogaceta*, 8, 66-67.
- RODRÍGUEZ, S. 1994. Estratigrafía y evolución de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*.
- RODRÍGUEZ, S., ARRIBAS, M.E., COMAS-RENGIFO, M.J., DE LA PEÑA, J.A., FALCES, S., GEGÚNDEZ, P., KULLMAN, J., LEGRAND-BLAIN, M., MARTÍNEZ-CHACÓN, M.L., MORENO-EIRIS, E., PEREJÓN, A., SÁNCHEZ, J.L., SÁNCHEZ-CHICO, F. y SARMIENTO, G. 1992. Análisis Paleontológico y Sedimentológico de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz). *Coloquios de Paleontología*, 44, 1-232.
- RODRÍGUEZ, S., ARRIBAS, M.E., FALCES, S., MORENO-EIRIS, E. y DELA PEÑA, J.A. 1994. The Siphonodendron Limestone of Los Santos de Maimona Basin: development of an extensive reef-flat during the Viséan in Ossa Morena, SW Spain. *Courier Forschung Institut Senckenberg*, 172, 203-215.
- VALENZUELA, J.M. y PALACIOS, T. 1990. Acritarcos y Esporas de la Cuenca de los Santos de Maimona. En: *Polen, Esporas y sus aplicaciones*, G. BLANCA et al., eds., 429-436.
- VALENZUELA, J.M., PALACIOS, T. y PALACIOS-GONZÁLEZ, M.J. 1990. Aspectos paleoecológicos de la cuenca de los Santos de Maimona: acritarcos y esporas. *Geogaceta*, 8, 118-121.

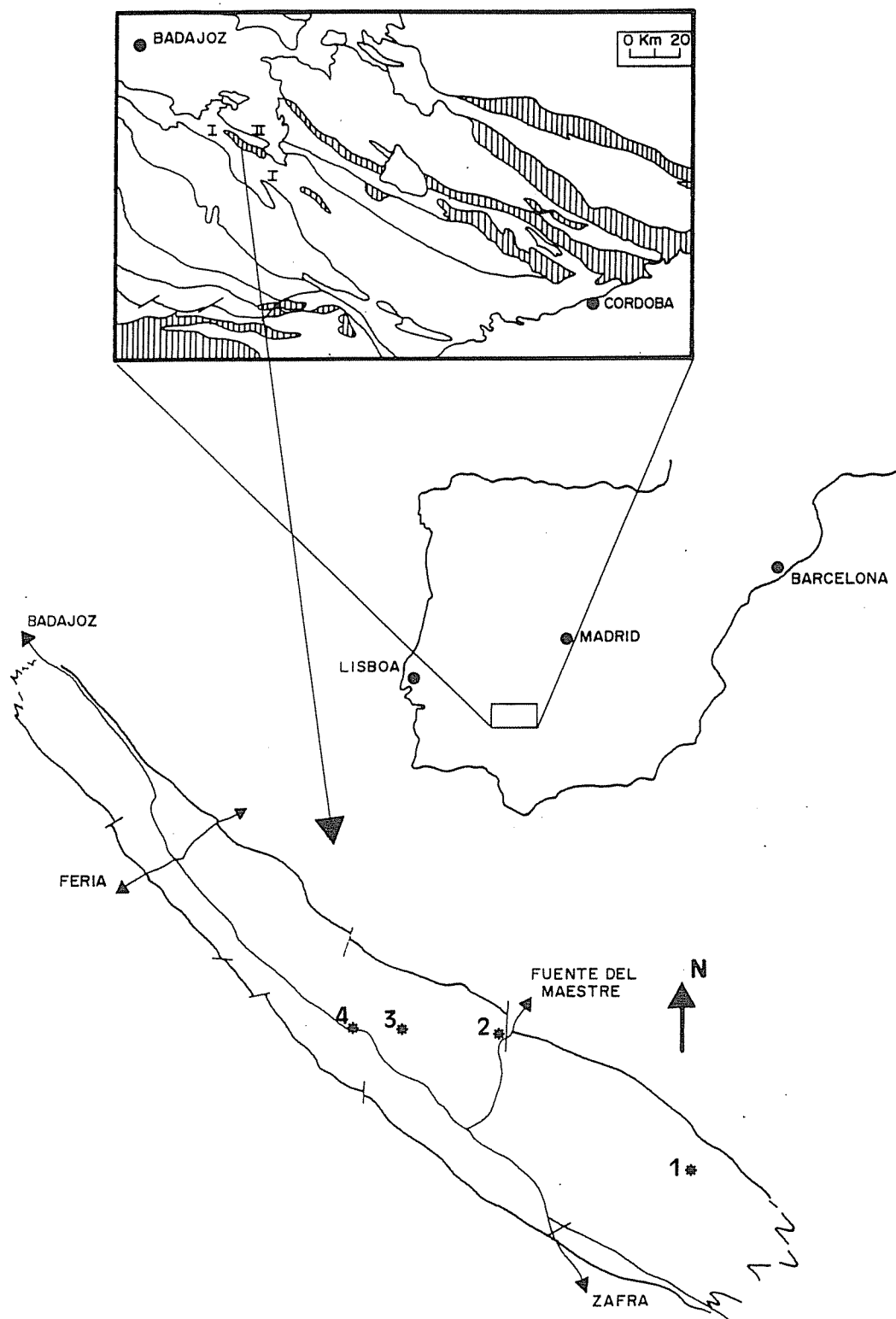


Figura 1.- Localización de la Cuenca de Los Santos de Maimona (modificado de RODRÍGUEZ, 1994).

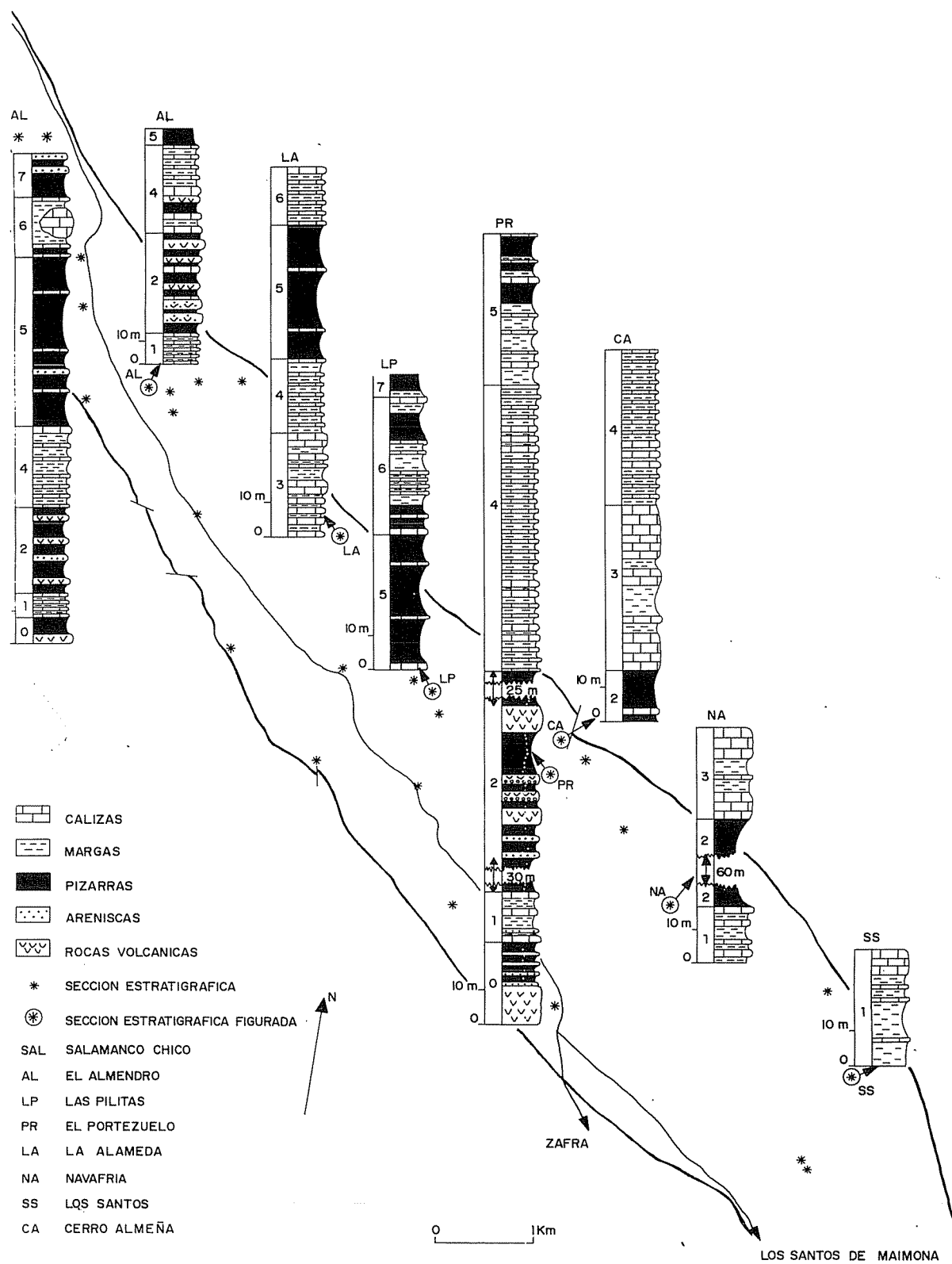


Figura 2.- Estratigrafía general de la Cuenca de Los Santos. Las secciones figuradas muestran las variaciones litológicas y de potencia de las distintas unidades litoestratigráficas (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

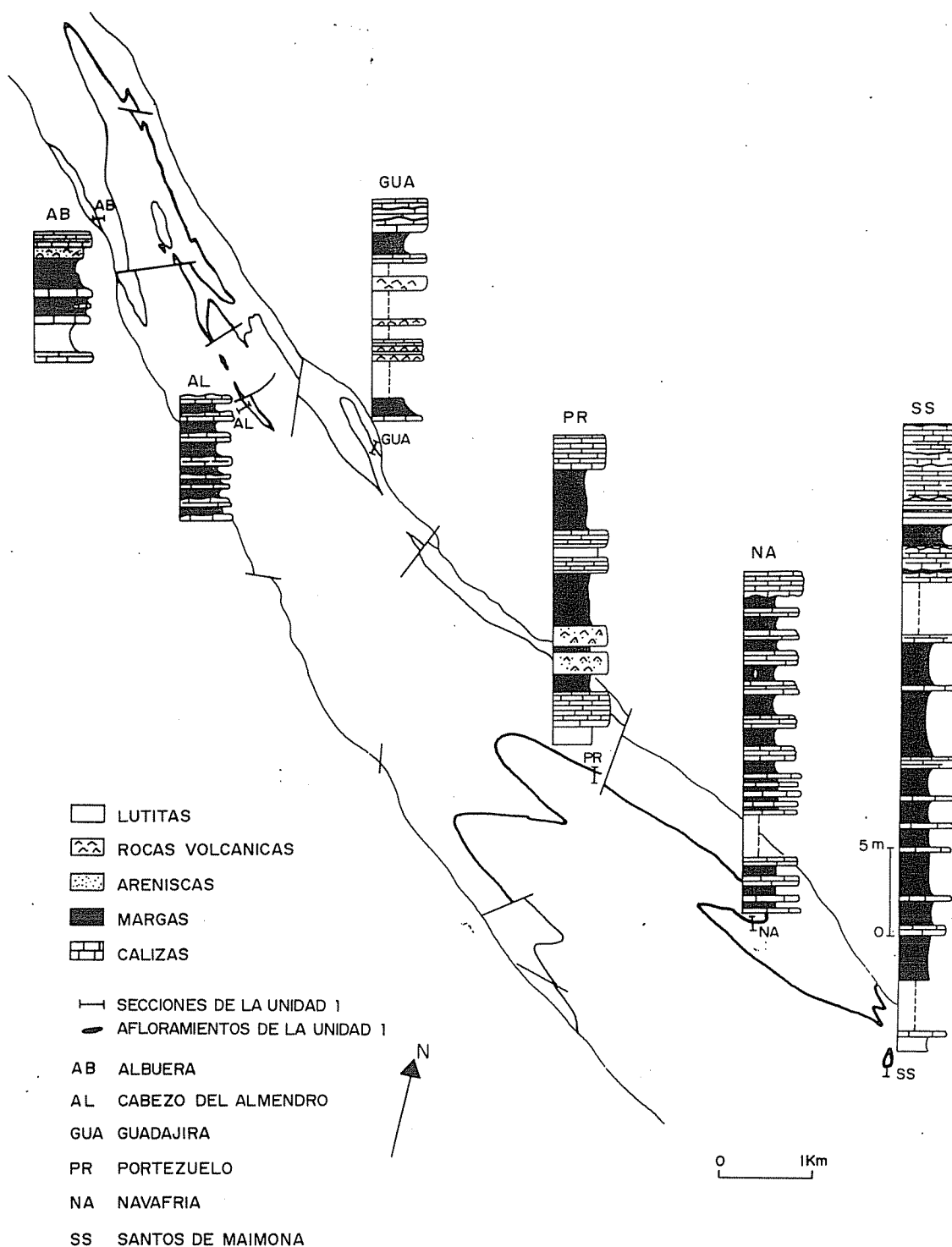


Figura 3.- Principales secciones de la unidad 1 (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

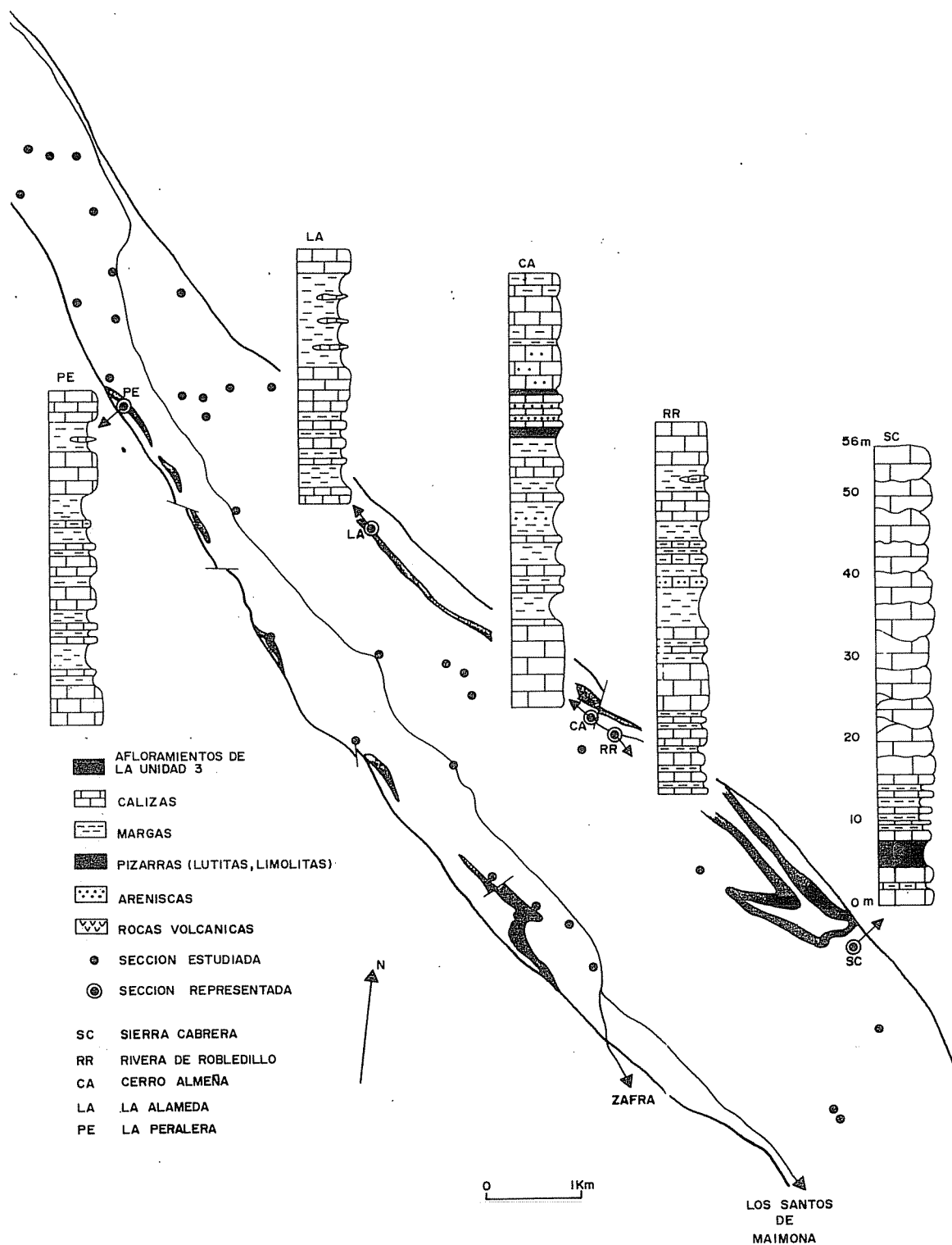


Figura 4.- Principales secciones de la unidad 3 (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

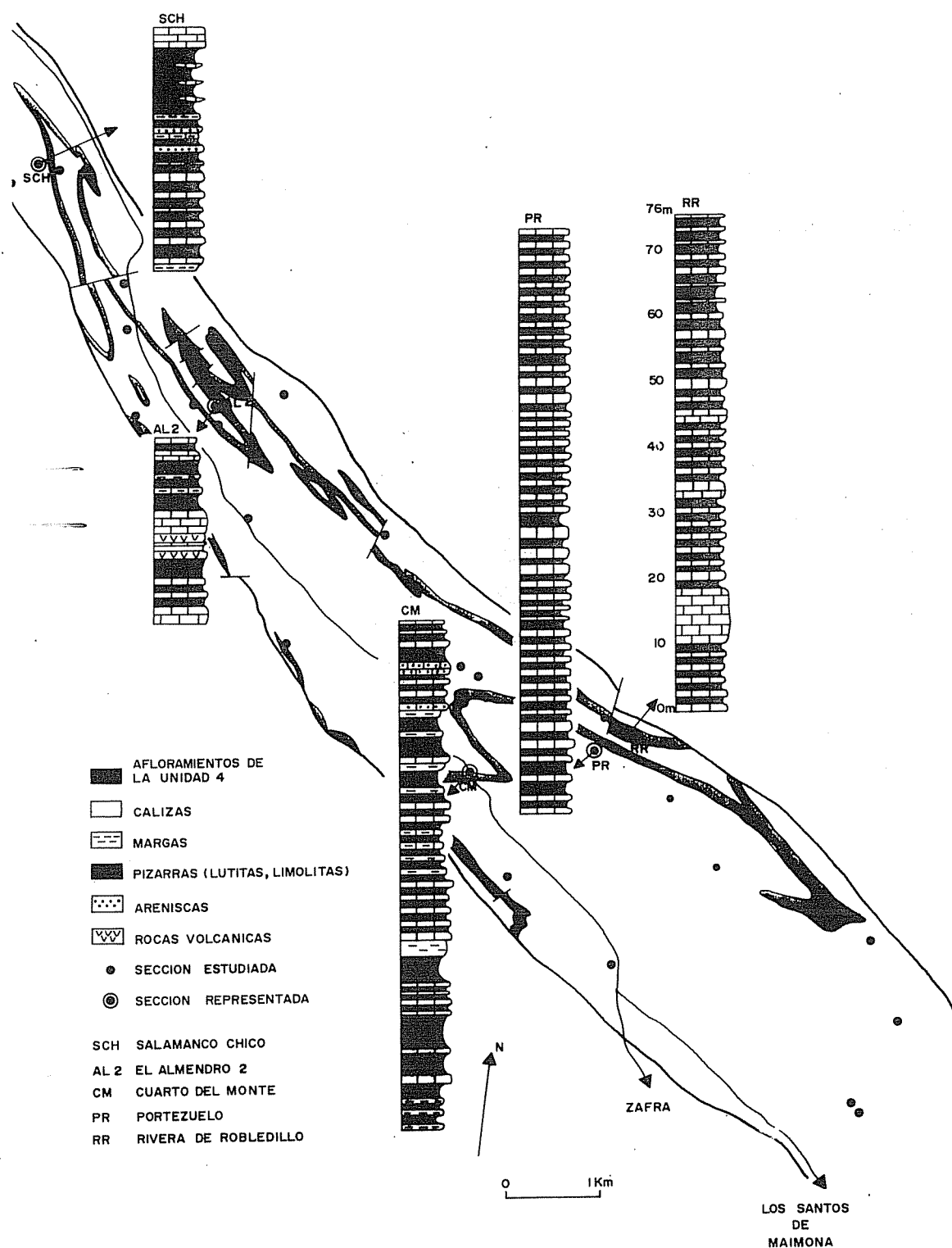


Figura 5.- Principales secciones de la unidad 4 (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

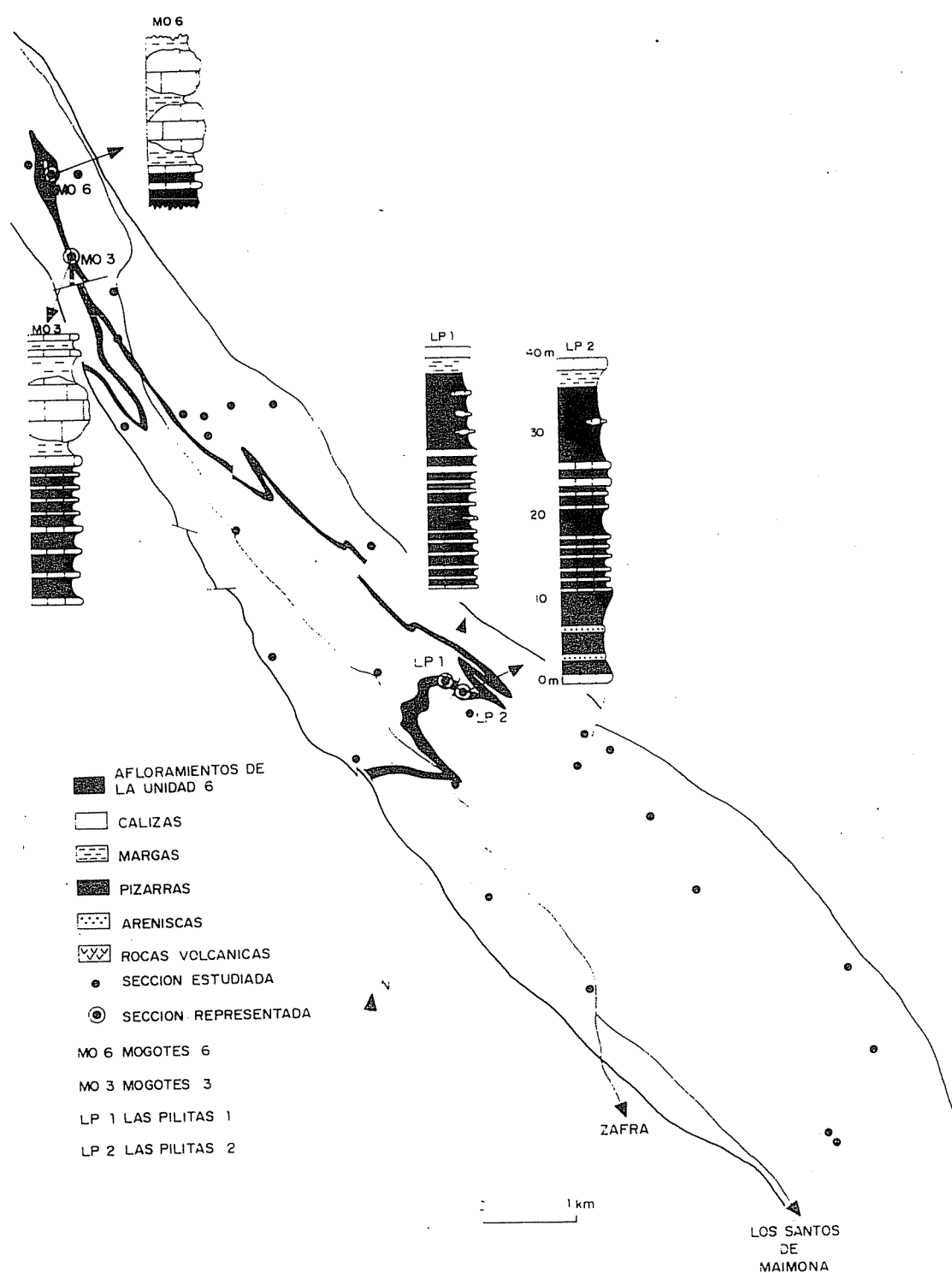


Figura 6.- Principales secciones de la unidad 6 (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

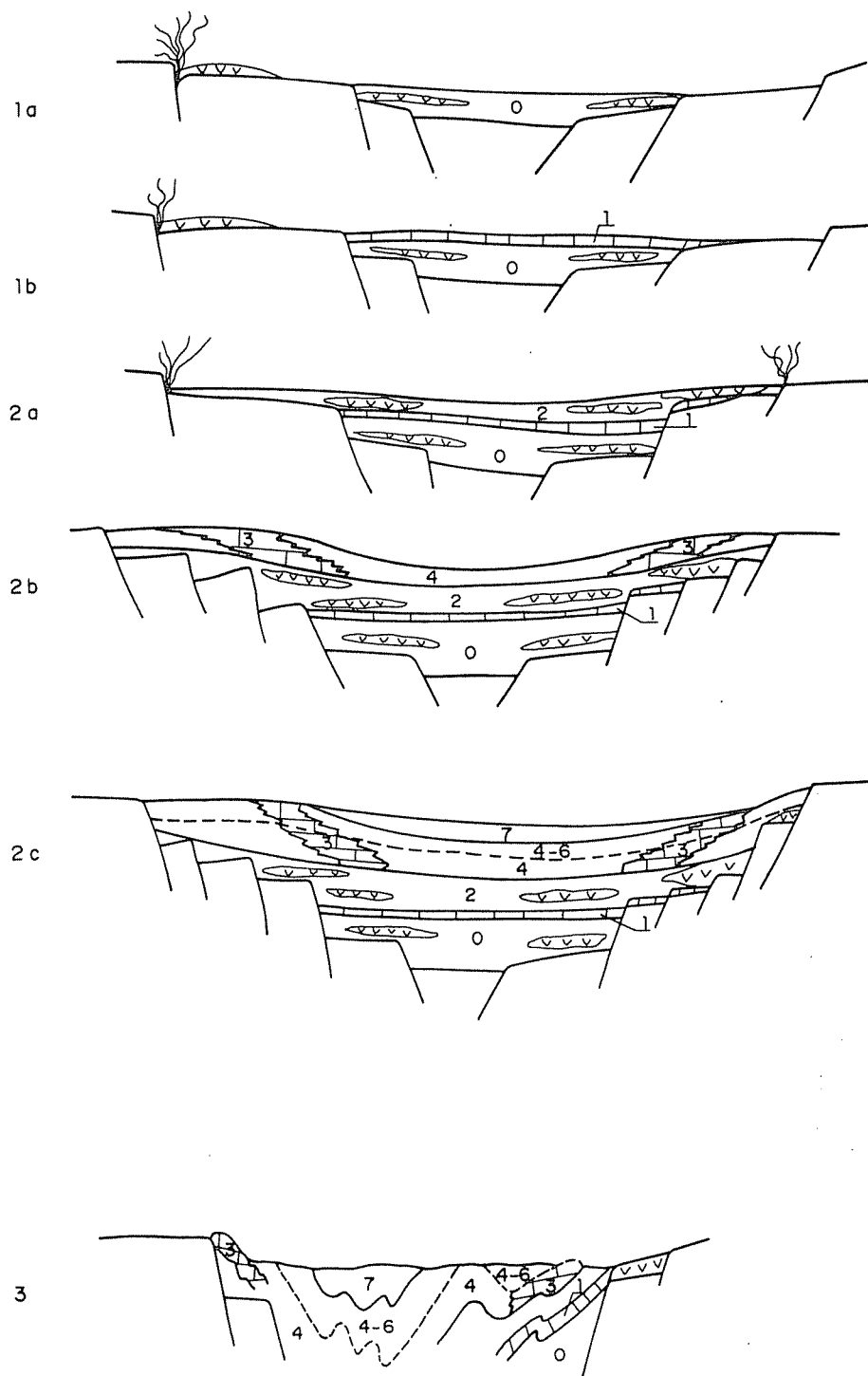


Figura 7.- Esquemas transversales de la cuenca de Los Santos de Maimona que muestran su evolución durante el Viséense. 1a-b: Desarrollo de la cuenca durante la sedimentación de las unidades 0 y 1, sin diferenciación marcada de áreas en la transversal. 2a-c: Desarrollo de la cuenca durante la sedimentación de las unidades 2 a 7, con diferenciación de medios de sedimentación desde los bordes al centro. 3: Corte esquemático de la cuenca en la actualidad a la altura de Las Pilitas (Corte orientativo, no hecho a escala, según RODRÍGUEZ, 1994).

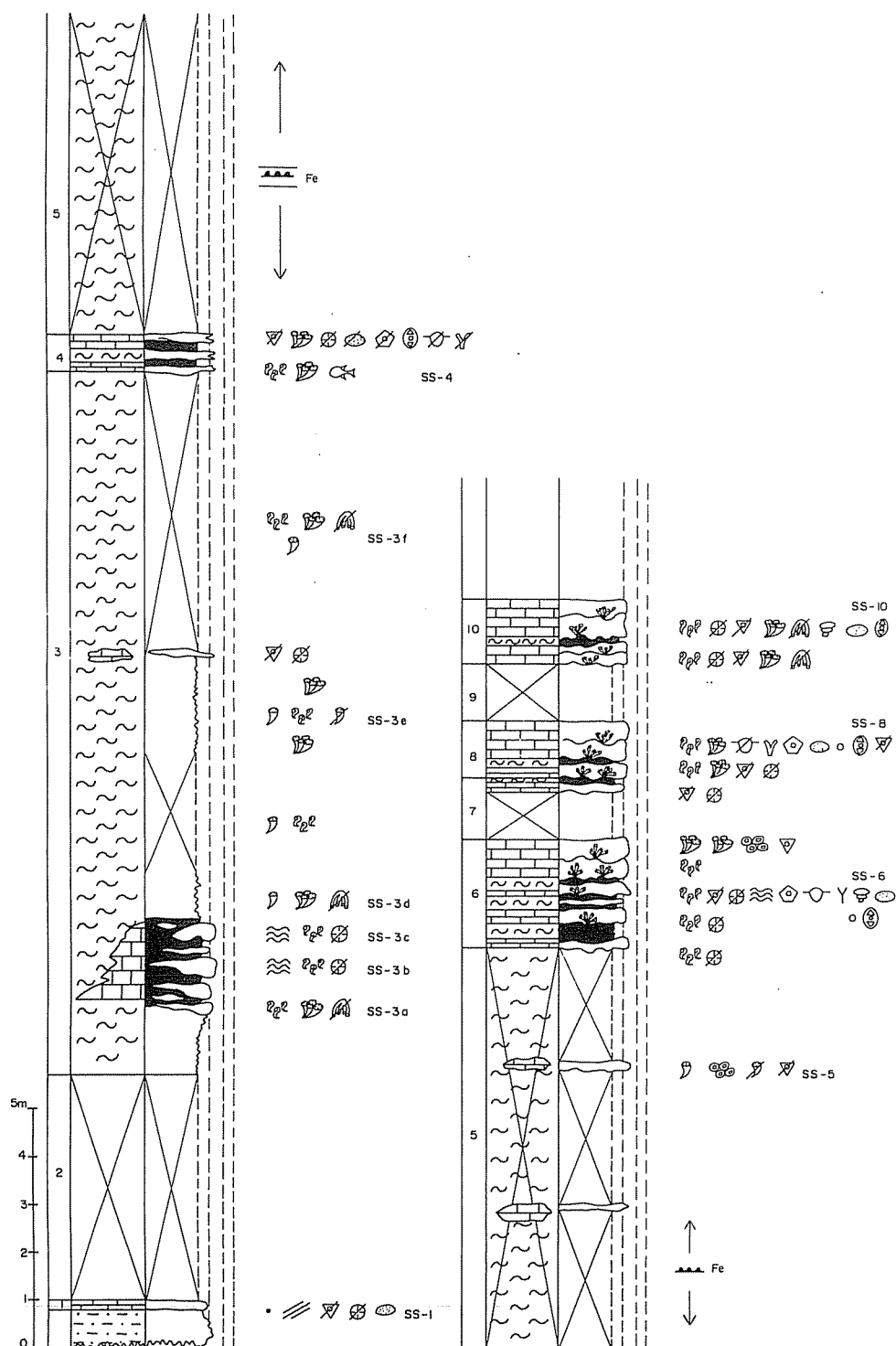


Figura 8.- Columna estratigráfica de la sección del Cerro de Los Santos (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

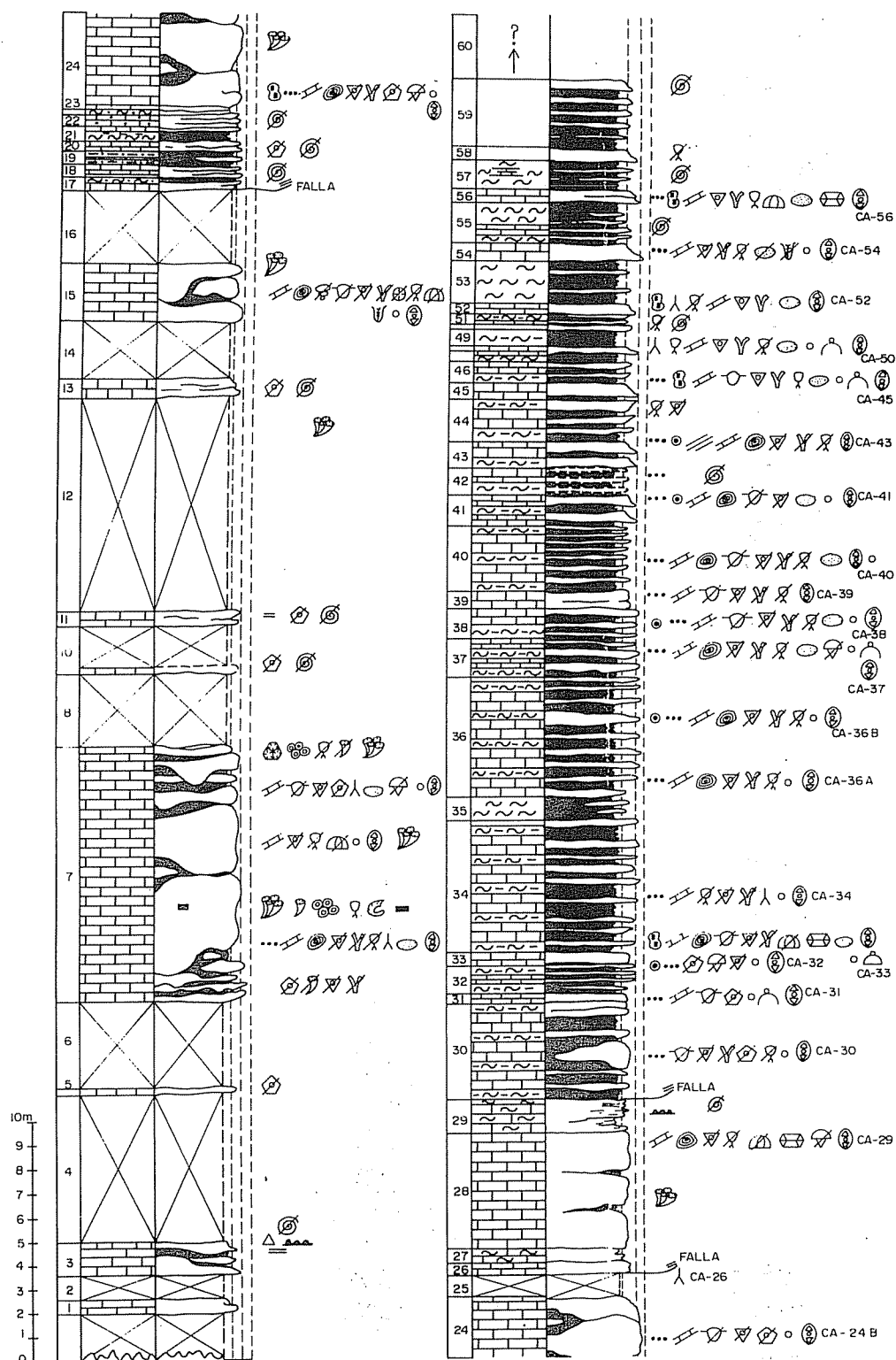
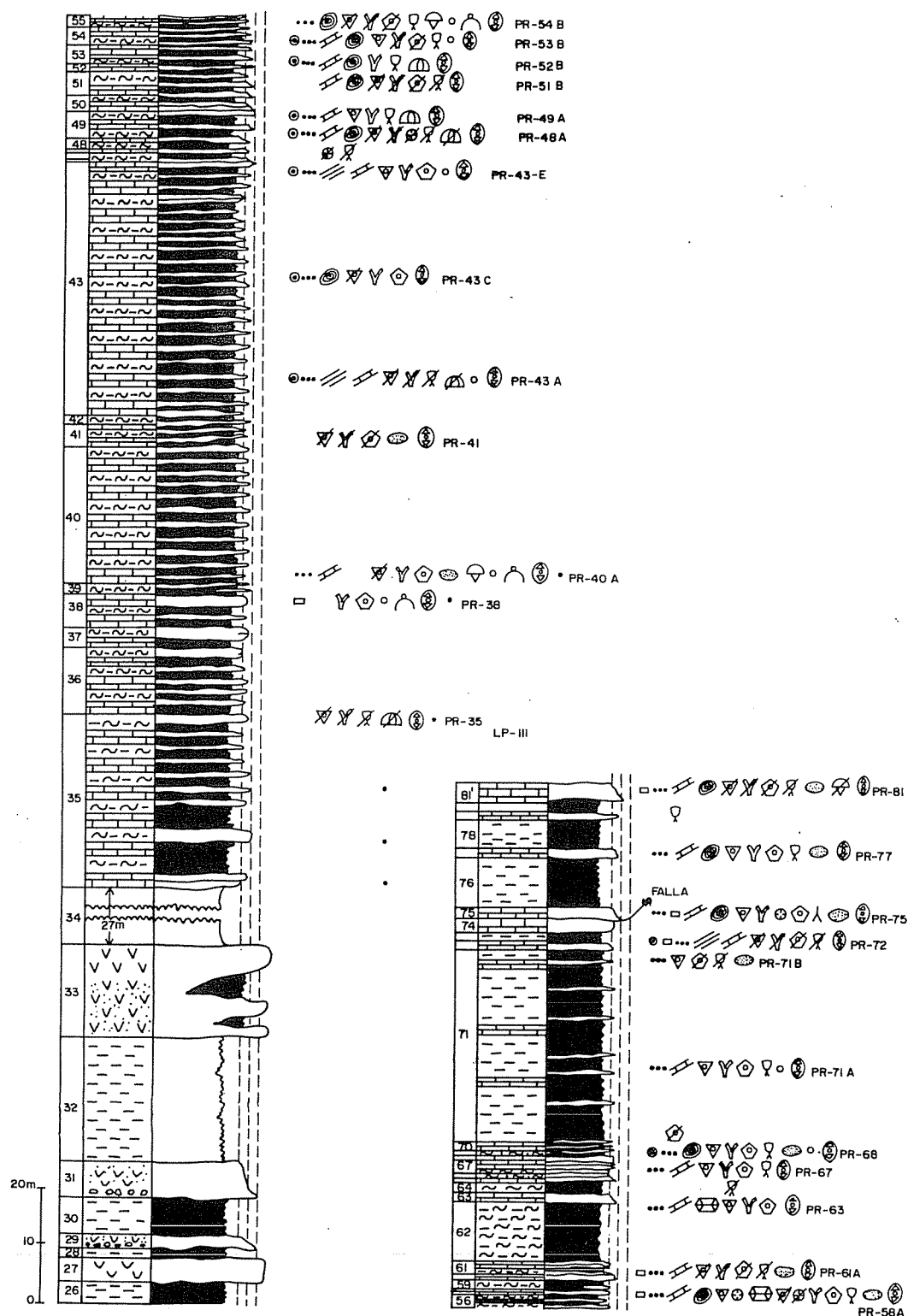


Figura 9.- Columna estratigráfica de la sección del Cerro de Almeña (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

Figura 10.- Columna estratigráfica de la sección del Portezuelo (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

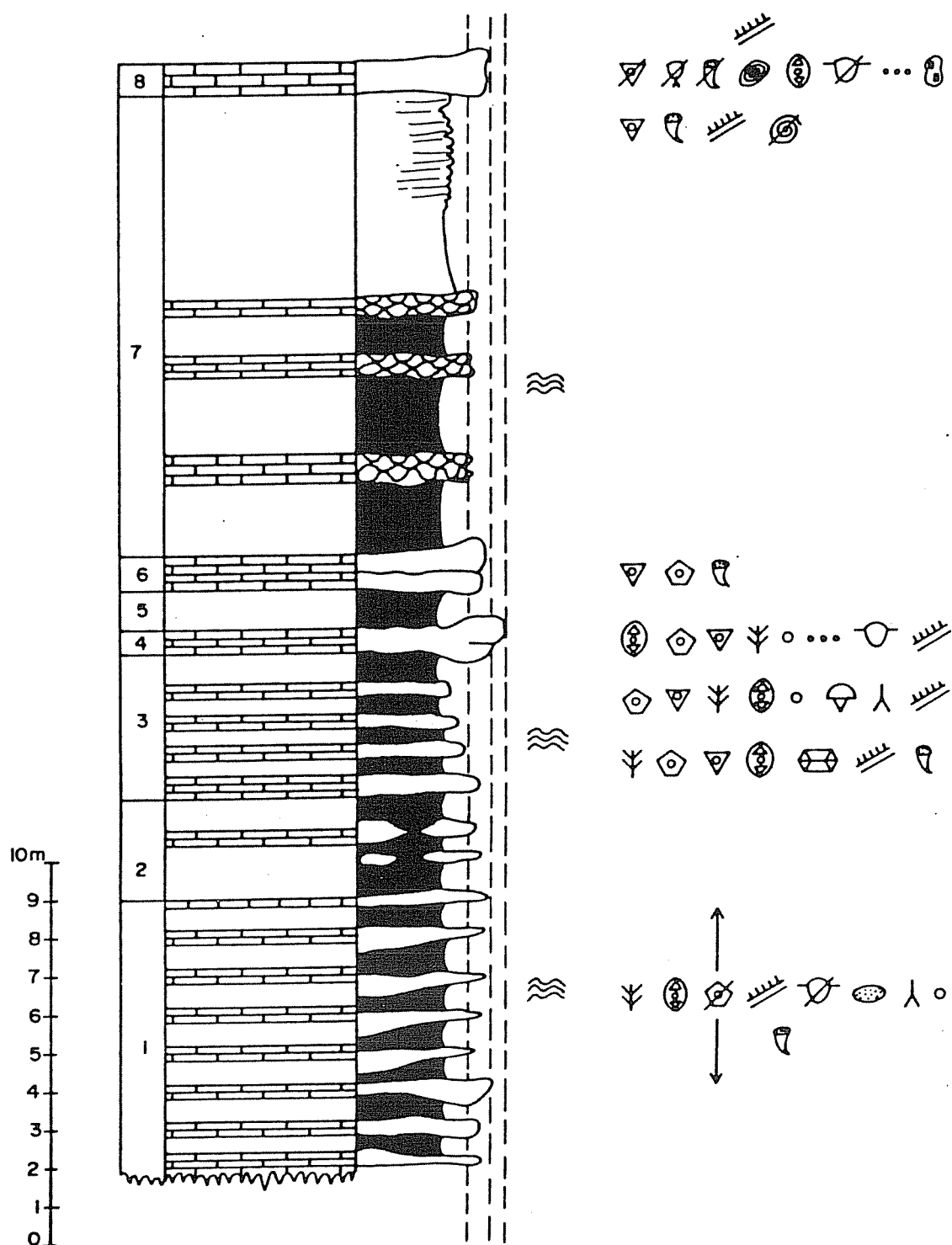


Figura 11.- Columna estratigráfica de la sección de Las Pilitas (según RODRÍGUEZ *et al.*, 1992).

Excursión A.2. El Cámbrico de Zafra-Alconera

Antonio PEREJÓN¹, Eladio LIÑÁN² y Elena MORENO-EIRIS¹

¹ Dpto. y U.E.I de Paleont., Fac. C. Geológicas e Inst. G. Econ., C. Universitaria, 28040 Madrid

² Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza.

LAS SERIES DEL CÁMBRICO INFERIOR

PISOS REGIONALES. SDZUY (1971a) propuso la división en pisos del Cámbrico Inferior de la Península Ibérica, utilizando como cronomarcadores asociaciones específicas de trilobites, definiendo el Ovetiense, Marianiense y Bilbiliense. LIÑÁN (1984b) propone el piso Cordubiense para las capas cámbricas con icnofósiles que se encuentran por debajo de las rocas que contienen las primeras asociaciones de fósiles del Ovetiense. LIÑÁN, PEREJÓN Y SDZUY (1993) revisan estos cuatro pisos regionales del Cámbrico Inferior en función de los nuevos datos estatigráficos y paleontológicos (trilobites, arqueociatos e icnofósiles). Los trabajos recientes sobre biocronología con acritarcos hacen posible una caracterización más completa de algunos de estos pisos (GÁMEZ *et al.*, 1991; PALACIOS y VIDAL, 1992; PALACIOS, 1993). Estas unidades cronoestratigráficas han sido aplicadas recientemente en las sucesiones del Cámbrico de Cerdeña (PILLOLA, LEONE *et al.*, 1995; PILLOLA, LEONE y LOY, 1995) y en Francia (ALVARO *et al.*, *in prep.*).

El Piso Cordubiense se caracteriza por facies siliciclásticas con abundantes icnofósiles (LIÑÁN, 1984a; FEDONKIN *et al.*, 1985; LIÑÁN, GÁMEZ-VINTANED *et al.*, 1995; GÁMEZ-VINTANED *et al.*, 1995). Las asociaciones de icnofósiles más importantes son las primeras apariciones sucesivas de *Monomorphichnus lineatus*, *Phycodes pedum*, *Treptichnus*, *Dimorphichnus*, *Diplichnites*, *Psammichnites*, *Rusophycus* y *Cruziana*. El límite inferior del Cordubiense está definido por la primera aparición de *Monomorphichnus* (LIÑÁN, PALACIOS y PEREJÓN, 1984; LIÑÁN, PEREJÓN & SDZUY, 1993). Esta aparición coincide aproximadamente con el primer registro de *Phycodes pedum* (GÁMEZ-VINTANED y LIÑÁN, 1995) que es el fósil índice para el límite Neoproterozoico-Cámbrico en el estratotipo de Newfoundland oriental. Por ello, GÁMEZ-VINTANED y LIÑÁN (1995) proponen la aparición de la asociación de *Monomorphichnus* y *Phycodes pedum* como límite del Neoproterozo-Cámbrico y por lo tanto, este límite se corresponde con el inicio del Cordubiense. Esta asociación de icnofósiles puede ser correlacionada con muchas sucesiones del Neoproterozoico-Cámbrico del mundo. Los estratos del Cordubiense Superior contiene el primer registro de *Rusophycus* y *Cruziana*. Hasta la actualidad no se han descrito trilobites de las rocas del Cordubiense. El Cordubiense ha sido correlacionado con el piso Tommotiense de Siberia (PEREJÓN, 1986) y podría incluir por lo menos parte del piso Nemakit-Daldyniense (fig. 1). El Cordubiense está bien representado en el centro de España, mientras que en el norte (PALACIOS y VIDAL, 1992) y en el sur (LIÑÁN, PEREJÓN y SZUDY, 1993) su base podría no estar representada.

El Piso Ovetiense está caracterizado por facies mixtas, principalmente terrígenas en el norte de España y en su mayoría carbonatadas en el sur. Este piso contiene los géneros de trilobites *Bigotina*, *Lemdadella*, *Serrania*, *Pararedlichia*, *?Bigotinops*, *Thoralaspis*, *Anadoxides*, *"Wutingaspis"*, *Dolerolenus* y *Granolenus*, los cuales son característicos del Ovetiense. El límite inferior está definido por arqueociatos de la Zona I de PEREJÓN (1986), los cuales aparecen junto a restos de trilobites indeterminados de Bigotinidae. De acuerdo con los arqueociatos, se ha propuesto una correlación tentativa del Ovetiense con el Atdabaniense de Siberia (PEREJÓN, 1986; DEBRENNE *et al.*, 1990; ZHURAVLEV, 1995). Esta correlación está de acuerdo con la presencia de trilobites Bigotinidae en España (Ovetiense) y en Siberia (asignados al Atdabaniense Inferior por REPINA, 1966). La escasez de datos paleontológicos impide actualmente una correlación más precisa entre Siberia y España, que la sugerida por MORENO-

EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995 (fig. 1). De otra parte, los trilobites permiten una buena correlación del Ovetiense con los pisos Amouslekiense y Timghitiense Inferior de Hupé en Marruecos (SDZUY, 1971a) o con el nuevo piso Issendaliense propuesto por GEYER (1990).

En resumen el Ovetiense está ampliamente representado en España, aflorando buenas sucesiones en el norte, sur y centro de la Península. Todas estas sucesiones están bien caracterizadas por sucesiones de arqueociatos y trilobites. Hasta el momento el límite inferior del Ovetiense sólo ha sido establecido por arqueociatos, por lo que serían necesarios datos complementarios de asociaciones de trilobites y también de acritarcos para una mejor correlación mundial de este límite.

El Piso Marianiense comprende facies mixtas de carbonatos y terrígenos. Su límite inferior está marcado por la aparición del género de trilobites *Strenuella* y por la Zona VIII de Arqueociatos de Perejón. Está bien caracterizado por los géneros de trilobites *Delgadella*, *Serrodiscus*, *Perrector*, *Eops*, *Rinconia*, *Alanisia*, *Atops*, *Hicksia*, *Termierella*, *Lusatiops*, *Triangulaspis*, *Andalusiana*, *Saukianda* y *Gigantopygus*. Estos géneros permiten una buena correlación con el Tinghitiense Superior y Tasousekhtiense de HUPÉ, 1960 o con el piso Banian del Atlas (*sensu* GEYER, 1990). Las rocas del Marianiense contienen conjuntamente géneros de trilobites de la Región de Olenellida (Occidental) y la Región de Redlichiida (Oriental), así como trilobites miómeros cosmopolitas "*Pagetiellus*", *Delgadella*, *Calodiscus* y *Serrodiscus* (RICHTER & RICHTER, 1941; TEIXEIRA, 1953; SDZUY, 1961, 1962), alguno de los cuales también están presentes en otras sucesiones del Cámbrico de Newfoundland suroriental (HUTCHISON, 1962), Siberia (LAZARENKO, 1962; REPINA, 1972; REPINA & ROMANENKO, 1978), Cerdeña (PILLOLA, 1991), y Alemania (SCHWARZBACH, 1933; GEYER & ELICKI, 1995). De acuerdo con GÁMEZ *et al.*, (1991) el Marianiense Superior contiene el límite entre las Zonas V y VI de Acritarcos de MOCKZYDLOWSKA (1991); la diversidad de las asociaciones fósiles y la presencia de fitoplancton están consideradas en la mitad del Cámbrico inferior entre las asociaciones fósiles más útiles para las correlaciones intercontinentales.

El Piso Bilbiliense se ha definido también con facies mixtas de terrígenos y carbonatos, su límite inferior está marcado por el primer registro de los géneros de trilobites *Realaspis* y *Pseudolenus* (asociación denominada "Fauna de Los Cortijos de Malagón" en Ciudad Real HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1933; WEGGEN, 1955; LOTZE, 1961; SDZUY, 1961; GIL CID & YAGO, 1989). También las rocas del Bilbiliense contienen los géneros de trilobites *Alueva*, *Hamatolenus*, *Protolenus* (*Hupeolenus*), los dos últimos caracterizan el piso Aguiliziense de HUPÉ, 1953 o el piso Tissafeniense de Marruecos, *sensu* GEYER (1990), y *Perrector*?, forma próxima al género australiano *Onaraspis*, que es característico del piso Ordense, ÖPIK (1966). En los estratos del Bilbiliense Superior se han descrito arqueociatos (DEBRENNE & ZAMARREÑO, 1970), que PEREJÓN (1986) y MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, (1995) asignan al Toyoniense. La parte superior de este piso ha sido correlacionada recientemente por SDZUY (1995) con la Zona de *Hupeolenus* de Marruecos, el piso Toyoniense de Siberia y la Zona *Plagiura-Poliella* de Laurentia.

BIOESTRATIGRAFÍA

La bioestratigrafía del Cámbrico Inferior de la Península Ibérica está basada en los icnofósiles para el Cordubiense y en los trilobites y arqueociatos para el Ovetiense, Marianiense y Bilbiliense. Las Zonas de Acritarcos (MOCDZYDLOWSKA, 1991) han sido aplicadas también en dos localidades del norte de España. Recientemente se han considerado fósiles problemáticos (small shelly fossils) para el análisis del límite Neoproterozoico-Cámbrico en España (VIDAL, PALACIOS *et al.*, 1995), límite que ya está bien establecido por la asociación de los icnofósiles *Phycodes pedum-Monorphichnus lineatus*. En el Ovetiense inicial se encuentran también otros fósiles problemáticos (small shelly fossils) (RICHTER & RICHTER, 1927; LIÑÁN GUIJARRO, 1978; FERNÁNDEZ-REMOLAR, 1996), en el Marianiense (RICHTER y RICHTER, 1941; SDZUY, 1969; YOCHELSON y GIL CID, 1984; PALACIOS *et al.*, 1995) y en el Bilbiliense (GIL CID,

1981; LIÑÁN, PEREJÓN y SDZUY, 1993). MORENO-EIRIS, 1987a,b,c,d, ha referido calcimicrobios y algas calcáreas en el Ovetiense y en el Marianiense.

PEREJÓN (1986) a partir del estudio y revisión de las asociaciones de arqueociatos descritos en España desde 1878, propuso la división del Cámbrico Inferior de la Península Ibérica en XI Zonas de Arqueociatos, caracterizadas cada una de ellas por asociaciones de géneros y apoyadas en los registros de trilobites, braquiópodos, estromatolitos y otros fósiles en los mismos niveles.

Posteriormente, de acuerdo con las nuevas propuestas sobre la sistemática de los arqueociatos (DEBRENNE, ROZANOV y ZHURAVLEV, 1990; DEBRENNE y ZHURAVLEV, 1992) y los nuevos datos bioestratigráficos, PEREJÓN (1994,1996) y MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, (1995) han precisado la propuesta inicial, reduciendo las Zonas a diez. Las Zonas I a IX son correlativas y abarcan el Ovetiense y el Marianiense Inferior, posteriormente existe una ausencia de registro de arqueociatos hasta el Bilbiliense Superior y por ello la Zona más alta se ha denominado con el nombre del género característico, Zona de *Archaeocyathus*. Las asociaciones características de cada una de las Zonas y los demás taxones característicos se exponen a continuación (figs. 2 y 3).

Zona I. Se define por una asociación de 21 géneros, de los que *Capsulocyathus* además de los estromatolitos *Vetella* cf. *sarfatiae* SCHMITT, 1979 y *Charaulachia cordobensis* Schmitt, 1983 son exclusivos de esta Zona. *Taylorfungia* se encuentra en las zonas I y II y *Archaeolynthus*, *Tumuliolynthus*, *Cordobicyathus* y *Morenicyathus* en las Zonas I,II y III. Los quince géneros restantes se encuentran también en otras Zonas.

Formación Pedroche, Sierra de Córdoba. Ossa Morena oriental.

Ovetiense Inferior.

Zona II. Se caracteriza por una asociación de 30 géneros, de ellos *Robertocyathus*, *Sclerocyathus*, *Gordonifungia*, *Tumulifungia*, *Geocyathus* y *Spinosocyathus* junto con el estromatolito *Vetella nodosa* SCHMITT, 1983, son exclusivos de esta Zona. *Kaltatocyathus*, *Eremitacyathus* y *Agastrocyathus* se encuentran en las Zonas II y III. Los otros dieciséis géneros se encuentran también en otras Zonas.

Formación Pedroche, Sierra de Córdoba. Ossa Morena oriental.

Ovetiense Inferior.

Zona III. Se caracteriza por una asociación de 19 géneros, tres comunes con la Zona II y cuatro con las Zonas I y II. En esta Zona se registra la primera aparición de los géneros de trilobites *Bigotina*, *Lemdadella* y *Serrania* y del braquiópodo *Paterina* (LIÑÁN y MERGL, 1982).

Formación Pedroche, Sierra de Córdoba. Ossa Morena oriental.

Ovetiense Inferior.

Zona IV. Contiene una reducida asociación de sólo dos géneros de arqueociatos de amplia distribución estratigráfica, pero su definición es posible por la presencia de *Nochoroicyathus* y *Erismacoscinus* y los trilobites *Pararedlichia ovetensis* LIÑÁN *et* SDZUY, 1978 y *?Bigotinops* asociación característica del nivel inferior de la Concha de Artedo (SDZUY, 1971a; LIÑÁN y SDZUY, 1978).

Formación Vegadeo, Concha de Artedo y Piedrafita. Asturoccidental Leonesa.

Ovetiense Superior.

Zona V. Está definida por una asociación reducida de cinco géneros de amplia distribución estratigráfica. *Nochoroicyathus*, *Erismacoscinus*, *Protopharetra*, *Dictyocyathus* y *Alconeracyathus* junto con los géneros de trilobites *Anadoxides* y "*Wutingaspis*" caracterizan el segundo nivel de la Concha de Artedo (SDZUY, 1971a) y la Hermida (WALTER, 1963, 1968).

Formación Vegadeo, Concha de Artedo, Hermida y Piedrafita. Asturoccidental Leonesa.

Ovetiense Superior.

Zona VI. Contiene una asociación de seis géneros de los cuales *Dictyofavus?* es característico de esta Zona. En el tercer nivel de la Concha de Artedo (SDZUY, 1971a) y en la Hermida (Lugo) aparece *Dolerolenus* junto con esta asociación de arqueociatos y en los niveles más bajos de Los Navalucillos conjuntamente con *Granolenus*.

Formación Vegadeo, Concha de Artedo, Hermida y Piedrafita. Asturoccidental Leonesa.

Calizas de Los Navalucillos, Calizas de Urda. Galaico Castellana oriental.

Ovetiense Superior.

Zona VII. Se define por una asociación de 32 géneros de los que *Anthomorpha*, *Gloriosocyathus*, *Inacyathella*, *Halysicyathus*, *Leptosocyathellus?*, *Leptosocyathus*, *Muchattocyathus*, *Nalivkinicyathus*, *Porocoscinus*, *Porocyathellus?*, *Sekwicyathus?*, *Tabulacyathus?*, y *Tubicoscinus* son característicos. Esta Zona incluye los niveles basales de las Calizas de Tamames con *Pararedlichia* ssp. (SDZUY in GARCÍA DE FIGUEROLA & MARTÍNEZ GARCÍA, 1972) y los niveles superiores de Los Navalucillos, Urda, Cabeza de Campo y Terrades.

Terrades, Pirineos.

Formación Vegadeo, Cabeza de Campo. Asturoccidental Leonesa.

Calizas de Los Navalucillos, Calizas de Urda. Galaico Castellana oriental.

Calizas de Tamames. Galaico Castellana occidental.

Ovetiense Superior.

Zona VIII. Se define por la asociación de los ocho géneros siguientes, *Nochoroicyathus*, *Rotundocyathus*, *Taylorcyathus*, *Erismacoscinus*, *Coscincyathus*, *Archaeopharetra?*, *Protopharetra* y *Alconeracyathus* que caracteriza los niveles superiores del Miembro Sierra Gorda (Alconera), Casa de Pilas, Alanís y Arroyo del Galeón. Estos niveles se encuentran por debajo de los trilobites más antiguos de Cala (Huelva).

Formación Alconera, Miembro Sierra Gorda. Ossa Morena occidental.

Marianiense Inferior.

Zona IX. Se caracteriza por una asociación de 19 géneros en la que *Chouberticyathus* es típico de esta Zona. Esta asociación caracteriza el segundo nivel con arqueociatos en Alconera, Casa de Pilas, Alanís y Arroyo del Galeón y el nivel basal de la Sierra de San Miguel. Los géneros *Inessocyathus*, *Rasetticyathus*, *Antoniocoscinus* y *Mennericyathus* se encuentran en las Zonas VII y IX.

Formación Alconera, Miembro la Hoya. Ossa Morena occidental.

Marianiense inferior.

Zona *Archaeocyathus*. Está definida por la asociación formada por los géneros *Archaeocyathus* y *Pycnoidocyathus* que aparecen junto con *Hamatolenus* en Valdoré.

Formación Láncara, Calizas de Láncara. Cantábrica

En el Cámbrico Inferior de la Península Ibérica no se ha propuesto una zonación de icnofósiles ni de trilobites, excluyendo la biozona de *Hamatolenus* (*Hamatolenus*) *ibericus* del Bilbiliense superior y los niveles informales de trilobites de LOTZE (1961)

EL CÁMBRICO DE LA UNIDAD DE ALCONERA

RASGOS GENERALES DE LA ZONA DE OSSA MORENA. La Zona de Ossa Morena está separada de la Zona Luso Oriental-Alcúdice por la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba. Se han diferenciado varios dominios tectoestratigráficos que presentan diferencias en su evolución paleogeográfica. Dentro de esta zona el flanco norte del anticlinorio Olivenza-Monesterio y el sinclinorio adyacente Zafra-Llerena-Córdoba constituyen el Dominio Córdoba-Alanís (DELGADO-QUESADA *et al.*, 1977), también conocido como dominio Zafra-Monesterio (APALATEGUI *et al.*, 1990). En este dominio las rocas del Cámbrico ocupan amplias áreas y están subdivididas en varios fragmentos entre fallas denominados cubetas (LIÑÁN, 1984b; LIÑÁN y QUESADA, 1990). Los cambios laterales de facies, el espesor de las sucesiones del Cámbrico de las diferentes cubetas y el vulcanismo bimodal que existe en toda el área, ha sido interpretado como la expresión de una fase de rifting que ha afectado a la región desde el inicio del Cámbrico Inferior (Cordubiense Inferior) (MATA & MUNHÁ, 1990; LIÑÁN y GÁMEZ-VINTANED, 1993). Algunos autores consideran que el final del rifting se produjo durante el Cámbrico Superior (QUESADA *et al.*, 1987; RIBEIRO *et al.*, 1990), mientras que otros opinan que este evento distensivo alcanza el Silúrico (MATA y MUNHÁ, 1990:82).

SITUACIÓN GEOLÓGICA. Las rocas del Cámbrico de los alrededores de Alconera y Zafra (Badajoz) han sido atribuidas por LIÑÁN y PEREJÓN (1981) a dos unidades tectoestratigráficas distintas (Fig. 4), debido a sus diferentes características litoestratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas. Estas dos unidades (Alconera y Zafra) fueron posteriormente consideradas como cubetas.

La cubeta de Zafra está constituida por rocas sedimentarias, que comprenden, de muro a techo, la Formación Torreárboles, las Capas de Zafra y las Capas de Santos (GARROTE *et al.*, 1983). La Formación Torreárboles contiene abundantes icnofósiles del Cordubiense (Cámbrico Inferior) (LIÑÁN 1984a). Las Capas de Zafra sólo contiene *Rhizocorallium* icnoesp. (Un icnofósil Fanerozoico). Las Capas de Santos han sido consideradas, tanto por sus litofacies como por su posición estratigráfica, un equivalente lateral de la Formación Santo Domingo de la Sierra de Córdoba (LIÑÁN GUIJARRO, 1978). Al carecer de fósiles característicos a las Capas de Santos se les ha supuesto una edad que abarca desde el Ovetiense Superior al Bilbiliense (Cámbrico Inferior) (LIÑÁN, GÁMEZ-VINTANED *et al.*, 1995).

La cubeta de Alconera comprende rocas sedimentarias y volcánicas subordinadas desde el Proterozoico Superior al Cámbrico Superior. Contiene rocas del Neoproterozoico correspondientes al Complejo Vulcano Sedimentario y rocas fosilíferas del Cámbrico datadas por trilobites, arqueociatos, acritarcos, icnofósiles, equinodermos, braquiópodos y fósiles problemáticos (small shelly fossils). Los afloramientos de esta cubeta constituyen una estructura antiformal con rocas del Neoproterozoico en el núcleo y una sinforma con materiales

del Cámbrico Superior en el núcleo. Las series del Cámbrico Inferior, Medio y Superior incluyen cinco formaciones diferentes, Torreárboles, Alconera, La Lapa, El Castellar y las Capas de Playón, cuyas características se describen brevemente a continuación. (fig. 5).

Debido a la amplia extensión de los afloramientos de la Formación Torreárboles en la zona de Ossa Morena su descripción incluye datos de diferentes localidades y cubetas.

La Formación Torreárboles yace discordante (por criterios cartográficos y contactos erosivos) sobre el Complejo Vulcano-Sedimentario y consiste en sedimentos terrígenos, conglomerados condensados y areniscas arcóscas con intercalaciones de pizarras (LIÑÁN GUIJARRO 1976, 1978). Su espesor es muy variable (0-450 m) debido al relleno de los paleorelieves residuales que se formaron durante el levantamiento producido por las fases finales de la Orogenia Cadomiense (LIÑÁN y FERNÁNDEZ-CARRASCO, 1984; PEREJÓN *et al.*, 1992). Por lo tanto esta discordancia erosiva incluye la denominada regresión Córdoba (LIÑÁN y GÁMEZ-VINTANED, 1993). Los análisis icnológicos y sedimentológicos sugieren que su deposición se produjo inicialmente en un medio transicional (supralitoral y litoral) con influencias fluviales y posteriormente en ambiente sublitoral amplio y poco profundo; esto último refleja el primer episodio transgresivo que tuvo lugar en la base del Cámbrico (LIÑÁN y FERNÁNDEZ-CARRASCO, 1984). En algunas localidades de las áreas occidentales y meridionales aparecen intercaladas, ocasionalmente, rocas volcánicas ácidas (OLIVEIRA *et al.*, 1991; MATA, com. pers. *in* LIÑÁN y GÁMEZ-VINTANED, 1993). Estas rocas representan la primera expresión del rifting del Cámbrico que continuará, al menos, hasta el Cámbrico Medio (LIÑÁN y GÁMEZ-VINTANED, 1993). Como esta transgresión invade el fuerte paleorelieve preexistente el límite inferior de la Formación Torreárboles es diacrónico. El límite superior es también diacrónico porque las unidades carbonatadas suprayacentes se depositaron bajo condiciones ligeramente transgresivas, como se infiere por su diferente contenido basal de trilobites. Sin embargo, el contenido icnológico de esta Formación limita su edad al inicio del Cámbrico Inferior.

La sección tipo de la Formación Torreárboles fue propuesta por LIÑÁN GUIJARRO (1978) en la Sierra de Córdoba. Posteriormente ha sido reconocida en el resto del Dominio Córdoba-Alanís incluyendo algunos afloramientos del NO de Portugal. Esta Formación ha sido dividida en dos miembros (LIÑÁN, 1984a). El inferior, Miembro Tierna, está constituido por arcosas, conglomerados y escasas pizarras, presentan laminación planar y cruzada y los icnofósiles *Cochlichnus* sp., *Planolites* sp. y *Skolithos* sp. (LIÑÁN, 1984a; FEDONKIN *et al.*, 1985). Durante el depósito de estos materiales (Cordubiense inicial) el medio evolucionó de continental-transicional a litoral (LIÑÁN y FERNÁNDEZ-CARRASCO, 1984). El superior, Miembro Julia, está constituido por una alternancia de areniscas y pizarras, fuertemente bioturbadas, con grietas de retracción, estructuras flaser y laminares y herring-bone. LIÑÁN (1984a) y FEDONKIN *et al.* (1985) relacionan la siguiente asociación de icnofósiles, *Arthropycus alleghaniensis*, *Bilinichnus* sp., *Cochlichnus*? sp., *Gyrolithes* sp., *Laevicyclus* sp., *Margaritichnus* sp., *Monocraterion* sp., *Monomorphichnus bilinearis*, *Phycodes palmatum*, *Phycodes pedum*, *Phycodes* sp., *Planolites annularis*, *Planolites montanus*, *Planolites striatus*, *Planolites* cf. *beverlejensis*, *Planolites* sp., *Rusophycus* sp., *Scolicia* sp., *Skolithos* sp., *Teichichnus* sp., *Tomaculum* sp. y *Treptichnus bifurcus* y el fósil de cuerpo blando *Tiernavia tiernae*. El contenido paleoicnológico y las estructuras sedimentarias sugiere un medio litoral que evoluciona a sublitoral durante el Cordubiense Inferior-Superior.

La Formación Alconera se dispone sobre la Formación Torreárboles y está constituida por sedimentos carbonatados y terrígenos con un espesor de 900 m en la sección tipo. De acuerdo con las diferentes litologías y sus características paleontológicas esta formación se ha dividido en dos Miembros, el inferior denominado Sierra Gorda y el superior La Hoya (LIÑÁN y PEREJÓN, 1981):

El Miembro Sierra Gorda tiene 500 m de espesor y está formado por rocas carbonatadas con intercalaciones de sedimentos terrígenos de grano fino, depositados en una plataforma

marina somera (sublitoral). En los carbonatos se observan frecuentemente estructuras cryptalgales, que en muchos casos son difíciles de observar debido a procesos diagenéticos, tales como neomorfismo y reemplazamiento. Estas estructuras entre las que destacan laminaciones y estromatolitos se encuentran en la parte inferior, mientras que la presencia de thrombolitos y estromatactis, ocasionalmente asociados con montículos de calcimicrobios y parazoos esqueléticos, caracteriza la parte superior (MORENO-EIRIS, 1987a,b,c). La presencia de calizas con cherts en la parte superior de este Miembro expresan la transición a unas condiciones litorales, lo que ha sido interpretado por LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED (1993) como la expresión de la regresión Cerro del Hierro.

La presencia del trilobites *Serrania* n. sp. (próximo a *Serrania verae*) en la base del Miembro Sierra Gorda sugiere una edad Ovetiense Inferior para una parte de este Miembro. La presencia de los géneros de arqueociatos *Nocheroicyathus*, *Taylorcyathus* y *Erismacoscinus* que caracterizan la Zona VIII de Arqueociatos (PEREJÓN, 1986, 1994, 1996), determinan una edad Marianiense para la parte superior de este Miembro (PEREJÓN, 1973, 1986, 1994; MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995).

La parte inferior del Miembro La Hoya está constituida por pizarras con nódulos calcáreos, calculutitas nodulares y calizas que fueron depositadas en una plataforma carbonática, en la que se desarrollaron montículos que se suceden en el tiempo y se disponen superpuestos en la sucesión, lo que indica que se mantuvieron las condiciones sublitorales. La potencia total de los montículos puede alcanzar los 30 m. Los componentes principales de los montículos son calcimicrobios y arqueociatos con una matriz micrítica roja (PEREJÓN, 1973; MORENO-EIRIS, 1987a,b,c,d). En la parte superior la sucesión, principalmente carbonática, pasa gradualmente a otra dominada por pizarras y areniscas, con un espesor total de alrededor de 400 m. La presencia de trilobites miómeros tales como *Delgadella* y *Serrodiscus* en la parte superior del Miembro La Hoya indica unas condiciones marinas abiertas, que reflejan el avance de la transgresión cámbrica.

Los fósiles encontrados en este Miembro incluyen calcimicrobios, hiolitos, espículas de esponjas y braquiópodos. Los géneros de arqueociatos *Nocheroicyathus*, *Taylorcyathus*, *Erismacoscinus*, *Rotundocyathus*, *Urcyathus*, *Inessocyathus*, *Rasetticyathus*, *Sibirecyathus*, *Loculicyathus*, *Coscinocyathus*, *Retecoscinus*, *Antoniocoscinus*, *Mennericyathus*, *Archaeopharetra*?, *Chouberticyathus*, *Dictyocyathus*, *Protopharetra* y *Alconeracyathus* (MELÉNDEZ, 1941; PEREJÓN, 1973, 1975a,b, 1976a, 1994; MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995) que se encuentran en los mismos niveles que el género de trilobites *Strenuella* sugieren una edad Marianiense Inferior (MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995). En los niveles suprayacentes se encuentran los géneros de trilobites *Termierella*, *Gigantopygus*, *Saukianda*, *Strenuaeva*, *Delgadella*, *Hicksia*, *Triangulaspis* y *Serrodiscus* que sugieren una edad Marianiense Medio y Superior (LIÑÁN & PEREJÓN, 1981; MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995).

La Formación La Lapa consiste, casi exclusivamente, en una sucesión granocreciente hacia el techo de 1.100 m de espesor, con escasos nódulos calcáreos cerca de la base. Esta Formación ha sido dividida en dos Miembros, Las Vegas y Vallehondo. El Miembro Las Vegas consiste en 350 m de alternancias de pizarras y areniscas de grano fino que incluyen en la base nódulos carbonatados dispersos; los fósiles recogidos son escasos y están restringidos a fragmentos esqueléticos de equinodermos y al icnofósil *Planolites* sp. El Miembro Vallehondo está constituido por una alternancia de areniscas bioturbadas y pizarras; el grano de las areniscas aumenta de tamaño medio a grueso hacia el techo de la unidad, en la que pueden aparecer intercalaciones de rocas volcánicas. El acritarco *Heliosphaeridium notatum*, encontrado en esta unidad aparece en Báltica en la Zona Volkovia-Liepainia del Cámbrico Inferior alto (PALACIOS, 1993).

La Formación Castellar, *sensu* LIÑÁN, ÁLVARO *et al.* (1995), culmina el depósito de los materiales terrígenos de la Formación La Lapa y constituye el final de un episodio regresivo que se puede correlacionar con la regresión Daroca (LIÑÁN y GÁMEZ-VINTANED, 1993). Está constituida por 30 m de areniscas de grano grueso y conglomerados. Esta Formación y sus equivalentes laterales de la Sierra de Córdoba al este y de Vila Boim (Portugal) al oeste, puede representar la última expresión de la regresión Daroca en la Zona de Ossa Morena. Por criterios estratigráficos se ha inferido para esta Formación una edad Bilbiliense Superior.

La unidad estratigráfica informal Capas de Playón están compuestas por pizarras y areniscas de grano fino con intercalaciones de rocas ígneas ácidas y básicas. Los dos tipos de rocas volcánicas tienen carácter alcalino e incluyen rocas piroclásticas (ignimbritas ácidas y básicas y brechas) y lavas (riolitas y basaltos). Estas rocas han sido atribuidas a emisiones subaéreas clásticas y a flujos submarinos someros, respectivamente. La parte inferior de las Capas de Playón han proporcionado varias asociaciones de acritarcos del Cámbrico Medio y Superior, *Heliosphaeridium notatum*, *Comasphaeridium latviense*, *Cristallinium cambriensis*, *Eliasium llaniscum*, *Timofeevia lancarae*, *Vulcanisphaera turbata*, *Stellichinatum uncinatum*, *Dasydiacrodium obsonum* y *Trunculumarium revinium*. Estos taxones corresponden a la Zona Volkovia-Liepaina de acritarcos del Cámbrico Inferior en Báltica; al Piso Paradoxides paradoxissimus del Cámbrico Medio de Newfoundland, al Piso Paradoxides forchhammeri en Newfoundland y en el Este de la Plataforma Europea, y al a las Zonas de acritarcos A3B y A4 en Newfoundland y BK3 en el Este de la Plataforma Europea (PALACIOS, 1993). También en la parte inferior de las Capas de Playón se han encontrado braquiópodos del Cámbrico Medio, *Yorkia zafrensis* y *Jamesella iberica* (GIL CID y MELOU, 1988), y los trilobites del Cámbrico Medio, *Parasolenopleura* sp. (Piso Leoniense), *Jincella?* sp. y *Solenopleuropsis verdiagana* (Piso Caesaraugustiense), *Sao* aff. *hirsuta*, *Ctenocephalus* sp., *Conocoryphe* (*Parabailiella* sp., *Condylopyge* sp., *Holocephalina* sp. y *Paradoxides rohanovicus*. Estos últimos taxones corresponden al Piso sin *Solenopleuropsis*. Este conjunto de datos paleontológicos permite el primer intento de correlación entre la biozonación de trilobites de la Península Ibérica y las asociaciones de acritarcos de Avalonia y de la Plataforma del Este de Europa (LIÑÁN, PALACIOS *et al.*, 1993).

ITINERARIO

PARADA N° 1. Embalse del Guadajira.

Situación: Sección aguas abajo del embalse del río Guadajira, al norte de la carretera Zafra-Barcarrota. (fig. 6).

Objetivo: Observación de una sucesión que incluye rocas de las Formaciones Tentudía, Malcocinado y Torreárboles (Neoproterozoico-Cámbrico Inferior). El Miembro Julia de la Formación Torreárboles contienen abundantes icnofósiles de la base del Cámbrico Inferior.

Descripción: La sección del Guadajira (EGUÍLUZ *et al.*, 1995) comprende la Formación Tentudía en la base, sobre ella yace discordante la Formación Malcocinado (Neoproterozoico superior-Cámbrico basal) y encima se dispone discordante también la Formación Torreárboles (Cámbrico basal).

La Formación Malcocinado está representada por alrededor de 100 m de rocas piroclásticas y conglomerados de matriz vulcanosedimentaria en los que predominan los fragmentos de riolitas, tuff cristalizado y tuff. A veces también se encuentran fragmentos exóticos de cuarcitas negras. La parte inferior de esta Formación presenta estratificación cruzada planar. Datos preliminares sobre zircones de esta unidad indican una edad máxima de 525-530 MA (GEBAUER, com. pers. in EGUÍLUZ *et al.*, 1995).

A techo, esta unidad pasa gradualmente a una sucesión de areniscas arcóscicas con estratificación cruzada con algunos conglomerados intercalados, que pueden indicar una deposición en un ambiente fluvial. Esta unidad corresponde al Miembro Tierna de la Formación Torreárboles (LIÑÁN GUIJARRO, 1978; LIÑÁN y FERNÁNDEZ-CARRASCO, 1984) la cual se dispone sobre una discordancia erosiva y cartográfica.

El Miembro Julia de la Formación Torreárboles consiste en una alternancia de pizarras y areniscas arcóscicas con matriz dolomítica, que es mas abundante en el techo. Las estructuras sedimentarias (ripples, flaser y laminación lenticular), junto con la presencia de pseudomorfo de halita y el color rojizo de los sedimentos pueden ser indicativos de condiciones áridas. El registro de icnofósiles es muy abundante y presenta una preservación excelente, con los siguientes icnotaxones, *Monomorphichnus lineatus*, *Phycodes pedum*, *Treptichnus* icnosp., *Rusophycus* icnosp., *Asthropolichnus* icnosp. y *Phycodes palmatum*. La icnocenosis está de acuerdo con una edad Cámbrico inferior bajo (Cordubiense Inferior-Ovetiense Inferior).

PARADA Nº 2. Canteras de Alconera.

Situación: Canteras de Alconera, en la CN 435 de Zafra a Jerez de los Caballeros (fig. 6).

Objetivos: Observar las características de los montículos de la Formación Alconera: su geometría, estructura interna, facies, componentes y diagénesis.

Descripción. La Unidad de Alconera, de edad Cámbrico inferior, está subdividida en tres Formaciones (fig. 5): Torreárboles, Alconera, y La Lapa (LIÑÁN y PEREJÓN, 1981). En esta sucesión cámbrica es evidente el predominio de los sedimentos terrígenos. Los sedimentos carbonatados sólo se encuentran en la Formación Alconera y forman parte de los dos Miembros de esta formación: Miembro Sierra Gorda y Miembro La Hoya. Estos carbonatos fueron originados, principalmente por la actividad de microorganismos, aunque en algunos casos se encuentran en colaboración con parazoos esqueléticos formando diferentes tipos de montículos.

Las calizas de la Formación Alconera han sido explotadas como mármoles ornamentales desde la época de los romanos. Los numerosos planos de las cortas en las canteras nos permiten observar con detalle la distribución espacial de las facies y las relaciones entre los componentes de los montículos (figs. 7 y 8).

Montículos cryptalgales

En el área de Alconera, el Miembro Sierra Gorda presenta diferentes tipos de calizas, todos ellos de origen cryptalgal. Está constituido por carbonatos interestratificados con sedimentos terrígenos, depositados en una plataforma marina somera. Los carbonatos muestran estructuras algales generalmente, pero en la mayoría de los casos no son fácilmente reconocibles por la alteración que han soportado durante la diagénesis.

En los niveles inferiores de esta serie se encuentran frecuentes mallas de algas planares y estromatolitos, mientras que en la parte superior predominan las calizas masivas de color gris, en las cuales se observan estructuras algales reticuladas, denominadas thrombolitos (AITKEN, 1967). Estos están constituidos por elementos cryptalgales que se ramifican y anastomosan formando columnas de tamaño reducido y contorno irregular, se trata de estromatolitos no laminados internamente, que se desarrollan en un ambiente submareal somero (PRATT, 1982).

Los thrombolitos, en algunos casos, constituyen montículos, en los que se pueden apreciar las siguientes características: una composición fundamentalmente micrítica, una cementación submarina, estructuras fenestrales, microestructura cryptalgal, superficies sedimentarias rugosas, y ausencia de bioturbación, incrustación y perforación.

Al observar los componentes de estos montículos podemos destacar en una matriz micrítica homogénea de color gris, los thrombolitos de contorno irregular en color negro, y numerosas estructuras fenestrales de base plana y techo digitado, denominadas estromatactis. Estas estructuras presentan en su interior grandes cristales de cementos diagenéticos, y se disponen de modo irregular en estos sedimentos.

En los niveles superiores de estos montículos se encuentran ocasionalmente cálices de arqueociatos, como elementos asociados a los otros componentes. La diversidad taxonómica de los arqueociatos en baja, ya que está restringida a tres géneros: *Erismacoscinus*, *Nochorocyathus* y *Taylorcyathus*, cuyos cálices se encuentran entre los thrombolitos en diferentes posiciones espaciales, tanto erguidos como caídos. La edad de estos niveles es Marianiense inferior, Zona VIII de Arqueociatos de PEREJÓN (1986).

Los carbonatos del Miembro Sierra Gorda están datados como Ovetiense, en su mayor parte, y los niveles superiores con arqueociatos corresponderían a la base del Marianiense inferior.

Los principales procesos diagenéticos que han afectado a estos materiales son: cementación, neomorfismo, dolomitización, estilolitización y karstificación.

Montículos de calcimicrobios y arqueociatos

En la base del Mb. La Hoya podemos identificar numerosos montículos superpuestos, alternando con calcilitas nodulosas y lutitas con nódulos calcáreos, que corresponderían a las facies adyacentes. La potencia total de estos montículos puede alcanzar 30 m.

Los montículos se caracterizan por presentar una morfología externa cómica, estructura interna micrítica, bioconstructores dispersos, escasos componentes esqueléticos, predominio de organismos epibentónicos, ausencia de bioturbación y perforación, bajo contenido de siliciclásticos detríticos, cementación submarina, estromatactis de escala centimétrica y métrica cuyas cavidades están rellenas por calcita esparítica, y abundantes estructuras arborescentes de los calcimicrobios.

En la matriz micrítica homogénea de color rojo destacan los componentes esqueléticos de estos montículos, son los cálices de arqueociatos que se encuentran dispersos y con una gran variedad de tamaño y diversidad taxonómica (PEREJÓN, 1973; MORENO-EIRIS, 1987a-d).

Los principales bioconstructores de estos montículos son los calcimicrobios, entre los que se identifican las formas arbustivas, ramificadas dicotómicamente de *Epiphyton*, en calcita microesparítica o esparítica de color blanco que resalta sobre la matriz. En otras ocasiones se observa *Epiphyton* encostrando los cálices de arqueociatos.

Los estromatactis se encuentran en la parte interna de los montículos con una disposición reticulada e irregular. En algunos casos se sitúan en la base de los montículos superiores de la serie, con una disposición laminada de gran tamaño. Estas cavidades formadas por estromatactis están relacionadas originalmente a mallas de algas, probablemente de cianofíceas (PRATT, 1982). En la actualidad estas estructuras están rellenas por pseudoesparita con algunos cristales de cuarzo autigénico, originados durante la diagénesis.

En los montículos del Miembro La Hoya los arqueociatos muestran una mayor diversidad que en el Miembro infrayacente. La asociación de arqueociatos es característica de la Zona IX de PEREJÓN (1986); ésta incluye los siguientes géneros: *Chouberticyathus*, *Mennericyathus*, *Nochorocyathus*, *Protopharetra*, *Erismacoscinus*, *Dictyocyathus*, *Alconeracyathus*, *Robustocyathus*, *Rotundocyathus*, *Coscinocyathus*, *Taylorcyathus*, *Archaeopharetra*?, *Inessocyathus*, *Antoniocoscinus* y *Rasetticyathus*, corresponden al Marianiense Inferior.

Los procesos diagenéticos mas relevantes que han afectado a estos sedimentos son: cementación, neomorfismo, dolomitización, silicificación, estilolitización y karstificación.

PARADA Nº 3. Trinchera del ferrocarril Zafra-Jerez de los Caballeros

Situación: Trinchera del ferrocarril desde el túnel hasta la estación de Alconera (Fig. 6).

Objetivo: Observación de la sección de la transición entre los Miembros Sierra Gorda y La Hoya de la Formación Alconera.

Descripción: La parte superior del Miembro la Hoya está constituida por carbonatos con algunos nódulos de cherts que pueden indicar en este área la máxima expresión la regresión Cerro del Hierro (LIÑÁN y GÁMEZ-VINTANED, 1993), sobre los que se disponen carbonatos grises con arqueociatos. Suprayacentes se encuentran rocas carbonatadas de colores rojizos del Miembro la Hoya con arqueociatos, seguidas por niveles siliciclásticos con nódulos carbonatados que contienen trilobites, braquiópodos e hiolites. Los niveles con trilobites se reseñan en la figura 5 y se encuentran *Strenuella* sp. indet., *Longianda* sp., *Gigantopygus* sp., *Ellipsocephalus* cf. *gripi* KAUTTSKI, 1945 y *Delgadella souzai* (DELGADO, 1904) que nos indica una edad Marianiense Inferior y Medio bajo.

PARADA Nº 4. Embalse de la Albueva

Situación: Sección de la carretera de subida a la presa del embalse, al sur de la carretera Zafra-Barcarrota (fig. 6).

Objetivo: Observación de una sucesión de las Capas de Playón (La Albueva-1) asignada al Cámbrico Medio y Superior, con acritarcos y trilobites en alguno de sus niveles.

Descripción: En la sección de La Albueva se expone una sucesión de vulcano-sedimentaria de la parte inferior de las Capas de Playón asignadas al Cámbrico Medio y Superior (fig. 9).

La parte inferior de la sección contiene pizarras con asociaciones de acritarcos y trilobites intercaladas con rocas piroclásticas ácidas, traquitas, basaltos y tuffs básicos. En la parte alta de la sección, se encuentran intercalaciones de pizarras y rocas piroclásticas básicas y niveles de calizas muy escasos. La parte superior de la sección, no incluida en la Figura 9, está constituida por pizarras, areniscas de grano fino, rocas piroclásticas básicas y pillow basálticas espilitizadas, ha sido datada por acritarcos como del Cámbrico Superior (PALACIOS, 1993) y constituyen las únicas rocas del Cámbrico Superior datadas con fósiles de la antifforma Olivenza-Monesterio.

BIBLIOGRAFÍA

- AITKEN, J.D. 1967. Clasification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 1163-1178.
- ÁLVARO, J. y LIÑÁN, E. *In prep.* Nuevos datos acerca del Bilbiliense Inferior en la Península Ibérica y su correlación con áreas próximas.
- APALATEGUI, O., EGUÍLUZ, L. and QUESADA, C. 1990.- Ossa MOrena Zone. Structure. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER and E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.), págs. 280-291. Springer-Verlag. Berlín, Heidelberg.
- DEBRENNE, F., ROZANOV, A. and ZHURAVLEV, A. 1990.- *Regular Archaeocyaths*. Cahiers de Paléontologie. 218 pp. Éditions du CNRS. París.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. 1970.- Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Breviora Geológica Astúrica*, 14: 1-11.
- DEBRENNE, F. AND ZHURAVLEV, A. 1992.- *Irregular Archaeocyaths*. Cahiers de Paléontologie. 212 pp. Éditions du CNRS. París.

- DELGADO-QUESADA, M., LIÑÁN, E., PASCUAL, E. & PÉREZ LORENTE, F. 1977.- Criterios para la diferenciación de Dominios en Sierra Morena Central. *Studia Geológica*, 12: 75-90.
- EGUÍLUZ, L., PALACIOS, T., VIDAL, G., MOCZYDLOWSKA, M. & APRAIZ, A. 1995.- Day 1: Transverse valley of Matamoros-Embalse de Guadajira (upper Neoproterozoic-Lower Cambrian). *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula. Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Pre-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo. Spain*. M.D. RODRIGUEZ ALONSO & G. ALONSO GAVILÁN (Eds.), págs. 3-7. Signo S.L. Salamanca.
- FEDONKIN, M., LIÑÁN, E. & PEREJÓN, A. 1985.- Icnofósiles de las rocas precámbrico-cámbricas de la Sierra de Córdoba, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 81(1-2)(1983): 125-138.
- FERNÁNDEZ REMOLAR, D. 1996.- Los microfósiles problemáticos del Cámbrico Inferior de la Sierra de Córdoba. *Coloquios de Paleontología*, 48: 161-173.
- GÁMEZ, J.A., FERNÁNDEZ-NIETO, C., GOZALO, R., LIÑÁN, E., MANDADO, J. & PALACIOS, T. 1991.- Bioestratigrafía y evolución ambiental del Cámbrico de Borobia (Provincia de Soria, Cadena Ibérica Oriental). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 16: 251-271.
- GÁMEZ-VINTANED, J.A. & LIÑÁN, L. 1995.- Trace fossils biostratigraphy of the Late Neoproterozoic-early Cambrian of Iberia. *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula. Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Abstracts*. M.D. RODRIGUEZ ALONSO & J.C. GONZALO CORRAL (Eds.), pág. 73. Signo S.L. Salamanca.
- GÁMEZ-VINTANED, J.A. & LIÑÁN, L. & PALACIOS, T. 1995.- Day 4: Río Huso section (neoproterozoic-early Lower Cambrian). *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula. Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Pre-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo. Spain*. M.D. RODRIGUEZ ALONSO & G. ALONSO GAVILÁN (Eds.), págs. 38-44. Signo S.L. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. 1972.- El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geológica*, 3: 33-41.
- GEYER, G. 1990. Revised Lower to Lower Middle Cambrian biostratigraphy of Morocco. *Newsletter on Stratigraphy*, 22(2-3): 53-70.
- GEYER, G. & ELICKI, O. 1995.- The Lower Cambrian trilobites from the Görlitz Synclinorium (Germany)-review and new results. *Paläontologische Zeitschrift*, 69(1-2): 87-119.
- GIL CID, M.D. 1981.- *Proplina yochelsoni* n.sp. Primer monoplacóforo del Cámbrico Inferior español. *Boletín Geológico y Minero*, 92(3): 196-202.
- GIL CID, M.D. & JAGO, J.B. 1989.- New data on the Lower Cambrian Trilobites of Cortijos de Malagón (Spain). *Estudios Geológicos*, 45: 91-99.
- GIL CID, M.D. & MÉLOU, M. 1988.- Brachiopodes du Cambrien moyen de Zafra (Province de Badajoz, Espagne). *Géologie Méditerranéenne*, 12-13(3-4): 197-205.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. 1933.- *El Cambriano en España*. Memoria XVI Congreso Geológico Internacional. 200 pp. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- HUPÉ, P. 1960.- Sur le Cambrien inférieur du Maroc. 8.8. Late Pre-Cambrian and Cambrian stratigraphy. págs. 75-85. *Rep. XXIIth International Geological Congress*. Copenhagen.
- HUTCHINSON, R.D. 1962.- Cambrian stratigraphy and Trilobites faunas of southeastern Newfoundland. *Bulletin of Geological Survey of Canada*, 88: 1-165.
- LAZARENKO, N.P. 1962.- Nuevos trilobites del Cámbrico Inferior del Ártico soviético. *Sbornik state po Paleologii i Biostratigrafii*, 29: 29-78 (En ruso).
- LIÑÁN GUIJARRO, E. 1976.- *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 212 pág., 1 mapa (Inédita).
- LIÑÁN, E. 1978.- *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 191: 1-212.
- LIÑÁN, E. 1984a.- Los icnofósiles de la Formación Torreárboles (¿Precámbrico?-Cámbrico Inferior) en los alrededores de Fuente de Cantos, Badajoz. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 8: 47-74.
- LIÑÁN, E. 1984b.- Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa Morena. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 8: 283-314.
- LIÑÁN, E., ÁLVARO, J., GOZALO, R., GÁMEZ-VINTANED, J.A. & PALACIOS, T. 1995.- El Cámbrico Medio de la Sierra de Córdoba (Ossa-Morena, S de España): trilobites y paleoicnología. Implicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. *Revista Española de Paleontología*, 10(2): 219-238.
- LIÑÁN, E. & FERNÁNDEZ-CARRASCO, J. 1984.- La Formación Torreárboles y la paleogeografía del límite Precámbrico-Cámbrico en Ossa-Morena (flanco norte de la alineación Olivenza-Monesterio). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 8: 315-328.
- LIÑÁN, E. & GÁMEZ-VINTANED, J.A. 1993.- Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(6): 831-842.

- LIÑÁN, E. & GÁMEZ-VITANED, J.A., PALACIOS, T., ÁLVARO, J., GOZALO, R., MAYORAL, E., MORENO-EIRIS, E., PEREJÓN, A., QUESADA, C. & GARCÍA SÁNCHEZ, T. 1995.- Day 2: The Cambrian of the Alconera Unit. *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula. Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Pre-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo. Spain.* M.D. RODRIGUEZ ALONSO & G. ALONSO GAVILÁN (Eds.), págs. 9-21. Signo S.L. Salamanca.
- LIÑÁN, E. & MERGL, M. 1982.- Lower Cambrian brachiopods of Sierra Morena, SW Spain. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 80(1-4): 207-220.
- LIÑÁN, E., PALACIOS, T. & PEREJÓN, A. 1984.- Precambrian-Cambrian boundary and correlation of the southwestern and central part of Spain. *Geological Magazine*, 121(3): 221-228.
- LIÑÁN, E., PALACIOS, T., VILLAFAINA, M., GOZALO, R. & ÁLVARO, J. 1993.- Middle Cambrian acritarchs in the levels with *Solenopleuropsis* and *Sao* (Trilobita) from Zafra (Badajoz province, Spain). Biostratigraphical consequences. *Terra Abstracts. Abstracts Supplement n.6 to Terra Nova*, 6: 3-4.
- LIÑÁN, E. & PEREJÓN, A. 1981.- El Cámbrico inferior de la "Unidad de Alconera", Badajoz (SW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 79(1-2): 125-148.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. & SDZUY, K. 1993.- The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, 130(6): 817-833.
- LIÑÁN, E. & QUESADA, C. 1990.- Rift Phase (Cambrian), of the Ossa-Morena Zone, Stratigraphy and Paleontology. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.), págs. 259-266. Springer-Verlag, Berlin.
- LIÑÁN, E. & SDZUY, K. 1978.- A trilobite from the Lower Cambrian of Córdoba (Spain), and its stratigraphical significance. *Senckenbergiana Lethaea*, 59(4-5): 387-399.
- LOTZE, E. 1961.- Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, 6: 285-501.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. 1986.- Geochimistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba-Elvas Domain (Ossa-Morena Zone). *Maleo*, 2(13): 77.
- MELÉNDEZ, B. 1941.- El yacimiento de Arqueociátidos de Alconera (Badajoz). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 39: 231-239.
- MOCZYDLOWSKA, M. 1991.- Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossil and Strata*, 29: 1-127.
- MORENO-EIRIS, E. 1987a.- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena. I: Estratigrafía y Facies. *Boletín Geológico y Minero*, 98(3): 295-317.
- MORENO-EIRIS, E. 1987b.- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena. II: Las Algas calcáreas. *Boletín Geológico y Minero*, 98(4): 449-459.
- MORENO-EIRIS, E. 1987c.- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena. III: Microfacies y Diagénesis. *Boletín Geológico y Minero*, 98(5): 591-621.
- MORENO-EIRIS, E. 1987d.- Los montículos arrecifales de Algas y Arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena. IV: Bioestratigrafía y sistemática de los Arqueociatos. *Boletín Geológico y Minero*, 98(6): 729-779.
- MORENO-EIRIS, E., PEREJÓN, A., RODRIGUEZ, S. & FALCES, S. 1995.- *Paleozoic Cnidaria and Porifera from Sierra Morena*. VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera. Field Trip D. 68 págs. Madrid.
- ODRIOZOLA, J.M., PEÓN, A., VARGAS, I., GARROTE, A. & ARRIOLA, A. 1983.- *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 854; Zafra*. Instituto Geológico y Minero de España, Segunda edición, Madrid.
- OLIVEIRA, J.T., OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J.M. 1991.- Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal. *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 16: 221-250.
- PALACIOS, T. 1993.- Acritarchs from the volcanosedimentary Group Playon beds, Lower-Upper Cambrian, Sierra Morena, Southern Spain. *Terra Abstracts. Abstracts Supplement n.6 to Terra Nova*, 5: 3.
- PALACIOS, T., MOCZYDLOWSKA, M. & VIDAL, G. 1995.- A first record of *Platisolenites antiquissimus* Eichwal (Lower Cambrian in Iberia). *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula. Characterization and evolution of the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Abstracts*. M.D. RODRIGUEZ ALONSO & J.C. GONZALO CORRAL (Eds.), págs. 122-123. Signo S.L. Salamanca.
- PALACIOS, T. & VIDAL, G. 1992.- Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geological Magazine*, 129: 421-436.
- PEREJÓN, A. 1973.- Contribución al conocimiento de los Arqueociátidos de Alconera (Badajoz). *Estudios Geológicos*, 29(2): 179-206.
- PEREJÓN, A. 1986.- Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9(1984): 212-266.
- PEREJÓN, A. 1994.- Palaeogeographic and biostratigraphic distribution of Archaeocyatha in Spain. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172: 341-354.

- PEREJÓN, A. 1996.- Archaeocyatha biostratigraphy of Iberian Peninsula: a revision. *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Abstracts*. E. LIÑÁN, J.A. GÁMEZ-VINTANED, J.A. & R. GOZALO (Eds.), pág. 115
- PEREJÓN, A., MORENO-EIRIS, E., LIÑÁN, E. & PALACIOS, T. 1992.- Los materiales cámbricos de la Unidad de Alconera, Zona de Ossa-Moreña. In: Guía de Campo de las Excursiones Post-Conferencia. B. ABALOS & J.C. GUTIÉRREZ MARCO (Eds.). *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 63-91.
- PILLOLA, G.L. 1991.- Trilobites du Cambrien inférieur du Sw de la Sardaigne, Italie. *Palaentographica Italica*, 78: 1-173.
- PILLOLA, G.L., LEONE, F., CHAUVEL, J.J. & LOI, A. 1995. Uppermost Lower Cambrian to Upper Ordovician Sequence from su Corovau-Cruccueu-Monte Murmonis area (Domusnovas, SW Sardinia, Italy). *IGCP 319 and 366 Workshop Gonnese and Domusnovas. 6th Paleobenthos International Symposium on Global Changes and platform communities*, págs. 3-21.
- PILLOLA, G.L., LEONE, F. & LOI, A. 1995.- The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*, Suppl., 65: 27-60.
- PRATT, B.R. 1982.- Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(4): 1203-1227.
- QUESADA, C., FLORIDO, P., GUMIEL, P. & OSBORNE, J. 1987.- *Mapa Geológico-Minero de Extremadura. Escala 1:300.000*. Junta de Extremadura. Consejería de Industria y Energía. Memoria, 131 págs. Badajoz.
- REPINA, L.N. 1966.- Trilobites del Cámbrico Inferior de Siberia (Superfamilia Redlichoidea, I). *Akademiya Nauk SSSR. Sibirskoe Otdelenie Institut Geologii i Geofizikii*. 203: 1-190 (En ruso).
- REPINA, L.N. 1966.- Trilobites del horizonte Tarynsk del Cámbrico Inferior del río Sujarija. In: *Problemas bioestratigráficos y paleontológicos del Cámbrico Inferior de Siberia*. I.T. ZHURAVLEVA (Ed.) págs. 184-216. Nauka. Moskva (En ruso).
- REPINA, L.N. & ROMANENKO, E.V. 1978.- Estratigrafía y trilobites del Cámbrico Inferior de Altay. *Akademiya Nauk SSSR. Institut Geologii i Geofizikii, Trans.*, 382: 1-304 (En ruso).
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. & DALLMEYER, R.D. 1990. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.), págs. 399-409. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. 1927.- Eine Crustacee (*Isoxys carbonelli* n. sp.) in den *Archaeocyathus*-Bildungen der Sierra Morena und ihre stratigraphische Beurteilung. *Senckenbergiana*, 9(5): 188-195.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. 1941.- Die Faune des Unter-Kambrium von Cala in Andalusien. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gessellschaft*, 455: 1-90.
- SCHMITT, M. 1983.- Columnar stromatolites from the Lower Cambrian Formation Pedroche, Sierra Morena, S-Spain. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 80(1-4)(1982): 5-23.
- SCHWARZBACH, M. 1933.- Neue Trilobiten aus dem Cambrium der Oberlausitz. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Abt. B, 1933(11): 586-593.
- SDZUY, K. 1961.- Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. Abschnitt 1 und 2. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch- Naturwissenschaftlichen Klasse*, 7-8: 502-694.
- SDZUY, K. 1962.- Trilobiten aus dem unter-kambrium der Sierra Morena (S. Spanien). *Senckenbergiana Lethaea*, 43(3): 181-229.
- SDZUY, K. 1969.- Unter und Mittel Kambrische Porifera (Chancelloriida und Hexactinellida). *Paläontologische Zeitschrift*, 43(3.4): 115-147.
- SDZUY, K. 1971.- Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Sección 1. Geología*, 2: 753-768. Madrid.
- SDZUY, K. 1995.- Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del límite Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio. In: *La expansión de la vida en el Cámbrico*. J.A. GÁMEZ VINTANED & E. LIÑÁN (Eds.) págs. 253-263. Institución "Fernando El Católico". Zaragoza.
- TEIXEIRA, C. 1953.- La faune Cambrienne de Vila Boim au Portugal. *Boletim da Sociedade Geologica de Portugal*, 10(1-3)(1952): 169-188.
- VILLAFAINA, M. & PALACIOS, T. 1992.- Acrítarcos del Cámbrico inferior y medio de Sierra Morena: Implicaciones bioestratigráficas. In: *Libro de Resúmenes, Conferencia Internacional del Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. I. RÁBANO & J.C. GUTIÉRREZ MARCO (Eds.). *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 1: 150-151
- WALTER, R. 1963.- Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 117: 360-371.
- WALTER, R. 1968.- Die Geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, 27: 3-70.
- WEGGEN, K. 1955.- *Stratigraphie und tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien)*. Dissertation Mathemat. Naturwiss. Fakultät Universität Münster, 106 págs.

- YOCHELSON, E.L. & GIL CID, M.D. 1984.- Revaluation of the systematic position of *Scenella*. *Lethaia*, 17(4): 331-340.
- ZAMARREÑO, I. & DEBRENNE, F. 1977.- Sédimentologie et biologie des constructions organogènes du Cambrien inférieur du Sud de l'Espagne. *BRGM Mémoires*, 89: 49-61.

PENÍNSULA IBÉRICA					SIBERIA
Series	Piso	Subpiso	Primeros registros	Zonas	Piso
			Trilobites	Arqu.	
CÁMBRICO INFERIOR	BILBILIENSE	Superior	* <i>Hamatolenus</i>	"A"	TOYONIENSE
		Inferior	* <i>Hupeolenus</i>		
	MARIANIENSE	Superior	* <i>Serrodiscus</i>		BOTOMIENSE
		Medio	* <i>Andalusiana</i> * <i>Strenuaeva</i>		
		Inferior	* <i>Strenuella</i>	IX	
	OVETIENSE	Superior	* <i>Granolenus</i>	VIII	ATDABANIENSE
				VII	
				VI	
		Inferior	* <i>Lemdadella</i> * <i>Bigotina</i> * <i>Bigotinidae</i>	V	
				IV	
				III	
NEOPROTEROZ.	CORDUBIENSE	Superior	* <i>Cruziana</i> * <i>Rusophycus</i>	II	TOMMOTIENSE + NEMAKIT-DALDINIENSE
		Inferior	* <i>Phycoides pedum</i> * <i>Monomorphichnus</i> * <i>Cloudina</i> * <i>Phycoides</i> aff. <i>pedum</i> * <i>Torrowangea</i> * <i>Phycoides</i> ? n. sp.	I	
	ALCUDIENSE				

Fig. 1.- Distribución estratigráfica de los géneros de trilobites, icnofósiles y Zonas de Archeociatos en la Península Ibérica y propuesta de correlación con los Pisos rusos (Datos de LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED, 1993; LIÑÁN *et al.*, 1993; PEREJÓN, 1994 Y MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995).

P I S O		OVETIENSE							MARIANIENSE			BILBILIENSE		
SUBPISO		INFERIOR			SUPERIOR				INFERIOR			SUPERIOR		
Zonas		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX			"A"	
Géneros														
Capsulocyathus														
Taylorfungia														
Morencyathus														
Tumuliolynthus														
Cordobicyathus														
Archaeolynthus														
Nochorocyathus														
Protopharetra														
Erismacoscinus														
Dictyocyathus														
Alconeracyathus														
Rotundocyathus														
Coscinocyathus														
Taylorcyathus														
Archaeopharetra?														
Dokidocyathus														
Sibirecyathus														
Retecoscinus														
Afiacyathus														
Urcyathus														
Loculicyathus														
Tumulocyathus														
Robertocyathus														
Sclerocyathus														
Gordonifungia														
Tumulifungia														
Geocyathus														
Spinosocyathus														
Kaltatocyathus?														
Eremitacyathus														
Agastrocyathus														
Dictyofavus?														
Anthomorpha														
Gloriosocyathus														
Halysicyathus														
Inacyathella														
Leptosocyathellus?														
Leptosocyathus														
Muchattocyathus														
Nalivkinicyathus														
Porocoscinus														
Porocyathellus														
Sekwicyathus?														
Tabulacyathus?														
Tubicoscinus														
Inessocyathus														
Rasetticyathus														
Antoniocoscinus														
Mennericyathus														
Chouberticyathus														
Pycnoidocyathus														
Archaeocyathus														

Fig. 2.- Distribución bioestratigráfica de los géneros de arqueociatos en la Península Ibérica (Modificado de MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995).

CÁMBRICO INFERIOR										SERIES
A					B			C		Lotze, 1961
OVETIENSE					MARIANIENSE			BILBILIENSE		Sdzuy, 1971a
CORDUBIENSE		OVETIENSE			MARIANIENSE			BILBILIENSE		Liñán, 1984 Perejón, 1986
Inferior	Superior	Inferior	Superior		Inferior	Medio	Superior	Inferior	Superior	
CORDUBIENSE		OVETIENSE			MARIANIENSE			BILBILIENSE		Liñán, Perejón y Sdzuy, 1993
Inferior	Superior	Inferior	Superior		Inferior	Medio	Superior	Inferior	Superior	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
										Zonas de Arqueociatos
										○ Zona Ossa- Morena
										○ Zona Galaico- Castellana
										Zona Astur-Leonesa
										Zona Cantábrica
										Pirineos

Fig. 3.- Comparación entre las diferentes divisiones del Cámbrico de la Península Ibérica y las Zonas de Arqueociatos en las distintas áreas (Modificado de MORENO-EIRIS, PEREJÓN *et al.*, 1995).

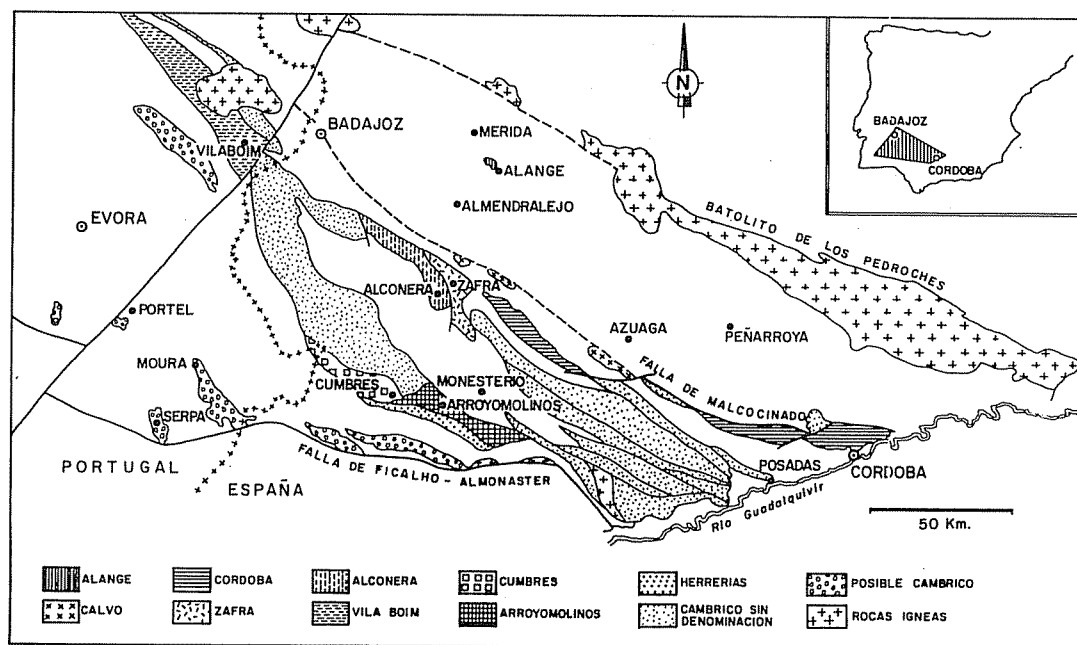


Fig. 4.- Distribución geográfica de las unidades tectosedimentarias mayores (cubetas) de la Zona de Ossa-Morena (LIÑÁN, 1984; LIÑÁN & QUESADA, 1990).

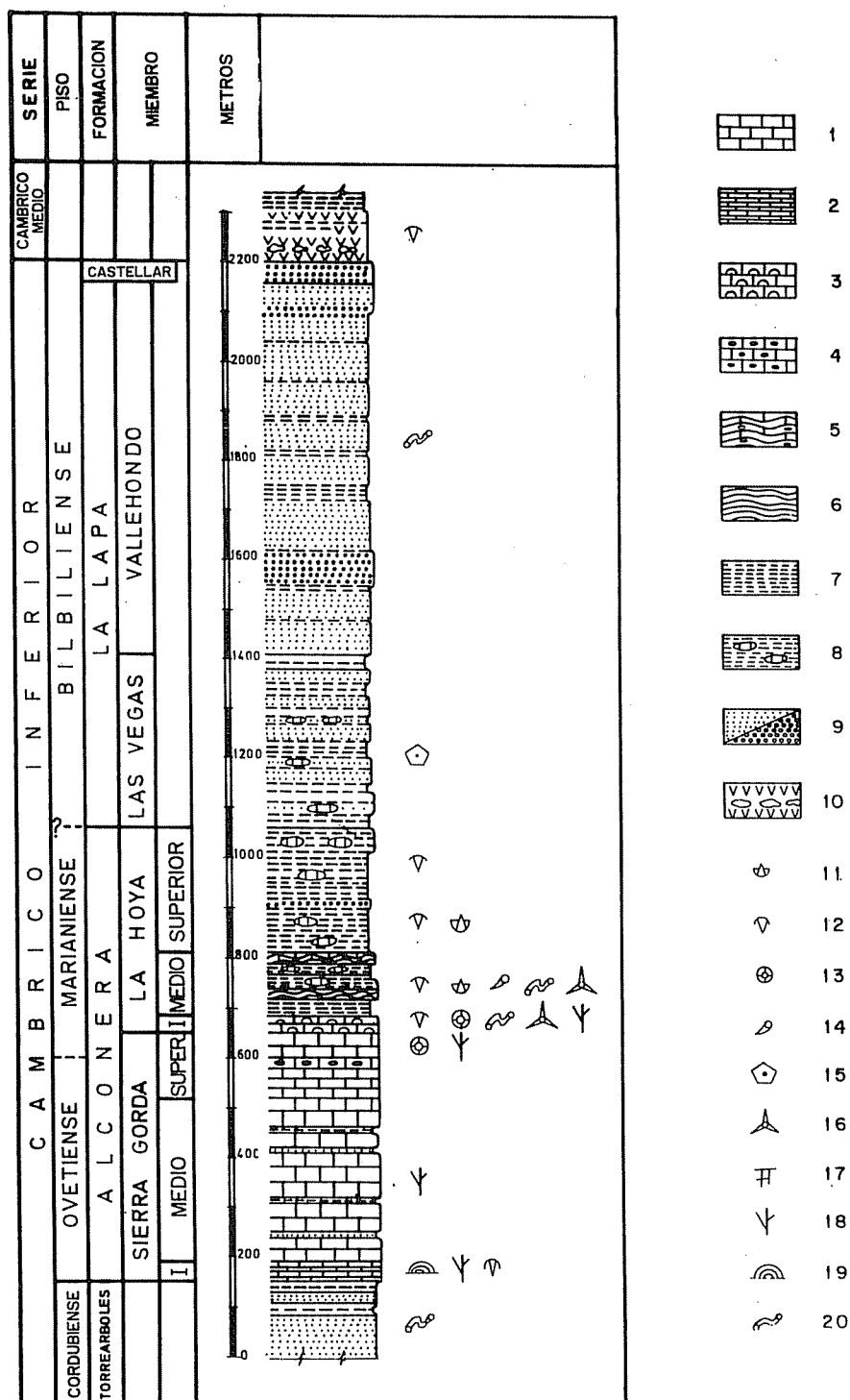


Fig. 5.- Sección estratigráfica sintética del Cámbrico de la Unidad de Alconera (Modificado de LIÑÁN & PEREJÓN, 1981). 1 Calizas. 2 Calcimicrobios y calizas laminadas. 3 Montículos de Calcimicrobios-Arqueociatos. 4 Calizas con nódulos. 5 Calizas y margas estilolaminadas. 6 Lutitas estilolaminadas. 7 Lutitas. 8 Lutitas con margas nodulares. 9 Areniscas. 10 Rocas volcánicas. 11 Braquiópodos. 12 Trilobites. 13 Arqueociatos. 14 Hiolitos. 15 Placas de equinodermos. 16 Chancellorias. 17 Fósiles problemáticos. 18 Calcimicrobios/Algae s.l. 19 Estromatolitos. 20 Icnofósiles.

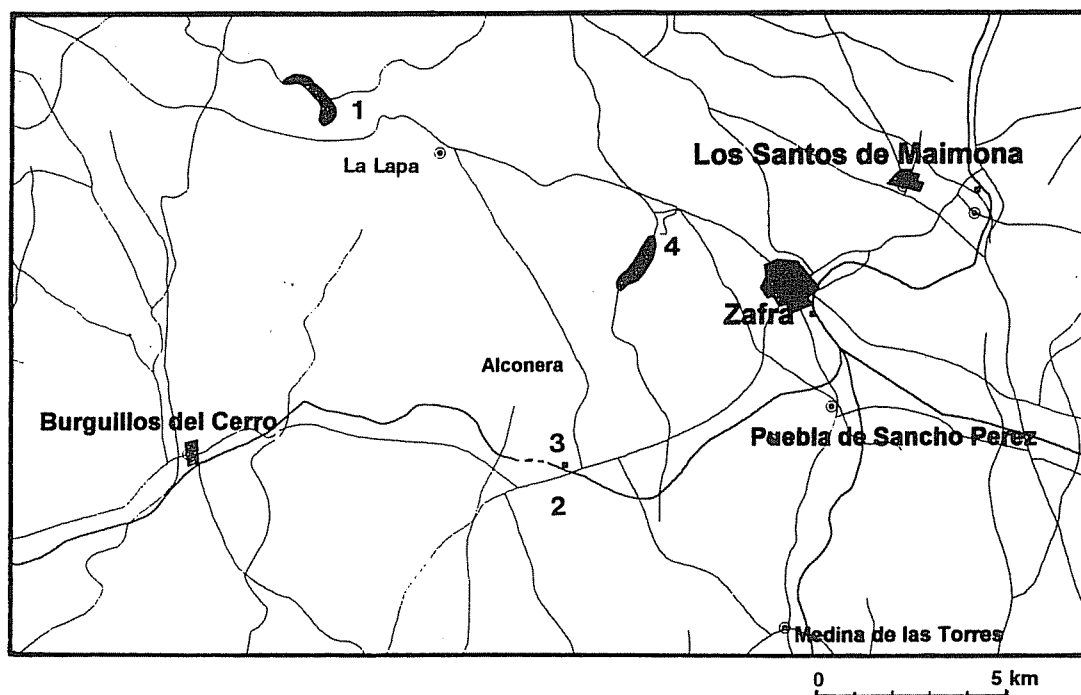
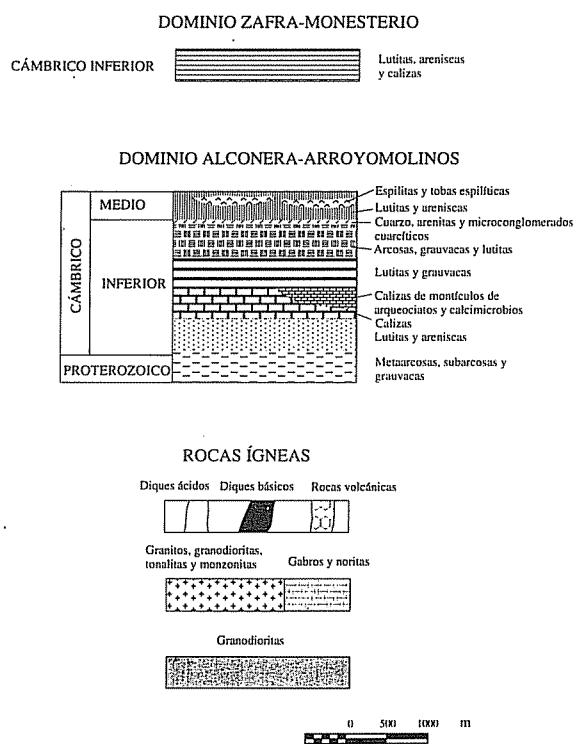


Fig. 6.- Itinerario de la Excursión.

Fig. 7.- Mapa geológico del área de Alconera y Zafra (Modificado de ODRIOZOLA *et al.*, 1983).

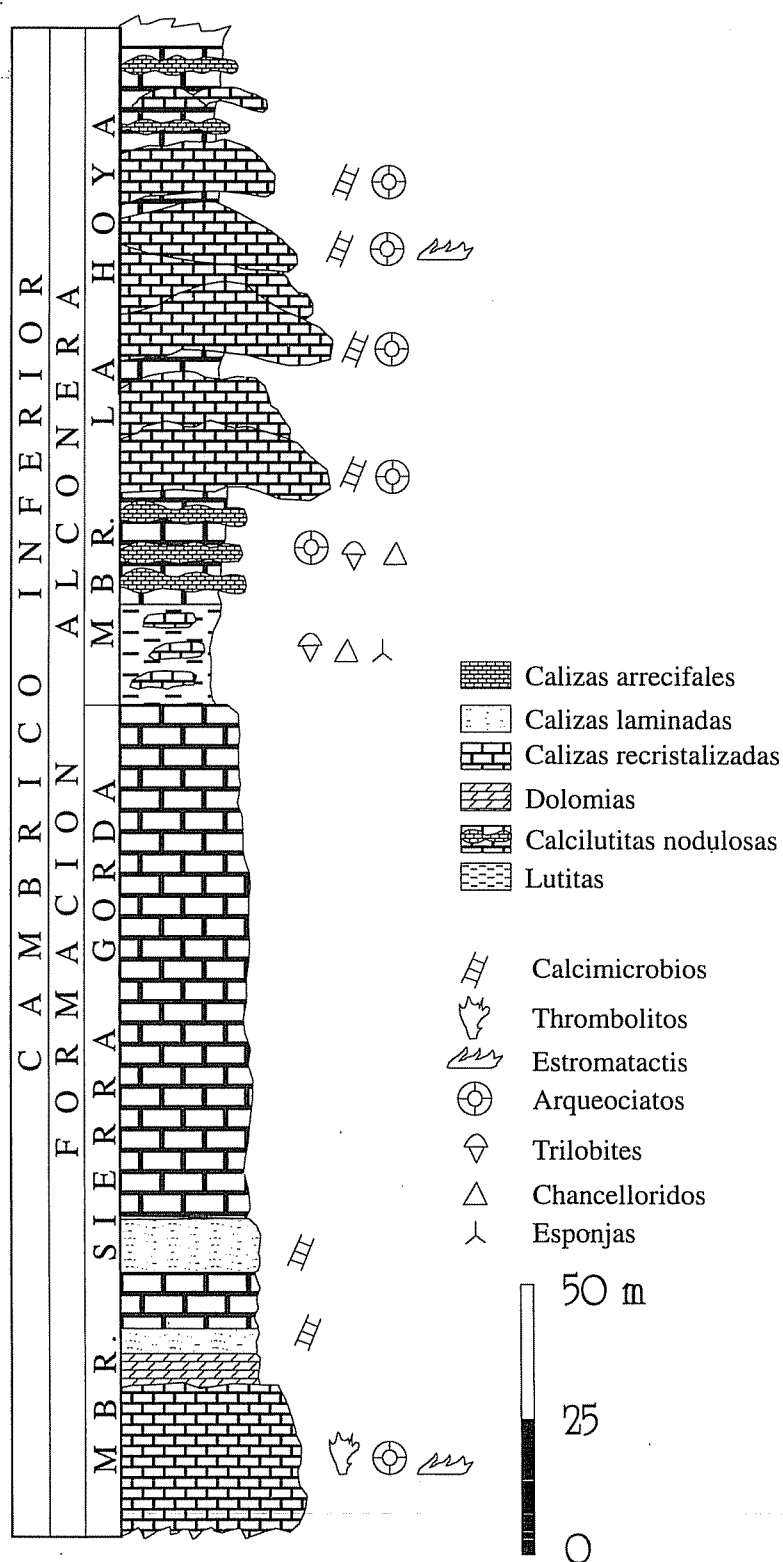
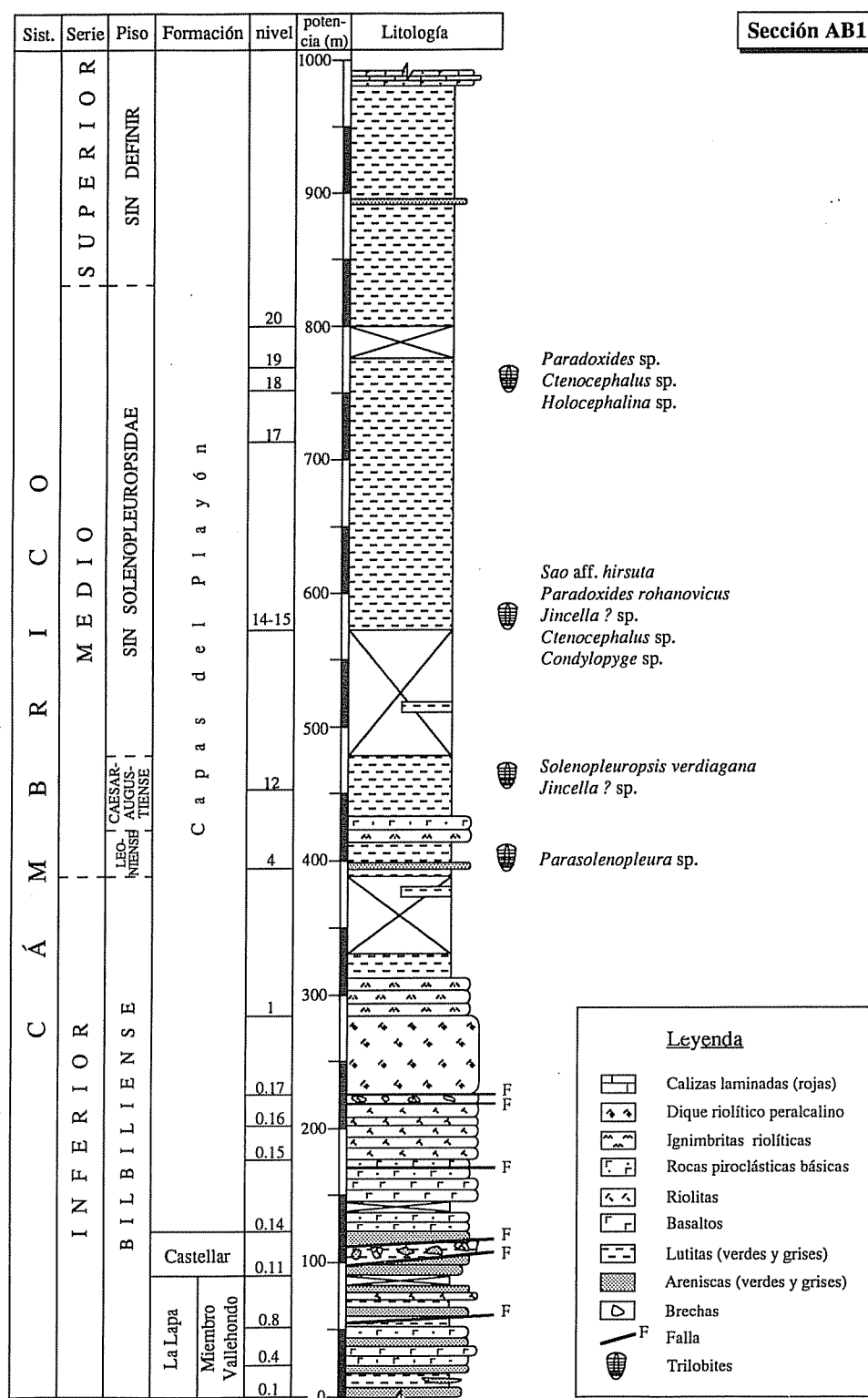


Fig. 8.- Sección estratigráfica parcial de la Formación Alconera (MORENO-EIRIS, 1987a).

Fig. 9.- Sección estratigráfica de La Albuera I (AB1) (LIÑÁN *et al.*, 1995)

Excursión. B. 1. El Neoproterozoico Superior-Cámbrico Inferior del centro de España

Teodoro PALACIOS¹ y Gonzalo VIDAL²

¹ Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Extremadura. 06071-Badajoz.

² Uppsala University. Institute of Earth Sciences. Micropalaeontology. S-752 36 Uppsala. Suecia.

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos del Neoproterozoico localizados al norte de la Zona de Sutura Badajoz-Córdoba son mucho más extensos que los situadas al sur (fig. 1) y están constituidos por sucesiones de naturaleza flyschoides y medios de plataformas detrítica y carbonatada.

Mientras que en el norte y sur de la península los materiales cámbricos se sitúan en posición discordante sobre el Neoproterozoico, en el centro existe una transición gradual entre el Neoproterozoico y Cámbrico. Dichos materiales han sido atribuidos estratigráficamente a tres grupos informales (Domo Extremeño, Ibor y Río Huso) siendo los dos últimos en parte correlacionables (VIDAL *et al.*, 1994: fig. 4). Las áreas que reúnen las mejores condiciones para su estudio son los Anticlinorios de Ibor y Valdelacasa (fig. 2).

ESTRATIGRAFÍA

GRUPO DOMO EXTREMEÑO: El grupo Domo Extremeño incluye la unidad estratigráfica más antigua en el Centro de España. Sedimentológicamente contiene turbiditas depositadas en abanicos submarinos, cañones submarinos y talud (NOZAL *et al.*, 1988; GARCÍA-HIDALGO, 1988; SAN JOSÉ *et al.*, 1990). Así mismo se ha indicado que su naturaleza flyschoides está relacionada con la fase Cadomiense. Está constituido por lutitas, grauvacas y conglomerados con abundante matriz; estos últimos contienen clastos exóticos de cuarzo, cuarcita y liditas junto con clastos procedentes de la misma cuenca (grauvacas y fosfatos) (MORENO, 1975). Su presencia está de acuerdo con una emersión penecontemporánea de la cuenca, con erosión en las áreas de plataforma (VIDAL *et al.*, 1994). Especulativamente esta condición regresiva se puede relacionar con el periodo de comprensión ligado al final de la Fase Cadomiense. Dichas rocas contienen abundantes microfósiles (cianobacterias o bacterias atribuidas a *Bavlinella faveolata* (= *Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN, 1974), *Palaeogomphosphaeria cauriensis* PALACIOS, 1989 (relacionada con posibles cianobacterias chroococcales), junto con fósiles megascópicos de naturaleza carbonosa ("beltanelloides", vendotaenidos y posibles talofitas) e icnofósiles como *Nimbia occlusa*, *Gordia marina*, *Phycodes* aff. *P. pedum*, *Bergaueria?* ichnosp., *Neonereites* aff. *uniserialis* y *Torrowangea rosei*. Dichas asociaciones indican una edad Neoproterozoico terminal (PALACIOS, 1989; VIDAL, JENSEN y PALACIOS, 1994; VIDAL *et al.*, 1994). La transición del grupo Domo Extremeño a los materiales suprayacentes del grupo Río Huso (plataforma terrígena inestable) y grupo Ibor (plataforma carbonatada) se realiza de forma gradual en el último caso o viene marcado por disconformidades locales (MORENO, 1977; CAPOTE *et al.*, 1977; VIDAL *et al.*, 1994),

GRUPO IBOR: En el área de el anticlinorio de Ibor (fig. 2), se produce un paso gradual desde un medio turbidítico, que incluye lutitas, grauvacas y conglomerados, a un medio de plataforma externa, que son incluidos como la parte basal del grupo Ibor (GARCÍA-HIDALGO, 1985, 1988). Las sucesiones suprayacentes representan una evolución hacia una plataforma carbonatada somera que contiene dolomías, margas, pizarras y grauvacas; en ellas se da una gran acumulación de pequeños fósiles conchíferos atribuidos a *Cloudina hartmannae*. Estos organismos se han interpretado como metazoos filtradores, con un grado de organización similar, al menos, al de Cnidaria (GRANT, 1990). La delicada naturaleza del caparazón y su

contexto sedimentológico indica que *Cloudina* tenía preferencia por medios de baja energía en plataformas carbonatadas protegidas de la acción de las olas por algún tipo de barreras (bancos de oolitos o construcciones de estromatolíticas), aunque la resistencia a la energía de las olas pudo verse reforzada por la precipitación de cementos carbonatados marinos entre los caparazones y es posible que formara estructuras resistentes cerca del margen de la plataforma, aunque no hay evidencias concluyentes todavía que apoyen este tipo de vida. Las dolomías forman paquetes métricos formados por esqueletos de *Cloudina* que aparentemente se depositaron en un medio tranquilo, *back-reef*, como lo evidencia la presencia de margas laminadas con abundante materia orgánica y pirita. (fig. 3). *Cloudina* se ha encontrado en las dolomías del grupo Ibor y más recientemente en los niveles de fosfatos de la parte media de este grupo (PALACIOS *et al* 1996), así como en bloques de carbonáticos incluidos en los niveles olistostrómicos del grupo Río Huso.

La amplia distribución en el Centro de España de *Cloudina* ha permitido establecer buenas correlaciones regionales; anteriormente los niveles olistostrómicos de la base del grupo Río Huso se habían interpretado como el resultado de un importante hiato debido a un intervalo erosivo (cf. SAN JOSÉ *et al.*, 1990), siendo de este modo las dolomías del grupo Ibor mucho más antiguas. Bajo nuestro punto de vista esta discordancia parece poco probable. Así aunque el rango estratigráfico que ocupa *Cloudina* no es conocido con precisión, los últimos datos geocronológicos de los niveles que contienen este fósil en Yakutia y Namibia (BOWRING *et al.*, 1993; GROTZINGER *et al.*, 1995) indican un rango comprendido entre $< 548.8 \pm 1 - > 543.3 \pm 1$ Ma. Por otro lado dentro del Olistostroma del Membrillar (grupo Río Huso), en el anticlinal de Valdelacasa (fig. 2), se pueden observar bloques carbonatados, incluidos en el olistrotoma, que presentan deformaciones que se produjeron cuando todavía no estaba endurecido el sedimento carbonatado, también se han observado inyecciones de la matriz circundante dentro de estos cantos, todo ello nos permite suponer la naturaleza penecontemporánea de los *slumps*. Además los carbonatos de plataforma de grupo Ibor muestran abundantes ejemplos de colapsos, *slump* y brechificación, junto con otros niveles no afectados (RODRÍGUEZ ALONSO, 1984; VIDAL *et al.*, 1994) que sugieren capas progradantes que culminan con la formación de una plataforma carbonatada (bancos de oolitos y capas con *Cloudina*) durante la deposición del grupo Ibor.

La parte superior del grupo Ibor está formada por una potente sucesión de argilitas negras y lutitas fosfáticas laminadas, muy ricas en materia orgánica, que contienen abundantes fósiles tipo "vendotaenidos" y *Sabellidites cambriense*, ver VIDAL *et al.* (1994) y PALACIOS *et al.* (1996); en su parte media se intercala un importante nivel formado por areniscas y conglomerados (fig. 3). En general la sucesión indica condiciones disaeróbicas y se ha correlacionado con la parte media del grupo Río Huso (PALACIOS *et al.*, 1996).

GRUPO. RÍO HUSO: En el anticlinorio de Valdelacasa el grupo Domo Extremeño da paso a una sucesión progradante consistente en depósitos de talud y turbiditas proximales que pasan gradualmente a medios marinos más someros, que incluyen la transición a los depósitos cámbricos. En conjunto este grupo comienza los niveles de carácter olistostrómico, como son El Membrillar y el Nivel de Fuentes (MORENO, 1974, 1977) y continua con las Pizarras del Pusa (SAN JOSÉ *et al.*, 1974), culminando con la deposición de la suprayacente Formación Azorejo (SAN JOSÉ *et al.*, 1974). Las capas olistostrómicas de la base del grupo Río Huso se formaron por *slumps* gravitacionales, que indican el colapso de las plataformas carbonatadas adyacentes, lo que produjo pliegues de arrastre importantes (localmente se han interpretado como el resultado de una fase de compresión y plegamiento sobre un sustrato poco litificado; MORENO, 1977; CAPOTE *et al.*, 1977). En estos niveles y dentro de los bloques carbonatados aparecen abundantes fósiles de pequeñas conchas (*Small shelly fossils*) con una excepcional preservación (*Cloudina harmanae*). Por encima de estos niveles olistostrómicos y tramo inferior del grupo Río Huso (fig. 3), tenemos una sucesión lutitas, en la que probablemente se encuentra el límite Neoproterozoico-Cámbrico; la presencia de los icnofósiles *Monomorphichnus lineatus* Crimes *et al.*, 1977, *Treptichnus bifurcus* Miller, 1889, *Diplichnites* ichnosp., *Dimorphichnus* ichnosp., *Psammichnites* ichnosp., *Belorhaphe* ichnosp.

and *Phycodes* ichnosp. indican ya una edad Cámbrico Inferior (Cordubiense basal en la escala de pisos regionales; LIÑÁN *et al.*, 1993a). Aunque las icnoespecies indican una edad cámbrica, la bioturbación de las capas donde aparecen estos icnofósiles todavía es muy superficial y mas afín a patrones de comportamiento neoproterozoicos que cámbricos. En el plano sedimentológico se produce una evolución desde depósitos de talud, con turbiditas proximales, a depósitos de plataforma externa (SAN JOSÉ *et al.*, 1992)

Como resultado del evento progradante, se desarrolló una amplia plataforma siliciclástica en la parte media del grupo Río Huso, en la que se depositaron fosfatos sedimentarios, conglomerados y lutitas negras bandeadas con abundantes sulfuros (pirita) y nódulos de fosfatos. El establecimiento de un sistema de corrientes ascensionales pudo propiciar un aporte continuo de nutrientes, con la consiguiente formación y posterior acumulación de abundante materia orgánica, procedente de los productores primarios. La progradación progresiva, también pudo ocasionar la interrupción del sistema de corrientes ascensionales, dando lugar al desarrollo de extensas cuencas disaeróbicas con aguas estratificadas (VIDAL *et al.*, 1994). En estos niveles aparecen abundantes fósiles tubulares pertenecientes a la asociación faunística de *Anabarites trisulcatus*, que coexisten con *Cloudina* (PALACIOS *et al.*, 1996). la coexistencia de *A. trisulcatus* en Siberia con *Cloudina* parece indicar una edad fini-neoproterozoica o cámbrica temprana. En el area de Alcudia en niveles equivalentes aparecen pequeños fósiles conchíferos, que son muy abundantes en partes del "Alcudiense" superior que se habían considerado de edad proterozoica. La parte central de la secuencia contiene *Anabarella* cf. *A. plana*, especie característica de las biozonas de *Aldanocyathus sunnaginicus* (= *Nochorocyathus sunnaginicus*) y *Dokidocyathus regularis* del Tommotiense bajo y medio en Siberia. Estos taxones antedatan la biozona de *Holmia kjerulfi* en Báltica y la biozona de *Callavia*=*Bornnia olenellus* en Laurentia. (VIDAL *et al.*, 1995; PALACIOS *et al.*, 1996) Estos niveles tienen un desarrollo de facies equivalente a las de los niveles situados en la parte media del grupo Ibor (VIDAL *et al.*, 1994).

En el tramo superior constituido por lutitas y limolitas y con intercalaciones de areniscas se han encontrado recientemente abundantes trilobites de la Familia *Bigotinidae* en compañía de hiolítidos, anabarélidos e icnofósiles que en conjunto son compatibles con una edad equiparable al menos al "Tommotiense" medio o quizás inclusive más joven; (PALACIOS *et al.*, 1996). La icnofauna es similar a la de la suprayacente Formación Azorejo, cuyos niveles inferiores son interpretados según recientes observaciones, como un equivalente lateral de la parte superior del grupo Río Huso (PALACIOS *et al.*, 1996).(fig 3)

A juzgar por las características de los sedimentos, las condiciones normales de de circulación oceánica se restablecen totalmente con el inicio de la Formación Azorejo (SAN JOSÉ *et al.*, 1974; VIDAL *et al.*, 1994). La tendencia progradante que vendría indicada por un incremento de los niveles areniscosos hacia el techo y que es facilmente observable en la sección del Río Estenilla 2 (PALACIOS 1989), es paralela a un incremento espectacular en la abundancia y diversidad de icnofósiles tipo Cámbrico, caracterizados por una mayor diversidad y profundidad de la bioturbación. Los pequeños fósiles conchíferos de la parte media del grupo Río Huso y los niveles correlacionables indican una edad Cámbrico temprano para rocas que claramente son anteriores a los depositos con los que se inicia la transgresión cámbrica en el norte de Iberia.

La transgresión del Cámbrico Inferior en el centro de Iberia, probablemente ocurrió en el periodo de tiempo equivalente al Nemakit-Daldynian, cerca de la transición concordante entre el techo del grupo Domo Extremeño y los grupos Ibor y Río Huso (fig. 1). mientras que en el norte de la Península los acritarcos indican una edad posterior (PALACIOS y VIDAL, 1992; VIDAL *et al.*, 1994).

PROBLEMAS TECTÓNICOS

El contacto entre el grupo Domo Extremeño y grupo Ibor ha sido interpretado como una discordancia angular y erosiva (SAN JOSÉ, 1984; NOZAL *et al.*, 1988), sin embargo existe acuerdo entre distintos autores en cuanto a la naturaleza turbidítica y la homogeneidad de medios de sedimentación, entre el grupo Domo Extremeño y la base del grupo Ibor. La discordancia deducida entre ambas unidades se localiza en el Anticlinorio de Ibor y separa rocas que sedimentológicamente representan facies de talud y abanico submarino del grupo Domo Extremeño y la unidad AS₁ del "Alcudiense superior" = "grupo Ibor"; (GARCÍA-HIDALGO, 1988), que también representa facies de talud. En general, dicha discordancia solo se reconoce localmente en aquellas áreas donde existen niveles de conglomerados, siendo prácticamente imposible en aquellas otras donde estos conglomerados no aparecen. Dicha discordancia, que se ha interpretado como la culminación de una fase de plegamiento, emersión y erosión, seguida por el desarrollo de una sucesión de naturaleza flischoide que se inicia con depósitos de talud y abanico (SAN JOSÉ *et al.*, 1990; ORTEGA *et al.*, 1988; Díez BALDA *et al.*, 1990). La ausencia de sucesiones transgresivas generalizadas posteriores a la fase de emersión y erosión y la homogeneidad de medios y la continuidad reflejada entre las rocas de la parte superior del grupo Domo Extremeño y el grupo Ibor es bastante conflictiva. En nuestra opinión estos hechos son más acordes con una sucesión continua de naturaleza flyschoides en la que las zonas canalizadas del talud pueden haberse visto erosionadas por grandes deslizamientos en masa, dando lugar al desarrollo de discordancias angulares con continuidad (VERA TORRES, 1994). En una sucesión progradante que evoluciona de turbiditas a un medio de plataforma, este tipo de discordancias relacionadas con fenómenos de *slumping* y deslizamientos en masa es un proceso bastante común (VIDAL *et al.*, 1994).

En general las unidades sedimentarias del Neoproterozoico se depositaron principalmente en medios turbidíticos como sucesiones tipo *flyschs*. Estas han sido atribuidas a los grupos informales Domo Extremeño, Ibor y Río Huso, siendo los dos últimos en parte correlacionables. Los niveles olistostromicos, interpretados en principio, como indicadores de una discordancia erosiva y angular mayor son reinterpretados como el resultado de *slumps* gravitacionales que indican el colapso sinsedimentario de la plataforma carbonatada (MORENO, 1977; CAPOTE *et al.*, 1977; VIDAL *et al.*, 1994).

Ante la naturaleza todavía no concluyente del registro fósil, existen discrepancias en cuanto a la localización del Límite Precámbrico-Cámbrico. Sin embargo hay que precisar que dada la continuidad de registro, el área centro reúne las características más idóneas para su establecimiento. Los niveles con fosfatos sedimentarios y lutitas negras bandeadas son los que presentan mayor uniformidad y extensión lateral y representarían el desarrollo generalizado de extensas cuencas disaeróbicas con aguas estratificadas (VIDAL *et al.*, 1994). En estos niveles aparecen abundantes fósiles tubulares pertenecientes a la asociación faunística de *Anabarites trisulcatus*, que coexisten con *Cloudina* (PALACIOS *et al.*, 1996). La coexistencia de *A. trisulcatus* en Siberia con *Cloudina* parece indicar una edad finí-neoproterozoica o cámbrica temprana.

La deposición de las unidades del Neoproterozoico en el centro de Iberia se pueden explicar en el contexto de adelgazamientos y engrosamientos de la corteza continental infrayacente (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990). Probablemente, el depósito tuvo lugar durante un evento extensional inmediatamente seguido por la Fase Cadomiense de la Orogenia Pan-Africana, que pudo haber incluido componentes transcurrentes. Este evento tectónico es interpretado como la probable causa de la eventual yuxtaposición de sucesiones de plataforma y de cuenca más profunda durante la deposición de la parte inferior de los grupos Río Huso e Ibor del estancamiento de los sedimentos con el desarrollo de condiciones disaeróbicas en la parte media del grupo Río Huso y grupo Ibor. Una causa posible de los eventos de colapso que dan lugar a los olistostromas y plegamiento sinsedimentario podrían estar en relación con fallas normales o de desgarre (VIDAL *et al.*, 1994).

ITINERARIO

PARADA 1: Castañar de Ibor (Carretera de Castañar de Ibor a Robledollano) (fig. 2).

En esta parada se observa el aspecto general de los niveles calcáreos del grupo Ibor con *Cloudina*; su preservación en los niveles dolomíticos es deficiente, aunque hay abundantes restos que se han identificado como *Cloudina hartmannae* (VIDAL *et al.*, 1994: fig. 4). En esta sección se puede observar que las dolomías forman paquetes métricos formados por esqueletos de *Cloudina*- que aparentemente se depositaron en un medio tranquilo, como lo evidencia la presencia de margas laminadas con abundante materia orgánica y piritas interestratificadas.

PARADA 2: Carretera de Guadalupe a Navatransierra (fig 2)

En este corte se muestra el aspecto general de la parte superior del grupo Ibor, formado por una potente sucesión de argilitas negras y lutitas fosfáticas laminadas, muy ricas en materia orgánica, que contienen abundantes fósiles tipo "vendotaenidos" y *Sabellidites cambriense* (VIDAL *et al.*, 1994; PALACIOS *et al.*, 1996). En general la sucesión indica condiciones disaeróbicas y se ha correlacionado con la parte media del grupo Río Huso (PALACIOS *et al.*, 1996). En esta parada podemos observar las características de las facies y los abundantes filamentos carbonosos tipo "vendotaenidos".

PARADA 3: Palacio del Membrillar (Sección del olistostroma del Membrillar)

El Membrillar (MORENO, 1974; PALACIOS, 1989, VIDAL *et al.*, 1994; SANTAMARIA CASANOVAS y PARDO ALONSO, 1994) es un olistostroma de grandes dimensiones, con su límite inferior discordante y un espesor de unos 350 m, aunque se acuña lateralmente de forma rápida; en esta localidad el olistostroma presenta unos afloramientos realmente espectaculares. Éste incluye cantos y bloques carbonatados del grupo Ibor (estos cantos y bloques contienen abundantes y bien preservados ejemplares de *Cloudina hartmannae*) y grauvacas procedentes del grupo Domo Extremeño. Los materiales incluidos en el olistostroma probablemente derivan de los grupos Domo Extremeño y de la parte basal del grupo Ibor, aunque también incluyen clastos exóticos de cuarzo y cuarcita, junto con clastos procedentes de niveles fosfáticos y lutíticos. Este es un claro ejemplo de colapso y brechificación penecontemporánea del margen externo de una plataforma carbonatada (VIDAL *et al.*, 1994: fig. 4).

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo se ha desarrollado dentro de los Proyectos PB93-0410 C01, financiados por el gobierno español (D.G.I.C.Y T.), EIA95-06 financiado por la Junta de Extremadura (Consejería de Educación y Juventud) y Fondo Social Europeo. Son una contribución a los Proyectos del P.I.C.G. nº 319 ("Paleogeografía global del Precámbrico tardío y Paleozoico temprano"), nº 320 (Acontecimiento y recursos en el Neoproterozoico) y nº 366 ("Aspectos ecológicos de la radiación cámbrica") financiados por la UNESCO y la Unión Internacional de Ciencias geológicas (I.U.G.S.).

BIBLIOGRAFÍA

- BOWRING, S.A., GROTZINGER, J.P., ISASCHSEN, C.E., KNOLL, A.H., PELECZATY, S.M. & KOLOSOV, P. 1993: Calibrating rates of Early Cambrian Evolution. *Science* **261**, 1293-1298.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNÁNDEZ-CASALS, M. J., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VEGAS, R. 1977. The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. *Estudios geológicos*, **33**, 343-355.
- COMPSTON, W., SAMBRIDGE, M.S., REINFRANK, R.F., MOCZYDLOWSKA, M., VIDAL, G. & CLAESSEON, S. 1995. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *Journal of the Geological Society, London* **152**, 599-611.
- DÍEZ BALDA, M.A., VEGAS, R. and GONZÁLEZ LODEIRO, F. 1990. Part IV Central-Iberian Zone. 2 Autochthonous Sequences. Structure. In: DALLMEYER, R. D. and MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 172-188.
- GÁMEZ-VINTANED, J. A., LIÑÁN, E. and PALACIOS, T. 1995. Day 4: September 23th. Río Huso section (Neoproterozoic-early Lower Cambrian). In: RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. & ALONSO GAVILÁN, G. (eds.). *XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Characterization and evolution of*

- the Neoproterozoic-Cambrian Basin on the Iberian Peninsula. Annual IGCP Project-319 Meeting: Global Paleogeography in the Upper Precambrian-Lower Cambrian. Regional IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Pre-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo. Spain. September, 19-24th. 1995. Signo, S. L., Salamanca, 38-44.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. 1985. Estratigrafía y Sedimentología del Alcudiense Superior en los anticlinorios de Ibor y Navezuelas-Robledollano. *Seminarios de Estratigrafía, serie monografías*, **12**, 1-190.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. 1988. El Anticlinal de Ibor: estratigrafía, sedimentología, tectónica y ciclos sedimentarios. *II Congreso Geológico de España, Granada, Simposios*, 101-110.
- GNILOVSKAYA, M. B. 1985. Vendotaenids- Vendian Methaphyta . In: SOKOLOV, B.S. and IVANOVSKY, A. B. (eds.). *IVend'skaya Sistema I (Vendian System)*. Akademiia Nauk. SSSR Nauka. , 117-129.
- GRANT, S. W. F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, **290-A**, 261-294.
- GROTZINGER, J.P., BOWRING, S.A., SAYLOR, B.Z. & KAUFMAN, A.J. 1995: Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science* **270**, 598-604.
- HERRANZ, P., SAN JOSÉ, M. A. DE y VILAS, L. 1977. Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel. *Estudios geológicos*, **33** (4), 327-342.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. and SDZUY, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130** (6), 817-833.
- MORENO SERRANO, F. 1974. Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. *Boletín Geológico y Minero de España*, **85**, 396-400.
- MORENO, F. 1975. Olistostromas, fangoconglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios geológicos*, **31** (3-4), 249-260.
- MORENO, F. 1977. Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Studia Geologica*, **12**, 123-136.
- MORENO, F., VEGAS, R. y MARCOS, A. 1976. Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geológica Astúrica*, **20**, 8-16.
- NOZAL, F., GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. 1988. Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector suroriental de los Montes de Toledo. *Boletín Geológico y Minero*, **99**, 473-489.
- ORTEGA, E., HERNÁNDEZ URROZ, J. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. 1988. Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centro Ibérica. *II Congreso Geológico de España, Granada, Simposios*, 85-89.
- PALACIOS, T. 1989. Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, **3** (2), 1-91.
- PALACIOS, T., MOCZYDLOWSKA, M. and VIDAL, G. 1995. A first record of *Platysolenites antiquissimus* Eichwald (Lower Cambrian) in Iberia. In: RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. and GONZALO CORRAL, J. C. (eds.). *XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoica-Cámbrica en la Península Ibérica. Annual IGCP Project-319 Meeting: Global Paleogeography in the Upper Precambrian-Lower Cambrian. Regional IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Comunicaciones. Salamanca-Coimbra, 19-30 de Septiembre de 1995*. Signo, S. L., Salamanca, 122-123.
- PALACIOS, T. and VIDAL, G. 1992. Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geological Magazine*, **129**, 421-436.
- PALACIOS, T. and VIDAL, G. 1995. The Ibor and Valdelacasa anticlines. In: RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. and ALONSO GAVILÁN, G. (eds.). *XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoica-Cámbrica en la Península Ibérica. Annual IGCP Project-319 Meeting: Global Paleogeography in the Upper Precambrian-Lower Cambrian. Regional IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Pre-Conference Field Guide. Neoproterozoic-Cambrian Transect of Sierra Morena and Montes de Toledo. Spain. September, 19-24th. 1995*. Signo, S. L., Salamanca, 22-29.
- PALACIOS, T., VIDAL, G. and MOCZYDLOWSKA, M. 1996. Palaeontological record of the Neoproterozoic-Lower Cambrian in Iberia - biochronological and palaeobiogeographical implications. In: LIÑÁN, E., GÁMEZ VINTANED, J. A. and GOZALO, R. (eds.). *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 110-113.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. 1986. El Complejo Esquisto-Grauwáckico en el área de Las Hurdes y Sierra de Gata, provincia de Salamanca y Cáceres, España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **9**, (1984), 37-80.
- SAN JOSÉ, M. A. DE. 1986. Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **9**, (1984), 81- 117.

- SAN JOSÉ, M. A. DE, PELÁEZ PRUNEDA, J. R., VILAS MINONDO, L. y HERRANZ ARAUJO, R. P. 1974. Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Boletín Geológico y Minero*, **85** (1), 21-31.
- SAN JOSÉ, M. A. DE., PIEREN, A. P., GARCÍA-HIDALGO, F. J., VILAS, L., HERRANZ, P., PELÁEZ, J. R. and PEREJÓN, A. 1990. Part IV Central Iberian Zone. 2 Autochthonous Sequences. Ante-Ordovician Stratigraphy. In: DALLMEYER, R. D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 147-159.
- SAN JOSÉ, M.A. DE, RÁBANO, I., HERRANZ, P. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. 1992. El Paleozoico inferior de la zona Centro Ibérica meridional. In: GUTIÉRREZ MARCO, J. C., SAAVEDRA, J. y RÁBANO, I. (eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Universidad de Extremadura, Badajoz, Cáceres, 503-521.
- SANTAMARÍA I CASANOVAS, J. 1995. *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Zona Centro-Ibérica)*. Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra. 233 pp. (Inédita).
- SANTAMARÍA CASANOVAS, J. y PARDO ALONSO, M. V. 1994. Las Megabrechas del Membrillar y su relación con el sustrato. Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, **15**, 10-13.
- SANTAMARÍA CASANOVAS, J. y REMACHA GRAU, E. 1994. Variaciones laterales del Nivel de Fuentes, Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, **15**, 14-16.
- VERA TORRES, 1994. Estratigrafía. Principios y Metodos. *Editorial Rueda. Madrid* 806 pg.
- VIDAL, G. 1989. Are late Proterozoic carbonaceous megafossils methaphytic algae or bacteria? *Lethaia* **22**, 1-11.
- VIDAL, G., PALACIOS, T., GÁMEZ-VINTANED, J. A., DÍEZ BALDA, M. A. and GRANT, S. W. F. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, **131** (6), 729-765.
- VIDAL, G., JENSEN, S. and PALACIOS, T. 1994. Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, **131**, 1-11.
- VIDAL, G., PALACIOS, T., MOCZYDLOWSKA, M. and LORENZO ÁLVAREZ, S. 1995. A new find of "Tommotian" small shelly fossils from southern Spain. In: RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. and GONZALO CORRAL, J. C. (eds.). *XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Caracterización y evolución de la cuenca Neoproterozoica-Cámbrica en la Península Ibérica. Annual IGCP Project-319 Meeting: Global Paleogeography in the Upper Precambrian-Lower Cambrian. Regional IGCP Project-320 Meeting: Neoproterozoic Events and Resources. Comunicaciones. Salamanca-Coimbra, 19-30 de Septiembre de 1995*. Signo, S. L., Salamanca, 166-167.

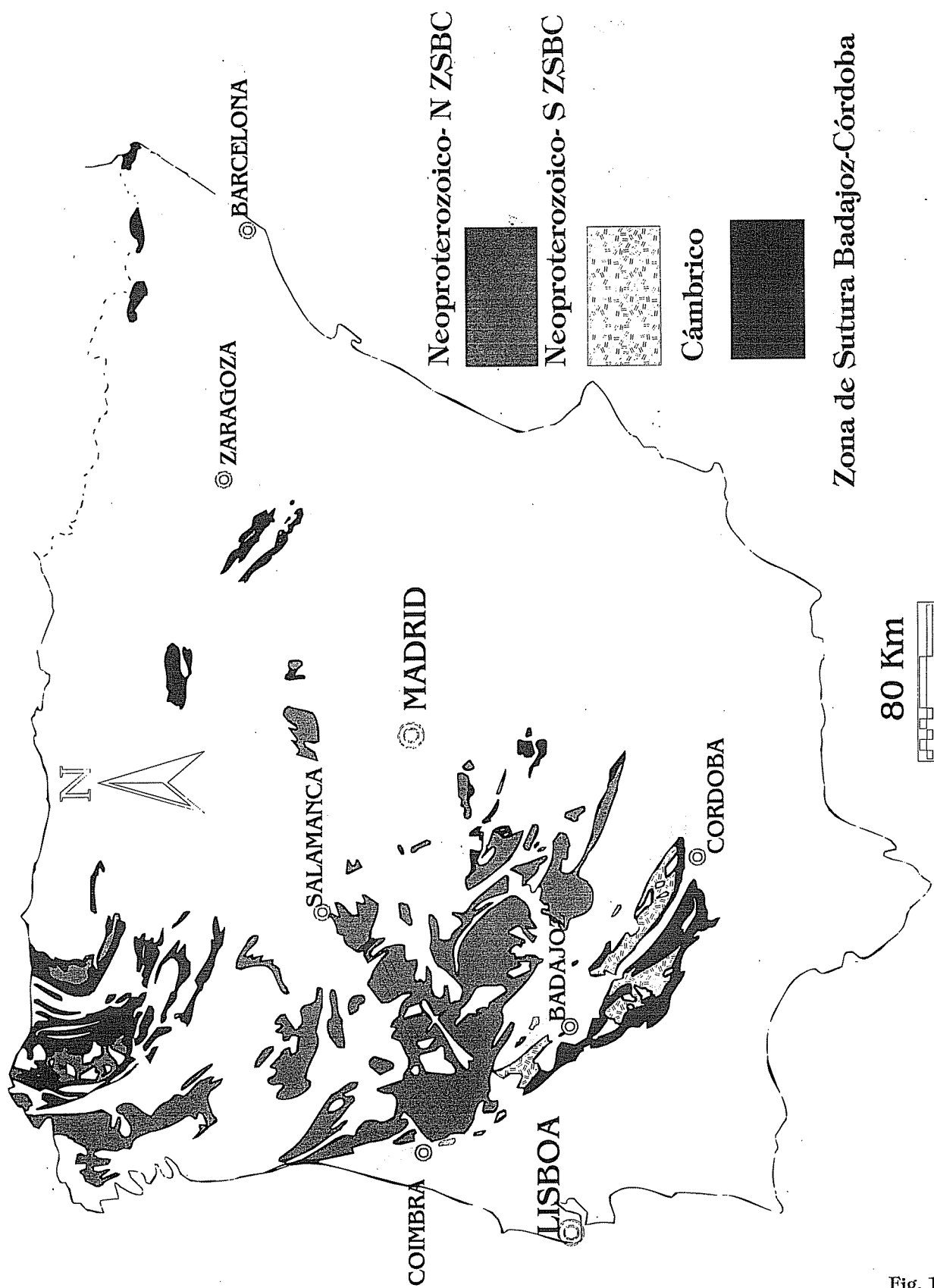
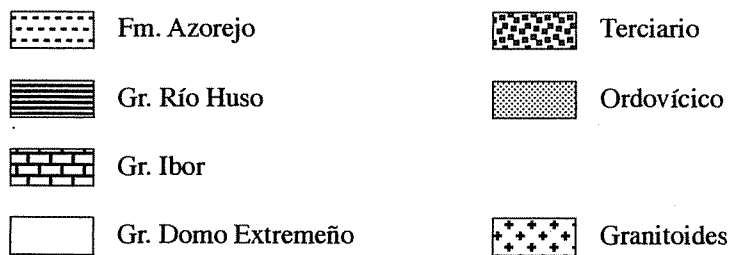
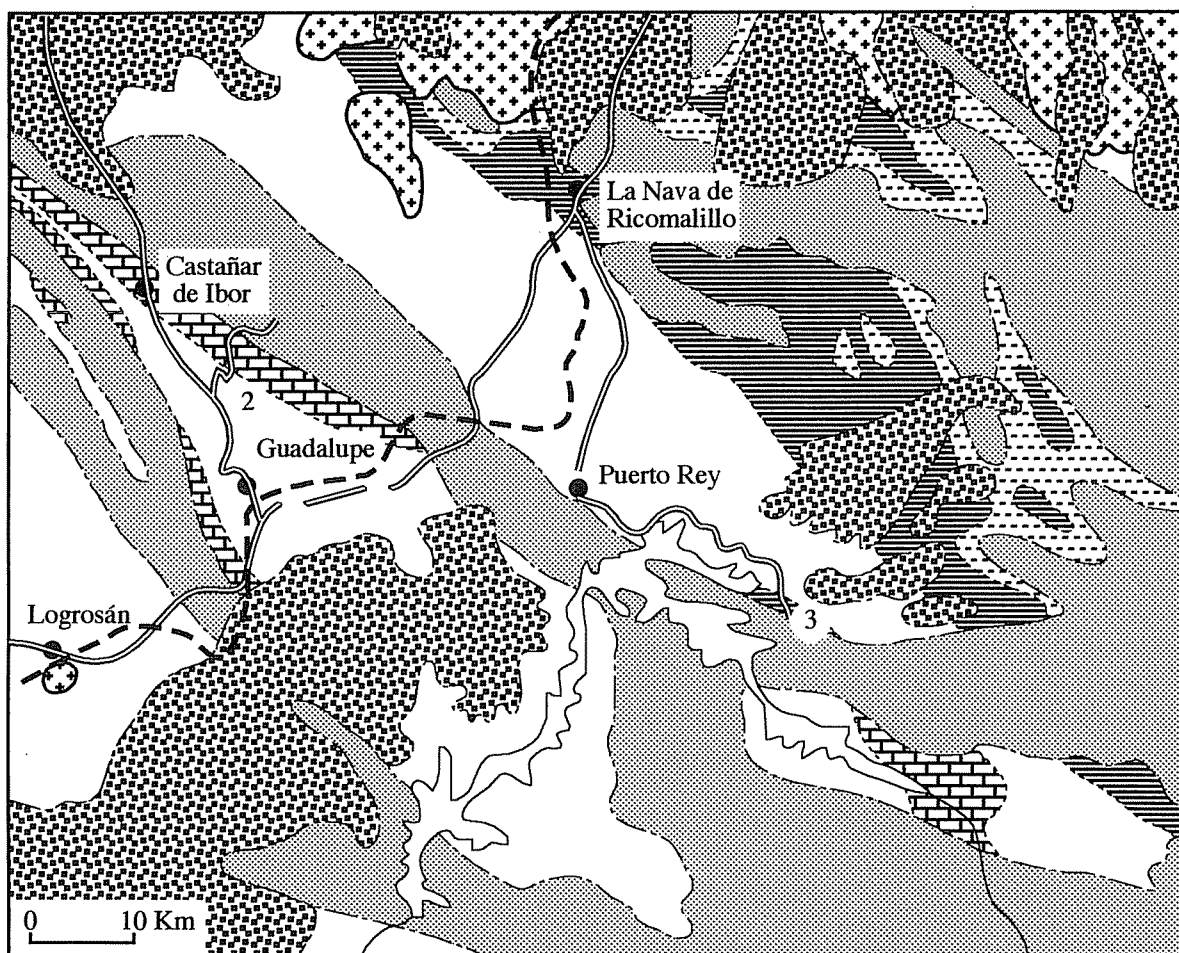


Fig. 1



(1) Localización de las Paradas

Fig. 2

Anticlinorio de Valdelacasa

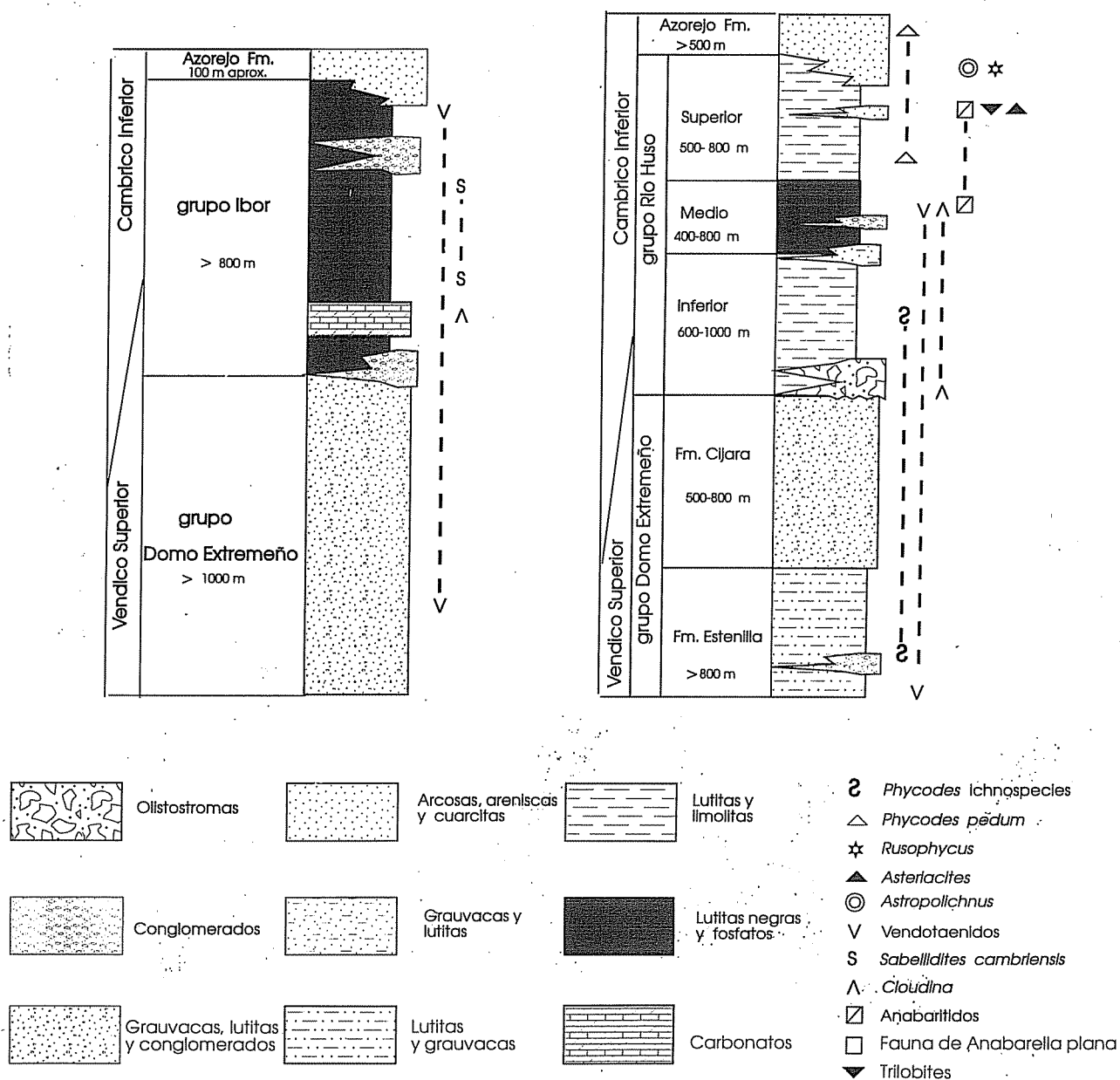


Fig. 3

Excursión. B. 2. La sucesión ordovícico-silúrica del sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica)

Juan Carlos GUTIÉRREZ-MARCO ¹ e Isabel RÁBANO ²

¹ Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid.

² Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

INTRODUCCIÓN

Los materiales ordovícicos y silúricos afloran en Extremadura en tres áreas principales:

1) Al norte de la alineación magmática Valencia de Alcántara-Vegas Altas-Pedroches ("batolito de Los Pedroches" *s.l.*), donde constituyen estructuras sinclinales muy alargadas y estrechas, que de NE a SO son las siguientes: sinclinal de Guadarranque, sinclinal de Las Navas, sinclinal de Río Viejas, sinclinal Cañaveral-Monfragüe-Santa Lucía, sinclinal de Herrera del Duque, sinclinales de Cáceres, Pela y Garlitos-Almadén, sinclinal de Santiago de Alcántara, Sierra de San Pedro y sinclinal de Castuera-Guadamez.

2) Entre la alineación magmática anterior y la faja blastomilonítica Badajoz-Córdoba, en afloramientos discontinuos en un área muy compartimentada tectónicamente. Entre ellos destacan las Sierras de San Serván, Alange, Oliva de Mérida, Santa Inés, flanco suroccidental de la Banda Puebla de la Reina-Campillo, Sierra de Hornachos, etc. Los afloramientos más extensos y continuos de este área se localizan en el Sinclinorio de La Codosera-Alburquerque.

3) Al S del Corredor blastomilonítico, los afloramientos ordovícico-silúricos se ubican en ambos flancos del sinclinal de Terena (Cheles, Villanueva del Fresno, Zahínos, etc.).

Las dos primeras áreas corresponden a la Zona Centroibérica *s.l.*, caracterizándose por sucesiones de plataforma siliciclástica somera, con unidades ubicuas del tipo de la "Cuarcita Armoricana", "Capas con Tristani", "ampelitas con graptolitos", etc. El sector más meridional presenta como particularidad su mayor complejidad tectónica y bruscas variaciones de espesor, que denotan la inestabilidad del área durante la sedimentación.

Por el contrario, el área tercera presenta facies diferentes, de plataforma externa, con predominio de fósiles pelágicos, que ponen de manifiesto su pertenencia a un ámbito paleogeográfico distinto (Zona de Ossa Morena *s. str.*).

Con objeto de introducirnos en la geología de los sistemas Ordovícico y Silúrico en Extremadura, el primero de los tres ámbitos citados es sin duda el más adecuado para una excursión de un día, debido a la espectacular morfología apalachiana de las estructuras sinclinales, al excelente afloramiento, constancia y ubicuidad de las facies, y a su abundante contenido paleontológico, que permite precisar las dataciones, ambiente de depósito y relaciones biogeográficas para cada una de las unidades fosilíferas.

Por todo ello, la excursión nos aproxima al conocimiento de una de las secciones más representativas de la sucesión ordovícico-silúrica de la Zona Centroibérica meridional, localizada a lo largo de la carretera C-401 entre las localidades de Alfá (Cáceres) y Puerto de San Vicente (Toledo), y que ofrece una transversal completa del sinclinal de Guadarranque.

Al igual que ocurre en el resto de la Zona Centroibérica, los materiales paleozoicos post-cámbricos se apoyan discordantes en este sinclinal sobre un basamento ante-Ordovícico, aflorante en las macroestructuras anticlinales de Ibor y Navalpino (al suroeste y sur) y de

Valdelacasa (al norte y noreste), cuya geología ya ha sido introducida en la primera parte de esta excursión. La discordancia preordovícica, conocida impropiamente como "*discordancia sárdica*", es de tipo angular y erosivo, e incluye paleorrelieves de distinta entidad, que provocan variaciones de potencia en las unidades superpuestas.

Tales unidades, agrupadas de más antigua a más reciente, son las siguientes:

- Un conjunto inferior fundamentalmente cuarcítico-arenoso, con intercalaciones de conglomerados hacia la base, que da lugar a las alineaciones morfológicas principales (Sierra de Altamira, Sierra del Hospital del Obispo, Sierra de Las Villuercas). Dentro de este conjunto, la unidad más llamativa es la formada por gruesos bancos de cuarcita con *Cruziana*, conocida comúnmente como "*Cuarcita Armoricana*", de edad Arenig (Ordovícico Inferior).

- Un conjunto intermedio, fundamentalmente pelítico, que da lugar a depresiones longitudinales, enmarcadas por cordones cuarcíticos orientados paralelamente a los principales. La parte más importantes de este conjunto lo constituyen las "*Capas con Tristani*" de edad Ordovícico Medio (Oretaniense-Dobrotiviense), extraordinariamente fosilíferas. Sobre ellas se disponen los materiales pelítico-arenosos del Ordovícico Superior ("*Pizarras Intermedias*" y *Formación Gualija*), que incluyen el último horizonte cuarcítico de desarrollo notable, relacionado con la glaciación finiordevónica (Cuarcita Las Majuelas de la Fm. Gualija).

- Un conjunto superior, que ocupa el núcleo de las estructuras sinclinales, que produce relieves alomados por lo general suaves. La base de este conjunto es una disconformidad sellada por una *unidad delgada de cuarcitas*, correlacionable con la Cuarcita de Criadero de Almadén, a la que suceden *sapropelitas negras con graptolitos* de edad Silúrico Inferior. Éstas dan paso a *alternancias areniscosas potentes* representativas del Silúrico Superior, que fuera ya del sinclinal de Guadarranque, donde la sucesión se interrumpe por la erosión actual, están coronadas por nuevos horizontes cuarcíticos donde se localizan las primeras asociaciones fosilíferas del Lochkoviense (base del Devónico).

La sucesión general y la nomenclatura de las unidades litoestratigráficas se resumen en las figuras adjuntas.

PARADA Nº 1

Situación: Mirador del Estrecho de la Peña, en el km. 152 de la carretera C-401. Este imponente barranco se formó por el encajamiento del Arroyo Jarigüela a través de la Sierra del Hospital del Obispo. En la ladera de enfrente al punto de observación, pueden distinguirse numerosas buitreras.

Objetivos: La parada tiene como objeto el reconocimiento de la sucesión arenosa del Ordovícico Inferior, con observaciones paleoicnológicas y sedimentológicas en la "*Cuarcita Armoricana*". También se realiza una visión panorámica de todo el sinclinal desde su flanco sur.

Descripción: El punto ofrece un perfil completo de la "*Cuarcita Armoricana*" y sus formaciones de base, que en conjunto alcanzan un espesor considerable.

El corte de la carretera muestra una sección parcial de las alternancias de la parte media del conjunto arenoso del Ordovícico Inferior, en la que abundan los icnofósiles característicos de ambientes marinos someros (*Cruziana*, *Rusophycus*, *Didymaulichnus*, *Planolites*), reconocibles tanto en sección transversal (en secuencias bioturbadas) como en forma de hiporrelieves. En este punto concreto la estructura está complicada por la existencia de pliegues menores (muy fotogénicos en el talud de la carretera, al NE del punto kilométrico 152), asociados a un importante desgarré tardihercínico sinestroso, que facilitó el encajamiento de la red hidrográfica.

Desde el mirador septentrional hacia el norte y noreste, pueden apreciarse sucesivos relieves paralelos correspondientes a las principales unidades cuarcíticas aflorantes en el núcleo del sinclinal. En primer lugar, a la Cuarcita Armoricana del flanco sur suceden alternancias cuarcíticas potentes, visibles como un crestón en la misma ladera frente a nosotros, pero otras veces diferenciado como un relieve de menor entidad delante de la Cuarcita Armoricana. Se trata de las "Capas de Marjaliza" (unidad "c" en las ilustraciones adjuntas), que se correlacionan con las "Capas Pochico" de Sierra Morena central y oriental. Sigue un valle profundo, provocado por la fuerte erosión de las "Pizarras de Navatrasierra" (= "d"), mucho más blandas. Un nuevo relieve cuarcítico de poca entidad constituye la ladera norte del valle citado: son las "Areniscas de Los Rasos" (= "e"). Éstas ocultan parcialmente un segundo valle, formado por la erosión de las "Pizarras de Navalaceite" (= "f"). La siguiente unidad cuarcítica ("Cuarcita de La Cierva", = "g") genera una nueva alineación de montes, mucho más importante que la precedente, debido a la mayor potencia del conjunto de la unidad, que además culmina con bancos masivos de cuarcita. Finalmente, el último nivel competente reconocible desde el punto de observación donde nos encontramos, es el formado por la "Cuarcita de las Majuelas" que constituye el miembro intermedio de la "Formación Gualija" (= "i"). Todos los relieves positivos contruidos por las unidades "e", "g" e "i", se repiten en orden inverso en el flanco norte del sinclinal, donde centraremos nuestras siguientes observaciones paleontológicas. Desde aquí solo cabe reseñar el notable nivel de cumbres generado por la "Cuarcita Armoricana" del flanco opuesto del pliegue, cuya anchura en esta transversal supera los 5 km (la estructura completa se extiende por más de 100 km de longitud, entre las proximidades de Navalmoral de la Mata, en la provincia de Cáceres, y el este de Porzuna, en la de Ciudad Real).

EN RUTA. Una vez concluida esta primera parada, se recorrerá en autobús todo el núcleo del sinclinal de Guadarranque, identificándose las distintas unidades en sus cortes de carretera, a medida que van siendo atravesadas. Si las previsiones de tiempos se cumplen, previo a la parada nº 2 puede realizarse una corta visión panorámica del conjunto de la estructura desde su flanco norte (en realidad noreste), que ofrece una perspectiva mucho más completa y espectacular. Las paradas siguientes se ubican en su totalidad en este flanco septentrional del pliegue.

PARADA Nº 2

Situación: Al oeste de la fuente del km 142,5 de la carretera C-401. Flanco norte del Sinclinal de Guadarranque.

Objetivos: Estudio de las lumaquelas de lingúlidos de las Capas de Marjaliza: significado e interés bioestratigráfico y paleogeográfico.

Descripción: A ambos lados de la fuente, aflora una alternancia cuarcítica correspondiente a la parte más alta de la unidad que sirve de tránsito entre la Cuarcita Armoricana y las Pizarras de Navatrasierra (= Capas de Marjaliza). Uno de los bancos destaca por su coloración más oscura y aspecto conglomerático, consistente en una lumaquela de fragmentos de valvas de lingúlidos que aglutinan cantos de diversa naturaleza (areniscas ferruginosas, fosfatos sedimentarios), minerales pesados radioactivos, y raros restos de bivalvos (*Praenucula oehlerti*, actinodontoides indet.). Los fragmentos más completos de lingúlidos corresponden a *Ectenoglossa lesueuri* y a grandes obólidos de valvas oblongas. La asociación presente en éste y otros horizontes similares encontrados en Sierra Morena es comparable a la de la del Grès Armoricaín del oeste de Francia. Su interés paleontológico viene dado por la excepcionalidad que entraña el registro de fósiles "conchíferos" (o corporales) en materiales representativos de la "icnofacies de *Cruziana*"; pero sobre todo por el contexto regional en el que se enmarca la correlación de este tipo de horizontes de acumulación de lingúlidos. El problema viene dado por los factores que influyen en la concentración y conservabilidad de tales niveles, que se distribuyen aproximadamente en la misma posición estratigráfica por todo el suroeste de Europa (Emig y Gutiérrez-Marco, en prensa), y que parecen relacionados por eventos excepcionales,

tal vez reflejo de violentos tsunamis provocados por erupciones freatomagmáticas en la plataforma somera ibero-armoricana.

Al sureste de la fuente, el corte de la carretera ofrece la posibilidad de contemplar los niveles basales de la Formación Navatrasierra, cuyo contacto con las Capas de Marjaliza se presenta algo fallado. El mayor interés de esta sección es el buen afloramiento que presenta el tramo basal de pizarras micáceas azules (con fragmentos de graptolitos del Arenig y ricas en fosfatos de tierras raras), que presentan en su techo un nivel de hierro oolítico alterado sobre el que aparecen de nuevo pizarras oscuras, esta vez con fósiles del Oretaniense inferior. La base de dicho horizonte ferruginoso marca regionalmente la posición del límite entre las series Ordovícico Inferior y Medio, que algunos geólogos interpretan como un "hard-ground".

PARADA Nº 3

Situación: Al Sureste del cruce entre la carretera C-401 con la local que se dirige a Puerto Rey. Camino forestal y túnel del ferrocarril abandonado. Flanco norte del sinclinal de Guadarranque.

Objetivos: Caracterización paleontológica del Oretaniense superior en la Formación Navatrasierra.

Descripción: El afloramiento corresponde a la mitad superior de las Pizarras de Navatrasierra, y comienza aproximadamente 60 m bajo las Areniscas de Los Rasos. En el camino forestal puede distinguirse un tramo muy fosilífero, en el que abunda extraordinariamente el braquiópodo *Cacemia ribeiroi* (Biozona homónima), y constituye la localidad y estratotipo del trilobites *Eodalmanitina destombesi nava* (= Punto Na-Ib de Hammann, 1974, 1983; Punto PSV-III de los autores españoles). Otros trilobites presentes en la asociación son los calymenáceos *Neseuretus tristani*, *Salterocoryphe salteri*; los asáfidos *Nobiliasaphus nobilis*, *Isabelinia?* n.sp.; el illaénido *Ectillaenus giganteus* y el lichido *Uralichas hispanicus*. Los moluscos *Redonia*, *Praenucula*, *Cardiolaria*, *Sinuities*, *Clathrospira*, etc. son también abundantes. Los raros restos de graptolitos (*Didymograptus murchisoni*) han permitido datar estos niveles como de edad Oretaniense superior, que indirectamente resulta extrapolable a la Biozona Nava de trilobites.

Accediendo al túnel del ferrocarril por el este, y entre destrozos causados por los "rescatadores de fósiles", nos encontramos en un tramo suprayacente al de *Cacemia* que incluye sedimentos pelíticos depositados en condiciones menos energéticas. Estos niveles contienen graptolitos (*Didymograptus murchisoni*) y exuvios articulados de trilobites. También aparecen los primeros representantes de diversas formas cuyo apogeo se registra luego en el Dobrotiviense, como *Heterorthina morgatensis* o *Isabelinia glabrata*.

PARADA Nº 4

Situación: Enlazando con la localidad anterior, nos situaremos en el talud del km 144,06 de la carretera C-401, contiguo al puente sobre la trinchera del ferrocarril.

Objetivos: Caracterización paleontológica de los niveles basales del Dobrotiviense en la Formación Pizarras de Navatrasierra.

Descripción: Niveles de pizarras con nódulos próximos al techo de las Pizarras de Navatrasierra. Contienen abundantes fósiles característicos de la parte inferior de la Biozona Tournemini de trilobites (estratotipo de la Sub-Biozona Toledana-Macrophthalma), entre los que mencionamos *Placoparia tournemini*, *Eccoptochile almadenensis*, *Zeliskella toledana* (localidad tipo), *Isabelinia glabrata*, *Nobiliasaphus nobilis*, *Ectillaenus giganteus*, *Selenopeltis macrophthalma* y *Uralichas hispanicus*. Los moluscos están representados por numerosos

bivalvos (*Redonia*, *Praenucula*, *Myoplusia*), gasterópodos (*Sinuities*, *Tropidodiscus*, *Clathrospira*), rostroconchas (*Ribeiria*), cefalópodos e hyolítidos. Hay cistideos (*Calix purkynei*), crinoides, ostrácodos (*Quadrijugator*), coprolitos (*Tomaculum*) y graptolitos (*Hustedograptus*). Estos últimos han permitido asignar una edad Dobrotiviense inferior al conjunto del tramo fosilífero (= Punto Na-Ia de Hammann, 1974, 1983; punto PSV-IV de los autores españoles).

PARADA Nº 5

Situación: En el talud de la carretera y en el valle de un arroyo afluente del río Guadarranque, a la altura del km 146,2 de la carretera C-401. Flanco norte del sinclinal.

Objetivos: Reconocimiento de la Formación Gualija, límite Ordovícico - Silúrico, y estudio de un yacimiento fosilífero de la Biozona Turriculatus en la base de la Formación Guadarranquejo (= Punto PN-1 de Rodríguez Núñez *et al.*, 1989).

Descripción: Partiendo del techo del miembro medio cuarcítico de la Formación Gualija (= cuarcita de Las Majuelas), se practica un reconocimiento rápido del miembro superior (= Navaldestajo) de la citada formación. Éste presenta un aspecto masivo y está constituido por grauvacas finas que incorporan pequeños cantos de areniscas, cuarcitas y otros materiales totalmente alterados (¿arcillas, calizas, rocas ígneas?), que parecen tener un origen exótico y se interpretan como *dropstones* o sedimentos de influjo glaciomarino (Robardet *et al.*, 1980). Ello se encuentra apoyado por el registro del mismo tipo de materiales (las conocidas facies de "pelitas con fragmentos"), en idéntica posición estratigráfica, sobre una región muy amplia de Europa, Asia Menor, norte de África y Sudamérica, que por aquél entonces ocuparían una posición periférica al *inlandsis* sahariano centrado en la parte meridional del continente de Gondwana. La glaciación fini-ordovícica ocurrió en el Hirnantense, en forma de uno o varios episodios cortos pero muy intensos, y provocó uno de los mayores eventos de extinción conocidos en la evolución animal. Los sedimentos de esta edad en la Península Ibérica están prácticamente desprovistos de macrofósiles y las señales de cualquier tipo de actividad biológica son también muy escasas.

Sobre las facies de "pelitas con fragmentos" se asienta un delgado tramo cuarcítico que podría ser equivalente de la Cuarcita de Criadero de sectores más meridionales de la Zona Centroibérica. Se trata de cuarcitas negras que prosiguen en continuidad aparente con las sapropelitas suprayacentes, existiendo entre ambas unos pequeños horizontes de transición. Dado que estas últimas contienen graptolitos del Llandovery superior, la edad de las cuarcitas podría ser también Llandovery medio-superior, y en consecuencia existir una laguna estratigráfica importante en el límite Ordovícico - Silúrico equivalente por lo menos al Rhuddaniense (Llandovery inferior). No obstante, los aspectos sedimentológicos de estas facies cuarcíticas son complejos e involucran frecuentes superficies de omisión difíciles de detectar. En ausencia de referentes bioestratigráficos, aún no es posible confirmar el número de hiatos sedimentarios, o la magnitud de los mismos, en los materiales del límite Ordovícico - Silúrico en el sinclinal del Guadarranque, si bien resulta factible situar a este último dentro del Miembro Navaldestajo de la Fm. Gualija, en la base de su tramo terminal de cuarcitas negras.

Al objeto de poder reconocer la unidad suprayacente de sapropelitas (= *black shales*) o Fm. Guadarranquejo, en 1992 practicamos una pequeña excavación en el cauce del arroyo contiguo a la curva de la carretera. Al mismo se accede por un pequeño cortafuegos que conecta con un camino horizontal construido ese mismo año para hacer llegar hasta allí la pala retroexcavadora, y donde a su vez afloran las alternancias de pizarras micáceas y areniscas de la Formación Guadarranque. En la excavación practicada se advierte una falla que pone en contacto las ampelitas de la Formación Guadarranquejo con las cuarcitas negras que coronan la Formación Gualija (en el bloque levantado). La Formación Guadarranquejo consiste en 10-12 m de sapropelitas negras con abundantes graptolitos y algunos conodontos telychienses. En los

primeros 1,5 m de la unidad se identifica una asociación indicativa de la Biozona Turriculatus, conteniendo *Spirograptus turriculatus*, *Monograptus marri*, *M. halli*, *M. pseudobecki*, *M. cf. undulatus*, *Torquigraptus planus*, *Pristiograptus nudus*, *Rastrites distans*, *R. gr. linnaei*, *Petalograptus altissimus*, *P. cf. ovatus*, *P. cf. conicus*, *Metaclimacograptus* sp., y los conodontos *Carniodus cf. carnulus* y *Distomodus staurognathoides*?

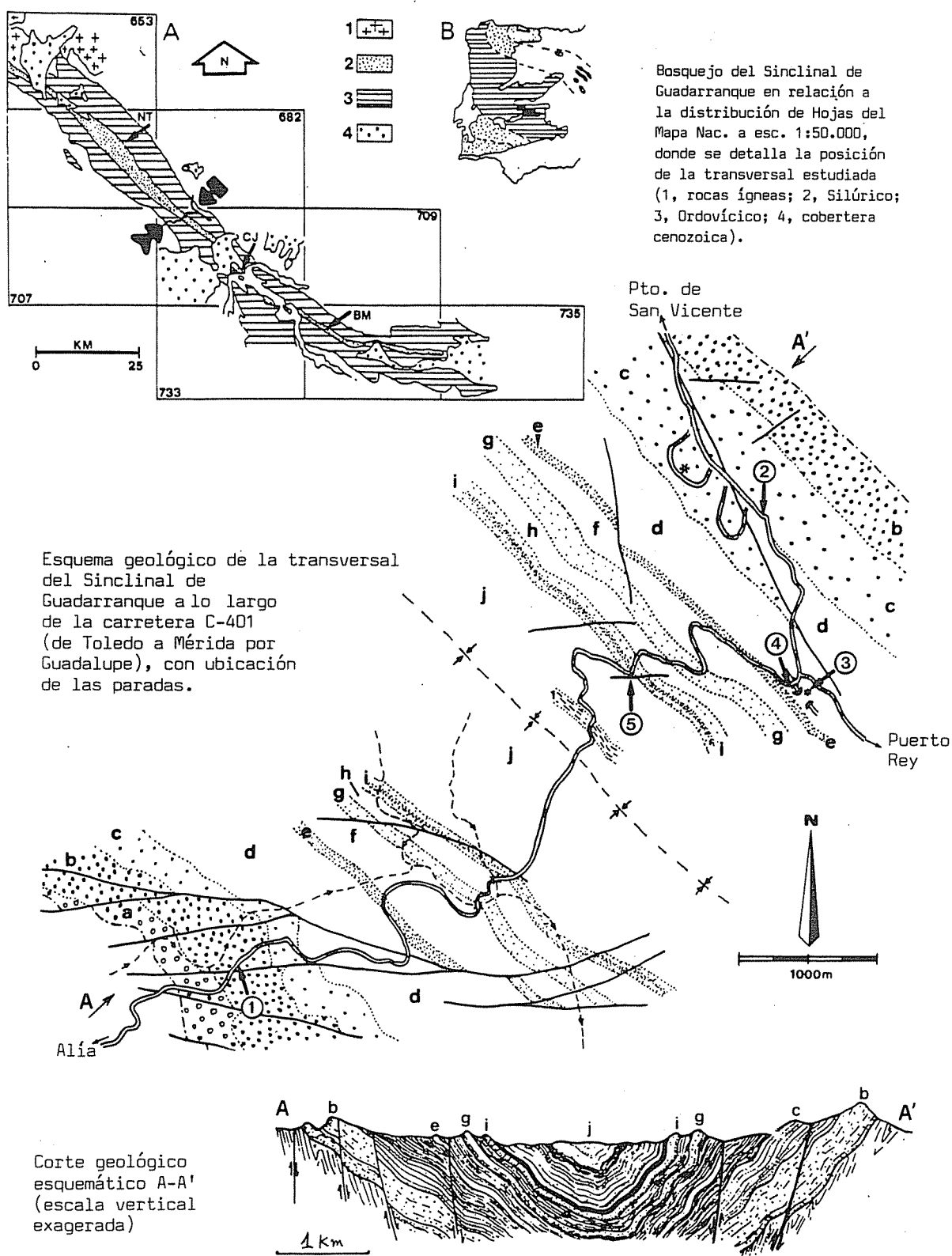
Los niveles de sapropelitas situados por encima se encuentran muy tectonizados y en ellos se abrieron varias calicatas y pozos que suministran muestras de grafito de alta cristalinidad. En las escombreras pueden recogerse algunos graptolitos que indicarían horizontes más modernos del Telychiense, próximos incluso al límite Llandovery/Wenlock. Entre ellos se citan: *Retiolites geinitzianus angustidens*, *Monograptus cf. priodon* y *Barrandeograptus pulchellus*.

BIBLIOGRAFÍA

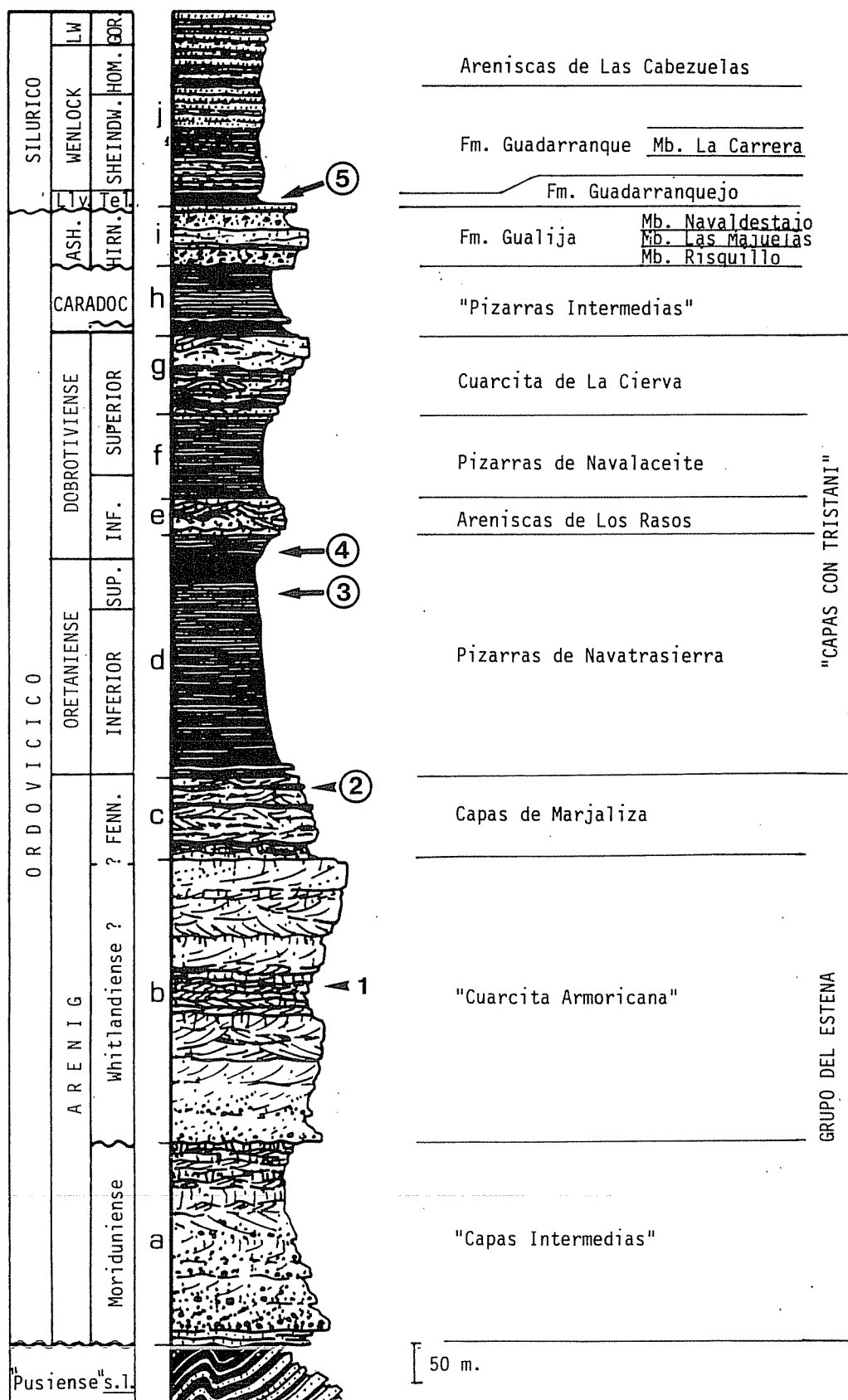
La siguiente relación recopila las referencias más significativas acerca de la geología y paleontología del sinclinal de Guadarranque, a las que deben sumarse las Hojas correspondientes del MAGNA 1: 50.000 (segunda serie). Asimismo se indican algunas obras de síntesis que ofrecen el interés de situar la geología de esta estructura en un contexto regional más amplio.

- Babin, C. & Gutiérrez-Marco, J.C. (1991). Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance. *Palaeontology*, 34, 109-147.
- Babin, C. & Gutiérrez-Marco, J.C. (1992). Intérêt paléogéographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Dobrotivá (Llandeilo) inférieur d'Espagne. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 1992, 519-541.
- Brenchley, P.J., Romano, M. & Gutiérrez-Marco, J.C. (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In Knight, R.J. & McLean, J.R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society for Petroleum Geology, Memoir* 11, 241-255.
- Brenchley, P.J., Romano, M., Young, T.P. & Storch, P. (1991). Hirnantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. In Barnes, C.R. & Williams, S.H. (eds.) *Advances in Ordovician Geology. Geological Survey of Canada, Paper* 90-9, 325-336.
- Egozcue, J. y Mallada, L. (1876).- Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 4, 1-368.
- Emig, C.C. et Gutiérrez-Marco, J.C. (en prensa). Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: analyse des facteurs responsables et signification paléocéologique. *Geobios*, Lyon.
- García Palacios, A., Gutiérrez-Marco, J.C. & Herranz Araujo, P. (1996). Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal). *Geogaceta*, 20 (1), 19-22.
- Gil Cid, M.D.; Gutiérrez Elorza, M.; Romariz, C. & Vegas, R. (1976). El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque-Gualija (prov. de Cáceres, España). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 60, 17-29.
- Gutiérrez Marco, J.C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 3 Vol., 701 pág. (Inéd.)
- Gutiérrez-Marco, J.C. (en prensa). *Tolmachovia babini* nov. sp., nuevo ribeiroide (Mollusca, Rostroconchia) del Ordovícico Medio de la Zona Centroibérica española. *Geobios, Mémoire Esp.*
- Gutiérrez-Marco, J.C. & Rábano, I. (1987). Trilobites y graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Boletín Geológico y Minero*, 98 (5), 647-669.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Chauvel, J., Meléndez, B. & Smith, A.B. (1984). Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stellerioidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). *Estudios geológicos*, 40, 421-453.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Prieto, M. & Martín, J. (1984). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 287-319.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. & San José, M.A. (1992). Ordovícico y Silúrico de Extremadura. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3, 93-120.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., San José, M.A., Herranz, P. & Sarmiento, G.N. (1996). Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. In Cooper,

- J.D., Droser, M.L. & Finney, S.C. (eds.), *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 55-59.
- Gutiérrez-Marco, J.C., San José, M.A. de & Pieren, A.P. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. In Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, 160-171.
- Hammann, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55 (1/5), 1-151.
- Hammann, W. (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien: ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft*, 542, 1-117.
- Hammann, W. und Rábano, I. (1987). Morphologie und lebensweise der gattung *Selenopeltis* (Hawle & Corda, 1847) und ihre vorkommen im Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 68 (1/4), 91-137.
- Julivert, M. y Truyols, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora geologica Asturica*, 18, 57-61.
- Marek, L. and Gutiérrez-Marco, J.C. (en prensa). Middle Ordovician Hyolits from Spain. *Journal of Paleontology*.
- Moreno, F., Vegas, R. y Marcos, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora geologica Asturica*, 20, 8-16.
- Rábano, I. (1981). Phacopina (Trilobita) del Ordovícico de Horcajo de los Montes (Ciudad Real, España). *Estudios geológicos*, 37, 269-283.
- Rábano, I. (1989a). El género *Uralichas* DELGADO, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (1), 21-47.
- Rábano, I. (1989b). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (3), 307-338.
- Rábano, I. (1989c). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte II. Agnostina y Asaphina. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (4), 541-609.
- Rábano, I. (1989d). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte III. Calymenina y Cheirurina. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (5), 767-841.
- Rábano, I. (1989e). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte IV. Phacopina, Cheirurina, Odontopleurida y Lichida. *Boletín Geológico y Minero*, 100 (6), 971-1032.
- Rábano, I. & Gutiérrez-Marco, J.C. (1983). Revisión del género *Ectillaenus* Salter, 1867 (Trilobita, Illaenina) en el Ordovícico de la Península Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 81 (3-4), 225-246.
- Ramírez y Ramírez, E. (1955). El sinclinal de Guadarranque (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. *Estudios geológicos*, 11, 409-436.
- Robardet, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. In Hamberg, M.J. & Harland, W.B. (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, 585-589.
- Robardet, M., Vegas, R. y Paris, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica*, 16, 103-121.
- Rodríguez Núñez, V.M., Gutiérrez-Marco, J.C. & Sarmiento, G.N. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 42, 83-106.
- Romano, M. (1991). Lower to Middle Ordovician trace fossils from the Central Iberian Zone of Portugal and Spain. In Barnes, C.R. & Williams, S.H. (eds.), *Advances in Ordovician Geology. Geological Survey of Canada, Paper 90-9*, 191-204.
- San José, M.A., Rábano, I., Herranz, P. & Gutiérrez-Marco, J.C. (1992). El Paleozoico Inferior en la Zona Centroibérica meridional. In Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 505-521.
- Sarmiento, G.N. & Rodríguez Núñez, V.M. (1991). Conodontos telychienses (Silúrico inferior) del Sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico). *Revista Española de Paleontología*, número extraordinario de Julio 1991, 151-156.
- Vannier, J. (1986). Ostracodes Palaeocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica*, Abteilung A, 193, 77-143.
- Vannier, J. (1986). Ostracodes Binodicopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Palaeontographica*, Abteilung A, 193, 145-218.
- WALTER, R. (ed.) (1982). Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. *Münstersche Forschungen im Geologie und Paläontologie*, 56, 1-130.



ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA SUCESION ORDOVICICO-SILURICA



Índice de autores

AGUADO, Roque	72	DIÉGUEZ, Carmen	83
AGUILERA PALLARÉS, Francisco	114	DÍEZ, J. Bienvenido	38, 89
ALBALADEJO, S.	49	DOMÍNGUEZ ALONSO, Patricio	50
ALBEROLA, Carmen	11	ESCRIBANO RÓDENAS, Margarita	50
ALVAREZ RAMIS, Concepción	32	FALCES, Santiago	105, 129
ARBIZU, Miguel	67	FERNÁNDEZ-MARTÍNEZ, Esperanza	39
ARENILLAS, Ignacio	93	FERNÁNDEZ REMOLAR, David	42, 44
ARIAS, D.	67	FERRER, Javier	38, 89
ARRIBAS, Alfonso	102	GÁMEZ VINTANED, José Antonio ..	24, 77, 111
ARSUAGA, Juan Luis	13, 82	GARCÍA, N.	46
ARZ, José Antonio	14	GARCÍA-BELLIDO, Diego	42, 48
ASTIBIA, Humberto	99	GARCÍA PALACIOS, A.	69, 109
BAJO, Idelfonso	116	GIBERT, J.	49
BARDET, Nathalie	17	GIL CID, M ^a Dolores	50
BELLO VILLALBA, Julia	19	GILI, Eulàlia	51
BLÁZQUEZ, Ana María	21	GONZÁLEZ DONOSO, José María	53
BRITO, Juan Manuel	65	GOROSTIDI, Amalia	56
BROUTIN, Jean	38	GOZALO, Rodolfo	58, 60, 62, 77, 123
BUDUROV, Kiril	80	GRACIA, Ana	13
CALONGE, Amelia	23	GRAUVOGEL-STAMM, L.	38
CALVET, Francesc	80	GUILLEM, Jorge	65
CALVO, Alicia	105	GUTIÉRREZ-MARCO, Juan Carlos ..	42, 67, 69, 180
CANUDO, José Ignacio	24, 25	HERRANZ ARAÚJO, Pedro	69
CARAPITO, M. C.	28	IÑIGO, Carlos	71
CÁRDENAS, Joaquín	116	LABARBERA, Michael	51
CARLS, Peter	31, 119, 121	LAMOLDA, Marcos A.	56, 72
CAUS, Esmeralda	23	LAPLANA CONESA, César	75
CLEMENTE BELMONTE, Pilar	32	LARANJEIRA, R.	28
CORRAL, J. Carmelo	17	LINARES, Dolores	53
CÓZAR, Pedro	105, 129	LIÑÁN, Eladio	48, 60, 70, 91, 148
CUENCA BESCÓS, Gloria	25, 75	LÓPEZ ALCÁNTARA, Antonio	39
CUESTA RUÍZ-COLMENARES, Miguel Angel ..	34	LORENZO, Carlos	13
DELVENE, Graciela	35	MALDONADO, Enrique	71

MARÍN, María Dolores	78	RUIZ-OMENACA, José I.	25
MÁRQUEZ-ALIAGA, Ana	80	SANZ, José Luis	108
MARTÍNEZ, Ignacio	13, 82	SARMIENTO, Graciela N.	44, 109
MARTÍNEZ, Vicente	80	SEILACHER, Adolf	111
MARTÍNEZ-ORTÍ, Alberto	104	SENDRA SAEZ, Joaquín R.	114, 116
MAURÍCIO, G.	28	USERA, Juan	11, 21, 65
MAURRASSE, Florentin J-M. R.	72	VALENZUELA RÍOS, José Ignacio	
MAYORAL, Eduardo	86		80, 117, 119, 121, 123
MELÉNDEZ, Guillermo	35	VIDAL, Gonzalo	
MÉNDEZ-BEDIA, Isabel	67		
MOCZYDLOWSKA, Malgorzata	91		
MOLERO, Guillermo	71		
MOMPARLER, Roser	84		
MONTERO, Angel	83		
MONTOYA, Plinio	78, 84		
MORENO-EIRIS, Elena	148		
MUÑIZ, Fernando	86		
MUÑOZ BARRAGÁN, Pablo	89		
MURELAGA, Xabier	99		
MURPHY, Michael A.	121		
PÁLACIOS, Teodoro	62, 91, 170		
PARDO, Alfonso	93		
PAUL, Christopher R. C.	56		
PEÑALVER, Enrique	95, 97		
PEREDA SUBERBIOLA, Xabier	17, 99		
PEREIRA, J.	28		
PEREJÓN, Antonio	148		
PÉREZ-MORENO, Bernardino P.	108		
PÉREZ-URRESTI, Isabel	19		
PERYT, Danuta	72		
PIÇARRA, J. M.	101		
PORRO MAYO, T.	69		
RÁBANO, Isabel	67, 102, 180		
RAMAJO CORDERO, Javier	19		
RIGBY, J. K.	101		
ROBLES, Fernando	104		
RODRÍGUEZ, Sergio	105, 129		