COMUNICACIONES

DE LAS

IX JORNADAS

DE

PALEONTOLOGÍA

MÁLAGA 1.993

Edit. J. M. GONZÁLEZ DONOSO

COMUNICACIONES DE LAS IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA

MÁLAGA, 28-30 de OCTUBRE DE 1993

J.M. González Donoso (Editor)

Comité Organizador:

Francisco Serrano Lozano (Presidente)
Dolores Linares Rodríguez (Secretaria)
José María González Donoso (Vocal por la SEP)
Leandro Sequeiros Sanromán (Vocal por la SEP)
Paul Palmqvist Barrena (Vocal tesorero)

ENTIDADES COLABORADORAS

El Comité Organizador agradece la colaboración prestada por las siguientes entidades:

- **Universidad de Málaga**
- **Sociedad Española de Paleontología**
- **Dirección General de Investigación Científica y Técnica**
- **Junta de Andalucía**
- **Ayuntamiento de Málaga**
- **Unicaja**

COMITÉ CIENTÍFICO

José María González Donoso
Leandros Sequeiros Sanromán
Francisco Serrano Lozano
Dolores Linares Rodríguez
Paul Palmqvist Barrena

Este Comité agradece a los especialistas que han colaborado en la revisión anónima de las comunicaciones presentadas a las IX Jornadas de Paleontología.

Imprime: GRAFICAS ATENEA, S.L.
C/. José Mª Freuiller, nº 30 - Telf.: 230 66 21
Depósito Legal: MA-592/93
I.S.B.N.: 84-600-8656-9

I. CONFERENCIA

LINARES, A.
HITOS EN EL DESARROLLO DE LA PALEONTOLOGÍA EN ANDALUCÍA DESDE MEDIADOS DEL SIGLO XIX..... i-xv

II. INTRODUCCIÓN A LA EXCURSIÓN

SERRANO, F.
GENERALIDADES SOBRE LA GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA..... xvi-xxvii

III. COMUNICACIONES

ARENILLAS, I., CANUDO, J.I. y MOLINA, E.- CORRELACIÓN ENTRE LA MAGNETOESTRATIGRAFÍA Y LA BIOESTRATIGRAFÍA CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL PALEOCENO INFERIOR EN AGOST (BÉTICAS) Y ZUMAYA (PIRINEOS)..... 1

COBO RAYAN, R., DE TORRES PEREZHIDALGO, T.- EL PROGRAMA "ELIEQUI" DE DIBUJO DE ELIPSES EQUIPROBABLES: APLICACIÓN AL MATERIAL DE OSO DE LA CUEVA R-27 DEL KARST DEL CERRO DE LA OLIVA (TORRELAGUNA, MADRID, ESPAÑA CENTRAL)..... 7

RODRÍGUEZ CAÑERO, R.- PRESENCIA DEL EVENTO DE EXTINCIÓN FRASNIENSE EN EL COMPLEJO MALÁGUIDE (CORDILLERA BÉTICA), DETECTADO MEDIANTE FAUNA DE CONODONTOS..... 13

MAYORAL ALFARO, E. y MUÑIZ GUINEA, F.- CONSIDERACIONES PALEOETOLÓGICAS ACERCA DE *GYROLITHES*..... 18

ANTÓN ORTÚZAR, M., LÓPEZ SANJAUME, G. y SANTAMARÍA ZABALA, R.- ESTUDIO PRELIMINAR DE LA ICNOFAUNA MIOCENA DEL YACIMIENTO DE SALINAS DE AÑANA (PROVINCIA DE ALAVA)..... 23

GUERRA-MERCHÁN, A., LOZANO FRANCISCO, M.C. y VERA PELÁEZ, J.L..- ESTUDIO PRELIMINAR DE LA MALACOFAUNA PLIOCÉNICA DE LA REGIÓN DE NERJA (PROVINCIA DE MÁLAGA)..... 29

GONZÁLEZ DELGADO, J.A., SIERRO, F.J. y CIVIS, J.- CAMBIOS GLOBALES DEL NIVEL DEL MAR Y CONCENTRACCIONES DE MEGAFAUNAS MARINAS SOMERAS EN EL NEÓGENO DEL OESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA..... 33

CANUDO, J.J., GONZALVO,C. y MOLINA, E.- LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL TRÁNSITO EOCENO MEDIO-SUPERIOR EN LA CUENCA DE JACA (HUESCA, PIRINEO): IMPLICACIONES BIOESTRATIGRÁFICAS Y PALEOCEANOGRÁFICAS..... 37

CANUDO, J.I. y MOLINA, E.- IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS DE LAS VARIACIONES DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS Y DEL ISOTOPO $\partial^{13}C$ EN EL TRÁNSITO PALEOECENO-EOCENO EN SUMAYA Y CARAVACA..... 43

TORRES PEREZHIDALGO, T. y GUERRERO PACHECO, P.- ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LA MORFOLOGÍA DE LOS METÁPODOS DE LOS OSOS ESPELOIDES DEL PLEISTOCENO IBÉRICO: **URSUS DENINGERI** VON REICHENAU Y **URSUS SPELAEUS** ROSENMÜLLER-HEINROTH..... 49

AGUIRRE, J. y FERRIZ, F.J.- FOSILIZACIÓN EN CONCRECIONES DE ARENISCAS: IMPLICACIONES TAFONÓMICAS Y PALEOECOLÓGICAS..... 55

RUIZ BUSTOS, A.- NEW DATA ON LOWER PLEISTOCENE ARVICOLIDS. THE VENTA MICENA, BETFIA-IX AND VILLANY-5 SITES..... 60

BRAGA, J.C., JIMÉNES, A.P., MARTÍN, J.M. y RIVAS, P.- BIOCONSTRUCCIONES DE CORALLINÁCEAS PROFUNDAS Y SOMERAS EN SECUENCIAS DELTAICO-ARRECIFALES EN EL MESSINIENSE DE LA CUENCA DE SORBAS (ALMERÍA, SE ESPAÑA)..... 65

AGUSTÍ, J. y LLENAS, M.- LOS ROEDORES DEL MIOCENO INFERIOR DE ELS CASOTS (VALLÉS-PENEDES). NOTA PRELIMINAR..... 70

MENDOZA, M., PALMQVIST, P., GUERRERO, S., MARTÍNEZ NAVARRO, B., PÉREZ CLAROS, J.A., GIBERT, J. y EISENMANN, V.- CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS, PALEOECOLÓGICAS Y PALEOETOLÓGICAS SOBRE LA COMUNIDAD DE MACROMAMÍFEROS DE VENTA MICENA (ORCE, GRANADA)..... 73

SORIA, M. y MELÉNDEZ, G.- LA PROTECCIÓN DE YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS EN ARAGÓN (ESPAÑA). MODELO DE ACTUACIÓN SOBRE PROTECCIÓN DE YACIMIENTOS EN LA LOCALIDADES DE RICLA Y AGUILÓN (PROVINCIA DE ZARAGOZA, ARAGÓN)..... 79

PEÑALVER, E. y MARTÍNEZ DECLÓS, X.- APORTACIONES A LA PALEOENTOMOFAUNA DEL MIOCENO INFERIOR DE RIBESALBES (CASTELLÓN, ESPAÑA)..... 85

CUESTA, M.A., JIMÉNEZ, E. y GIL TUDANCA, S.- FUENTESAUCO: NUEVO YACIMIENTO DE VERTEBRADOS EN EL LÍMITE EOCENO MEDIO - EOCENO SUPERIOR, DE LA PROVINCIA DE ZAMORA..... 91

OLÓRIZ, F., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J. y CARACUEL, J.E..- POSIBILIDADES DE APLICACIÓN DEL ANÁLISIS ECOESTRATIGRÁFICO EN MATERIALES DE JURÁSICO SUPERIOR..... 93

REGUANT, S.- LOS BRIOZOOS COMO INDICADORES PALEOAMBIENTALES Y COMO FAUNA DE INTERÉS BIOSTRATIGRÁFICO..... 99

GONZÁLEZ DONOSO y DE CARRANZA.- SOBRE LA EXISTENCIA DE DIMORFISMO EN *NEOGLOBOQUADRINA* (FORAMINIFERIDA, GLOBIGERININA)..... 105

SERRANO, F., GUERRERA, F. y DELLE ROSE, M.- SOBRE LA PRESENCIA DEL GRUPO DE *GLOBOROTALIA FOHSI* EN LAS MARGAS DE VICCHIO (APENINOS SEPTENTRIONALES, ITALIA). IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS..... 111

GONZÁLEZ DONOSO, J.M. y LINARES, D.- CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS EN LOS FONDOS ATLÁNTICOS Y MEDITERRÁNEOS RECIENTES, A PARTIR DE UN ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES..... 117

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. i-xv. MÁLAGA, 1993.

HITOS EN EL DESARROLLO DE LA PALEONTOLOGIA EN ANDALUCIA DESDE MEDIADOS DEL SIGLO XIX

A. LINARES

Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.

El objetivo principal de estas reflexiones es el análisis de la configuración de la Paleontología como ciencia moderna en España y especialmente en Andalucía.

A nivel mundial o doctrinal, la constitución de la Paleontología como ciencia en sentido estricto fue un largo proceso que abarcó todo un siglo: desde los acercamientos de los naturalistas del siglo XVIII que culminarían con la obra de Cuvier, hasta las investigaciones de los paleontólogos profesionales de finales del siglo XIX. El factor decisivo en este desarrollo fue su utilidad para la cartografía geológica que demandaban las industrias y agricultura decimonónicas. Sin embargo, para explicar la formación de la Paleontología como ciencia en sentido moderno, hace falta analizar el desarrollo histórico paralelo a la diversificación conceptual de la misma y de los métodos empleados, así como al conocimiento biológico.

El estudio del desarrollo de la Paleontología española a lo largo del siglo XIX nos proporciona un modelo de proceso de modernización de una ciencia. A grandes rasgos, este proceso se puede resumir de la siguiente forma: a un periodo de investigaciones realizadas por europeos, con tradición paleontológica, que básicamente se limitaron a descripciones geológicas generales y donde los fósiles apenas tuvieron importancia, le siguió otro, en el que la necesidad de obtener cada vez mejores mapas geológicos hizo posible que la labor de la paleontología estratigráfica adquiriera una importancia extraordinaria, lo suficientemente útil a la sociedad como para que se potenciaran al máximo los estudios realizados por profesionales de la Paleontología. De esta manera, la primera entidad estable que dio cabida a un importante cometido paleontológico fue la Comisión del Mapa Geológico de España (1875). Por otro lado, la creciente labor investigadora de la Universidad y del Museo de Historia Natural de Madrid proporcionaron un aumento, tanto de la calidad como de la cantidad de obras paleontológicas, de manera que a finales del siglo pasado podemos considerar a la Paleontología, tanto en su vertiente metodológica y científica, como en su vertiente profesional y social, como ciencia comparable a la Botánica o a la Zoología, situación que no compartía a principios del siglo pasado.

UN SIGLO DE PROSPECCIÓN GEOLÓGICA.

Los grandes precursores.

Los primeros datos precisos sobre la geología regional de Andalucía fueron suministrados en el curso del segundo tercio del siglo XIX, por valientes e infatigables naturalistas, viajeros atraídos por la belleza de España, desconocida para ellos, y también por su riqueza minera. Lo pintoresco de sus relatos no se puede separar de sus observaciones.

Después de Haussmann (1830 y 1841) que nos proporciona un esbozo del centro de Andalucía y Silvertop (1834 y 1835) que se ocupa de la cuencas terciarias, vinieron E. de Verneuil y E. Collomb, quienes después de haber recorrido una gran parte de España y especialmente Andalucía, nos concretan sus observaciones en diversas notas (1853, 1856, y otros) y nos presentan un bello mapa geológico de la Península Ibérica a escala 1:500.000 (1ª edición: 1864; 2ª edición: 1868).

Los grandes pioneros

Después de estos trabajos episódicos tuvo lugar una coordinación, concretamente bajo la égida de la Comisión del Mapa Geológico de España. Andalucía fue entonces objeto de estudios metódicos publicados en gruesas memorias. De Oeste a Este están las obras de Mac Pherson (1873, 1874, etc.) sobre la provincia de Cádiz, de Orueta (1875, 1877, etc.) sobre las serpentinas de Ronda (Málaga), de L. Mallada (1878, 1884, etc.) sobre las provincias de Córdoba y Jaén, de Gonzalo y Tarín (1881, 1892, etc.) sobre la provincias de Granada y Almería; Cortázar y Palo (1875, 1882, etc.) ponen su atención en las provincias de Almería y Valencia.

Todos estos trabajos van a tener eco en las dos obras monumentales de L. Mallada, una consagrada a la Paleontología (1875) y la otra al Mapa Geológico de España (1895-1911).

La Comisión del Mapa Geológico de España: Los impulsos institucionales en la segunda mitad del Siglo XIX

En 1870 siendo ministro de Fomento José Echegaray, y director de la Rama de Minería E. Saavedra se creó la Comisión encargada de formar el Mapa Geológico de España (22 de Abril 1870).

Sin embargo, la constitución material de la misma apenas pudo realizarse. Fernández de Castro regresó de Cuba y ascendido a Inspector del Cuerpo de Minas se puso al frente de la Comisión. Logró la protección del ministro de Fomento y consiguió el decreto de reorganización (28 marzo de 1873). Esta nueva presidencia dio vigor a la Comisión; para ello se nombró una comisión de miembros de la Academia de Ciencias de París que visitó Andalucía para el estudio, de esta región española desde el punto de vista geológico. Dicha comisión estuvo formada por Fouqué, Lévy, Bergeron, Bertrand, Kilian, Barrois y Offrert. La calidad de los informes que realizaron hizo necesaria la traducción de los mismos. De esta manera se publicaron en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España las traducciones a partir de los Comptes Rendus de la Academia de Ciencias de París. Desde el punto de vista paleontológico cabe destacar los trabajos de Kilian y Bertrand sobre los terrenos secundarios y terciarios de las provincias de Granada y Málaga.

Una vez que se fue cartografiando el país se alejó el Mapa Geológico como objetivo y se buscaron aplicaciones industriales más directas. Las diferentes memorias que ahora salen a la luz tienen carácter industrial y científico, pues haciéndose los trabajos por cuenta del Estado se buscan resultados de inmediato empleo para adelanto de la industria y especialmente de la minería, la agricultura y las obras públicas.

En 1910 desapareció la denominación de esta Comisión y se sustituyó por el Instituto Geológico Español que seguiría encargado de la misma función, aunque con mayor énfasis en aspectos industriales y aplicados.

La Misión de Andalucía

El 25 de Diciembre de 1884 un temblor de tierra catastrófico sacudió Andalucía. Su epicentro se situó al Norte de Vélez Málaga. Este acontecimiento desencadenó una nueva serie de estudios sobre la Geología de la región donde convergieron los geólogos de numerosos países europeos. De 1885 a 1887 la bibliografía de la Memoria de la misión de Andalucía recensa una cuarentena de artículos que tratan del seismo, la geología de la región afectada y sus relaciones con otros hechos geológicos. Dos obras se distinguen por su importancia: las de Taramelli y Mercalli (1886) acompañadas de un mapa y, sobre todo, aquella publicada en 1889 por la misión enviada a Andalucía por la Academia de Ciencias de París. Del grueso volumen que presenta los resultados de las investigaciones de este equipo se distingue particularmente la monografía sobre los terrenos secundarios y terciarios de las provincias de Granada y de Málaga, debida a M. Bertrand y W. Kilian. Estos autores vuelven a tomar los datos anteriormente adquiridos, aportan numerosas cantidades de nuevas observaciones, levantan cortes, recogen nuevas faunas, elaboran un mapa a escala 300.000 y establecen la estratigrafía de la región sobre bases sólidas.

Los trabajos que tratan sobre la región estudiada se hacen en seguida numerosos. La importante memoria de Domingo de Orueta (1917) trata sobre una región situada más al SW, donde afloran calizas oolíticas con crinoides atribuidos al Bathonense fosilífero. L. Gentil (1918) pone en evidencia la existencia de mantos de corrimiento en el Subbético en una serie de notas. Aunque gran parte de los estudios de la Misión de Andalucía (1885-1889) fueron de naturaleza geofísica, representaron un vasto reconocimiento de los terrenos de las regiones de Granada, Antequera y Baena, lo que dio lugar a la confección de un Mapa Geológico y a los primeros cortes estratigráficos, acompañados de una rica recolección de fósiles, mayoritariamente ammonites.

En particular, el yacimiento de Cabra "El Titónico de la Fuente de los Frailes", ya renombrado en esta época gracias a las publicaciones de Verneuil, Mallada, Schloenbasch, etc., fue objeto de una investigación intensiva por W. Kilian (1889) en la que los fósiles titónicos y neocomienses fueron descritos y comparados con aquellos de los yacimientos europeos ya conocidos.

Algunas otras indicaciones geológicas conciernen también a las regiones de Priego y Montillana.

Los trabajos de la Misión de Andalucía representan una primera puesta al día de la estratigrafía hacia finales del Siglo XIX (1889). La diferenciación entre zona Bética y Subbética estaba ya establecida por Kilian.

L. Mallada, un gran investigador para el cambio de Siglo.

La traducción de los Elementos de Geología de Lyell por Ezquerra del Bayo a mediados del Siglo XIX (1847) abrió los caminos a la verdadera investigación paleontológica de España.

Los primeros geólogos españoles del siglo XIX, Ezquerra, Casiano de Prado, Schulz, Martín Donayre, Egozcue, Gil y Maestre, Gonzalo y Tarin y otros muchos, todos ingenieros de minas, publicaron numerosas monografías

de carácter regional en las cuales la Geología y la Paleontología Estratigráfica iban a la par, describiéndose en muchas de ellas yacimientos fósiles que luego han llegado a ser clásicos, como los de graptolitos en la provincia de Huelva y los de mamíferos miocenos en la provincia de Palencia.

Pero el indiscutible fundador de la Paleontología española fue Lucas Mallada que en la segunda mitad del siglo recogió todos los conocimientos paleontológicos de nuestra península; primero en su "Sinopsis" y luego en su "Catálogo de las especies fósiles halladas en España", obras que en la actualidad siguen siendo de interés en nuestros estudios paleontológicos.

Mallada cultivó, sobre todo, la Paleontología Estratigráfica y este carácter tienen la mayoría de sus publicaciones. La propia "Sinopsis" sigue una exposición estratigráfica. Empezó representando ejemplares españoles con figuras originales, pero ante dificultades insuperables terminó por reproducir figuras de fósiles clásicos, cambiando el carácter de la publicación y convirtiéndola en obra de consulta, en la que se llegaron a representar mas de 1400 especies en los tres tomos publicados, pues al final la obra quedó inacabada. El número de especies catalogadas fue ampliandose años más tarde hasta llegar a más de 4000.

Aunque la aportación de Mallada fue sobre todo de recopilación en sus dos obras citadas y en su monumental "Explicación del Mapa Geológico de España" (1895-1911, siete tomos con más de 4000 páginas), su aportación cierra una etapa de la Geología española. En sus investigaciones paleontológicas llegó a describir más de 50 especies nuevas y prueba evidente de su obra, genuinamente paleontológica, fue que las numerosas especies que le fueron dedicadas por diferentes paleontólogos nacionales y extranjeros traspasaron las fronteras españolas. José Landerer y J. Villanova, contemporáneos de Mallada, cultivaron la Paleontología en los ambientes universitarios. Landerer escribió el primer libro de Geología y Paleontología, y ambos nos dejaron importantes monografías sobre paleontología regional española.

La labor desarrollada por Lucas Mallada en el Cuerpo de Ingenieros de Minas y en el Instituto Geológico y Minero de España fue encomiable en todos sus aspectos.

En 1870, al consolidarse la Comisión del Mapa Geológico de España, iniciada por Ezquerra del Bayo en 1850, consiguió ser destinado a ella para ver realizada su vocación de geólogo y paleontólogo de campo. En tiempos de gran agitación política y social (exilio de Isabel II, reinado de Amadeo de Saboya y restauración de la monarquía borbónica de Alfonso XII), recorrió España elaborando minuciosamente varios mapas geológicos. Como resultado de estos intensos años de trabajo de campo y laboratorio publicó ocho gruesos volúmenes de memorias geológicas, con un total de 5654 páginas relativas a las provincias de Cáceres, Huesca, Navarra, Tarragona, León, Teruel, Córdoba y Jaén. En estas provincias andaluzas ya Mallada reconoció la relación entre la complejidad tectónica y la frecuencia de afloramientos triásicos. La síntesis de todos estos trabajos comenzó a editarse a partir de 1875, como explicación del Mapa Geológico de España en el que invirtió 16 años (Mallada 1875-1911).

Hombre de profundos conocimientos geológicos, valoró siempre, en su justa medida, la importancia del registro fósil en los estudios estratigráficos. Preocupado por el escaso conocimiento paleontológico de sus colegas que trabajaban en el Mapa Geológico, inició en 1875 la recopilación de datos para la publicación de lo que sería la "Sinópsis de las especies fósiles que se han encontrado en España". Fruto de su tesón fue la ordenación de su trabajo: el material fue publicándose en el Bol. Geol. y Minero entre los tomos II y XVII (1875 y 1891). Simultáneamente, pero en volúmenes aparte, se publicaron otras tres obras: Terreno Paleozoico (1878), Sistemas Triásico y Jurásico (1885) y Sistema Cretácico inferior (1887). Estos trabajos recopilan una ingente cantidad de información dispersa en la bibliografía de finales de siglo.

Para la comunidad científica de Paleontólogos españoles era un deber y sobre todo un motivo de orgullo profesional divulgar las aportaciones de Mallada a través, sobre todo, de la publicación de la "Sinopsis" y del "Catálogo". El objetivo de la publicación de la "Sinopsis de las especies fósiles" (Mallada 1878-87), en el que se describen unos 1500 fósiles que se figuran en 200 láminas, fue colaborar a resolver una gran dificultad de los miembros de la Comisión del Mapa Geológico: "la carencia de un cuerpo de doctrina donde se hallen reunidos los diversos materiales hasta ahora conocidos de la Paleontología española" (Mallada 1878, pag.1). Y más adelante añade: "Reunir en un solo volumen los datos esparcidos y obtenidos hasta el día y presentar los rasgos más notables de cada especie nos parece de interés para los principiantes, que por falta de libros de Paleontología necesarios se ven detenidos en la precisa clasificación de las formaciones y desilusionados desde los primeros pasos que dan en el terreno (Mallada 1878, pp.1-2).

El Congreso Geológico Internacional de Madrid (1926) y Blumenthal

En 1926 con ocasión del Congreso Internacional de Madrid, varias excursiones se organizaron en Andalucía. En esta ocasión Blumenthal se establece en las Cordilleras Béticas en donde permanecerá diez años. Después de haber presentado algunas notas breves y sintéticas (1927, 1928, 1929) publicó corte tras corte dos memorias (1930 y 1931) acompañadas de mapas a escala 1:75.000 que recubren la parte meridional del sector de Antequera y sus alrededores. A continuación extendió sus investigaciones a regiones más occidentales. Aunque utilizó sin modificar muchos datos estratigráficos de sus antecesores, él aporta una impresionante cantidad de nuevas observaciones, de datos que conciernen a la cartografía, la tectónica y a la interpretación de la región. Mientras que Blumenthal cubría el W de la Cordillera, H.A. Brouwer y sus alumnos se ocupaban de las zonas internas en el E de Granada y P. Fallot de la parte oriental de las Cordilleras Béticas. Todos estos trabajos hicieron concebir a P. Fallot en 1948 una síntesis del conjunto de la Cordillera. Este trabajo será un modelo para los geólogos alpinos.

P. Fallot, un impulsor de la modernización de la Geología de las C. Béticas sobre bases estratigráficas y paleontológicas (1927-1961).

Aunque la obra científica realizada por Fallot se extiende a todo el Mediterráneo occidental, su verdadera vocación se refiere de manera concreta a España.

Es interesante destacar dos aspectos de la obra española de Fallot. El primero es bien conocido y fácil de inventariar: es el de su aporte al conocimiento de los problemas estratigráficos, paleogeográficos y tectónicos de las zonas alpinas de España. Es un aspecto que naturalmente aparece reflejado en las numerosas publicaciones y mapas de Fallot. El otro aspecto, no menos interesante, es el de su influencia sobre los geólogos españoles. En España, como en todas partes, su trabajo se ejerció siempre en el dominio de las regiones alpinas, especialmente en lo que concierne a la cartografía, estratigrafía, y sobre todo a los aspectos tectónicos. En lo que se refiere a la estratigrafía del Mesozoico no se tenían más que las divisiones principales del Trías, algunas vagas ideas sobre la presencia del Oxfordense y, de manera poco precisa, sobre la existencia del Cretácico.

Fue en 1927 cuando Fallot comienza sus trabajos sobre los álpides béticos, atraído sin duda por las concepciones tectónicas de Staub y por aquellas no menos interesantes de la escuela de Brouwer sobre el Sur de la Península. Fue en este año cuando Fallot hizo su primera comunicación sobre las regiones de Cabra y Priego de Córdoba, seguida de varias notas sobre las regiones vecinas. Pero el primer trabajo importante sobre este dominio es el que concierne a las Sierras de Cazorla y Segura. Estos trabajos aparecieron en 1928 y Fallot hizo un valioso estudio estratigráfico y estructural de este sector oriental de las Cordilleras Béticas.

Comienzan en esta misma época sus primeros trabajos en el Norte de Marruecos en colaboración con el suizo Blumenthal, uno de los primeros investigadores de la región Bética, y con el ingeniero español Agustín Marín. A pesar de sus salidas africanas ocasionales, Fallot continúa ocupándose asiduamente de las Cordilleras Béticas y en los años siguientes van apareciendo sucesivamente sus síntesis estratigráficas sobre el Trías (1923), el Lías (1933) y el Jurásico (1933-1934) de estos dominios, aunque basadas sobre datos bastante dispersos. Estas síntesis constituyen un punto de partida de valor inestimable para la estratigrafía del Sur de España.

Aparecen después varias notas diversas y una importante monografía sobre la Sierra Harana (1935), esta última en colaboración con Blumenthal.

La guerra civil española vino a interrumpir sus trabajos de campo. Pero él continuó elaborando notas que se concretaron en varias comunicaciones sobre el sector oriental de la Cordillera (1943-1944), entre Alicante y el Guadiana Menor; se trata de una obra de unas 500 páginas de gran interés estratigráfico y tectónico, de obligada consulta para los geólogos alpinos.

Pero hay que esperar a 1945 para que Fallot renueve su contacto directo con el terreno andaluz, realizando este año una primera campaña con un equipo de geólogos españoles, Noël Llopis, Eduardo Alastrué y Luis Solé Sabarís. Esta campaña estuvo dedicada a la Sierra de Baza y dio lugar a varias notas sobre la estratigrafía del Trías (1946). En 1947 y 1949 Fallot realizó con Solé Sabarís otras dos campañas en el mismo sector y las zonas vecinas, campañas cuyos resultados se reflejan en varias notas aparecidas entre 1950 y 1959 y que le permitieron establecer contacto con los dominios internos de las Cordilleras Béticas estudiadas sobre todo por la escuela holandesa.

Con J.M. Fontboté, profesor y creador de la Sección de Geología de la Universidad de Granada, efectuó otras varias campañas sobre esta misma zona, realizando entonces un sueño perseguido desde hacía bastante tiempo: situar en la región Bética a varios de sus mejores discípulos y colaboradores franceses: Durand-Delga, Magné, Faure-Muret, Busnardo, etc., comenzando entonces con ellos uno de sus más fecundos ciclos de actividad sobre la Zona Béti-

ca, tanto por el numero y la calidad de sus colaboradores como por el hecho de la experiencia que él adquirió de la geología andaluza.

Ahora que conocemos a grandes rasgos la evolución de las actividades de Fallot en el Sur de España, veamos cuales son los principales resultados obtenidos por él y sus colaboradores. La hipótesis atrevida y enteramente fantástica de Staub sobre las Cordilleras Béticas, es decir, el sistema montañoso que se extiende entre el Guadalquivir y el Mediterráneo, no reposa más que sobre tres raros puntos de apoyo, pero ella ha tenido el mérito de constituir el primer ensayo tectónico de conjunto sobre la estructura de las Cordilleras Béticas. Nicklés en 1904, y Douvillé en 1906, habían reconocido ya localmente la existencia de importantes corrimientos, pero fue Staub quien asimiló el conjunto de las Cordilleras Béticas a un edificio de grandes mantos de corrimiento de estilo alpino y quien estableció su estrecho paralelismo con las unidades tectónicas de los Alpes, en una ordenación espacial y temporal análoga a la de los diferentes mantos de corrimiento.

Fallot, precursor de la Paleontología moderna en Andalucía

Los numerosos trabajos, tanto estratigráficos como tectónicos, de P. Fallot no le permitieron perseverar en la Paleontología y es verdaderamente lamentable, porque el entusiasmo y vocación por el estudio de los fósiles se había manifestado en él desde el comienzo de su carrera científica. M. Collignon recuerda con emoción la ayuda entusiasta y tan desinteresada que Fallot le aportó entre 1924 y 1930 siendo profesor de Nancy, cuando él venía a pedirle consejo a propósito de sus primeros trabajos sobre los fósiles de Madagascar.

Fallot se había formado en la escuela de Kilian: así se comprende que se entregara con gusto al estudio de los ammonites y justamente su primera publicación fue un estudio sobre los materiales de la colección Nolan recogidos por este investigador en el Gault de Baleares.

Por esa misma época Fallot redactó un magistral estudio sobre las Rhynchonellas portlandienses, neocomienses y mesocretáceas del SE de Francia en colaboración con M.CH. Jacob. Por último, habiendo recibido de M.M. Faura y Sans y Bataller una fauna jurásica de España, quiso estudiar y visitar el terreno de la que procedía e hizo nuevas recogidas y elaboró, con F. Blanchet, los elementos de una obra clásica (1923).

Fallot realizó también un interesante estudio sobre los Phylloceratidos, no sólo por el detalle de sus líneas de sutura sino también por el de sus secciones. Además, hizo algunas consideraciones sobre los Desmoceratidos, especialmente sobre el género Silesites. El último trabajo paleontológico que P. Fallot escribió en colaboración con F. Blanchet, fue el de los terrenos jurásicos de Cardo y de Tortosa (prov. de Tarragona) en 1923.

La obra paleontológica de P. Fallot subsiste íntegramente hoy día. Podemos sentir vivamente que P. Fallot no hubiera seguido cultivando la paleontología de igual modo que la geología, porque hubiera llegado a ser, sin duda alguna, un maestro incomparable en paleontología como lo fue en geología.

MARCO GENERAL DE LOS ESTUDIOS DE LOS ÚLTIMOS TREINTA AÑOS EN ANDALUCÍA

Estudio de las Cordilleras Béticas

Aunque como se ha visto hay estudios anteriores realizados por diferentes escuelas e investigadores, especialmente franceses y holandeses, el interés por el estudio integral, sistemático y detallado de las Cordilleras Béticas comienza con la creación y desarrollo de la Sección de Geología de Granada y tiene especial expresión a partir de 1960. La fundación de la Sección de Granada coincide con una etapa de renovación de la Universidad española a final de los años cincuenta, en que se diversifican los estudios universitarios y se integran las Escuelas Técnicas Superiores en la Universidad.

En el estudio paleontológico hay varias etapas. La primera de formación de investigadores en los temas que iban a ser fundamentales y que prácticamente no se habían trabajado hasta la fecha: ammonoideos, microfacies y micropaleontología. Con este sustrato se abordan estudios regionales en la Zona Subbética (Tesis regionales en las que la bioestratigrafía es fundamental) y se inician las primeras Tesis de Paleontología (Micropaleontología).

De nuevo la renovación de la Universidad española viene a dar un impulso a la investigación paleontológica, a lo que hay que añadir la colaboración entre el CSIC y la Universidad.

En los años sesenta se produce un hecho fundamental cual es la creación de los Departamentos que sustituyen a las antiguas Cátedras. Esto supone introducir el concepto de equipo de trabajo, que los sectores más implicados en la investigación aprovechan para su desarrollo.

A partir del final de los años sesenta aparecen las figuras de profesores en formación (becarios y profesores

ayudantes) que dan un impulso a la Universidad, pues, en casos, multiplican por tres o por cuatro el número de miembros con dedicación exclusiva en los Departamentos.

La Ley General de Educación tiene unas previsiones para el desarrollo universitario que prácticamente suponen multiplicar por cuatro el número de profesores; aunque las previsiones no se cumplen, la Paleontología andaluza comienza un desarrollo inesperado hasta ese momento (se realizan nueve Tesis de carácter casi exclusivamente paleontológico en esos años)

Al mismo tiempo, a partir de esta Ley se crean nuevas Universidades y Colegios Universitarios que posibilitan un incremento notable de los investigadores en temas de Paleontología en Andalucía.

Es el momento del despegue de la investigación paleontológica en sí misma, aunque inicialmente muy ligada a la Bioestratigrafía, lo que supuso un gran apoyo para la realización del Plan Nacional de Cartografía Geológica (MAGNA). Al contrario de lo que había ocurrido en el siglo XIX, este plan de cartografía es posible gracias al desarrollo que habían adquirido las Ciencias Geológicas y la Paleontología, y en realidad no supuso un impulso para su desarrollo sino más bien un aprovechamiento de los conocimientos adquiridos previamente.

Otros temas. Sierra Morena.

Paralelamente se ha venido produciendo un estudio del Paleozoico de Sierra Morena. El ritmo de estos estudios es casi constante y no sufre ni los vaivenes ni los cambios de tema que ocurren en el caso de la Cordilleras Béticas. Sin embargo hay que destacar que aparte de los estudios realizados por otros centros de investigación, el desarrollo universitario de los años setenta permite la existencia de un grupo de paleontólogos en Andalucía que aún continúan con estos estudios, aunque pertenezcan en la actualidad a otras universidades. El tema ha tomado en los últimos años nuevos impulsos y equipos de diferentes Universidades (Complutense, Zaragoza, Oviedo) tienen proyectos de estudio de la paleontología de Sierra Morena con diferentes enfoques (bioestratigráfico, sistemático, paleoecológico, paleobiogeográfico, etc.). El desarrollo del concepto de "terrains" ha dado un giro a estas investigaciones que tienen un alto interés en el análisis de cuencas y con ello para la paleogeografía del Paleozoico de la Meseta.

Cambios en los intereses de la Paleontología. El desarrollo de la Paleobiología.

El siguiente hito se puede hacer coincidir con el **Congreso Internacional de Paleontología de Barcelona en 1980**. En él se plantean nuevas metas para los trabajos paleontológicos (Paleobiología, en especial Morfología y Paleoecología; Tafonomía, etc.); en Andalucía esto va a proporcionar un cierto cambio de la temática en los estudios. La bioestratigrafía sigue siendo el fundamento de los estudios sobre los ammonoideos y los foraminíferos, pero al mismo tiempo se potencia el estudio de la Paleontología del Neógeno; en este caso a los equipos clásicos que trabajaban en Andalucía se añaden, con carácter casi permanente, los de otras universidades como Salamanca, etc.

De este interés nace una colaboración que va a ser decisiva para el estudio de la Paleontología del Neógeno. Las zonas costeras de Huelva y Cádiz que habían recibido poca atención hasta el momento se convierten en el tema prioritario de los paleontólogos de la Sección de Geología de Huelva, que posteriormente en colaboración con el equipo de la Universidad de Málaga abordarán estudios comparativos que se desarrollan en la actualidad. En este contexto cabe citar la ampliación del estudio del Neógeno en las regiones de Almería y Málaga que se inició a mediados de los años setenta a partir de los investigadores de la Universidad de Málaga.

Cambios administrativos y desarrollo del PAI.

Sobre todo lo anterior, a partir de 1983 se produce la transferencia de las competencias sobre Universidad y Cultura a la Comunidad Andaluza, lo que permite el desarrollo de un programa de universidades y de investigación diferenciados de los del resto del país.

El programa Universitario de investigación ha multiplicado por tres la financiación que se recibía normalmente y ha duplicado o triplicado el número de becarios de investigación. Por otro lado, el Plan de Bienes Culturales de Andalucía incluye en los mismos los yacimientos paleontológicos de vertebrados, lo que ha permitido tener una financiación continua y suficiente para el desarrollo incipiente en Andalucía de esta rama de la Paleontología. Existen en la actualidad cuatro equipos consolidados cuyo interés fundamental es la Paleontología de Vertebrados, con enfoques muy diversos, pero que han dado un impulso importante a esta rama y a estudios de tipo Paleobiológico y Tafonómico.

CONSIDERACIONES SOBRE LA PALEONTOLOGÍA ANDALUZA.

Me voy a referir fundamentalmente a las últimas tres décadas y a tres aspectos diferentes:

1.- Estudios paleontológicos sobre Andalucía

2.- La paleontología de los centros andaluces y de los profesores formados en Andalucía.

3.- Trabajos realizados en los centros andaluces

Estudios paleontológicos sobre Andalucía

Andalucía ha sido foco de interés paleontológico dentro de España lo que se puede explicar por diversas razones:

A.- La gran extensión territorial de Andalucía, casi el 20% del total de España, equivalente o mayor que la de muchas regiones e incluso países europeos.

B.- Gran interés geológico desde antiguo.

Las características de los afloramientos son muy buenas, por su accesibilidad y ausencia de cobertera vegetal.

Existen unidades geológicas completas o que afloran en gran extensión, como Sierra Morena, las Cordilleras Béticas o las grandes depresiones (Guadalquivir, Almería, Guadix-Baza, Granada, etc.). A esto hay que añadir el hecho de su posición geográfica en la zona más meridional de Europa y en conexión con las unidades del Norte de Africa.

Aparte del interés geológico que supone la posibilidad de estudio de unidades completas, algunas de ellas contienen grandes reservas de materias primas que han sido explotadas desde la antiguedad: Sierra Morena, Alpujárride, etc. Lo que convirtió a la región en zona de estudio preferente desde el desarrollo de la Geología como ciencia.

C.- Afloran materiales desde el Precámbrico a la actualidad, en buena parte de los casos con gran riqueza en contenido fosilífero.

En un repaso muy rápido, se encuentran yacimientos de prácticamente todo el Paleozoico, con desarrollo de facies, especialmente marinas, de muy diversa índole: someras, de plataforma, pelágicas, arrecifales, etc., que añaden una diversidad paleoecológica a la puramente histórica. Salvo excepciones de gran mérito, en el Complejo Maláguide, la mayor parte de los estudios sobre la Paleontología del Paleozoico se concentran en Sierra Morena.

Respecto al Trías se está en una posición privilegiada, pues se encuentran facies de todo tipo, desde las más continentales ligadas a la meseta, a las de tipo germano andaluz (facies keuper), y a las de tipo alpino (alpujárride). No existe aún un estudio sistemático del Trías en su conjunto, sin embargo a los datos contenidos en los trabajos regionales hay que añadir otros de gran interés sobre moluscos (bivalvos y ammonoideos), braquiópodos, vegetales, etc. en el Trías de facies germánica.

El Trías alpujárride ha recibido una atención mayor en los últimos años, en especial en el estudio de algas y organismos arrecifales.

Lo mismo se puede decir del interés del resto del Mesozoico, que tiene un fuerte carácter mediterráneo y que está en continuidad sedimentaria con el terciario. Cabe destacar el Cretácico, con facies desde continentales a pelágicas que permiten un estudio paleontológico muy amplio. Sería prolijo destacar la historia de los estudios sobre la Paleontología del Mesozoico, pero baste decir que durante muchos años más de veinte autores, han presentado trabajos cada año sobre aspectos de bioestratigrafía y paleogeografía basados en ammonoideos y microfacies.

A diferencia de lo que ocurre en otras cordilleras, en el estudio de las Cordilleras Béticas, y en especial de las zonas externas, no se han podido utilizar, hasta hace relativamente poco tiempo, unidades litoestratigráficas, debido a los frecuentes cambios de facies y a las coincidencias de las mismas en épocas diferentes. Por ello, el desarrollo de la Estratigrafía, en especial la Paleogeografía y en gran medida de la Geología en general, se ha hecho sobre unidades bioestratigráficas que era necesario reconocer en cada punto. Los ammonoideos, los foraminíferos, las algas, etc. y el uso de las microfacies, han sido las herramientas básicas de esos estudios.

Las cuencas postorogénicas han tenido una evolución muy peculiar con un acúmulo constante de sedimentos hasta prácticamente la actualidad, lo que permite tener secuencias casi continuas de carácter marino y continental desde el inicio del Mioceno. Las correlaciones entre faunas marinas y continentales, la diversidad de facies y la abundancia de fauna, dan como consecuencia afloramientos de carácter único.

A esto hay que añadir de nuevo la posición privilegiada de la región entre las cuencas mediterránea y atlántica, que tienen una importancia especial en la historia del Mioceno terminal (Messiniense) y Plioceno y que continúan actualmente en el Mar de Alborán.

Los yacimientos de vertebrados continentales, dispersos en el Mioceno, son casi continuos a partir del Plioceno, con un registro muy amplio.

D.- Diversidad de grupos de interés paleontológico.

Resulta difícil hacer una clasificación de los grupos de organismos en Paleontología de acuerdo con su interés intrínseco, pero también es cierto que para estudios de tipos geológico regional o paleobiológico, por su abundancia o interés bioestratigráfico, hay grupos que dan un mayor rendimiento que otros. En este sentido, los estudios paleontológicos sobre Andalucía se puede decir que son muy jóvenes, pues la mayor parte de los trabajos se han encaminado hacia aquellos grupos de más interés para el desarrollo de la geología regional, aunque no siempre el enfoque de los estudios tenga carácter bioestratigráfico. Ya se ha insinuado anteriormente como del conocimiento de los mismos se ha pasado a estudios de tipo paleobiológico que son los más frecuentes en la actualidad, sin que por ello dejen de producirse publicaciones de corte más clásico en grupos nuevos. Al respecto se pueden destacar algunas monografías sobre Cocolitofóridos, Conodontos, etc.

Por otra parte, las limitaciones en los recursos humanos y materiales, tanto económicos como de técnicas, imponen unos límites que son similares en todas las regiones. No se han cubierto todos los grupos ni todas las edades ni todos los enfoques que interesan ,pero lo realizado resiste bien la comparación con otras regiones. En el cuadro adjunto se señalan sucintamente los principales grupos y edades estudiados en los últimos treinta años y que de forma permanente o esporádica aún se estudian en la actualidad, tanto por paleontólogos residentes en Andalucía como fuera de ella.

	Pr.	P.I.	P.S.	Tr.	J.	K.	Pal	Neo	Q.
Foraminíferos				x	x	+	+	+	+
Nannoplancton					x	+	+	x	
Algas				+	x	x		+	
Arqueociatidos		+							
Celentereos			x			x		x	
Ammonoideos				x	+	+			
Bivalvos				x	x	x		+	+
Otros moluscos		x						x	x
Trilobites		+							
Braquiópodos		x			x	x		x	
Briozoos								x	
Equinodermos					x	x		x	
Macrovertebra.								+	+
Microvertebra.								+	+
Ichnología	x	x			x			+	

La Paleontología de los centros y de los investigadores andaluces.

La historia arranca en los años cuarenta con la estancia en Granada del Prof. Meléndez, aunque como ya he indicado, los grupos de investigación se comenzaron a conformar al principio de los años setenta, en el único centro donde era posible, la Universidad de Granada, en el centro coordinado con el CSIC. Su ubicación fue fundamentalmente en la ciudad de Granada aunque también en Málaga y Jaén en sus Colegios Universitarios. Coordinados con dicho equipo aparecen los investigadores de la Universidad de Sevilla ligados a la Cátedra de Geología. Sobre este

núcleo se han conformado los grupos de investigación actuales en las Universidades de Granada, Málaga y Huelva. Hay que reseñar que por haber pertenecido al mismo y por relaciones de los investigadores con otros centros , se encuentran ahora trabajando en Andalucía, de forma más o menos permanente, miembros o equipos de las Universidades de Zaragoza, Murcia, Alicante, Barcelona, Complutense, Oviedo y de forma muy especial de la de Salamanca, así como del CSIC.

A su vez, ya de la mano de geólogos de universidades extranjeras o de paleontólogos andaluces, son importantes las aportaciones de la Universidad de Lyon y de la U. Católica de Lyon, y de las de Montpelier, Erlangen, etc.,etc.

Dada la historia de la investigación andaluza en Paleontología, esta aparece ligada en general a la Geología aunque en la actualidad administrativamente los paleontólogos estén ligados a estudios muy diversos: Geología, Biología, Ciencias, Ciencias Químicas, Antropología, etc. Esto también se refleja en los estudios de origen de los paleontólogos, en los que predominan los licenciados en Ciencias Geológicas, aunque tanto en Málaga como en Granada se están incorporando Licenciados en Ciencias Biológicas en los últimos diez años, tanto debido a las enseñanzas que imparten los antiguos miembros como al cambio producido en la Paleontología española ya comentado.

La organización en grupos de investigación realizado por el Plan Andaluz de Investigación permite tener una idea bastante fiel de los grupos de investigadores actuales. En este sentido hay en la actualidad cinco grupos de investigación en los que se encuadran paleontólogos: uno, el de Málaga exclusivamente formado por paleontólogos, dos en Granada donde son ampliamente mayoritarios y dos, uno en Huelva y otro en Granada, donde son minoritarios. Sobre estos, algunos miembros de grupos de investigación arqueológica realizan de forma mas o menos permanente trabajos sobre paleontología humana, o paleontología de vertebrados, integrados o reconocidos o no como grupos de investigación del Plan Andaluz de Investigación.

En total se pueden calcular que son unos cuarenta los paleontólogos que de forma permanente trabajaban en los centros andaluces en 1990, de ellos 35 en la Universidad y en el CSIC. El crecimiento ha sido muy rápido en los últimos años; así en el año 1960 existía sólo 1, en 1975 siete y en 1980 catorce. En la actualidad con el nuevo desarrollo de las Universidades andaluzas no existen paleontólogos en las Universidades de Cádiz y Almería ni en los centros propios del CSIC.

GRUPOS DE INVESTIGACION ANDALUCES

GRUPO	CENTRO	COMPOSICION				ACTIVIDAD						TEMA
		D	TS	PA	PAL.	T	RI	RN	C	M	PR	
4039	U.MALAGA	4	-	2	4	5	10	23	15	18	2	Foraminíferos planctónicos. Morfometría. Evolución geotectónica. Mediterráneo occidental.
4064	U.GRANADA U.CORDOBA U.JAEN U.LAUSSANNA C.S.I.C.	8	7	2	13	13	78	111	119	33	21	Evolución geológica y estratigráfica del borde Sur de la placa Ibérica. Sucesión faunística. Eccestratigrafía.
4076	U.GRANADA M.LEIDEN	8	4	2	11	3	48	73	27	23	10	Cuencas sedimentarias. Bioestrastigrafía. Sedimentología, Paleoecología, Paleobiogeografía.
4079	U.HUELVA U.SEVILLA	7	16	-	5	5	20	166	62	42	?	Cuaternario y Geomorfología de Andalucia. Faunas marinas y continentales. Investigación prehistórica.
4085	U.GRANADA C.S.I.C	7	4	-	1	3	15	95	71	25	21	Dinámica de cuencas. Cuencas neógenas béticas y Mediterráneo occidental.

D = Doctores; TS = Titulados Superiores; PA = Personal Auxiliar; PAL. = Paleontólogos
T = Tesis; RI = Revistas Internacionales; RN = Revistas Nacionales; C = Congresos; M = Monografías; PR = Proyectos

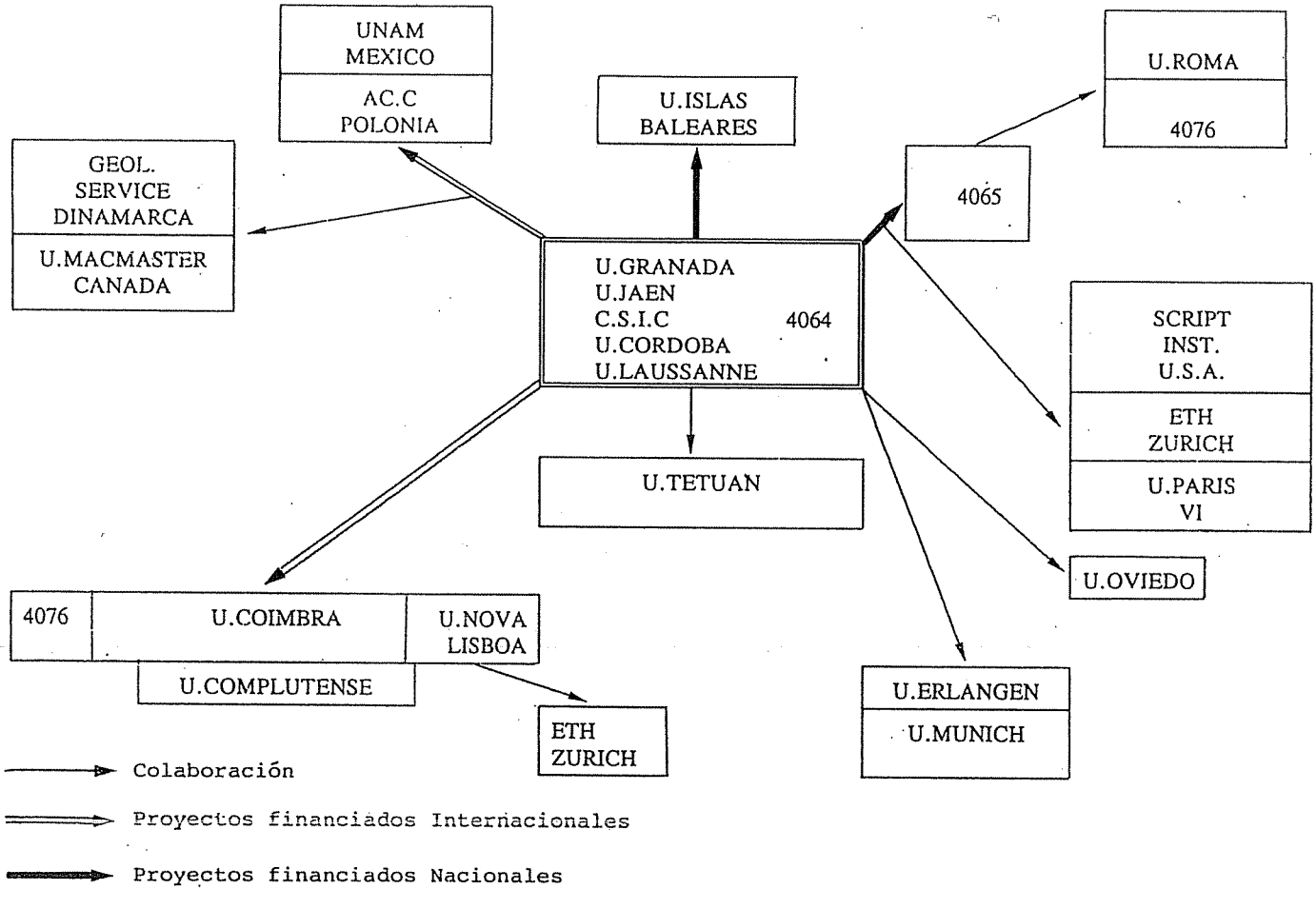
El número total de paleontólogos en Andalucía es importante por la concentración que supone, pero en cambio no alcanza la media de otras regiones en relación con la extensión o con la población; Andalucía supone casi el 20% del territorio y el 18% de la población de España.

La capacidad de formación de estos grupos no se corresponde en absoluto con la expectativas que ofrece la región. Esto provoca una fuerte endogamia pues la mayor parte de estos paleontólogos se han formado en centros andaluces. Al mismo tiempo existen investigadores formados en Andalucía, que continúan trabajando en ella pero que pertenecen a otros centros de fuera de la región como se verá posteriormente.

Este desequilibrio se observa también con relación a los temas que se abordan por los paleontólogos de Andalucía, que se enfocan fundamentalmente hacia actividades y grupos del Mesozoico, Terciario y Cuaternario. El Paleozoico prácticamente no se estudia de forma permanente en los centros andaluces, pero sí por paleontólogos nacidos o formados en Andalucía, del CSIC y de la U. de Zaragoza.

Por otra parte existe una fuerte interrelación de los paleontólogos con otros grupos de investigación y con investigadores de otros campos. Como ejemplo en el cuadro adjunto se pueden ver las relaciones de uno de los grupos de investigación con otros grupos andaluces y con investigadores de otros centros. En el mismo se han diferenciado dentro de las relaciones aquellas que están organizadas a través de proyectos de investigación financiados, tanto nacionales como internacionales, como las que resultan de relaciones directas.

El grupo 4064, ya complejo pues esta formado por investigadores de cinco entidades administrativas españolas y extranjeras, mantiene dos proyectos internacionales que implican a otro grupo de investigación andaluz y a ocho entidades nacionales y extranjeras. Dos proyectos nacionales financiados que implican a dos grupos de investigación andaluces y a cuatro entidades nacionales y extranjeras. Sobre ello mantiene relaciones casi permanentes con otras cuatro universidades, tres extranjeras y una nacional.



Trabajos realizados en los centros andaluces

Dadas las dificultades administrativas para obtener datos estrictamente fiables de todos los centros andaluces y las puramente instrumentales para tener datos de las actividades de todos ellos, se ha optado para ilustrar este apartado por analizar la actividad desarrollada por los investigadores de la Universidad de Granada en los últimos treinta años. Por el número actual de sus miembros esto supone más del 60% de los investigadores andaluces, esto es: una muestra representativa de los mismos. Si además del número actual tenemos en cuenta el tiempo de actividad de los mismos la representatividad supera el 70%, pues el resto de los investigadores se encuadran en centros relativamente jóvenes.

Se inicia el estudio en el año sesenta y se analizan los datos bianualmente, lo que evita en parte las fluctuaciones de publicación de las revistas en especial de las españolas, al tiempo registran más fácilmente los períodos de congresos de las diferentes especialidades y el propio ritmo de trabajo de los investigadores. Los datos correspondientes a los dos últimos años no son completos pues aún no están informatizados por los servicios administrativos, a lo que hay que añadir el normal retraso entre la fecha oficial de publicación y la fecha en que se distribuyen los trabajos.

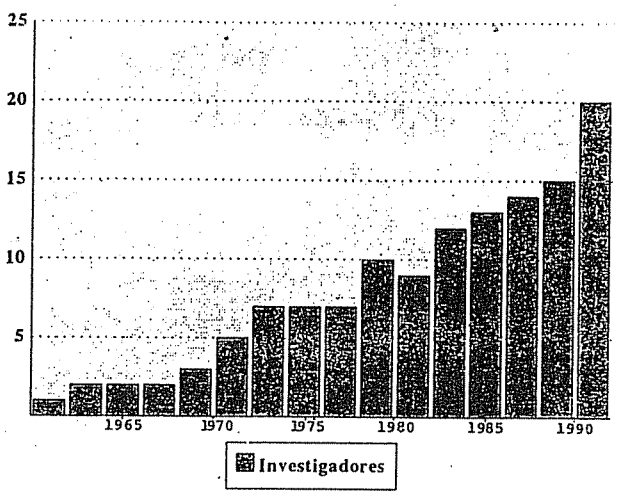
El análisis permite además profundizar en la historia de un equipo de investigación y completar con ello lo visto en el apartado anterior. El equipo tiene en la actualidad 25 investigadores de los que sólo 20 han publicado trabajos y el resto está en las primeras etapas de formación; a lo largo de su historia ha contado con otros siete investigadores que actualmente están en otros centros españoles, lo que supone el 25% de los integrantes del equipo y matiza la endogamia a la que me he referido en el apartado anterior.

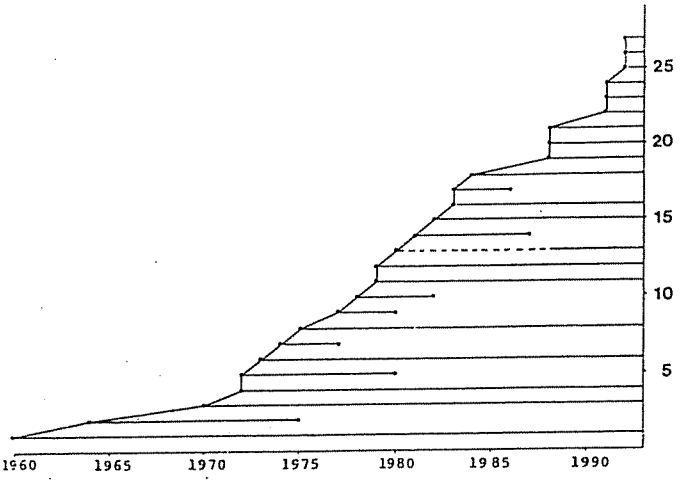
Dado que se está analizando la producción científica se ha hecho un estudio del equipo en función del tiempo/producción de los investigadores activos, esto es desde el momento en que producen la primera publicación hasta que realizan la última como investigadores del equipo, aunque puedan, y de hecho así ha ocurrido, continuar su trabajo activo en otros centros. En este cómputo no se han tenido en cuenta los trabajos de Tesis de Licenciatura o sus resúmenes publicados, ni los de Tesis Doctoral, pues los primeros corresponden a una actividad de muy corta duración y los segundos distorsionarían los datos dado que investigadores de otros centros han obtenido su doctorado por la Universidad de Granada por razones de procedencia u oportunidad.

I. Número de investigadores en el equipo

Del cuadro adjunto se desprende la existencia de un crecimiento contínuo, aunque con ligeros cambios de ritmo pero que se aproxima a una aceleración constante. De los 27 , 9 tienen una vida activa de más de diez años, 4 entre cinco y diez años y 14 de menos de cinco.

Esto da idea de la evolución del equipo, pero en la actualidad del mismo sólo se mantienen activos en la U. de Granada 20 investigadores; 7 con diez años o más, 3 entre cinco y diez años y el resto con menos de cinco, lo que pone de manifiesto la gran juventud del equipo, rasgo que hay que tener en cuenta al analizar los trabajos de investigación. Por otro lado éxiste una diferencia, variable de unos investigadores a otros, desde el inicio de su actividad desde el punto de vista administrativo y el registrado por su primera publicación; el rango de variabilidad sin embargo no es muy grande, entre 1 y 3 años.





II.- Producción científica

A. Publicaciones totales (Nacionales + Extranjeras)

El análisis de la producción científica indica, en una primera aproximación, una alta producción, mayor relativamente en los últimos años, lo que se observa fácilmente por la comparación entre los histogramas de publicaciones y el de investigadores que publican en cada momento. A pesar de esa tendencia general hay algunos puntos que conviene estudiar con mas profundidad, tanto máximos como mínimos, pues los cambios de ritmo en las publicaciones se pueden producir por:

- un descenso en la productividad
- un incremento "de oportunidad" (congresos, concursos, etc.)
- un cambio en la composición del equipo, no tanto cuantitativo como cualitativo
- otras razones como los cambios en los temas de investigación, que suponen una reconversión de los investigadores.

En general, las fluctuaciones afectan a las publicaciones en revistas nacionales, pues para las extranjeras la línea ascendente prácticamente es continua aunque con una aceleración fuerte desde los años ochenta.

Análisis de algunos puntos de interés:

1.- El incremento en las publicaciones coincide con una aumento de los investigadores del departamento, y con la aparición de la revista Cuadernos de Geología de Granada, donde se publicarán gran número de trabajos en estos años.

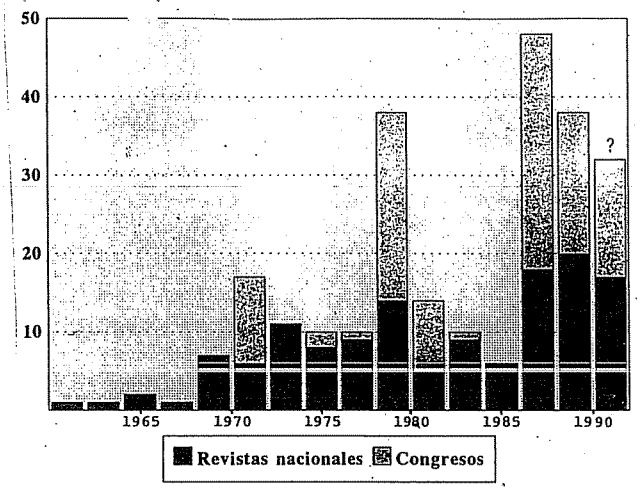
2.- El incremento brusco de las publicaciones no es correlativo con cambios en el numero de investigadores, habrá que analizar otras razones mas adelante.

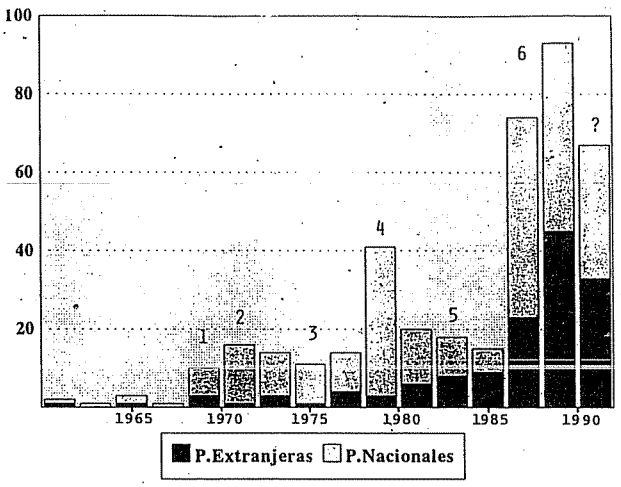
3.- Corresponde no con un cambio cuantitativo sino cualitativo, pues se crean los equipos en la U. de Málaga que supone la marcha de investigadores de experiencia en un momento de gran producción. Aunque el numero total de investigadores no cambia y debido a la incorporación de nuevos miembros en el equipo.

4.- No hay correlación con el numero de investigadores, aunque su número aumenta respecto a los de años anteriores.

5.- El descenso en la productividad coincide en parte con un cambio en el equipo, pero no es correlativo con los cambios en el número de publicaciones. Sin embargo se inicia en este momento un incremento cualitativo en la calidad o en el esfuerzo de publicación, pues aumentan los trabajos en lenguas extranjeras y en revistas extranjeras. Al tiempo se producen dos hechos importantes, uno interno: cambio en los temas de investigación; y otro externo: la gran incertidumbre sobre el futuro universitario, inmediatamente anterior a la LRU. Asimismo coincide con que dos miembros del equipo tienen responsabilidades administrativas casi a tiempo completo en la Universidad (15%). Hay que señalar que en este momento se producen publicaciones e investigaciones no paleontológicas en especial sobre educación y museística.

6.- Hay un incremento muy importante, tanto cualitativo como cuantitativo, en el número de publicaciones por investigador que conviene analizar posteriormente. La productividad crece mucho más rápidamente que los miembros del equipo





B.- Publicaciones nacionales

El punto 1 ya se ha indicado que coincide con la aparición de Cuadernos de Geología de Granada.

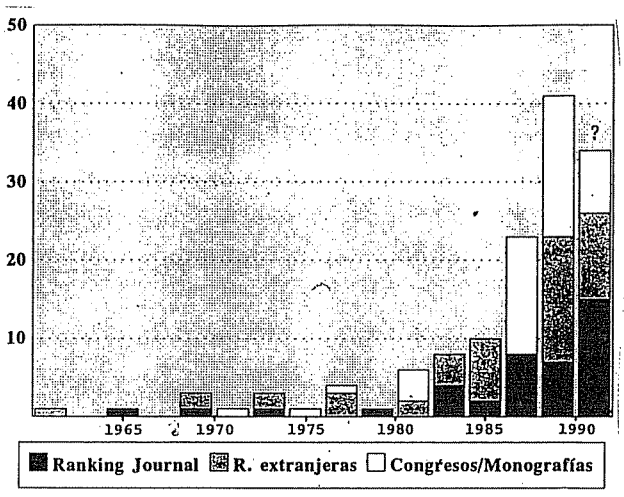
A fin de poder detectar las fluctuaciones debidas a publicaciones en congresos, dentro de las nacionales se estudian aquellas que han aparecido en revistas o actas pero procedentes de los congresos celebrados, y se separan de las normales en revistas periódicas. No se incluyen en este gráfico las monografías.

El punto 2 en gran medida se puede explicar por esto. Hay un incremento en las publicaciones en relación con el Congreso del Jurásico de Vitoria. Lo mismo ocurre con el punto 4 que coincide con el Congreso del Jurásico de Granada donde se presenta una monografía sobre las Cordilleras Béticas. En gran medida esto también explica el incremento importante de las publicaciones en revistas nacionales en 1987-88 con las correspondientes al congreso del Cretácico de Albacete. Posteriormente son congresos y reuniones sobre Jurásico en Logroño y el Congreso de La Sociedad Geológica en Granada, los que mantienen una alta producción en este tipo de publicaciones. A lo que hay que añadir la celebración de reuniones científicas en Granada sobre Algas y Jurásico de las Cordilleras Béticas.

De la figura también se desprende una producción relativamente baja en revistas nacionales que crece menos que el del número de miembros del equipo. Ésta puede ser una de las características del equipo: su escasa incidencia en las revistas nacionales periódicas en relación a su alta producción científica.

C.- Publicaciones extranjeras

Como ya se ha indicado existe un incremento substancial en las publicaciones en revistas extranjeras, en especial a partir del año 1978, incremento que es mantenido. Ese incremento es especialmente importante en los años 80-85. La explicación es múltiple. Por un lado, el aumento en la calidad correspondiente con la mayor formación del equipo, de otra parte, una revisión de los temas abordados, que comienzan a tener mayor contenido paleobiológico y, paralelamente, un aumento en la financiación de los equipos que permite abordar lo gastos de las publicaciones en lengua extranjera, que la mayor parte de las veces triplican como mínimo a los de las nacionales.



Por otro lado, de la gráfica también se desprende un incremento importante en las revistas del Ranking Journal que mejoran substancialmente la incidencia del equipo en la Paleontología. De nuevo son las aportaciones a congresos internacionales las que permiten explicar el incremento importante de los últimos años.

Hay que señalar que de este análisis se refuerza la opinión vertida en el apartado anterior sobre la escasa incidencia en revistas nacionales, pues en estos últimos diez años son más numerosas siempre las publicaciones en revistas periódicas extranjeras que en las nacionales.

En resumen, se puede decir que el equipo tienen una gran productividad científica, que ésta es de calidad y que la diversificación de temas y la reconversión sufrida en los años ochenta ha dado unos resultados inesperados.

Si de algo pueden valer estas reflexiones, a parte de lo erudito de las mismas, es para conectar y aprender de la paleontología algo acerca de su historia pasada y futura. La realidad científica y los intereses sociales han puesto a los paleontólogos ante nuevos retos insospechados hace diez años; si "el presente es la clave del pasado" hizo avanzar a nuestra ciencia y, en general a la geología, actualmente, "el pasado es una de las claves del futuro" es una obligación que debe guiar el trabajo paleontológico si queremos continuar siendo útiles a la ciencia y a la sociedad.

BIBLIOGRAFÍA

ALASTRUE, E. (1943) Sobre el Trias de la Zona Subbética en la transversal de Jaén. **Bol.R.Soc.esp.Hist.nat.,** Madrid, t. XLI, 567-574.

ALASTRUE, E. (1944) Bosquejo geológico de las Cordilleras subbética entre Iznalloz y Jaén. **Consejo sup. Inv.ci.,** Madrid, 159p.

BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1885) Sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie (provinces de Grenade t Malaga). **C.R. Acad.Sci.,** Paris, t. 100, 1057-1060. Trad. esp. (1886) **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t.XIII, 191-193.

BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1889) Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga. **Mem. Acad. Sci.,** Paris t. XXX, Mission d'Andalousie, 377-582,. Trad. esp. (1892) **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t.XVIII, 257-447.

BLUMENTHAL, M. (1927) Versuch einer tekonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest-And alusien. **Eclogae geol. Helv.,** Bâle, XX/4, 487-532.

BLUMENTHAL, M. (1928) Sur le dispositif des mappes de recuvrement de la Serrania de Ronda. **Eclogae geol. Helv.,** X X, 487-532.

BLUMENTHAL, M. (1930) Beiträge zur Geologie des betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce (Betisschen Antequera und Yunquera, prov. Malaga). **Eclogae geol. Helv.,** XXIII, 41-293.

BLUMENTHAL, M. (1931) Geologie des chaînes penibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zone imitroph es (Andalousie). **Bull. Soc. géol.,** France (5) I, 23-94.

BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935) Observations géologiques eur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. **Mem. Soc. esp. hist. natural,** XVII, 5-74.

BUSNARDO, R. (1962) Regards sur la géologie de la région de Jaén (Andalousie). **Livre Mém. P. Fallot,** Soc. géol. Fr., Paris, t.1, 189-198.

BUSNARDO, R. y FONTBOTE, J.M. (1958) Le chevauchement subbétique au Sud de Jaén (Andalousie). **C.R. Acad. Sci.,** Paris, t.247, 1366-1368.

DOUVILLE, R. (1906) Esquisse géologique des Préalpes subbétiques (partie centrale). **Thèse Sci. Paris,** n°1246, 223p.

EZQUERRA DEL BAYO (1850) Geognostiche Uebersichtkarte von Spanien erlauter von G. Leonhardt **Neues Jahrb für Min.** 1851, 39.

EZQUERRA DEL BAYO (1850) On the geology of Spain. **Quart. Jour.,** vol. VI, 406p.

FALLOT, P. (1927) Sur le région montagneuse comprise entre Priego et Cabra. **C.R. Acad. Sci.,** Paris, t.185, 1287-1289.

FALLOT, P. (1928) Notes stratigraphiques sur la chaine subbétique. I - Sur deux gisements de Lias. **Bol.R. Soc. esp. Hist. nat.,** Madrid, t.28, 105-110.

FALLOT, P. (1931-1934) Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagn oles. **Géol. Médit. occid.,** Barcelona t.IV, n° 1(part.II), - Introduction: 1931 - 1-8, -- I. Le Trias: 1931 - 9-28, -- II. Le Lias: 1932 - 29-64, -- III. Le Dogger: 1933 - 65-72, -- IV. Le Jurassique supérieur: 1934 - 73-118.

FALLOT, P. (1944) El sistema cretácico en las Cordilleras Béticas. **Mém. Inst. Lucas Mallada. Consejo sup. Inv. ci.,** Ma drid, 110p.

FALLOT, P. (1945) Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y rl Rio Guadiana Menor. **Mém. Inst. Lucas Mallada,** Consejo sup. Inv. ci., Madrid, 719p.

FALLOT, P. (1948) Les Cordilleres bétiques. **Estudios geol.,** Madrid, n° 8, 83-172.

FONTBOTE, J.M. (1970) Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. **Cuad. Geol.,** Granada, vol.1, 71-78.

FONTBOTE, J.M. y QUINTERO, I. (1960) Lavas almophadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera subbética). **Notas Comunic. Inst. geol. min. Esp.,** Madrid, n° 60, 85-90.

FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968). Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaies bétiques. **C.R. Acad. Sci.,** Paris, t. 266, 186-189.

GENTIL, L. (1918) Sur l'extension en Andalousie des nappes de recouvrement de la province de Cadiz. **C.R. Sc. Sciences,** Paris, t. 167, 83-85.

GONZALO y TARIN (1884) Reseña física y geológica de la provincia de Granada con un mapa. **Bol. de la Com. del Mapa Geol.,** t. VIII.

GONZALEZ DONOSO, J.M., LINARES, A., LOPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1971) Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas. **Cuad. Geol. ibérica,** Madrid, vol.2, 55-90.

HAUSSMANN, J. (1841) Uber das Gebirgssystem der Sierra Nevada und das Gebirge im Jaén. **Gottingische gelehrte Anzei-**

gen, Göttingen, n°190 et (1843) **Abh. K. Gesell. Wiss.,** Göttingen, 46 p. Trad. fr. (1842)- Sur le système de la Sierra Nevada de l'Espagne méridionale. **Ann.Sci.géol.,** Paris, I, 253-258.

KILIAN, W. (1889) Le gisement tithonique de Fuente de los Frailes près de Cabra (province de Cordoue). **Mém. Acad. Sci.,** Paris, t.XXX, Mission d'Andalousie I, 581-599, trad. esp. (1892). El yacimiento titonico de la Fuente de los Frailes. **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t. XVIII, 449-466.

KILIAN, W. (1889) Etudes paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. **Mém. Acad. Sci.,** Paris, t. XXX, Mission d'Andalousie II, 601-751, (1893) **Bol. Inst. geol. min. Esp.,** Madrid, t. XIX, 263-286.

MALLADA, L. (1875-1891) Sinopsis de las especies fósiles que han encontrado en España. **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t. II a XVIII, 491p.

MALLADA, L. (1880) Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba. **Bol.Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t. VII, 1-55.

MALLADA, L. (1884) Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t. XI, 1-55.

MALLADA, L. (1902) Explicación del Mapa Geológico de España: t. IV -Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico. **Mem. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, 514p.

MALLADA, L. (1904) Explicación del Mapa Geológico de España: t. V - Sistemas Infracretáceo y Cretáceo. **Mem. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, 519p.

MALLADA, L. (1907) Explicación del Mapa Geológico de España: t. VI -Sistemas Eoceno , Oligoceno y Mioceno. **Mem. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, 686p.

MERCALLI (1885) I grandi terremoti Iberi (Basega Nazionale. Abril, 1885).

MERCALLI y TARAMELLI (1885) Relazione sukIle observatori fatte durante un viaggio nelle regioni della Spagna colpite dagli ultimo terremoti. Nota preliminari (**Rendi R.Aca. dei Lincei,** Junio 1885).

MORALES, J. y RIVAS,P. (1987) Bioestratigrafía. Prospectiva en Ciencias de la Tierra. **CAICYT-CSIC,** 99-117.

NICKLES, R. (1902) Sur l'existence de phénomènes de recouvrements dans la zona subbétique. **C.R. Acad. Sci,** Paris, t. 134, 493-495. Trad. esp. (1906). **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,** Madrid, t. XXVIII, 41-43.

NICKLES, R. (1904) Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne, dans la zona subbétique. **Bull. Soc. géol. Fr.,** Paris, t. IV, 223-247. Trad. esp., (1906) **Bol. Com. Mapa geol. Esp.,,** t.VIII, 77-103.

NOVO Y CHICARRO, P. de (1926) De Sierra Morena a Sierra Nevada. Introduccion. **XIV Cong. geol. Esp.,** Madrid, Excursion A-5. I-XXIX.

PINO MEJIAS, J.L., HUERTAS DIAZ, J.L. y SOLIS CABRERA, F.M. (ed.) (1991) Inventario de Grupos de Investigación y Desarrollo Tecnológico. **Consejeria de Eduación y Ciencia.** t. I, 1-580, t. II, 583-1309.

SOLE SABARIS, L. (1942) Estado actual de nuestros conocimientos sobre los Alpides españoles. **Bol.Univ. Granada,** año XIV, n° 71, 425-465.

VERNEUIL, E. de y COLLOMB, E. (1853) Coup d'oeil sur la constitution geologique de quelques provinces de l'Espagne. **Bull. Soc. Geol. Fr.,** Paris, ser. 2, t. X, 61-147.

VERNEUIL, E. de y COLLOMB, E. (1856) Note sur l'Espagne: observations géologiques et barométriques faites en Espagne en 1855. **Bull.Soc. géol. Fr.,** Paris, ser. 2, t. XIII, 674-728.

VERNUEUIL, E. de y COLLOMB, E. (1869) Explication sommaire de la carte géologique de l'Espagne. **Savy** éd. Paris, 29 p. Trad. esp. **Bol. Com. Mapa géol. Esp.,** t.XII.

ANEXO

Información complementaria a la excursión de las
IX Jornadas de Paleontología.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. xvi-xxvii. MALAGA. 1993.

GENERALIDADES SOBRE LA GEOLOGÍA DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA

F. SERRANO

Departamento de Geología y Ecología. Universidad de Málaga. 29071-Málaga.

1. INTRODUCCIÓN

La provincia de Málaga ocupa una parte del sector SW de la Cordillera Bética. No obstante, los recorridos de direcciones meridianas a través de ella, muestran secciones relativamente completas, ya que, a excepción de las unidades más externas (Prebético y Unidades Intermedias), el resto de las grandes unidades de la Cordillera Bética están representadas en la provincia de Málaga.

A grandes trazos, en la provincia de Málaga se pueden diferenciar tres franjas paralelas de terreno con un recorrido entre N60E y N90E, cada una de ellas ocupada principalmente por una de las unidades de rango mayor:

Las Zonas Internas ocupan la franja meridional formando las alineaciones montañosas más próximas a la costa.

Dentro de las Zonas Internas, están representados el Complejo Maláguide, el Complejo Alpujárride y las Unidades Frontales.

El Complejo de los flyschs del Campo de Gibraltar ocupa la franja central, coincidiendo con terrenos generalmente deprimidos.

Las Zonas Externas ocupa la franja septentrional, donde alternan grandes elevaciones y terrenos deprimidos. Formando parte de estas zonas aparecen materiales del Subbético Ultrainterno, del Penibético (Subbético Interno) y del

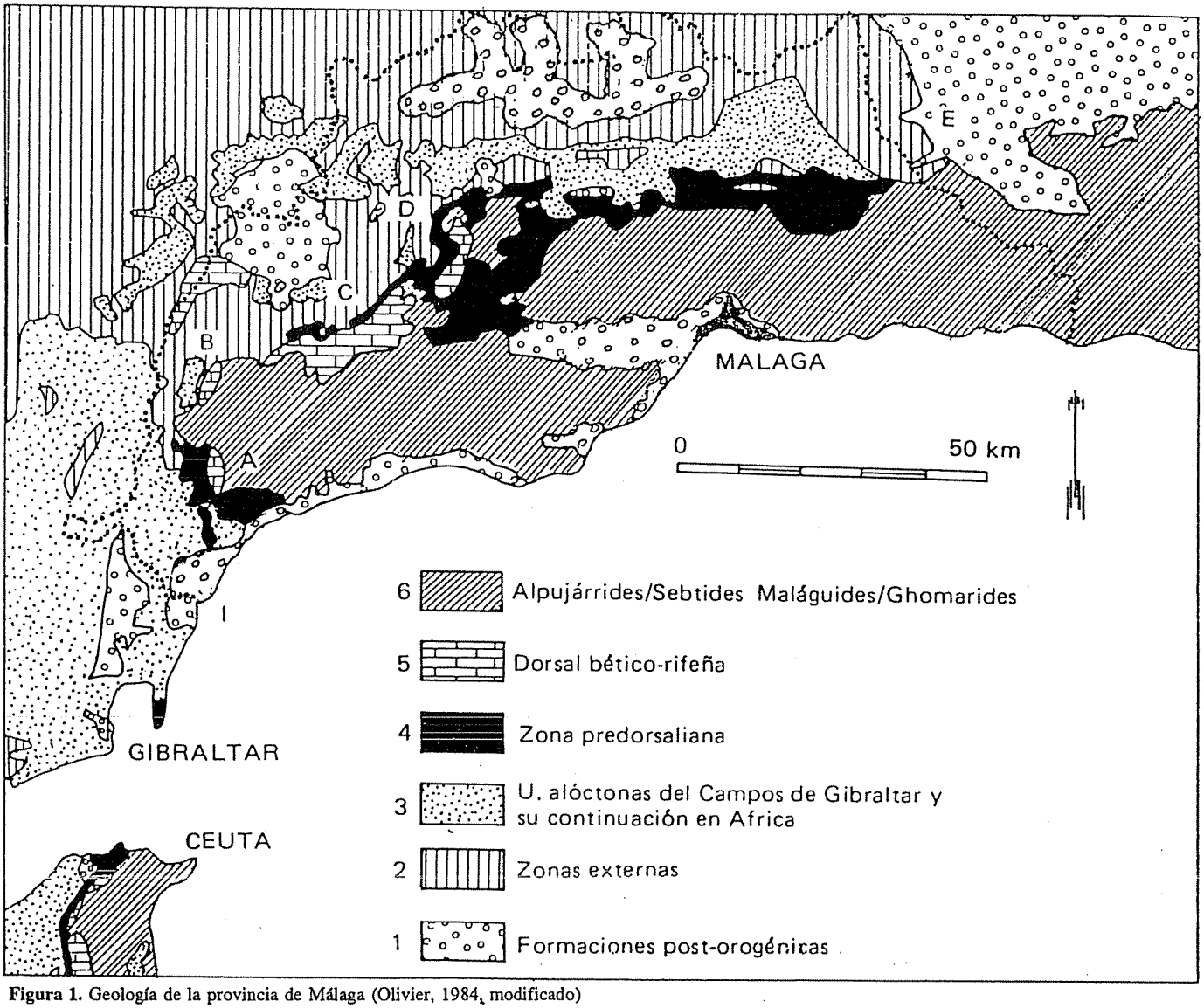


Figura 1. Geología de la provincia de Málaga (Olivier, 1984, modificado)

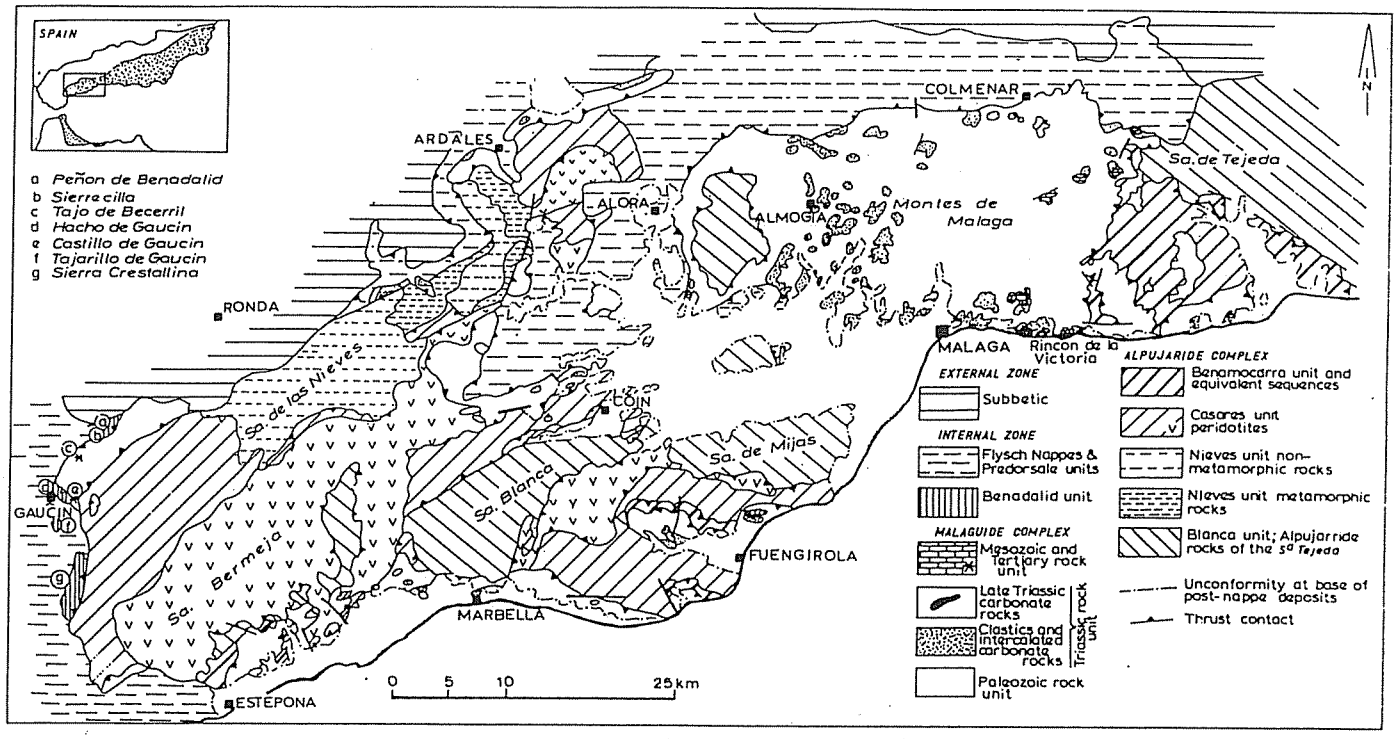


Figura 2. Distribución de las unidades de las Zonas Internas en la provincia de Málaga (Mäkel, 1985)

Subbético Medio. Muy cerca del límite norte, pero ya en las provincias de Córdoba y Sevilla (Sierras de Lucena y Estepa, respectivamente) se encuentran los materiales del Subbético Externo.

Finalmente también se encuentran depresiones postorogénicas, solapando al resto de las grandes unidades.

2. EL COMPLEJO MALÁGUIDE

Los materiales del Complejo Maláguide (Blumenthal, 1927; Durand Delga, 1963) constituyen la mayor parte de la comarca de Los Montes de Málaga; también afloran en una banda paralela a la costa occidental malagueña, casi sin interrupción desde Benalmádena hasta Estepona. Afloramientos relativamente amplios se encuentran también entre Casarabonela y Tolox, en la región de Guaro, entre Monda y Coín, al S. del Chorro, en la región de Ardales y una franja que bordea el O de las Zonas Internas entre Gaucín y Atajate.

2.1. El Zócalo

Dentro de los materiales del zócalo, se han distinguido clásicamente tres tramos o formaciones: la inferior y superior son predominantemente detríticas, mientras la intermedia es carbonática.

La formación detrítica inferior (Formación Morales; Mon, 1971). Aflora casi sin interrupción por la carretera de Las Pedrizas, desde Málaga hasta Casabermeja. Está constituida por pizarras y areniscas micáceas de tonos oscuros pardogrisáceos y verdosos, aunque localmente, en la parte superior de la formación pueden adquirir tonos rojizos. Minoritariamente, pero repartidos por toda la formación, se encuentran lechos delgados y segregaciones de cuarcitas. Los materiales han desarrollado una fuerte esquistosidad y los términos inferiores muestran los efectos del metamorfismo, con la aparición de andalucita negra en forma de granos más o menos equidimensionales, dando un característico aspecto moteado a las pizarras. En algunos puntos, las capas superiores han suministrado fauna del Silúrico, pero no se descarta que la parte inferior pueda pertenecer al Ordovícico.

En los Montes de Málaga, esta formación está densamente atravesada por una red de diques de rocas igneas subvolcánicas, cuya composición responde a basaltos toleíticos. En la literatura geológica es frecuente que se mencionen estas rocas como *diabasas*. La intrusión magmática que dió lugar a las diabasas se produjo durante el Mioceno Inferior y, por tanto, es mucho más reciente que los materiales que las contienen.

Las calizas alabeadas (Orueta, 1917). Sobre el tramo anterior se encuentra una formación carbonática muy extendida en el Maláguide de nuestra provincia. Estas rocas se pueden observan bien por la antigua carretera de los Montes de Málaga (v.g. a la altura de los túneles, en las proximidades de la Fuente de la Reina, etc.)

Las calizas alabeadas comprenden diversas litofacies que varían según su contenido detrítico entre calizas bastante puras, calizas areniscosas o pizarrosas, o incluso grauvacas calcáreas más o menos esquistosas. Su color es gris oscuro a negro, pero en el terreno dan tonos pardos claros por alteración superficial, y presentan abundantes venas rellenas de calcita esparítica blanca. La edad de las calizas alabeadas es fundamentalmente Devónico.

La formación detrítica superior (Formación Almogía; Mon,

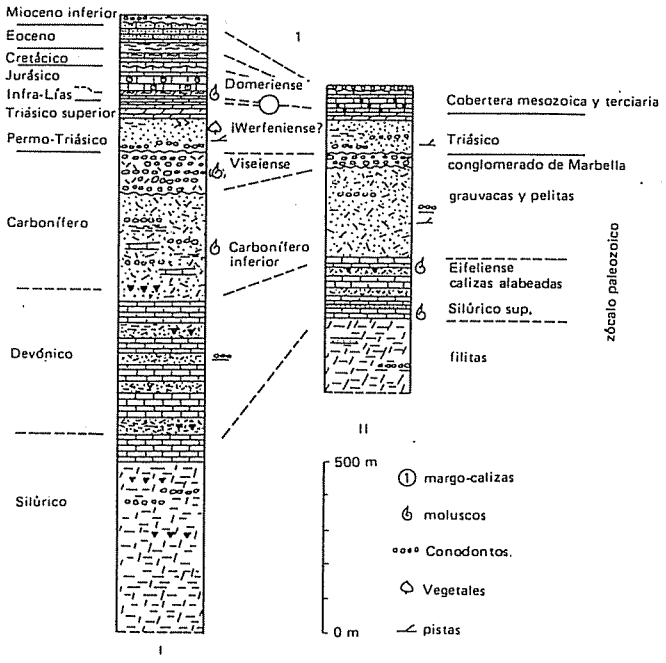


Figura 3. Columnas estratigráficas esquemáticas del Complejo Maláguide; I: Montes de Málaga (según Azema, 1961; Boulin, 1970); II: Serranía de Ronda (según Felder, 1978), *In* Mäkel, (1985)

1971). Sobre las calizas alabeadas se pasa por medio de un tramo silexítico (Formación Falcoña; Herbig, 1983) a una nueva formación detrítica, constituida por pizarras, grauvacas y conglomerados de colores pardos y verdosos, con un aspecto general similar a la formación inferior.

Los niveles de grauvacas presentan en numerosos casos estructuras sedimentarias primarias ordenadas en secuencias de Bouma que denotan un origen turbidítico. El conjunto puede considerarse como una serie de facies culm.

El contenido fosilífero en estos materiales se limita a restos vegetales indeterminables en las grauvacas y a conodontos que se han encontrado en niveles calcáreos y que dan edades del Carbonífero inferior. No obstante, habría que añadir que incluidos en la serie a modo de olistolitos, se encuentran bloques de calizas con conodontos (calizas de Almogía) del Devónico y del Carbonífero inferior.

El conglomerado de Marbella (Blumenthal, 1949). Localmente, en discordancia sobre la formación anterior, aparece un nuevo conjunto de materiales de naturaleza esencialmente conglomerática. Afloran bien en los alrededores de Marbella, en el Cerro de La Peluca, en los alrededores de Ardales, etc. Está constituído por cantos, a veces de gran tamaño, y de naturaleza muy diversa; en unos casos se tratan de calizas fosilíferas con abundante fauna y flora (corales, algas, fusulinas, briozoos, crinoides, etc.) procedentes de áreas de plataforma carbonática somera; en otros casos son cantos de las formaciones anteriores o incluso se han observado también cantos de granito. En función de la fauna y flora que contienen los cantos, la edad más probable del Conglomerado de Marbella es Carbonífero superior.

2.2. La Cobertera

Por encima del Conglomerado de Marbella o de manera mucho más general de las pizarras, grauvacas y conglomerados de facies culm, se disponen, discordantemente, los materiales de cobertera. Existen discrepancias sobre la importancia de esta discordancia y, en consecuencia, de la tectónica hercínica en los materiales maláguides, pero parece que debió ser importante.

El "Permo"-Trías. La formación inferior de la cobertera (Formación Saladilla: Soediono, 1971; Roep, 1972; Geel, 1973) está constituida, principalmente, por conglomerados y areniscas de colores dominantemente rojos (a veces anaranjados o amarillentos), así como por lutitas rojas y verdosas. Escasamente representadas también aparecen dolomías y yesos y, muy ocasionalmente, rocas subvolcánicas básicas.

En los alrededores de Málaga, se puede observar como la parte inferior es predominantemente conglomerática, con cantos casi exclusivamente cuarcíticos, bien redondeados y, frecuentemente, en estratos canalizados. Transicionalmente, hacia el techo de la serie, los conglomerados van siendo sustituidos por areniscas que constituyen predominantemente el tramo intermedio. La parte superior de la formación es mayoritariamente lutítica, formada por arcillas y limos micáceos de colores rojos y verdes. En algunos puntos, se observa un tramo areniscoso con intercalaciones dolomíticas sobre la parte lutítica.

Los restos fósiles en esta formación son escasísimos; la mayor parte se trata de restos carbonosos que indican una edad exclusivamente triásica, aunque al proceder de los términos superiores, no se ha descartado que el Pérmico pueda estar representado en los niveles inferiores.

Respecto al medio sedimentario, características tales como la litología, el color rojo, las estructuras sedimentarias, la falta casi total de fósiles, la rapidez de los cambios laterales de facies, etc., encajan en un medio claramente continental de clima árido, al menos para la parte inferior y media; sería, esencialmente, un medio fluvial con facies de relleno de canal y llanura aluvial. La parte superior se podría haber depositado en un medio de transición, con depósitos de albufera, lo que explicaría la presencia de organismos marinos someros.

El Jurásico. Sobre los materiales permo-triásicos se encuentra una serie carbonatada jurásica, que recuerda a la del dominio subbético, aunque menos potente y con importantes lagunas estratigráficas. En general, los materiales jurásicos han sufrido despegues en relación a los permo-triásicos, por lo que en muchos puntos las relaciones estratigráficas no se presentan claras, aunque originalmente fueran concordantes.

Los niveles carbonatados inferiores están constituidos por dolomías y calizas masivas claras (Cerro Coronado, Rincón la Victoria). Este conjunto corresponde al Lías inferior y medio depositado en una plataforma carbonática somera. La ruptura de la gran plataforma carbonática del geosinclinal alpino acaecida en el Lías medio también afectó al dominio maláguide, de forma que el resto del Jurásico es

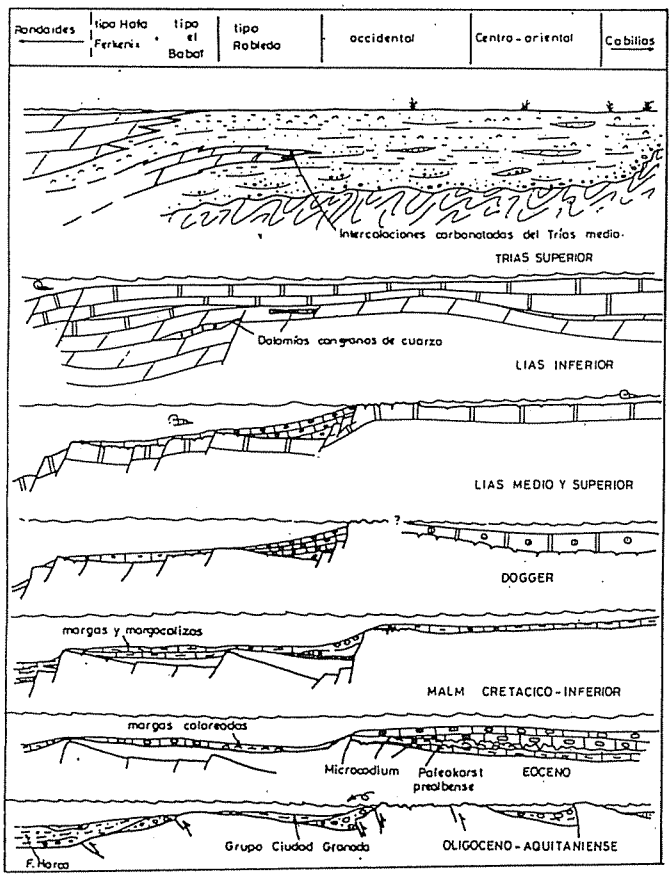


Figura 4. Evolución paleogeográfica del Dominio Maláguide (Martín Algarra, 1987)

también carbonatado, pero de facies más pelágicas (Cerro de San Antón).

Este conjunto carbonático se ve afectado por una erosión kárstica durante una parte al menos del Cretácico inferior, de forma que los materiales superiores descansan sobre distintos términos.

El Cretácico. Los afloramientos de materiales postjurásicos son muy escasos y siempre de pequeño espesor. El Cretácico, cuando está presente, muestra facies similares al Subbético (margocalizas grises y capas rojas), a veces limitadas a rellenos neptúnicos de cavidades kársticas.

El Paleógeno. Sobre los sedimentos anteriores, se encuentran calizas y calcarenitas de plataforma con nummulites y alveolinas del Eoceno inferior-medio y una formación de margas verdes, calizas de gasterópodos y microcoditas de origen lacustre con esporádicas entradas marinas, depositada durante el Eoceno medio-superior (Serrano *et al., in litt.*)

El Mioceno Inferior. Materiales de edad Oligoceno terminal - Aquitaniense, previos a los últimos movimientos de superposición tectónica entre las diferentes unidades de las Zonas Internas, se encuentran en puntos muy localizados de la provincia (Alozaina, Ardales, etc.) y recientemente se han encontrado en los alrededores de Málaga (Teatinos). Estos materiales pertenecientes al Grupo Ciudad Granada (MacGillavry *et al.* 1973), corresponden a depósitos marinos someros en la base y pasan a sedimentos flyschoides más profundos hacia el techo.

Finalmente, hay que mencionar que con posterioridad a la últimas estructuras de apilamiento de las Zonas Internas, pero aún dentro del Mioceno Inferior (Aquitaniense terminal - Burdigaliense inferior), se desarrollaron surcos marinos relativamente profundos en el frente y áreas interiores de las Zonas Internas, donde se depositaron series que se inician con brechas potentes y siguen con arcillas silíceas, a veces silexitas, e intercalaciones de turbiditas. Estos materiales se engloban bajo el término de Grupo Viñuela (Vera, 1969; Martín Algarra, 1987) y se reconocen en diversos puntos de la provincia (La Viñuela, Majiaza, Alozaina, Cártama, S. Pedro de Alcántara, La Harania, etc).

3. EL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

En la provincia de Málaga, el Complejo Alpujárride Brouwer, 1926; van Bemmelen, 1927) está ampliamente representado, ocupando la mayor parte de la cadena costera occidental y una porción importante de los Montes de Málaga, particularmente hacia sus extremos oriental y occidental.

En la parte oriental de la provincia (Sª de Almijara y Sª Tejeda), los materiales alpujárrides muestran características muy similares a los de Las Alpujarras. Tanto el zócalo como la cobertera afloran ampliamente. El zócalo presenta una litología bastante homogénea, constituida por esquistos pardos oscuros o negros con cuarcitas. La cobertera suele estar representada por dos formaciones; una inferior de filitas y otra superior de calizas y dolomías frecuentemente marmorizadas. Cabe destacar la existencia, en los alrededores de Torrox, de un enclave de ortogneisses que se atribuye a una intrusión granítica metamorfizada.

En la parte occidental, los alpujárrides presentan particularidades muy destacables derivadas de la importante intrusión peridotítica. En esta región, se pueden diferenciar claramente dos unidades alpujárrides superpuestas tectónicamente: la Unidad de Blanca (Mollat, 1968) y la Unidad de los Reales (Didon *et al.*, 1973). Algunos autores distinguen otras unidades, pero, en todo caso, están muy pobremente representadas en relación a estas dos.

3.1. La Unidad de Blanca

Constituye el elemento tectónico más profundo. Los principales afloramientos se reconocen en Sierra Blanca, Sierra de Mijas y Sierra de Cártama.

Litológicamente se pueden distinguir dos grandes conjuntos de materiales, uno metapelítico y otro carbonatado, intensamente deformados y metamorfizados, lo que oscurece las relaciones estratigráficas entre ambos.

El tramo metapelítico. Consta de términos metamórficos de alto grado: gneises, migmatitas e incluso movilizados anatécticos en las partes bajas o próximas a las peridotitas (Istán, Río Gudaiza); hacia las partes altas y alejadas de las peridotitas se distinguen esquistos y cuarcitas con intercalaciones de mármoles y de ortoanfibolitas (Ojén).

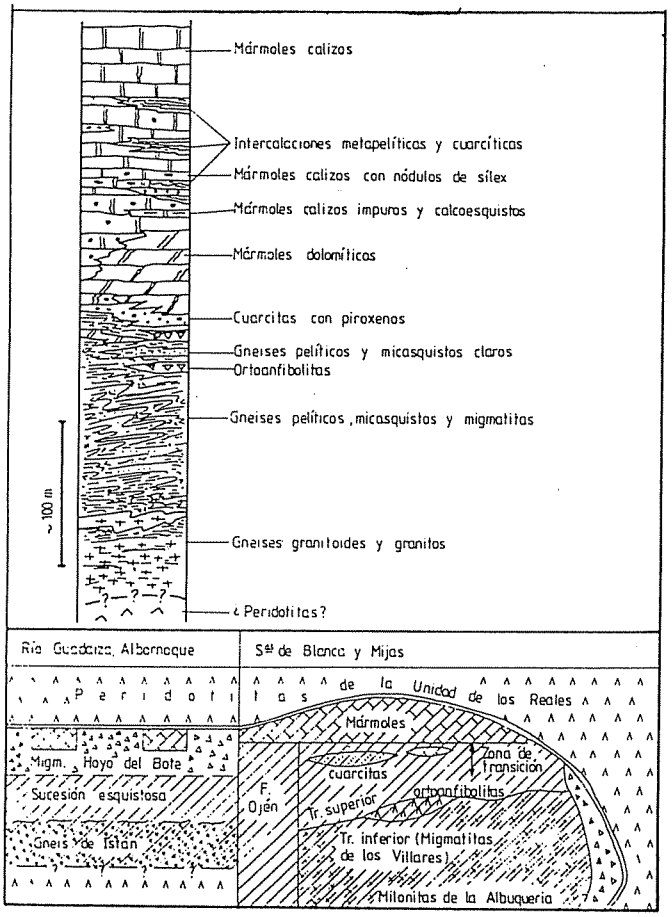


Figura 5. Serie sintética de la Unidad de Blanca y cuadro de correlación (Martín Algarra, 1987)

El tramo carbonático. Sucede transicionalmente al tramo metapelítico. Es difícil establecer la litoestratigrafía dentro del paquete carbonatado por la fuerte deformación y metamorfismo, pero se pueden distinguir mármoles dolomíticos, muy puros, de aspecto masivo, a veces ligeramente fajeados y mármoles calcíticos fajeados, de tonos más azulados, a veces con nódulos de cuarzo, calcoesquistos e intercalaciones de metapelitas.

3.2. La Unidad de Los Reales

La Unidad de los Reales está constituida por las grandes masas ultrabásicas (peridotitas) y sus recubrimientos metamórficos.

Las peridotitas. Afloran extensamente en el macizo de Sª Bermeja, en Sª de Aguas (macizo de Carratraca) y en la Sª de Alpujata (Ojén), aunque hay otros afloramientos menores. Aparecen casi siempre cubiertos por una costra pardo-rojiza producida por la rubefacción. En corte fresco los colores son muy oscuros, de negros a verdes más o menos claros según el grado de serpentinización. Petrológicamente son lherzolitas y harzburgitas fundamentalmente, aunque asociadas a ellas aparecen dunitas y otras rocas máficas.

Los materiales metapelíticos. Cubren a las peridotitas y afloran extensamente entre Igualeja y Alpandeire y también al N y E de la Sª de las Aguas. Dentro del conjunto, la parte inferior está consituida por migmatitas, gneises, micasquistos y cuarcitas, generalmente de colores pardos y probablemente de edad paleozoica; los niveles más próximos a las peridotitas (en una banda alrededor de unos 100 m de anchura) están constituidos por gneises feldespáticos orbiculares y granoblásticos, que contiene grandes cristales de feldespatos y granates de hasta varios centímetros de diámetro. La parte superior del conjunto metapelítico está constituido por filitas y cuarcitas similares a las que aparecen en los Alpujárrides orientales bajo el conjunto carbonático.

Las rocas carbonáticas. Las formaciones carbonáticas superiores a las metapelitas están muy mal representadas en la Unidad de Los Reales, destacando tan sólo los afloramientos de la región de Casares, pero en ella, la estructura es compleja y parecen estar implicadas varias unidades.

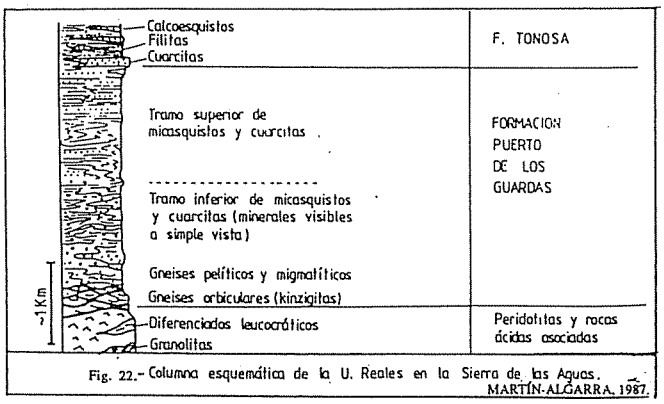


Figura 6. Serie esquemática de la Unidad de los Reales en la Sierra de las Aguas (Martín Algarra, 1987)

3.3. El metamorfismo de los Alpujárrides Occidentales

Está estrechamente relacionado con la intrusión peridotítica, de modo que disminuye rápidamente al alejarnos de ella. Se detectan de dos a tres acontecimientos metamórficos (Westerhof, 1975); en todos la temperatura alcanzó valores altos, hasta unos 750 °C en las proximidades de las peridotitas, lo que produjo localmente fusión parcial, pero la presión varió notablemente, desde valores altos en el primer acontecimiento metamórfico (7-9 kb), hasta bajar a 3-3'5 kb como máximo en la última fase metamórfica.

Las dataciones radiométricas de los minerales metamórficos indican edades concentradas en torno al Cretácico superior-Paleoceno (81-53 Ma), al Oligoceno inferior-medio (30-35 Ma) y al Mioceno Inferior (22-23 Ma). Esto implica que el ascenso peridotítico se produjo en relación con el ciclo orogénico alpino.

Sobre el propio proceso de intrusión cortical de las peridotitas, los datos indican que se dió en condiciones geotectónicas compresivas y, en consecuencia, en relación con las deformaciones y estructuración en mantos de los Alpujárrides. Así, la primera etapa de metamorfismo en la envoltura metapelítica, debió estar relacionada con el encajamiento de la peridotita en niveles profundos de la corteza, de ahí las altas presiones (8-9 kb) que caracterizan a este metamor-

fismo. En fases posteriores se darían nuevos ascensos de masa peridotítica a favor de superficies de cizalla dúctil que darían lugar a las bandas blastomiloníticas que se observan en algunas zonas de contacto. Este ascenso explica la bajada de presión que caracteriza la segunda fase metamórfica, pero aún la temperatura de la peridotita seguiría siendo suficientemente alta como para producir fusión parcial en las zonas de contacto. Esta etapa terminaría con el desarrollo de los mantos de corrimiento de los que forman parte ya las peridotitas y las transformaciones metamórficas últimas que sufren los materiales que quedan cabalgados por ellas Martín Algarra, 1987).

4. LAS UNIDADES FRONTALES

En la provincia de Málaga se encuentra la representación más importante de las Unidades Frontales (Dorsal *Auct.*). Se trata de la Unidad de las Nieves (Dürr, 1967) que está constituida por la Sierra de las Nieves y sus prolongaciones de S^a Prieta y S^a de Alcaparaín. Otros afloramientos que parecen pertenecer a este conjunto, corresponden a las elevaciones occidentales de la S^a de Crestellina (Casares), el Hacho de Gaucín y la S^a de Benadalid.

En esencia, la Unidad de las Nieves consta de un tramo basal dolomítico muy potente, del orden de los 1.000 m, de edad probablemente triásica, al que siguen diferentes términos calizos, a veces margosos, del Jurásico. La parte alta de la secuencia tiene unas areniscas y arcillas que recuerdan a las del Complejo del Campo de Gibraltar y, sobre ellas, un conjunto brechoide de cantos poligénicos que se conoce como Brecha de la Nava.

5. EL COMPLEJO TECTOSEDIMENTARIO DE LOS FLYSCHS DEL CAMPO DE GIBRALTAR

El Complejo de los flysch del Campo de Gibraltar se distribuye en la provincia de Málaga ocupando dos franjas entre Ronda y El Chorro, esencialmente al N y S del Penibético, continúa por el Valle de Abdalagis, Colmenar y Periana; también aflora en la región de Álora-Pizarra-Alozaina.

Dentro de este complejo se han distinguido numerosas unidades, que varían según los autores; las más representativas son las siguientes:

Las arcillas escamosas (González Donoso *et al.*, 1987). Se trata de una formación esencialmente arcillosa, de aspecto filítico y de colores abigarrados, predominantemente rojos y

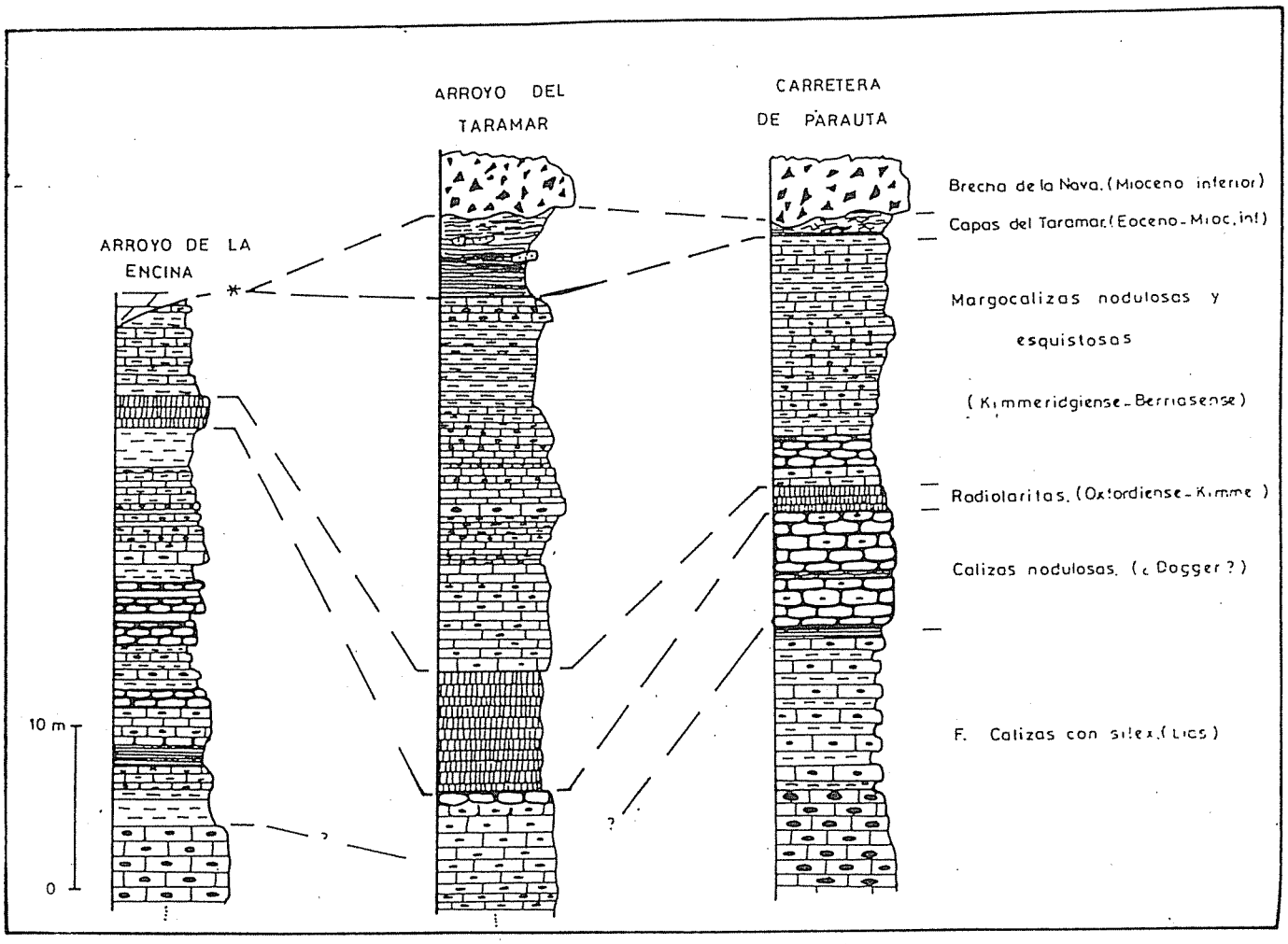


Figura 7. Series de la Unidad de las Nieves (Martín Algarra, 1987)

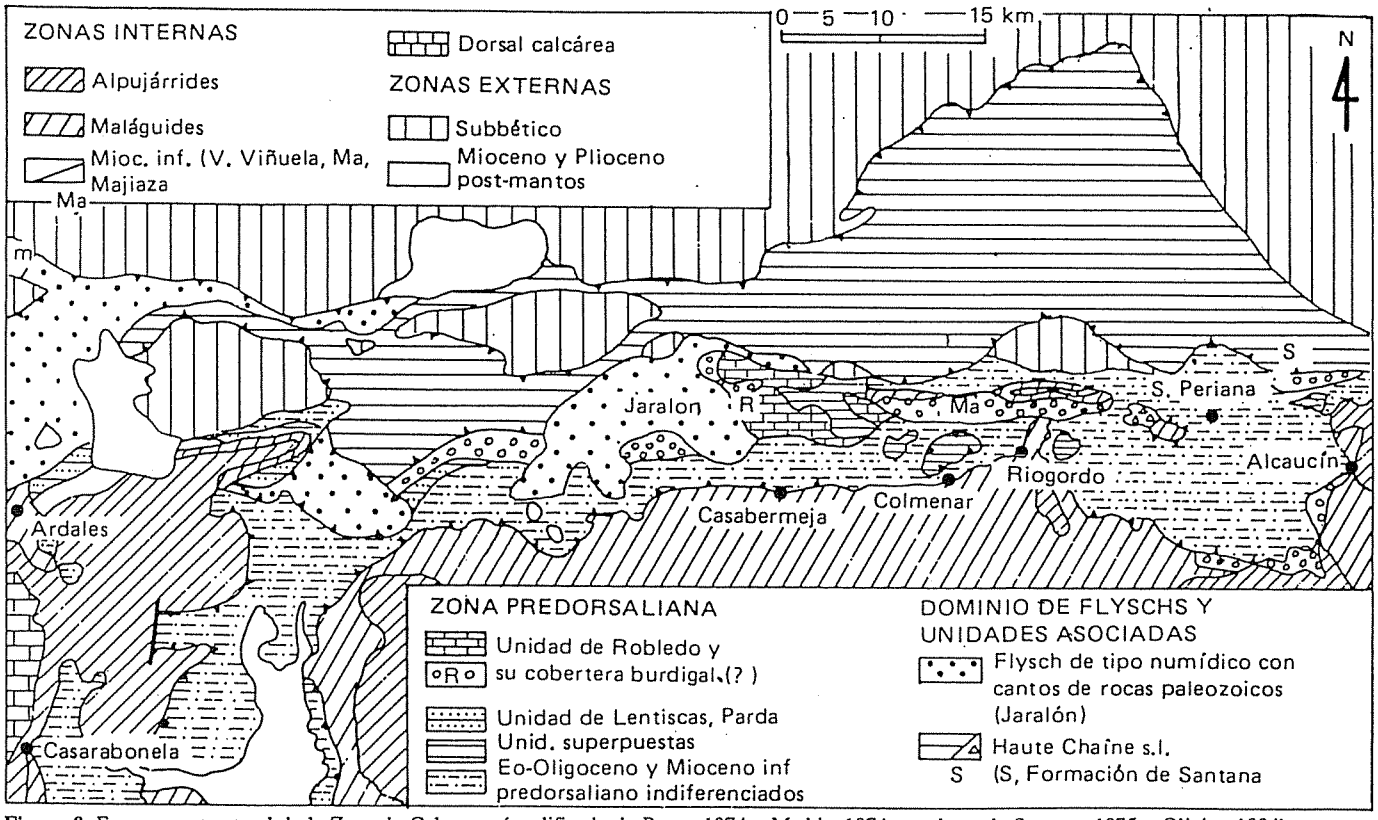


Figura 8. Esquema estructural de la Zona de Colmenar (modificado de Peyre, 1974 y Mathis, 1974 con datos de Serrano, 1975 y Olivier, 1984)

verdes, pero también grisáceos e incluso negros. En general, son arcillas bastante puras, desprovistas de carbonatos y con escasas intercalaciones areniscosas o carbonatadas. El contenido micropaleontológico es muy pobre, frecuentemente constituido por foraminíferos aglutinantes y algunos planctónicos de edades diversas que indican su origen mayoritariamente resedimentado. No obstante, las dataciones que se han podido realizar sobre los materiales, indican edades desde el Oligoceno superior al Burdigaliense inferior, aunque algunos autores citan edades más antiguas. En general, constituye la base sobre la que se asientan las demás unidades.

Las areniscas del Aljibe (Gavala, 1924) o ***facies numídicas*** (Ficheur, 1890). Se trata de una potente formación de areniscas muy cuarzosas, sin apenas matriz lutítica que puede alcanzar 1000 m de potencia. Las areniscas se presentan en gruesos bancos del orden del metro o decena de metros, entre los que se intercalan ocasionalmente algún nivel arcilloso con características más o menos semejantes a las arcillas escamosas. Los bancos de areniscas son claramente de origen turbidítico. Las microfaunas de estos materiales presentan problemas similares a las de las arcillas escamosas, por lo que su edad es también discutida. Los datos más fiables indican edades del Aquitaniense, probablemente alto, y del Burdigaliense inferior.

Los materiales que aparecen bajo las areniscas del Aljibe presentan características diferentes de unos puntos a otros. En unos casos, las areniscas reposan sobre arcillas escamosas; en otros, sobre un flysch constituido por alternancia de margas abigarradas de tonos rojos, verdes y grises y niveles turbidíticos calcoareniscosos o microbréchicos (Formación Benaiza y equivalentes) cuya edad parece comprendida entre el Eoceno superior y el Aquitaniense inferior-medio. Las areniscas del Aljibe y sus bases estratigráficas suelen situarse tectónicamente en la parte más alta del Complejo de los flyschs del Campo de Gibraltar.

El Numidoide (Olivier, 1984). Otro de los conjuntos litológicos ampliamente representado lo forma unos materiales con características mixtas de las arcillas escamosas y de las areniscas del Aljibe. Se trata de una alternancia rítmica de arcillas, en las que predominan los tonos pardos, y de areniscas similares a las del Aljibe, generalmente en bancos más delgados. Estos materiales han sido denominados también *Neonumídico* (Bourgois, 1978), en función de una supuesta edad algo más moderna que las areniscas del Aljibe.

Unidad de Algeciras (Didon, 1960; 1969). Esencialmente se compone de un flysch de color rojizo, en el que alternan niveles de arcillas y calizas arenosas y algunas intercalaciones lenticulares de conglomerados con cemento calcáreo; estos materiales han sido datados de edades comprendidas entre el Eoceno medio y el Aquitaniense inferior. La parte superior de la Unidad de Algeciras se compone de un flysch margo-areniscoso micáceo muy característico, de edad Aquitaniense superior - Burdigaliense basal.

Es interesante señalar, que en algunos puntos se observan afloramientos de la Unidad de Algeciras en los que se intercalan bancos de areniscas numídicas y bancos de areniscas micáceas, mientras que en otros se observan transi-

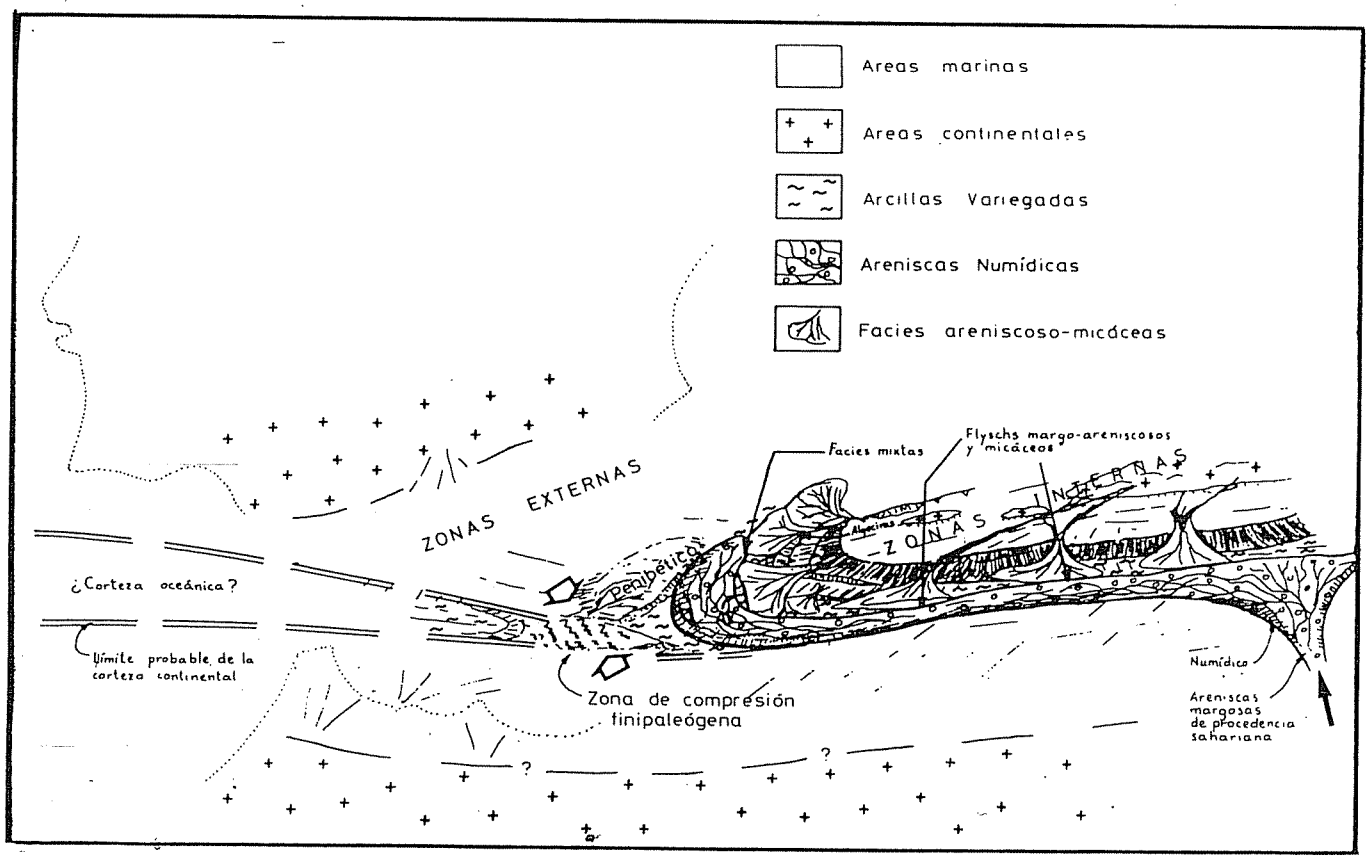


Figura 9. Paleogeografía hipotética del surco de los flyschs durante el Aquitaniense (Martín Algarra, 1987)

ciones con los materiales transgresivos sobre las Zonas Internas.

Materiales con series jurásicas. De forma dispersa y en afloramientos de dimensiones variables, aparecen en el seno de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, a modo de grandes bloques, series que contienen materiales jurásicos (v.g. subida al puerto de Las Pedrizas). El análisis de la estratigrafía de estas series muestra que presentan analogías con las unidades incluidas en el Subbético Ultrainterno. De hecho, la mayoría de estas unidades corresponden a grandes resaltes que constituyen verdaderas sierras, pero que estan flotando sobre materiales del Complejo de los flyschs del Campo de Gibraltar. En otros casos existen analogías con la cobertera del Complejo Maláguide o con las Unidades Frontales.

Algunos autores opinan que estas series (incluidas las propias del Subbético Ultrainterno) constituyen el sustrato sobre el que se depositaron los flyschs cretácicos que afloran en la provincia de Cádiz (v.g. flysch del corredor de Boyar). En los últimos años, diferentes autores han agrupado a todas estas unidades bajo el término común de *Unidades Predorsalianas* (Olivier, 1984).

6. LA ZONA SUBBÉTICA

Como se indicó en la introducción, los terrenos más septentrionales de la provincia de Málaga pertenecen a la Zona Subbética, de la que están representados sus dominios fundamentales, a excepción del Subbético Externo.

6.1. El Subbético Ultrainterno

En la región de Las Pedrizas-Alazores y en la Sierra de Cañete, existen materiales jurásicos, cretácicos y paleógenos cabalgando sobre materiales del Penibético, que presentan características diferentes a estos últimos. La posición geográfica actual de tales materiales es al Norte de los penibéticos, pero esta posición es el resultado de un importante desplazamiento tectónico hacia el N, de forma que su área de depósito estaría situada al Sur del dominio Subbético Interno + Penibético. Surge el problema, pues, de la existencia de unidades subbéticas depositadas en posiciones más interiores que el Subbético Interno, de ahí que Cruz-Sanjulián (1974) propusiera para ellas el término Subbético Ultrainterno.

Los afloramientos no presentan series muy completas, pues han sido muy fragmentados en su compleja aloctonía, pero se puede establecer una serie sintética. En la región de Las Pedrizas-Alazores aparece un Trías esencialmente en facies germano-andaluz, que hacia el techo presenta intercalaciones de rocas volcánicas. El Lias inferior y medio es, como en el resto del Subbético, dolomítico hacia la base y calizo hacia el techo, aunque merece destacar el gran espesor que alcanza (más de 1.000 m. en la S^{a} de Cañete). La parte calcárea no dolomitizada corresponde a calizas oolíticas (Puerto de las Pedrizas) similar a las del Subbético Interno; no obstante, parece que en este caso el tramo de calizas oolíticas sobrepasa el Carixiense, alcanzando incluso el Dog-

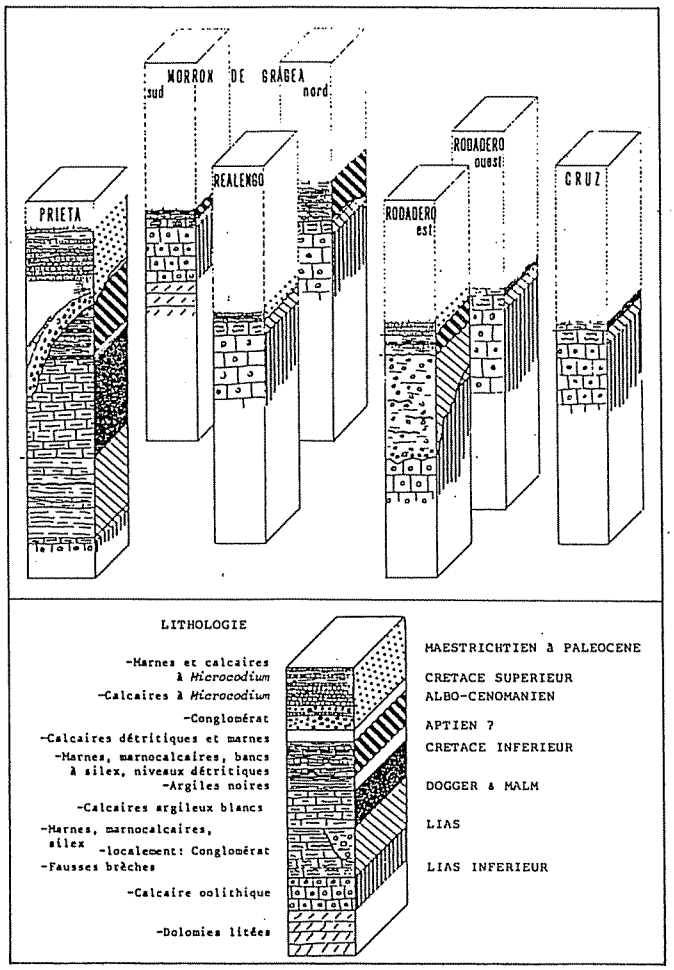


Figura 10. Secuencias litológicas del Subbético Ultrainterno (Peyre, 1974)

ger. Sobre las calizas oolíticas pueden encontrarse, especialmente en las series más meridionales (Sª Cañete, Sª Prieta de Colmenar, etc.) calizas micríticas con silex que pertenecen al Dogger. Estas calizas con silex pasan más o menos gradualmente en el Malm a margocalizas con silex, margas silíceas y radiolaritas que intercalan hacia la parte superior calizas nodulosas.

En las unidades más septentrionales (Sª de las Cabras, Sª de los Camarolos, etc.) las calizas oolíticas parecen persistir durante el Dogger y su techo se encuentra erosionado, depositándose directamente sobre ellas un conglomerado con restos de corales y calizas nodulosas. Estas series se podrían considerar como de transición entre el Subbético Interno + Penibético y el Subbético Ultrainterno propiamente dicho.

6.2. El Penibético

El Penibético (Blumenthal, 1927; González Donoso *et al.*, 1983) corresponde a un dominio paleogeográfico de posición equivalente al Subbético Interno, desarrollado en la parte occidental de la Cordillera (provincias de Málaga y Cádiz), pero que presenta características propias, especialmente a partir del final del Jurásico. En la provincia de Málaga, está representado en la alineación montañosa del Torcal-Chorro y en la parte septentrional de la Serranía de Ronda. Diversos autores han utilizado otras denominaciones para designar a materiales incluidos en este conjunto: Zona de Chorro-Viento (Kockel, 1963), Zona de Ronda (Dürr, 1967), Unidad de Ronda-Torcal (escuela francesa). Otros autores han preferido incluirlo en el Subbético Interno (Cruz Sanjulián, 1974).

A grandes rasgos, las características litoestratigráficas de este dominio son:

- Un Trías medio carbonatado, de facies Muschelkalk, bien desarrollado, que aflora ampliamente al S de Ronda, y un Trías superior arcilloso, de facies Keuper mucho menos desarrollado que en la Zona Subbética.

- Un Jurásico completamente calizo, dolomitizado en la base, en el que predominan las facies oolíticas; el Jurásico superior presenta intercalaciones de calizas nodulosas entre calizas micríticas pelágicas.

- El Cretácico Inferior se caracteriza por presentar interrupciones sedimentarias a partir del Valanginiense, de manera que, según los puntos, falta en mayor o menor medida; a veces falta completamente, pero lo más frecuente es que la laguna estratigráfica abarque desde el final del Jurásico hasta el Albense y esté asociada a un proceso de karstificación producido en las etapas de emersión durante el Cretácico.

- El Cenomanense medio - Turonense suele estar formado por calizas grises con sílex.

Desde el Turonense hasta el Eoceno Medio el depósito es de capas rojas; en general, más calizo que en el Subbético.

- A partir del Eoceno superior hasta el Mioceno Inferior los

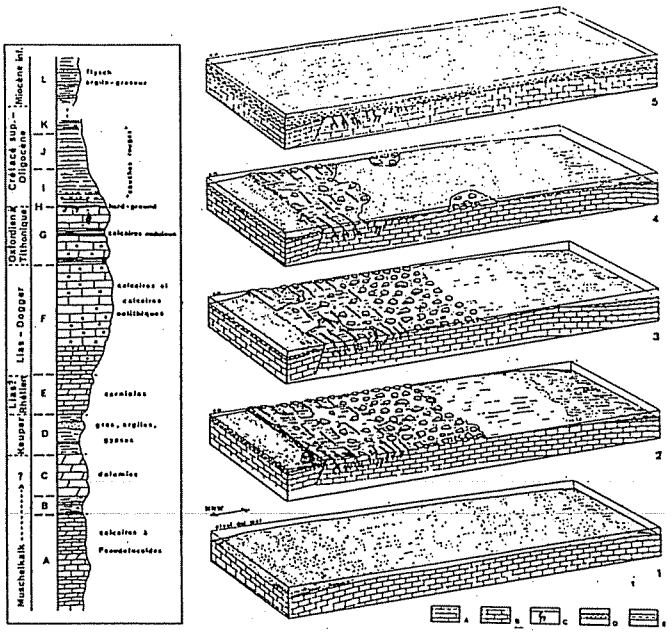


Figura 11. Secuencia litológica representiva del Penibético (Bourgois, 1978) y evolución paleogeográfica durante el Cretácico: 1. Berriasiense-Valanginiense; 2. Hauteriviense; 3. Barremense-Aptense; 4. Albense superior - Cenomanense; 5. Turonense-Senonense; A. Calizas oolíticas del Dogger; B. Calizas pelágicas y calizas nodulosas del Jurásico superior; C. Relleno de diques neptúnicos; D. Margas y calizas grisáceas y niveles de calizas con sílex; E. Capas rojas (González Donoso *et al.*, 1983).

materiales son de facies flysch, aunque en algunos puntos las capas rojas continúan hasta el Oligoceno.

6.3. El Subbético Medio

El dominio Subbético Medio (García Dueñas, 1967; Fontboté y García Dueñas, 1968) está representado en la Sierra de Archidona, Peñón de los Enamorados, región de Villanueva de Tapia - Cuevas de San Marcos y las pequeñas sierras de Humilladero y Alameda.

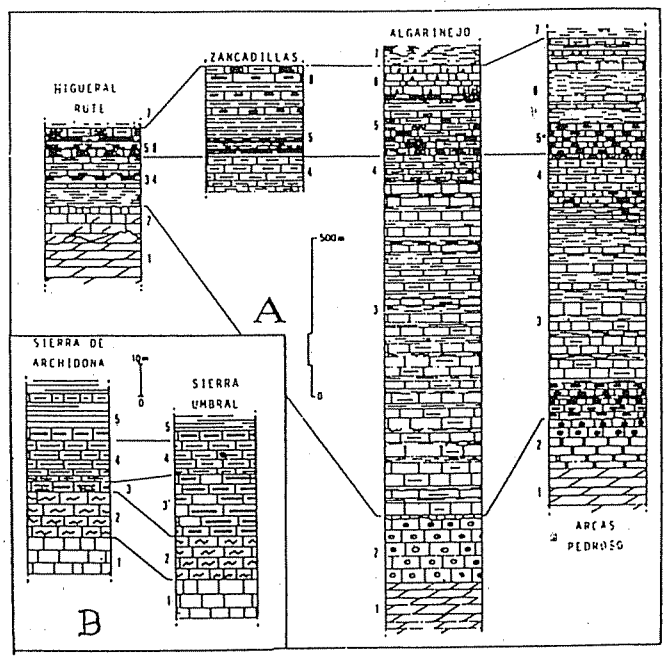


Figura 12. A: Series jurásicas del Subbético Medio (Dabrio y Vera, 1970, completada por Peyre, 1974). 1. Dolomías grises del Lias inferior; 2. Calizas blancas y dolomíticas del Domerense; 3. Margas y calizas margosas, frecuentemente silicificadas del Domerense superior - Toarcense. 4. Calizas arcillosas y calizas nodulosas del Aalenense.5. Arcillas, calizas y radiolaritas del Dogger superior - Malm inferior; 7. Calizas y margocalizas del Cretácico inferior. B: Variaciones de la serie jurásica al Norte de Archidona (Peyre, 1974). 1. Calizas blancas; 2. Calizas con crinoides; 3. Calizas nodulosas rojas con silex; 3' calizas con silex; 4. Calizas arcillosas del Domerense superior - Toarcense; 5. Calizas con silex, margas y margocalizas rojas del Dogger-Malm.

Las características más sobresalientes de este dominio son la abundancia de episodios margosos y de calizas micríticas y la presencia de rocas volcánicas básicas que se intercalan en los materiales jurásicos. El volcanismo está presente sólo al E de la transversal de Archidona, por lo que apenas aparece representado en la provincia de Málaga.

El Lías infradomerense presenta facies calizas depositadas en una plataforma marina somera. Por el contrario el resto del Lías es margoso de tipo pelágico. El Dogger, el Malm y el Cretácico Inferior son también pelágicos, con margas, radiolaritas y calizas micríticas con sílex. El Cretácico Superior, como en el resto del Subbético, presenta las típicas capas rojas.

El Paleógeno aparece sólo en escasos afloramientos aislados. En general, se caracteriza por el dominio de las facies margosas pelágicas con abundantes foraminíferos planctónicos entre los que se intercalan olistostromas y turbiditas.

En conjunto, la sedimentación post-domerense tuvo lugar en un surco subsidente que se alarga en una dirección similar a la que tomaron los ejes de los pliegues y en el que se daban erupciones volcánicas submarinas. Lateralmente, hacia el sector occidental, el surco se amortigua, presentando facies más parecidas a las de los dominios Subbético Externo y Penibético, a la vez que no presentan volcanismo.

7. LOS MATERIALES POSTERIORES A LA ESTRUCTURACIÓN DE LA CORDILLERA

La aproximación y colisión entre las Zonas Internas y Externas durante el Burdigaliense, provocó que las unidades geológicas que componen la provincia de Málaga y que hasta entonces se extendían por amplios dominios paleogeográficos, se plegaran y acortaran drásticamente, hasta ocupar una extensión similar a la que ahora muestran. Al mismo tiempo y debido a la propia tectogénesis, se produjo una emersión generalizada de los terrenos de la provincia que se mantuvo durante el Mioceno Medio. Sólo la parte más septentrional de provincia (área de Campillos-Alameda) pudo quedar en algún momento inundada por el mar de las albarizas.

La compartimentación de la Cordillera tras la etapa tectogenética finiserravalliense da lugar a cuencas reducidas

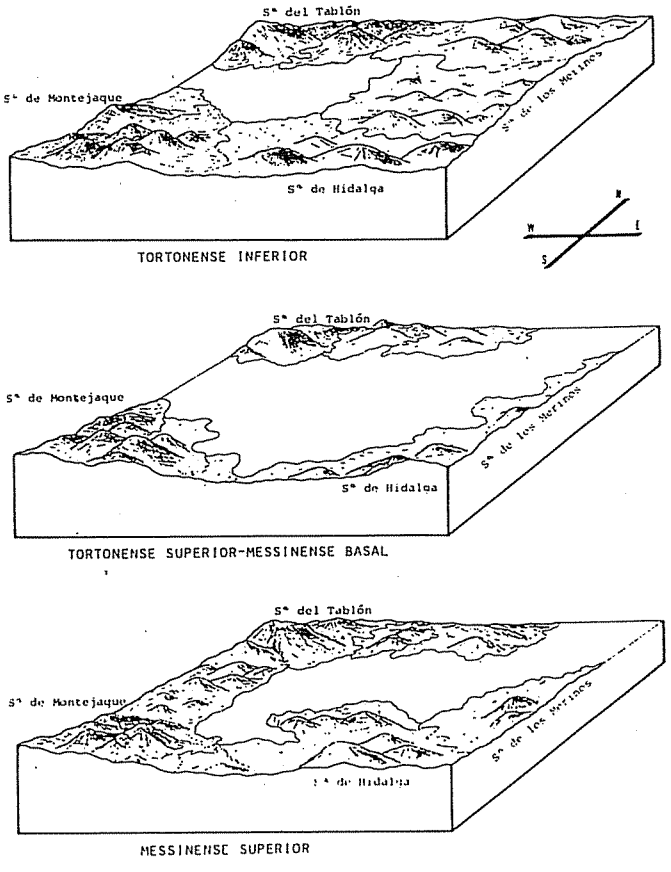


Figura 13. Evolución paleogeográfica de la Cuenca de Ronda (Serrano, 1979).

rodeadas de relieves altos, que se extienden también por la provincia de Málaga, pero la composición paleogeográfica varió notablemente con el tiempo.

7.1. Cuencas del Mioceno Superior

Durante el Mioceno Superior, las áreas marinas de la provincia constituían golfos y bahías en conexión con la Depresión del Guadalquivir. Por tanto, es la parte septentrional de la provincia la que quedó fundamentalmente sumergida. Corresponden a esta etapa los depósitos de la Cuenca de Ronda, donde se alcanzan las mayores profundidades (aunque nunca muy grandes), los depósitos de El Chorro y los de la Depresión de Antequera. Cabe mencionar también los afloramientos aislados del Bajo Valle del Guadalhorce (Hacho de Álora, Hacho de Pizarra y otros menores), vestigios de un estrecho brazo de mar que pudo conectar las aguas mediterráneas con las áreas mencionadas anteriormente y, a partir de éstas, con las aguas atlánticas a través de la Depresión del Guadalquivir. En todas estas cuencas, los depósitos son típicamente molásicos, predominando las calcarenitas y conglomerados; sólo en la Cuenca de Ronda abundan también las margas, e incluso se llegó a desarrollar un arrecife de algas en el área central durante el Messiniense (Serrano, 1979).

Por el Sur de la provincia, la línea de costas del Mar Mediterráneo debió situarse al Sur de la actual, a excepción del área indicada del Valle del Guadalhorce y de la desembocadura del Río Vélez, donde sondeos han captado sedimentos del Mioceno Superior.

Las regresiones marinas acontecidas en el Tortoniense superior y en el Messiniense dejaron emergidas las cuencas de la provincia, continuando sus depósitos en régimen continental.

7.2. Cuencas del Plioceno Inferior

El avance del mar que se produjo al comienzo del Plioceno, afecta solamente a la parte más meridional de la provincia. En esta etapa, las aguas marinas ocuparon todo el Bajo Valle del Guadalhorce, dejando la Sierra de Cártama a modo de isla y cubriendo los terrenos donde, actualmente, se asienta la ciudad de Málaga. Hacia el Este, la línea de costas pliocénica no varió, sustancialmente, respecto de la actual, si se exceptúan las entradas del mar por Vélez y Nerja, coincidentes con los actuales valles de los ríos Vélez e Higuerón, respectivamente. Por la parte occidental, el mar plioceno ocupó una franja que actualmente componen los terrenos bajos situados entre el pié de las montañas y la línea de costas, con avances importantes por la depresión de Fuengirola y por el sector de Manilva.

Las litologías predominantes que se depositan en estas áreas son limos micáceos, margas y, hacia los bordes de las cuencas, detríticos más groseros.

A finales del Plioceno Inferior, el mar se retira del Valle del Guadalhorce y de otras bahías menores, quedando restringido a la franja costera más occidental. Finalmente, a partir del Plioceno Superior, no se perciben avances sustanciales del mar sobre los terrenos de la provincia de Málaga. Los depósitos cuaternarios se limitan a rellenos aluviales en los valles de los ríos y arroyos actuales. Destacan por su extensión y espesor, los depósitos en el Bajo Valle del Guadalhorce, donde se han desarrollado varias terrazas relacionadas con los ciclos climáticos del Cuaternario.

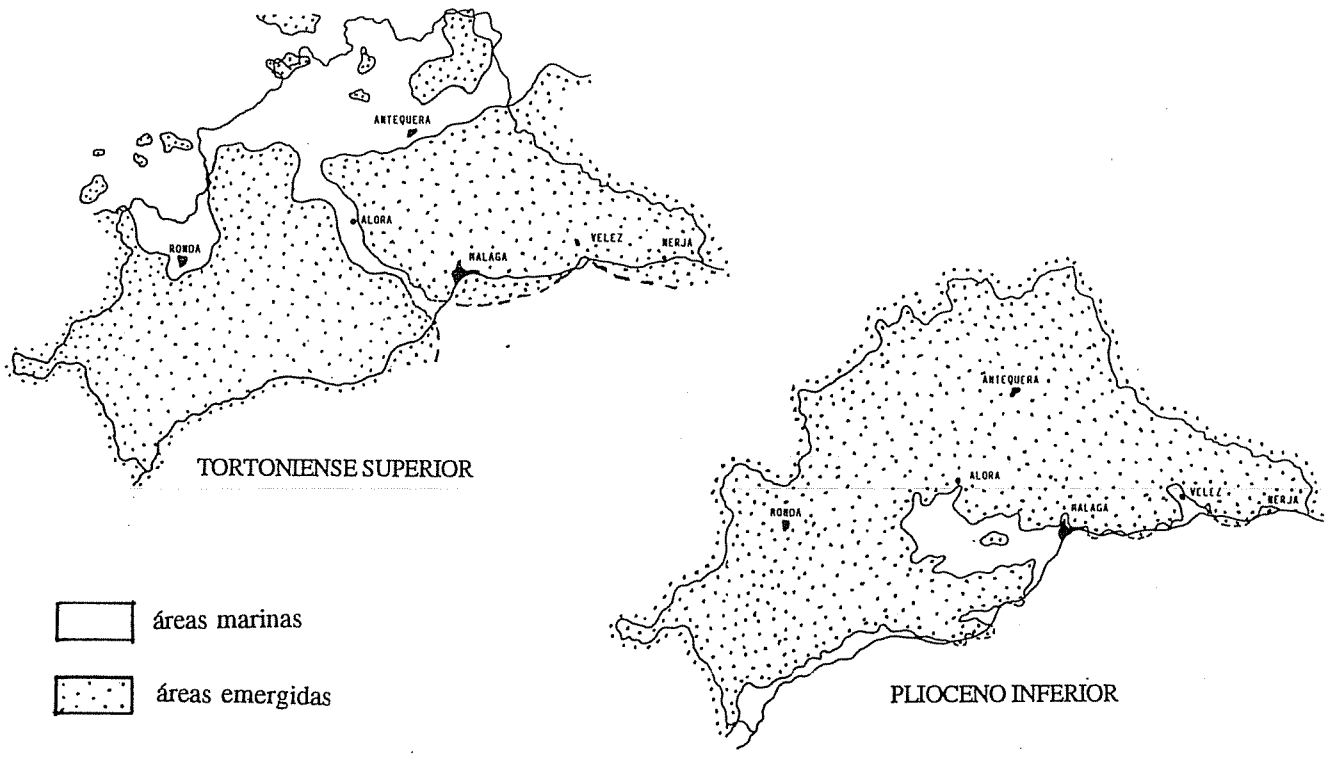


Figura 14. Paleogeografía de la provincia de Málaga para el Tortoniense superior y para el Plioceno Inferior (Serrano, original)

8. BIBLIOGRAFÍA

Azèma, J. 1961. Estude gèologique des abords de Màlaga (Espagne). Estudios Geológicos, **17,** 131-160.

Bemmelen, R. W. van. 1927. *Bijdrage tot de Geologie des Betische Ketens in der Province de Granada.* Tesis. D.T.S. Deflt. XII, 176 pp. Delf. (I. Waltman).

Blumentahl, M. M. 1927. Versuch ciner tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest (Andalousien). *Eclogae Geologicae Helvetiae,* **20,** 487-532.

Blumenthal, M. M. 1949. Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el Río Guadalhorce y el Río Verde. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España,* **52,** 11-203.

Boulin, J. 1970. *Les zones internes des Cordillères Bétiques de Malaga á Motril (Espagne mèridionale).* Thesis, Université Paris, Annales. Hebert et Haug, **10,** 240 pp.

Bourgois, J. 1978. La transversale de Ronde. Données géologiques pour une modèle d'evolution a l'arc de Gibraltar. Thesis, Université Besançon (Publ. Annales Scient. Univ. Vol. **30,** 445 pp.).

Brouwer, H. A. 1926. Zur Tectonik der betischen Kordilleren. *Geologische Rundschau,* **18,** 332-336.

Cruz Sanjulián, J. J. 1974. *Estudio geológico del sector Cañete La Real-Teba-Osuna.* Tesis. Universidad de Granada. 431 pp.

Dabrio, C. J. & Vera, J. A. 1970. Características sedimentarias del Jurásico subbético en la región Algarinejo-Rute. *Mediterránea* (Geol.), **4,** 55-67.

Didon, J. 1960. Le Flysch Gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algeciras (Prov. de Cadix, Espagne). *Bulletin Societé Geologique France* 7ª serv., **2,** 352-361.

Didon, J. 1969. *Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale).* Thèsis. Université París.539 pp.

Didon, J., Durand Delga, M. & Kornprobst, J. 1973. Homologies geologiques entre les deux rives du detroit de Gibraltar. *Bulletin Societé Géologique France,* **5,** 77-105.

Durand-Delga, M. 1963. Essai sur la structure des domaines èmergès autour de la Méditerranée occidentale (Resumé). *Geologische Rundschau,* **53,** 534-535.

Dürr, St. 1967. *Geologie der Serranía de Ronda und ihrer süwestlichen Aulaufer (Andalousien).* Tesis. Universidad Bonn. (Publ.. Geologie Romana, **VI,** 1-73).

Felder, T. E. 1978. Zur geologischen Entwicklung der Betischen Internzonen der westlichen serranía de Ronda (Prov. Málaga, Spanien).*Mitt. Geol. Inst. Eidg.Tech. Hoch.*. Univ. Zürich ,222 pp.

Gavala, J. 1929. La Geología del Estrecho de Gibraltar. *Boletín Instituto Geológico y Minero de España,* **51,** 3-36.

Geel, T. 1973. The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez-Rubio area (Southern, Sapin). *GUA Papers of Geology,* **5,** 179 pp.

González-Donoso, J. M., Linares, D., Martín-Algarra, A. & Serrano F. 1987. El Complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y significado geológico. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural (Geol.),* **83,** 233-251.

González-Donoso, J. M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. & Vera, J. A. 1983. Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Prebético (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos,* **39,** 71-116.

Herbig, H. G. 1983. El Carbonífero de las Cordilleras Béticas. *X Congreso Internacional sobre Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico de España,* 343-356.

Kockel, F. 1963. Die geologie des Gebietes zwischen dem Río Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Spanien). *Geol. Jb.,* **81,** 413-480.

Mac-Gillavry, H. G., Geel, T., Roep, T. B. y Soediono, H.1963. Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Velez-Rubio (Southern Spain). *Geologische Rundschau,* **53,** 233-256.

Mäkel, G. H. 1985. The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (Southern Spain and Northern Morocco). *GUA Papers of Geology,* **22,** 263 pp.

Martín-Algarra, A. 1987. *Las unidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas al SE de Ronda (Cordilleras Béticas, Andalucía).* Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 1271 pp.

Mathis, V. 1974. *Etude géologique de l'extremité orientale de la zone de Colmenar (Province de Málaga-Espagne).* Thèse. Université Besançon, 204 pp.

Mollat, H. 1968. Schichten floge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Ungebung (Betische Kordilleren, Süd Spanien). *Geol. Jb.,***86,**. 471-532.

Mon, R. 1971. Estudio geológico del extremo occidental de los montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (Provincia de Málaga). Boletin Geológico y Minero, **82,** 16-30.

Olivier, Ph. 1984. *Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne).* Travaux Laboratoire Géologie Mediterranée C.N.R.S., Université Paul Sabater, Toulouse.

Orueta, D. 1917. Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. *Mem. Inst. Geol. Min. España,* **32,** 576 pp.

Peyre, Y. 1974. *Géologie d'Antequera et de sa region (Cordillères Bétiques. Espagne).* Thèsis. Université París. (Institute Agronomique de París), 528 pp.

Roep, Th. B. 1972. Stratigraphy of the "Permo-Triasic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Málaga (Vélez Rubio Region, SE Spain). *Proc. Kom. Ned. Akad. Wetensch,* **75,** 223-247.

Serrano, F. 1975. *Estudio geológico (litoestratigráfico y sedimentológico) del sector Colmenar-Villanueva del Rosario.* Tesis Licenciatura, Universidad de Granada (inédito), 118 pp.

Serrano, F. 1979. *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas.* Tesis. Universidad de Málaga, 272 pp.

Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., Delgado, F., López Garrido, A. C. & Martín-Algarra, A. (in litt). The Cover of the Malaguide Complex in the Malaga area: A Palaeogene Olistostrome (Betic Cordillera, Spain). *Geologie en Mijnbouw.*

Soediono, H. 1971. *Geological investigations in the Chirivel area, provincia of Almería, South Eastern Spain.* Thèse. University Amsterdam, 143 pp.

Vera, J. A. 1969. *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes.* Tesis. Universidad de Granada, *Publ. Mem. Inst. Geol. Min. España,* **72,**192 pp.

Westerhof, A. B. 1975. Genesis of magnetite ore near Marbella, Southern Spain: Formation by oxidation of silicates in polymetmorphic gedrite-bearing and other rocks. *GUA Papers of Geology,* ser 1, núm. 6, 216 pp.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 1-6. MÁLAGA, 1993.

CORRELACIÓN ENTRE LA MAGNETOESTRATIGRAFÍA Y LA BIOESTRATIGRAFÍA CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL PALEOCENO INFERIOR EN AGOST (BÉTICAS) Y ZUMAYA (PIRINEOS)

I. ARENILLAS, J.I. CANUDO y *E. MOLINA*
Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza. España

ABSTRACT

The correlation between the early Paleocene magnetostratigraphy and biostratigraphy by means of planktic foraminifera at Agost (Betic) and Zumaya (Pyrences) allows us to establish a more detailed chronostratigraphic framework. The controversy that was generated by previous studies is analyzed reaching the conclusion that it was mainly due to taxonomical problems. The sequence of index species appearances is similar between Agost and Caravaca sections. According to the present revision the base of *P. pseudobulloiudes* Biozone is placed at the top of C29R, the base of *P. trinidadensis* Biozone at the middle part of C28N, the base of *P. uncinata* Biozone at the C28N/C27R boundary and the top of *P. uncinata* Biozone at the C27R/C27N boundary. Consequently, the Danian chronostratigraphic scale of Berggren *et al.* (1985) should be revised. Futhermore, the base of *P. trinidadensis* Biozone used by Groot *et al.* (1989) at Agost section is not correct probably because of taxonomical problems between *P. inconstans* and *P. trinidadensis.*

Keywords: Planktic foraminifera, Biostratigraphy, Magnetostratigraphy, Paleocene, Agost, Zumaya, Betics, Pyrenees

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Bioestratigrafía, Magnetoestratigrafía, Paleoceno, Agost, Zumaya, Béticas, Pirineos.

1. INTRODUCCIÓN

La correlación entre la magnetoestratigrafía y la bioestratigrafía mediante foraminíferos planctónicos del Paleoceno inferior (Daniense) se ha convertido en los últimos años en un tema conflictivo (Groot *et al.*, 1989; Berggren, 1989). La herramienta fundamental utilizada para situar en detalle los límites de las diferentes biozonas es la escala de tiempo calculada a partir de la polaridad geomagnética (GPTS = *Geomagnetic Polarity Time Scale*), método expuesto por Berggren *et al.* (1985). La GPTS está basada en la datación absoluta radiométrica de los diferentes magnetocrones desde el Cretácico; fue calibrada por LaBrecque *et al.* (1977) y denominada *Marine Magnetic Reversal Sequence* (LKC77).

Representando en abcisas la secuencia LKC77 y en ordenadas la magnetoestratigrafía de un determinado corte, podemos hacer una datación geocronológica, calcular la tasa de sedimentación, correlacionar estos datos con la bioestratigrafía y establecer una buena biocronoestratigrafía. Desde que se hicieron las primeras correlaciones bio-magnetoestratigráficas han aparecido incongruencias entre los diferentes autores con respecto a la cronoestratigrafía del Daniense.

Repasando los antecedentes de este tema, se observa que la polémica no es de índole magnetoestratigráfico, sino fundamentalmente bioestratigráfico, probablemente causado por la indeterminación existente en la distinción de las diferentes especies implicadas en la biozonación, es decir, por problemas taxonómicos y/o diacronía. Por este motivo el límite entre la biozonas de *Parasubbotina pseudobulloides* y *Praemurica trinidadensis* (p/t) se ha situado desde en el techo de C28N (Berggren *et al.*, 1985), hasta en la base de C29N (Gerstel *et al.*,1988; Groot *et al.*, 1989), pasando por varias situaciones intermedias. Similar circunstancia ocurre con el límite entre las biozonas de *Praemurica trinidadensis* y *Praemurica uncinata* (t/u).

Esta polémica surge desde el momento en que aparecen los primeros estudios magnetoestratigráficos. La primera disputa surge cuando Roggenthen (1976) realiza la magnetoestratigrafía del corte de Zumaya y detecta que la bioestratigrafía realizada por Von Hillebrandt (1965) no coincide con la revisión posterior de Premoli Silva (en Roggenthen, 1976) en el mismo corte, ya que Von Hillebrandt situaba el límite p/t en la parte media del cron C29N y Premoli Silva en la parte media de C28N. Roggenthen (1976) sugirió en este trabajo que el problema era paleontológico y no magnetoestratigráfico.

La polémica más reciente es la que mantienen Groot *et al.* (1989) y Berggren (1989). En Berggren *et al.* (1985) y Berggren y Miller (1988) se establece una escala de tiempo para el Paleoceno inferior en la que se sitúan los límites p/t y t/u en el techo de C28N y en el límite C27N/C26R respectivamente. Sin embargo, Groot *et al.* (1989) al correlacionar la bioestratigrafía y la magnetoestratigrafía de Agost, sitúan el límite p/t en la base de C29N. Esta idea es apoyada, según Groot *et al.* (1989) por varios trabajos (Poore *et al.*, 1983; Boersma, 1984; Smit y Romein, 1985; Gerstel *et al.*, 1987) y explica la incongruencia de datos por problemas metodológicos.

Inmediatamente, Berggren (1989) publica una fuerte réplica a Groot *et al.* (1989) negando la posibilidad de cambiar los límites bioestratigráficos. Según Berggren (1989), el problema radica en considerar *P. inconstans* (Subbotina) sinónimo de *P. trinidadensis* (Bolli). Esta sugerencia se encuentra, por ejemplo, en Poore *et al.* (1983) artículo que cita Groot *et al.* (1989), pero en este trabajo el límite p/t es situado inicialmente en la base de C28R, aunque en realidad la primera muestra donde se identifica *P. trinidadensis* es en la base de C28N. Los otros tres artículos citados por Groot *et al.* (1989), son criticados por Berggren (1989) o bien descartados como argumentos a favor de un cambio en la posición de los límites de las biozonas.

El objetivo de este trabajo es realizar una bioestratigrafía detallada del Paleoceno inferior en los cortes de Zumaya (Pirineos) y Agost (Béticas), y correlacionarla con la magnetoestratigrafía establecida por otros autores. Se pretende aportar nuevos datos que aclaren la polémica surgida en este tema, analizando el contenido de las diferentes publicaciones que han originado tal controversia.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Los cortes de Agost y Zumaya fueron muestreados en intervalos métricos en el tramo correspondiente al Paleoceno. Se tomaron 40 muestras de Agost y 24 muestras de Zumaya. El límite Cretácico/Terciario (C/T) fue analizado en detalle de forma centimétrica (Canudo *et al.*, 1991).

Las muestras fueron disgregadas en agua y con H_2O_2; posteriormente fueron levigadas con un tamiz de 63 µm y secadas con una estufa a menos de 50ºC. En el corte de Agost, la conservación de los foraminíferos plantónicos es excelente (en ocasiones algo recristalizada). En Zumaya, la conservación no es tan buena, pero por el contrario la sedimentación es más continua.

El análisis cuantitativo fue realizado basándose en una fracción representativa de 300 o más ejemplares por cada muestra (utilizando un Otto microspliter) de la fracción >106 µm. El resto de la muestra fue revisada para encontrar especies poco abundantes o de pequeño tamaño.

3. BIOESTRATIGRAFÍA

Los límites de las diferentes biozonas del Paleoceno inferior (Daniense) se hallan situados en la primera aparición (P.A) de las especies homónimas. La bioestratigrafía utilizada en este trabajo está basada fundamentalmente en la biozonación de Canudo y Molina (1992). La definición de las biozonas del Daniense superior coinciden en la mayor parte de las biozonaciones (Bolli, 1957 y 1966; Stainforth *et al.*, 1975; Toumarkine y Luterbacher, 1985; Berggren y Miller, 1988; Canudo y Molina, 1992), excepto en Blow (1979).

La Biozona de *P. pseudobulloides* se define como la biozona de intervalo entre la P.A. de *P. pseudobulloides* (Plummer) y la P.A. de *P. trinidadensis*. La biozona de *P. trinidadensis* se define como la biozona de intervalo entre la P.A. de *P. trinidadensis* y la P.A. de *P. uncinata* (Bolli). Berggren y Miller (1988) utiliza la P.A. de *Globanomalina compressa* (Plummer) para situar la base de esta biozona, al considerarla más cosmopolita y además es sincrónica con la aparición de *P. trinidadensis*. Sin embargo, se observa que *G. compressa* aparece antes que *P. trinidadensis* (Tourmarkine y Luterbacher, 1985; Canudo y Molina, 1992). La Biozona de *P. uncinata* se define como la biozona de intervalo comprendido entre la P.A. de *P.uncinata* y la P.A. de *Acarinina angulata* (White).

4. CORTE DE AGOST

El corte de Agost se halla situado en la provincia de Alicante. Paleogeográficamente se encuentra emplazada en la unidad Prebética de las Cordilleras Béticas, que durante el Cretácico y el Paleoceno basal se comporta como una zona de plataforma continental en el borde de la Meseta (Macizo Hespérico). Atendiendo a la relación planctónicos/bentónicos, corresponde a la parte superior de la zona batial o la parte externa de la zona nerítica.

Estratigráficamente, la parte paleocena del corte de Agost (desde el límite C/T) es una serie de margas grises con intercalación de margas calcáreas. 14 m encima del límite C/T aparece un nivel de margas rojas, que llega hasta los 17 m, y a 24 m aparece un nivel de calcoarenitas.

Groot *et al.* (1989) realizaron un estudio magnetoestratigráfico del Cretácico terminal y el Paleoceno basal, con el objetivo de datar geocronológicamente el límite C/T; llegaron a la conclusión de que el límite tiene una edad de 66.45 m.a. y calcularon para el Paleoceno basal una tasa de sedimentación de 0.83 centímetros/1000 años (cm/ka). Un corte cercano a Agost, y litológicamente idéntico a él, es el corte de Caravaca, donde se ha realizado un estudio magnetoestratigráfico más amplio.

La tasa de sedimentación calculada por Groot *et al.* (1982) para el Paleoceno basal en el corte de Agost, fue calculada midiendo la potencia existente entre el límite C/T y el de C29N/C28R, y dividiéndolo entre el tiempo que representa este intervalo. Esta tasa es coherente si nos fijamos en el corte de Caravaca, donde la tasa de sedimentación parece ser el doble, tanto en el Cretácico terminal como en el Paleoceno basal. Los valores de la tasa de sedimentación del Cretácico terminal y Paleoceno basal son para Caravaca de 4.04 cm/ka y 1.65 cm/ka y para Agost de 1.98 cm/ka y 0.83 cm/ka. Tomando como buena esta tasa de sedimentación o, lo que es lo mismo, prolongando la línea de regresión del GPTS de Agost y llevando verticalmente la posición de los límites magnetocronológicos (LKC77) a la misma, podemos

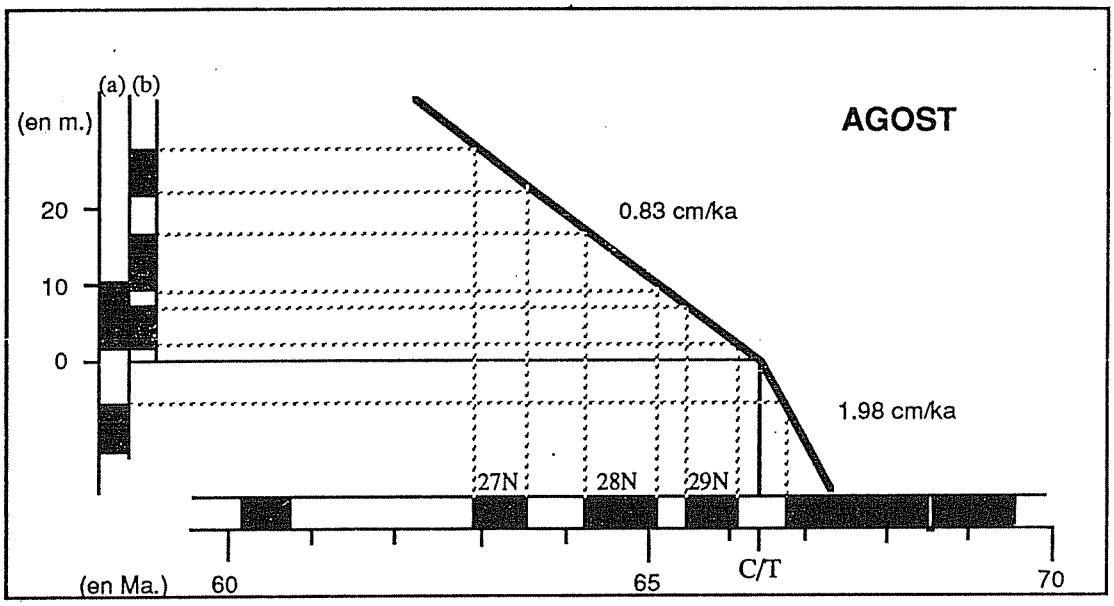


Figura 1. (a) Magnetoestratigrafía del Agost establecida por Groot et al., 1989. (b) Modelo magnetoestratigráfico hipotético del Daniense en Agost, considerando una tasa de sedimentación de 0.83 cm/ka. De (a) y (b) se deduce que el cron C28R no aparece en Agost, producto de un hiato.

darnos cuenta de que aunque aparentemente en la columna aparece un único periodo paleomagnético normal encima del C29R, en realidad puede ser un solapamiento de los crones C29N y C28N. Esto se debe a que o bien el C28R no aparece (producto de un hiato) o bien la tasa de sedimentación fue muy pequeña durante este cron y la resolución del análisis (muestras tomadas de 50 en 50 cm) no ha permitido detectarlo.

Aunque bioestratigráficamente este hiato es casi imperceptible en Agost, el hecho de que en Caravaca ocurra algo parecido, hace posible pensar que esto sea así, ya que en este último corte, C28R apenas es representativo. Si no tenemos encuenta lo expuesto, podemos caer en el error de creer que los límites de las biozonas aparecen en posiciones más bajas de lo normal. Para estar seguros de que esto ocurre realmente así, sería necesario un estudio magnetoestratigráfico más amplio para este corte, mientras tanto en este trabajo se ha propuesto una corrección magnetoestratigráfica para el mismo (Fig. 1).

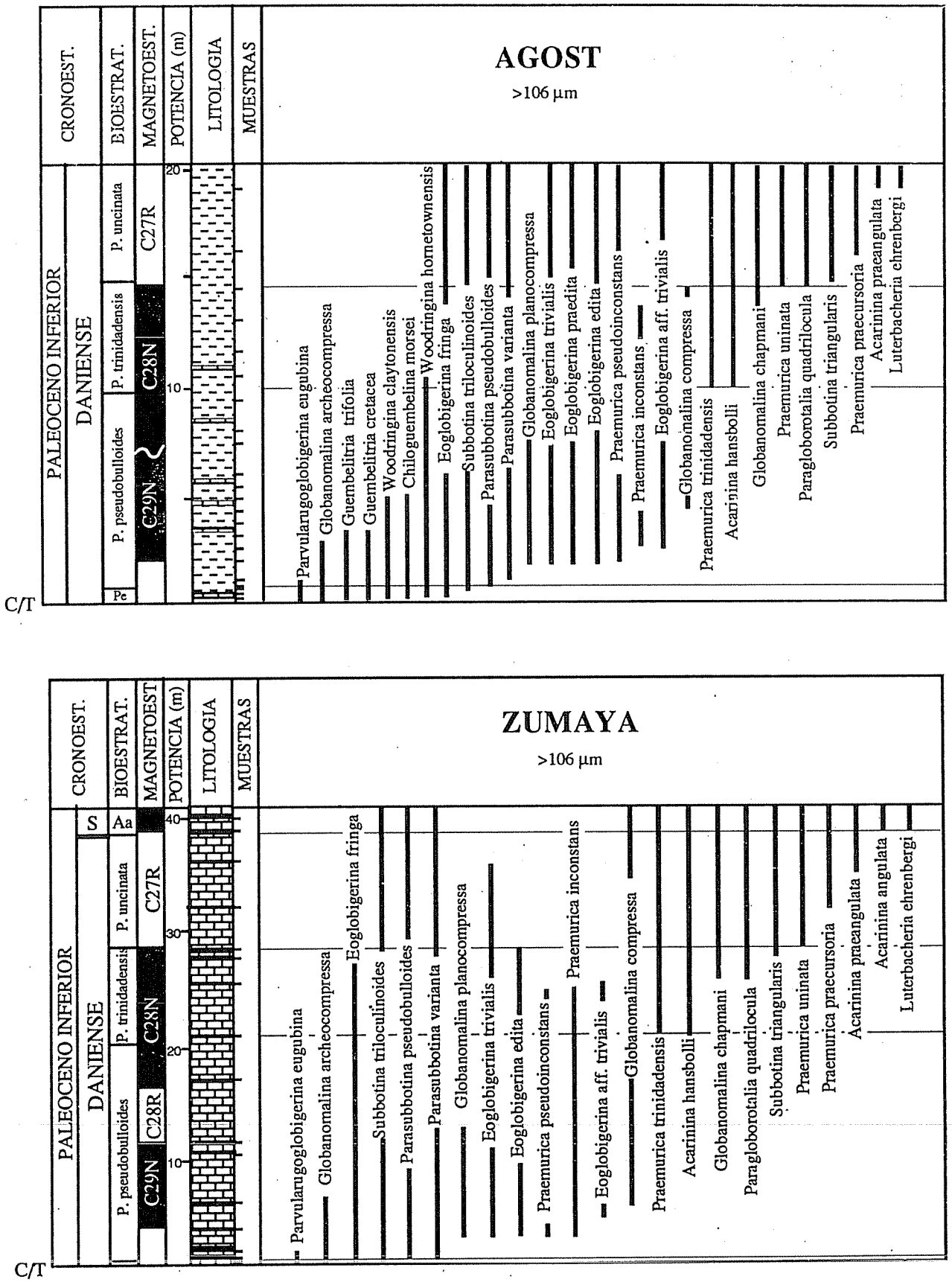
Bioestratigráficamente, las especies que intervienen en los límites de las biozonas, aparecen en este orden: *P. pseudobulloides* aparece a 70-80 cm del límite C/T a techo de C29R, *P. trinidadensis* a 9.50 m a mitad de "C28N" (magnetoestratigrafía corregida), *P. uncinata* a 14.5 m en base de "C27R" (magnetoestratigrafía corregida). Otras especies importantes en la biozonación son *P. pseudoinconstans* y *P. inconstans*, que aparecen 1.75 y 2.50 m encima del límite C/T respectivamente, en base de C29N. Las formas intermedias entre *P. trinidadensis* y *P. uncinata* aparecen a 13 m por encima del límite C/T, en el último tercio de C28N. La bioestratigrafía de la parte basal de este corte ha sido completada con los datos aportados en Canudo *et al.* (1991)

6. CORTE DE ZUMAYA

Zumaya es una localidad costera situada en la provincia de Guipuzcoa, cerca de San Sebastian. Paleogeográficamente, el corte de Zumaya durante el Paleoceno inferior se encontraba situado en la antigua cuenca pirenaica occidental, antes de que esta región iniciara su plegamiento. Al sur de esta cuenca existía una plataforma y al norte una llanura abisal con sedimentación hemipelágica tipo *flysch* (Orue y Lamolda, 1985).

El Paleoceno inferior de este corte está representado por 30-40 metros de calizas hemipelágicas con intercalación de margas hemipelágicas rosas. En ocasiones aparecen intercaladas finas capas de turbiditas carbonatadas. Atendiendo a la relación planctónicos/bentónicos, corresponde a una zona batial superior.

Roggenthen (1976) realizó un estudio magnetoestratigráfico del corte de Zumaya, obteniendo los siguientes resultados: a 3.6 m del límite C/T se encuentra situado el techo de C29R, a 12.3 m el de C29N, a 16.8 el de C28R, a 28.3 el de C28N, a 39.3 el de C27R y 41.3 el de C27N (el cual se halla escasamente representado). Aparentemente no existe ningún hiato importante.



Fígura 2. Diagramas de distribución de las especies de foraminíferos planctónicos en Agost y Zumaya. Abreviaturas: S = Selandiense, Aa = Biozona de *A. angulata*, Pe = Biozona de *P. eugubina*

Las especies implicadas en la biozonación aparecen en el siguiente orden: *P. trinidadensis* a unos 17 m del límite C/T en medio de C28N, mientras que *P. uncinata* a 29 m en la base de C27R. En este corte queda muy claro la aparición de las formas de transición entre *P. trinidadensis* y *P. uncinata*, que lo hacen en el último tercio del cron C28N. La parte basal de este corte ha sido completada con los datos aportados en Lamolda (1990).

7. DISCUSIÓN

Correlacionando estos datos (Fig. 2), se deduce que la Biozona de *P. pseudobulloides* tiene una potencia de 9 m en el corte de Agost y 19 m en el corte de Zumaya. Hacia la mitad de esta biozona aparece *G. compressa* (en medio de C29N), aspecto que difiere con Berggren y Miller (1988) que la sitúan en el último tercio de C28N. Según esto, la Biozona de *Morozovella trinidadensis/Planorotalites compressa* (Plc) de Berggren y Miller (1988) no pueden ser utilizada en Agost.

La Biozona de *P. trinidadensis* está representada en Agost y Zumaya con una potencia de 4 y 8 m. respectivamente, a techo de la cual aparecen *G. chapmani* (Parr) y las formas transicionales entre *P. trinidadensis* y *P. uncinata*. Al mismo tiempo que *P. trinidadensis* aparece *Acarinina hansbolli* Blow.

La Biozona de *P. uncinata* se halla representada con una potencia de 6 m en Agost y 9 m en Zumaya. Alrededor de 20 m por encima del límite C/T en Agost esta biozona se interrumpe producto de un hiato (que impide el registro de las biozonas *A. angulata* e *Igorina pusilla*) Previamente ha aparecido ya *Acarinina praeangulata* Blow, por lo que la P.A. de *A. angulata* debía estar próxima. La aparición de *A. praeangulata* (que representan las formas transitorias de *P. uncinata* a *P. angulata*) ocurre a techo de C27N (magnetoestratigrafía corregida). Si comparamos con el corte de Zumaya, podemos pensar que la Biozona de *P.uncinata* está casi completamente representada en Agost. En este corte, la P.A. de *P. uncinata* coincide con la P.A. de *S. triangularis* (White) y *P. quadrilocula*. Sin embargo, en Zumaya, *P. quadrilocula* (Blow) se ha encontrado un poco antes. En el corte de Zumaya, donde la sedimentación es más continua, el límite superior de esta biozona está claramente delimitada (P.A. de *A. angulata* en límite C27R/C27N).

El orden de aparición de las especies es similar en ambos cortes. Por tanto, queda claro que la polémica establecida en la geocronología del Daniense tiene un origen sistemático. Este problema se debe a que *P. pseudobulloides, P. inconstans, P. trinidadensis, P. uncinata y A. praecursoria* (Morozova) representa una línea evolutiva gradual, cuyos límites no han sido bien definidos en la descripción de holotipos y paratipos. Quizás se deba a que no es posible una demarcación enteramente satisfactoria entre estas especies. Este hecho conduce, en primer lugar, a la enorme confusión a la hora de distinguir y clasificar especies (tal como se puede observar, si repasamos la abundante bibliografía referida a este tema) y, en segundo lugar, a la hora de situar los límites de las biozonas.

La polémica fundamental se ha establecido en la distinción de *P. inconstans* y *P. trinidadensis*. Atendiendo a la definición de los holotipos de ambas especies (*Globigerina inconstans*, Subbotina 1953, y *Morozovella trinidadensis*, Bolli 1957), *P. incontans* aparece muy temprano, tanto en el corte de Agost como en el Zumaya (en la base de C29N), mientras que las primeras y claras *P. trinidadensis* aparecen más arriba, en C28N.

Para distinguir *P. trinidadensis* hay que fijarse en las primeras cámaras de la última vuelta, que son cuneiformes en el lado dorsal y muricadas, tendencia que culminará con *P. uncinata*. El número de cámaras en la última vuelta de *P. inconstans* y *P. trinidadensis* no debe ser tomado como diagnóstico (algunos ejemplares de *P. inconstans* llegan a tener 7 cámaras en la última vuelta).

El problema se presenta cuando se consideran sinónimos el holotipo de *P. trinidadensis* y la forma transicional entre *P. trinidadensis* y *P. uncinata* expuesta en Toumarkine y Luterbacher (1985; Fig.13 (3-4), pp.109), la cual presenta un mayor número de cámaras cuneiformes y un perfil axial de las mismas más angular. Una solución sería separar ambas formas en especies diferentes y de hecho esta separación está implicita en Bolli (1986), que sitúa a las formas intermedias en una posición bioestratigráfica superior. Estas han aparecido a techo de C28N en Zumaya y Agost, lo cual permite pensar que Berggren (1985,1989) ha utilizado éstas como verdaderas *P. trinidadensis*. Sin embargo, en el presente estudio se constata que *P. uncinata*, que se distingue por la forma cónica de sus cámaras, aparece poco después. Desconocemos, por tanto, porque Berggren (1985), sitúa la base de la Biozona de *P. uncinata* en el límite C27N/C26R.

Otro punto conflictivo aparece cuando se considera *P. inconstans* como sinónimo de *P. trinidadensis*, puesto que entonces la biozona habría que bajarla hasta la base de C29N, como deben hacer Groot *et al.* (1989). Esta sinonimia es propuesta también por Berggren y Miller (1988, p.368), aunque posteriormente Berggren (1989) no esté de acuerdo. La distinción entre una y otra especie es difícil y, por tanto, sería plausible considerarlas sinónimas. Pero ello puede plantear problemas a nivel bioestratigráfico, tal como ha ocurrido recientemente.

8. CONCLUSIONES

Atendiendo a los criterios expuestos anteriormente, el orden y momento de aparición de las diferentes especies es similar en los dos cortes estudiados (Agost y Zumaya). Según la P.A. de las especies implicadas en la biozonación, la correlación entre la bioestratigrafía y la magnetoestratigrafía del Daniense quedaría establecida de la siguiente manera: el límite inferior de la Biozona de *P.*

pseudobulloides se encuentra situado a techo de C29R; la base de *P. trinidadensis* se situaría en medio de C28N, mientras que la base de *P. uncinata* lo haría en el límite C28N/C27R; por último, el techo de la Biozona de *P. uncinata* se situaría en el límite C27R/C27N.

En consecuencia sería necesario hacer una revisión de la escala de tiempo de Berggren *et al.* (1985) y rebajar la posición de los límites de las biozonas del Daniense. Sin embargo, la base de la Biozona de *P. trinidadensis* no debe ser rebajada hasta la base de C29N, puesto que esto se hace normalmente bajo la sugerencia de que *P. inconstans* es sinónimo de *P. trinidadensis.*

9. AGRADECIMIENTOS

I. A. disfruta de una beca del CONAI. Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto DGICYT PS91-0172.

10. BIBLIOGRAFÍA

Berggren, W.A., 1989. Comments on the paper "Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain)" by Groot, J.J., De Jonge, R.B.G., Langereis, C.G., Ten Kate,W.G.H.Z. and Smit, *Earth and Planetary Science Letters*, **95**, 183-185.

Berggren, W.A. y Miller, K.G., 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochoronolgy. *Micropaleontology*, **34**(4), 362-380.

Berggren, W.A., Kent, D.V. y Flynn, J.J., 1985. Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In: The Chronology of the Geological Record, *Geological Society of London*, **10**, 141-195

Blow, W.H., 1979. *The Cainozoic Globigerinida.* Ed.E.J. Brill, Leiden, 1-1413.

Boersma, A., 1984. Cretaceous-Tertiary planktonic foraminifers from the southeastern Atlantic, Walvis Ridge Area, Deep Sea Drilling Project Leg 74. *Initial Reports of the DSDP*, **74**, 501-523.

Bolli, H.M., 1986. Evolutionary trends in planktic foraminifera from early Cretaceous to recent, with special emphasis on selected Tertiary lineages. *Bulletin Centre Recherches Exploration-Prodution Elf-Aquitaine*, **10** (2), 565-577.

Canudo, J.I., 1990. Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética. Tesis doctoral (inédito)

Canudo, J.I., Keller, G. y Molina, E., 1991. Cretaceous/Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, S.E. Spain. *Marine Micropaleontology*, **17**, 319-341.

Canudo, J.I. y Molina, E., 1992. Bioestratigrafía con foraminiferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **186** (1-2), 97-135.

Gerstel, J., Thunell, R. y Ehrlich, R., 1987. Danian faunal succession: Plamktonic foraminiferal response to a changing marine environment. *Geology*, **15**, 665-668.

Groot, J.J., De Jonge, R.B.G., Langereis, C.G., Ten Kate, W.G.H.Z. y Smit, J., 1989. Magnetostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary at Agost (Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, **94**, 385-397

Hillebrandt, A. von, 1974. Bioestratigrafía del Paleogeno en el Sureste de España (Provincia de Murcia y Alicante). *Cuadernos de Geología* , **5**, 135-153.

LaBrecque, J.L., Kent, D.V. y Cande, S.C., 1977. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, **5**, 330-335.

Lamolda, M.A., 1990. The Cretaceous-Tertiary boundary crisis at Zumaya (Nothern Spain). Micropaleontological data. In: *Extintion Events in Earth History* (Eds. E.G. Kauffman & O.H. Walliser). Springer-Verlag, **30**, 393-399

Liu, Ch. y Olsson, R.K., 1992. Evolutionary radiation of microperforate planktonic Foraminifera following the K/T Mass extinction event. *Journal of Foraminiferal Research*, **22**(4), 328-346.

Olsson, R.K., Hemleben, Ch., Berggren, W.A. y Liu, Ch., 1992. Wall texture clasiification of planktonic foraminifera genera in the lower Danian. *Journal of Foraminiferal Research*, **22**(3), 195-213.

Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M.A., 1985. Caractéristiques paléibiogéographiques du bassin Basco-Cantabrique pendant le Paléogène. *Revue de Micropaléontologie*, **27**(4), 257-265

Poore, R.Z., Tauxe, L., Percival, Jr., S.F, LaBreque, J.L., Wright, R., Petersen, N.P., Smith, Ch.C., Tucker, P. y Hsü, K.J., 1983. Late Cretaceous-Cenozoic magnetostratigraphic and biostratigraphic correlations of the South Atlantic Ocean. *Initial Reports of the DSDP*, **73**, 645-656.

Roggenthen, W.M., 1976. Magnetic Stratigraphy in of the Paleocene. A comparison between Spain and Italy. *Memorie Societa Geologica Italiana*, **15**, 73-82.

Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, H.P., Beard, J.H. y Jeffords, R.M., 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *University of Kansas, Paleontological Contribution*, **62**, 1-425.

Smit, J. y Romein, A.J.T., 1985. A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**, 155-170.

Toumarkine, M. y Luterbacher, H.P., 1985. Paleocene and Eocene planktonic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press, 87-154.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 7-12. MÁLAGA, 1993.

EL PROGRAMA "ELIEQUI" DE DIBUJO DE ELIPSES EQUIPROBABLES: APLICACIÓN AL MATERIAL DE OSO DE LA CUEVA R-27 DEL KARST DEL CERRO DE LA OLIVA (TORRELAGUNA, MADRID, ESPAÑA CENTRAL).

R. COBO RAYAN (*) y *T.DE TORRES PEREZHIDALGO* (**)

*CEDEX-MOPT, Pº de la Virgen del Puerto sn, 28005, Madrid.
** Dpto. de Ingeniería Geológica, E.T.S.I. Minas 28003 Madrid

ABSTRACT

This paper deals with a description of ELIEQUI program use as a tool for biometric bivariate analysis. This program allows equiprobable ellipses calculation and draft. As an example of ELIEQUI program working, specifical position of an isolated third lower molar of Ursid from Cueva de las Pinturas, Ponton de la Oliva-Madrid, was made, resulting as *Ursus cf. prearctos* Boule.

Palabras clave: Biometría, elipses equiprobables, Ursidos, dentición, Pleistoceno.
Key Words: Biometry, equiprobable ellipses, Ursids, dentition, Pleistocene.

1.-INTRODUCCIÓN

El estudio simultáneo de dos variables, mediante el análisis de regresión (análisis bivariante), ha sido uno de los métodos empleados con mayor frecuencia, por el colectivo que trabaja en temas de biometría. El dibujo de elipses equiprobables aporta una solución elegante para este tipo de trabajos, ya que en caso de que las dos variables sigan una distribución normal, caso muy frecuente en la naturaleza, la población de datos se podrá envolver en una serie de elipses concéntricas de igual frecuencia (equiprobables).

La definición teórica de estas elipses no es reciente, así en Cramer (1946) y en Defrisse-Gussehoven (1955), se recogen varias formulaciones. Se ha seleccionado la fórmula debida a Defrisse-Gussenhoven, quien dió la expresión matemática siguiente:

$$\frac{1}{1-r^2}\left\{\frac{(x-X)^2}{s_x^2}-\frac{2r(x-X)(y-Y)}{s_x s_y}+\frac{(y-Y)^2}{s_y^2}\right\}=\lambda^2$$

En la que "landa" cuadrado tiene la misma distribución que "Chi" cuadrado para dos variables, de forma que con los valores de 9.21, 5.99 y 4.60 se obtendrán, respectivamente, las ecuaciones de las elipses que contienen el 99, 95 y 90% de los pares de valores de la población estudiada. X e Y representan los valores medios de las variables, "r" es el coeficiente de correlación y "s" la desviación típica.

En este trabajo, se desarrolla y describe el programa ELIEQUI, que permite el dibujo de elipses equiprobables, para realizar, posteriormente, una aplicación a un caso específico.

2.-EL PROGRAMA "ELIEQUI"

El programa ELIEQUI para el tratamiento bivariante de datos biométricos, que siguen una distribución normal, está realizado en lenguaje GWBASIC, de forma que aunque va preparado, por medio de pantallas y paquetes de programa, para su uso por personas poco versadas en informática, el usuario deberá conocer algunas órdenes elementales para solventar dificultades menores que se puedan generar al correr el programa de forma no adecuada.

EIEQUI va ligado de forma interactiva con un programa de dibujo: AUTOCAD versión 2.5 en castella-

no, aunque si el usuario tiene cargada cualquier versión mas avanzada no tendrá problemas, siempre que esté en castellano. En caso contrario no podrá reconocer el lenguaje. También podrán aparecer problemas por falta de suficiente memoria ROM, aunque este problema será fácilmente salvable, como se indicará posteriormente.

3.-USO DEL PROGRAMA

Se han desarrollado una serie de menús de usuario (pantallas) que, de forma progresiva, llevan al cálculo y dibujo de las elipses equiprobables, correspondientes al 90, 95 y 99%, Fig.-1.

La primera pantalla, Fig.-1A, explica todas las posibilidades del programa.

El punto 1: "INICIO. TRABAJO FICHEROS", aparece desglosado en otra pantalla, Fig.-1B, en la que se aprecian las posibilidades elementales del mismo: creación, corrección e impresión.

Al entrar en el apartado 1 "CREACION DE UN FICHERO NUEVO", el programa realiza una serie de preguntas: denominación del yacimiento (dará nombre al fichero-máximo ocho caracteres), la pieza anatómica a tratar y las dos medidas. El programa no está preparado para distinguir valores perdidos, de manera que el "NUMERO DE PARES X,Y" se refiere a valores reales. Este menú generará ficheros con la extensión **.DAT** y el nombre del yacimiento.

Resulta conveniente imprimir (listar) los ficheros, tanto para la detección de errores como para facilitar búsquedas de valores a corregir, tal y como lo solicitará la pantalla de "CORRECCIÓN DE UN FICHERO", Fig.-1C.

El siguiente paso será el "CALCULO DE PARÁMETROS ESTADÍSTICOS", apartado 2 de la Fig.-1A, menú que proporciona: promedio, desviación típica, coeficiente de correlación y nivel de significación del mismo, Fig.-1D; muestra una opción para ser impreso. Este menú, a partir de archivos con extensión .DAT, genera otros con extensión **.CAL** también con el nombre del yacimiento.

A continuación, Fig.-1A apartado 3, se pasa al cálculo de los ejes de la elipse, paso previo para su dibujo, la pantalla aparece en la Fig.-1E. Este subprograma calcúla las coordenadas de los extremos de su eje mayor y el diámetro menor, valores con los que el programa AUTOCAD procederá a su dibujo. Además, permite optar entre tres niveles de significación de las elipses, que son las que se emplean mas habitualmente: 90%, 95% y 99%: porciones de la población normal de datos que quedarán encerradas dentro de cada elipse. De acuerdo con la elección, y a partir de ficheros con extensión .CAL, se generarán archivos con extensiones diferentes: 90% de significación **.EL1**, 95% de significación **.EL2** y 99% de significación **.EL3**.

El último paso, previo al dibujo de la(s) elipse(s), aparece en el apartado 4 de la Fig.-1A: "CREACION DE UN FICHERO DE DIBUJO", con una estructura compatible con AUTOCAD. Esta pantalla, Fig.-1F, permite dos opciones: una o varias elipses. En el segundo caso no es recomendable sobrepasar el número de siete, que es el tipo de trazos diferentes que se pueden obtener en el programa AUTOCAD2.5. Si se eleige esta opción, el programa preguntará el número de elipses que va a contener el dibujo, nombre de fichero y sucesivamente se deberán ir indicando los ficheros con extensión .EL1, .EL2 ó .EL3 que están implicados. Se generan archivos con extensión **.DIB**.

Al usuario ya solo le resta pasar al último punto, apartado 5 de la Fig.-1A, cuyas posibilidades viene expresadas en la pantalla de la Fig.-1H. Se trata del "DIBUJO DE LA ELIPSE EQUIPROBABLE" a partir de un fichero .DIB. En este caso se podrá elegir entre dibujar una o varias elipses, aunque previamente aparecerá en pantalla un mensaje que recuerda que es necesario contar con el programa AUTOCAD cargado, Fig.-1G. También puede aparecer un mensaje que indique memoria ROM insuficiente. A continuación se explicará como solventar este escollo.

El programa ELIEQUI, lleva un macro que permite su interacción con el paquete AUTOCAD, que se supone cargado y con suficiente memoria ROM en la máquina para permitir el uso del lenguaje "AUTOLISP" del paquete AUTOCAD. Para su empleo se precisa que el usuario posea nociones mínimas de este programa. Si no entra automáticamente, deberá salir del programa ELIEQUI y entrar en el AUTOCAD manualmente.

En cualquier caso, se entre a AUTOCAD mediante un macro o de forma manual saliendo de ELIEQUI, se ha de cargar la aplicación "ELIP", que es el macro que permite el dibujo de las elipses. En el menú principal de AUTOCAD se teclea:

-Opción 1 (Generación de un nuevo dibujo) y se nombra el fichero gráfico que se va a generar.

-En la pantalla que aparece se teclea (ángulo inferior izquierdo): Orden: (LOAD"ELIP") y aparece C:(ELIP)

-Vuelve a aparecer ORDEN: y se teclea ELIP y aparece C:ELIP

-Pregunta: nombre del fichero y se le ha de indicar el camino completo (PATH) del fichero que queremos dibujar, que ya tiene la extensión .DIB, que se le ha de indicar.

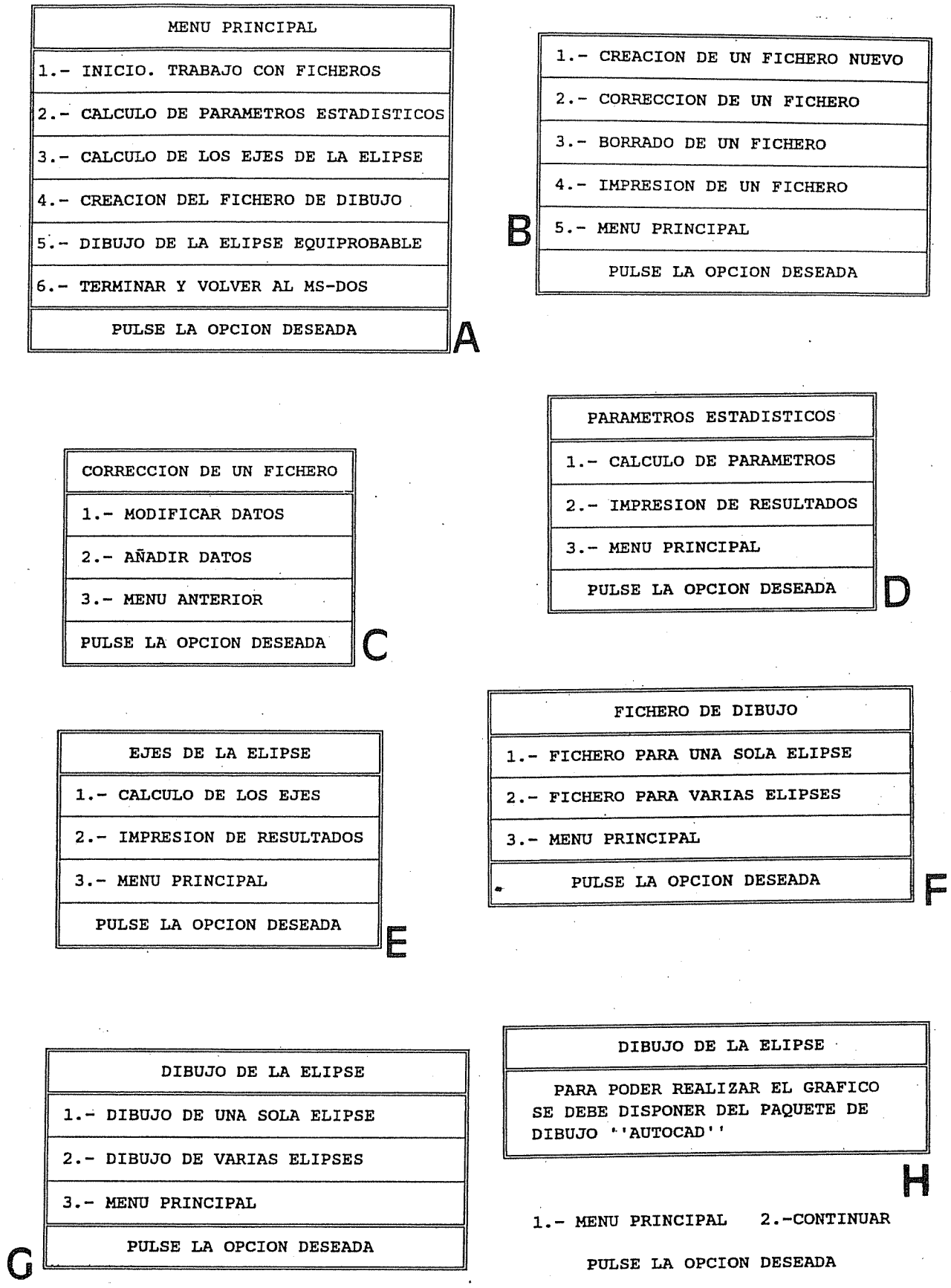


Fig.-1 Pantallas de los diversus menús contenidos en el programa ELIEQUI

El manejo de AUTOCAD permite situar ejes, divisiones, rótulos, escala, etc.

4.-EJEMPLO

Se ha decidido tomar un ejemplo práctico para mostrar el empleo de este programa de dibujo de elipses equiprobables: la determinación de un molar de *Ursus* sp., que proviene de un relleno fluviokárstico del río Lozoya (Torrelaguna, Madrid) en la Cueva de las Pinturas (cavidad R-24), a unos 40m sobre el thalweg actual del río y en la que según Cabra *et al.* (1982) y Portero *et al.* (1990), aparecen restos de *Hippopotamus* sp., *Macaca* sp., *Equus stenonis* Cocci, *Equus cf. altidens* von Reich., que lo sitúan en el límite Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio, con vitales implicaciones en el análisis de la evolución geomorfológica de la zona. Se trata de un tercer molar inferior izquierdo, con pocas señales de rodadura y trazas de importante desgaste en vida que ha borrado casi toda la topografía del esmalte. Sus dimensiones son: longitud 21.1mm y anchura 17.6mm.

Como ejercicio, se ha comparado con tres grupos de especies y poblaciones:

Fig.-2A: elipses equiprobables (99%) de *Ursus deningeri*, *Ursus spelaeus* y *Ursus spelaeus parvilatipedis*.

Fig.-2B: elipses equiprobables (99%) de diversas poblaciones ibéricas de *Ursus spelaeus* Ros-Hein. *Ursus spelaeus parvilatipedis* Torres.

Fig.-2C: elipses equiprobables (99%) de la muestra ibérica de *Ursus arctos* Lin., muestra europea de *Ursus etruscus* G. Cuvier, *Ursus deningeri* von Reich. y *Ursus spelaeus*.

Para mayor información sobre estas especies y localidades, se remite a Torres (1984), Torres (1992) y Torres y Guerrero (en prensa). Sobre todos estos puntos, se ha replanteado el punto representativo del tercer molar de oso de la Cueva de las Pinturas (asterisco).

Se puede observar que se sitúa fuera de las elipses del Reguerillo (TT) y de Ekain (KK), representantes genuinos de la población ibérica de *Ursus spelaeus*, pero dentro de la elipse correspondiente a Troskaeta (*U.s. parvilatipedis*), quedando incluido en la correspondientes a *U. deningeri* de Cueva Mayor (BB) y fuera de la de Sta. Isabel (SI). Cuando se compara con las poblaciones ibéricas de oso de las cavernas, Fig.-2B, está claro que en varias de las localidades hay terceros molares inferiores, con tamaños equivalentes al del oso de la Cueva de las Pinturas.

Si se compara con las población ibérica de *U.arctos* (UA), población europea de *U. etruscus* (UE) y poblaciones características de *U. spelaeus* (TT) y *U. deningeri* (BB), Fig.-3C, se sitúa en posición marginal respecto a *U. etruscus* y central respecto a *U.arctos*, con el que, por otra parte, difiere en su cronología.

Si se añaden los puntos representativos de las dimensiones de los terceros molares inferiores de *Ursus prearctos* Boule, del yacimiento de Gran Dolina (Atapuerca-Burgos),procedentes de la excavación Torres 1976, Fig.-2C (99%), 2D (95%) y 2E (90%), se observa que los nuevos valores introducidos, constituyen una nube de puntos junto al punto representativo del tercer molar inferior objeto de este análisis , por lo tanto marginales respecto a la elipse correspondiente a *U. etruscus* y, en menor grado, respecto las de *U.arctos* y *U. deningeri* (BB), desplazándose hacia zonas externas conforme se disminuye la significación de las elipses, de manera que en la del 90%, Fig.-2E, el punto correspondiente al oso de la Cueva de las Pinturas, y dos valores correspondientes a *U. prearctos* de G. Dolina, se han situado fuera de las elipses correspondientes a *U.etruscus* y *U. deningeri*.

U. prearctos de Gran Dolina procede de un nivel estratigráfico cerca del techo de la magnetozona inversa de Matuyama (Aguirre com. pers. 1988) es decir una edad de unos 700 Ka, cercana a la del oso de la Cueva de las Pinturas que debe ser cercana a 850Ka.

5.-CONCLUSIONES

El sistema de análisis métrico bivariante, continúa siendo un sistema de elevada utilidad para el paleontólogo y el programa de utilidades ELIEQUI, muy posiblemente animará a su empleo a numerosos investigadores que se resistían a hacerlo simplemente por problemas de dibujo; utilizando en ocasiones simples envolventes mas o menos elípticas sin base estadística.

Con las limitaciones de la muestra, el oso del yacimiento de la Cueva de las Pinturas (R-27), podría clasificarse como *Ursus aff. prearctos* BOULE.

6.-AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro del programa CEC: F12W-CT91-0075 (ENRESA). Podrá obtenerse sin costo este programa, previa petición por escrito a T. Torres, Dpto. de Ingeniería Geológica, U.D. de Estratigrafía y Paleontología, E.T.S.I. de Minas, Ríos Rosas 21- 28003 MAdrid.

7.-BIBLIOGRAFIA

Cabra, P. Goy, J.L. Hoyos, M. Zazo,C. (1983) Estudio Geomorfológico del Cuaternario y Formaciones superficiales del Sector meridional de Sierra Cabrera. *Tecnite-*

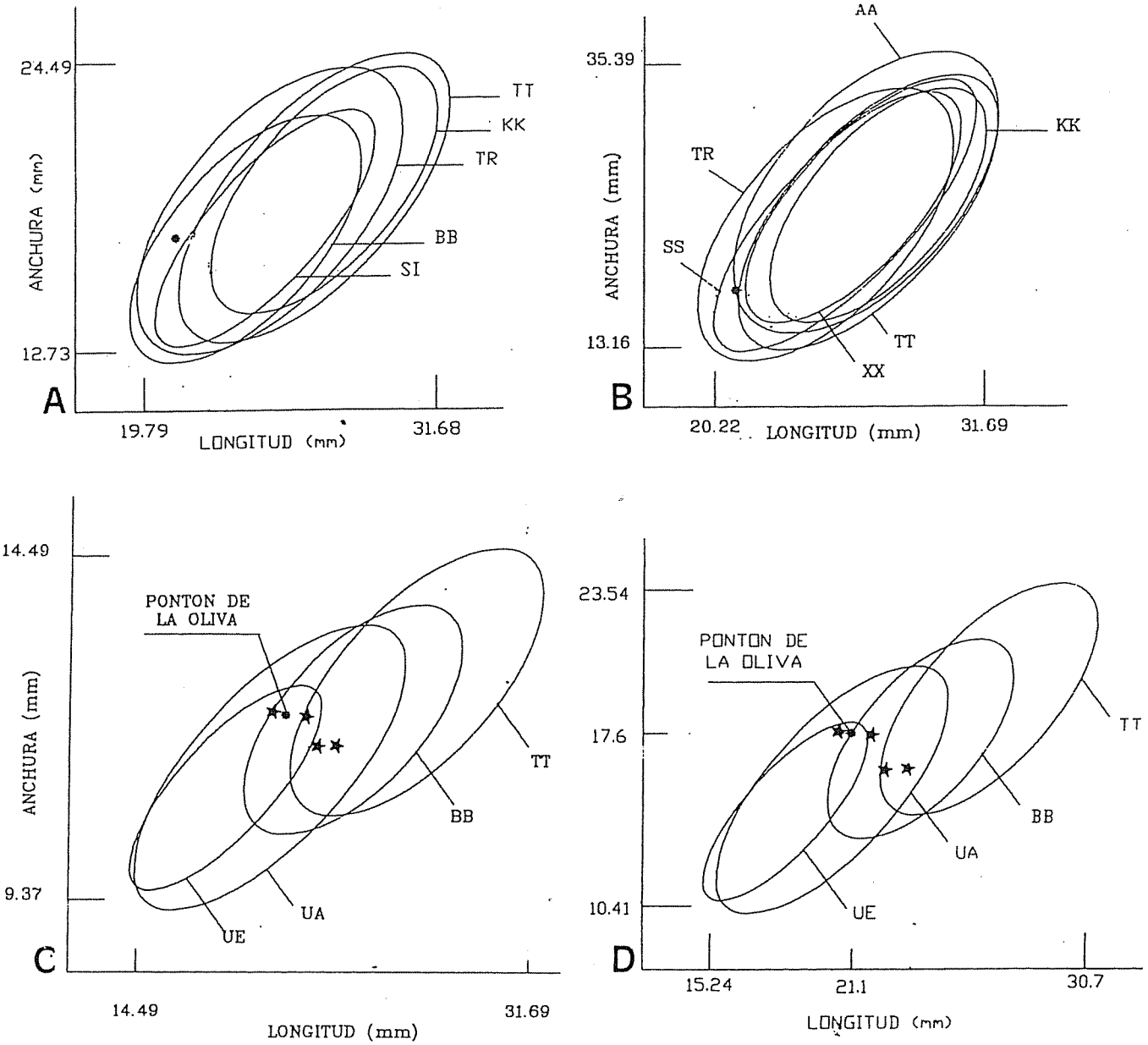


Fig.-2. Elipses equiprobables. En A,B y C del 99%, en D del 95% y en E del 90%.
Ursus sp.:C.de las Pinturas (*)
U.prearctos: Gran Dolina (Atapuerca-Burgos) estrella de cinco puntas.
U.deningeri: Santa Isabel- SI(Arnero, Vizcaya) y Cueva Mayor-BB(Atapuerca,Burgos)
U.spelaeus: C.del Reguerillo-TT(Torrelaguna, Madrid), Arrikrutz-AA(Oñate, Guipuzcoa), La Pasada-SS(Guriezo, Cantabria), Ekain-KK (Deba,Guipuzcoa) y El Toll-XX(Moiá,Barcelona);
U.s.parvilatipedis: C.de Troskaeta-TR(Ataun,Guipuzcoa). En figuras C,D y E: *U. arctos*: UA (muestra ibérica total)., *U. etruscus*-UE (muestra europea total)

rrae,51:32-42.

Cramer, H. 1946. *Mathematical methods of statistics*. Princeton Univ. Press, 575p.

Defrisse-Gussenhoven, E. 1955. Ellipses équiprobables et taux d'éloignement en biometrie. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, XXI,26:1-31.*

Portero, J.A. Aznar, J.M. Pérez-González, A. (1990) *Hoja Magna núm. 485 (Valdepeñas de la Sierra)*. Edita Mº de Industria y Energía.

Torres, T. Cobo, R. Salazar, A. (1991) La población de oso de las cavernas (*Ursus spelaeus parvilatipedis* n.ssp.) de Troskaeta'ko Kobea (Ataun, Guipuzcoa). *Rev. Soc. Est. Vascos, MUNIBE, 43:3-85.*

Torres, T., Guerrero P. (1993).Análisis multivariante de la morfología de los metápodos de los osos espeloides del Pleistoceno Ibérico: *Ursus deningeri* Von Reichenau,*Ursus spelaeus* Rosenmüller-Heinroth. *IX Jornadas Paleontología, Málaga 1993.*('en prensa).

Torres,T. 1988 Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae)del Pleistoceno de la Ursidos del Pleistoceno de la Península Ibérica. *Publ. Espec. IGME 316p.*

Torres, T.1992. The European descendants of Ursus etruscus G. Cuvier (Mammalia, Carnivora, Ursidae). *Bol. Geol. y Min. 103,4: 12-22.*

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 13-17. MÁLAGA, 1993.

PRESENCIA DEL EVENTO DE EXTINCIÓN FRASNIENSE EN EL COMPLEJO MALÁGUIDE (CORDILLERA BÉTICA), DETECTADO MEDIANTE FAUNA DE CONODONTOS

R. RODRÍGUEZ CAÑERO.
Departamento de Geología y Ecología. Universidad de Málaga. 29071 Málaga. España.

ABSTRACT

A conodont fauna has been extracted from olistolitic calcareous materials included into Almogía Formation (Maláguide Complex, Betic Cordillera), and it has alloved to verify the presence of the upper *rhenana* zone and the lower part of the *linguiformis* zone in the Frasnian, as well as the lower *triangularis* zone and the lower, middle and upper *crepida* zones in the Famennian. Also, the Frasnian extinction event has been identified by the litologic characteristic and the abrupt faunistic change in these materials.

Keywords: Conodonts, extintion event, Almogia, Malaguide Complex, Betic Cordillera, Frasnian, Famennian.

Palabras clave: Conodontos, evento de extinción, Almogía, Complejo Maláguide, Cordillera Bética, Frasniense, Famenniense.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio de una fauna de conodontos extraida de un afloramiento ubicado en las proximidades de la localidad de Almogía, ha permitido reconocer la existencia de materiales del Devónico superior , así como identificar el evento de extinción que tuvo lugar al final del periodo Frasniense.

Se trata de un afloramiento de materiales calcáreos que aparecen en un pequeño cerro situado a la altura del Km. 15 y al W de la carretera antigua de Málaga a Antequera (Fig. 1).

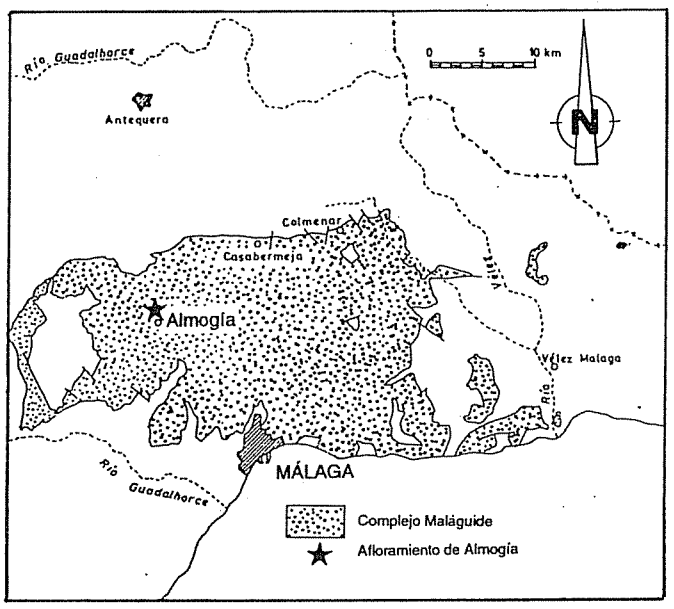


Figura n:1. Localización del afloramiento de Almogía.

Estos materiales calcáreos se interpretan como olistolitos de materiales más antiguos que se encuentran incluidos en el seno de la Formación Almogía (Martín Algarra, 1987). La Formación Almogía, atribuida al Carbonífero inferior, está constituida principalmente por areniscas y lutitas de aspecto pizarroso que alternan rítmicamente y que pueden considerarse como una facies tipo flysch. Esta Formación es una de las que integran el Complejo Maláguide (Fig. 2), que a su vez es uno de los dominios tectonosedimentarios, que se diferencian en las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

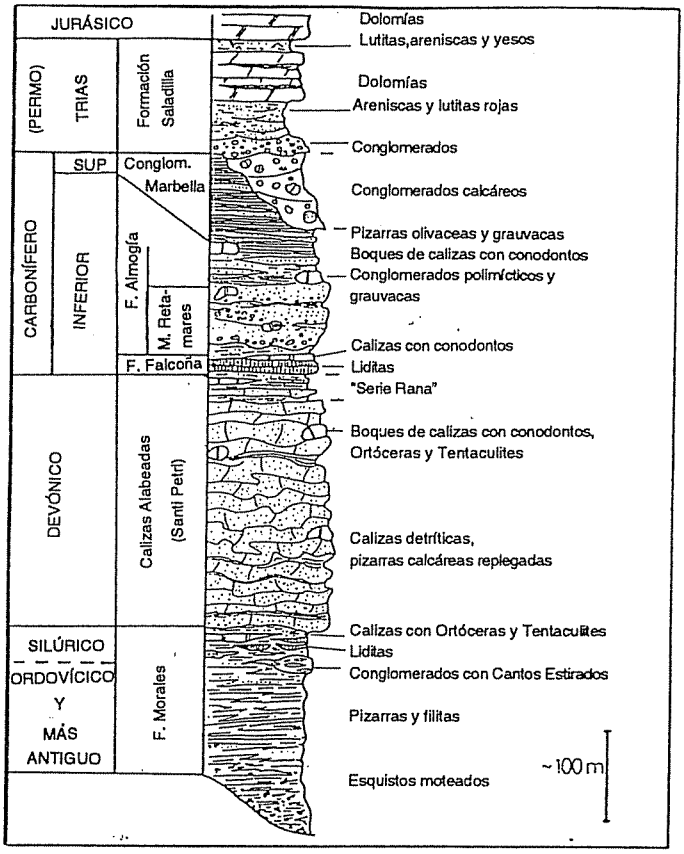


Figura n:2. Serie sintética del Paleozoico Maláguide. Según Martín Algarra, 1987.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

La sección levantada en este afloramiento es la denominada Sección Almogía III y en ella se han tomado un total de 18 muestras (Fig. 3).

Para extraer la fauna de conodontos, contenida en los materiales calcáreos de la sección, las muestra fueron procesadas siguiendo el procedimiento habitual consistente en:

-reducirlas a fragmentos de 4-5 cm de diámetro (Jeppsson y Fredholm, 1987),

-disolverlas con una solución constituida por un 7% de ácido acético glacial, un 30% de una solución de acetato (obtenida tras la disolución de calizas con ácido acético) y un 63% de agua (Jeppsson *et al.* ,1985),

-tamizarlas con una batería de tres tamices de 1mm, 0.5mm y 0.16mm de luz de malla.

-y separar y concentrar los elementos conodontales mediante el empleo de bromoformo.

En las tablas 1 y 2 se recogen la cantidad de muestra tratada en cada nivel, el número total de elementos conodontales hallados en cada una y el tipo de elemento conodontal de cada especie que ha sido identificado,

3. ESTRATIGRAFÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA

En esta sección aflora una sucesión eminentemente carbonatada, que en conjunto alcanza un espesor de algo menos de 20 m.

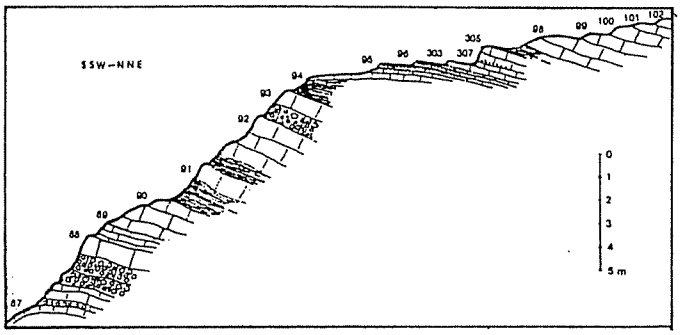


Figura n:3. Sección Almogía IIIA

La parte basal (niveles 87 a 90) la constituyen calizas, en su mayor parte micríticas, de color gris oscuro predominante y caracterizadas por presentar una estructura con brechas bien cementadas en numerosos niveles. El espesor de los bancos varía entre 75 y 15 cm.

Del nivel 91 al 94 alternan los bancos de estructura brechoide con otros de caliza micrítica laminada, algunos de los cuales incluyen delgados niveles de material de aspecto ferruginoso, que localmente se encuentran afectados por pequeños repliegues.

Los niveles 95, 96 y 303 forman parte de un conjunto de niveles decimétricos cuyo espesor total es inferior a 1 m. Están caracterizados por la presencia de superficies de alteración y abundantes mineralizaciones. Es especialmente notable la existencia en estos niveles de una enorme cantidad de nódulos de hierro, la mayor parte de los cuales tiene un diámetro proximo a 1-2 cm, aunque algunos pueden alcanzar los 7-8cm.

Sigue un paquete de potencia aproximada de 1 m (niveles 305 y 307) de calizas grises de estructura brechoide que alternan con otros niveles micríticos en los que se observan laminaciones. También incluyen algunas discontinuidades que parecen corresponder a superficies de alteración, asociadas a los cuales existen pequeños nódulos de hierro. Caracteriza también a este nivel la presencia de cavidades de disolución que con frecuencia se encuentran rellenas de arcilla roja.

Los niveles 98 a 102 corresponden a la parte alta de la sección, constituida por unos 2-3 m de calizas grises y rosadas en bancos potentes, que presentan aspecto noduloso y estructura brechoide.

Una parte de la base de esta sección se encuentra actualmente destruida por una zanja realizada recientemente para la instalación de una tubería de conducción de agua.

Atendiendo al contenido faunístico de esta sección y con objeto de facilitar los comentarios y la descripción de la misma, se ha dividido en dos partes: la sección Almogía IIIA y la sección Almogía IIIB.

3.1 Sección Almogía IIIA

Esta parte de la sección es particularmente interesante pues en ella se detecta el tránsito Frasniense-Famenniense, la extinción de numerosas especies de conodontos y la subsiguiente aparición de otras nuevas.

3.1.1. Contenido en conodontos

En el nivel 91 se produce una sorprendente mezcla de fauna, pues junto a especies como el *Palmatolepis triangularis* Sannemann, que aparece en la zona inferior de *triangularis,* se halla una fauna de edad frasniense, que constituye una parte muy importante del total de la fauna encontrada en este nivel, con especies como *Ancyrodella curvata* Branson y Mehl, *Ancyrodella lobata* Branson y Mehl, *Ancyrodella ioides* Ziegler, *Ancyrodella nodosa* Ulrich y Bassler, *Ancyrognathus asymmetricus* Ulrich y Bassler, *Klapperina ovalis* Ziegler y Klapper, *Palmatolepis gigas gigas* Miller y Youngquist, *Palmatolepis hassi* Müller y Müller, *Palmatolepis subrecta* Miller y Youngquist y *Palmatolepis rhenena rhenana* Bischoff, entre otras. La mezcla puede tener su origen, como solución más parsimoniosa, en procesos de removilización y resedimentación a gran escala de materiales frasnienses durante el depósito de los sedimentos en la zona inferior de *triangularis.*

Esta mezcla de fauna, aunque llamativa, no es un caso único; un fenómeno similar es recogido por Sandberg *et al.*(1988) quienes en Nevada hallaron, en unos niveles de la parte más alta de la zona inferior de *triangularis,* a *Palmatolepis triangularis* Sannemann y *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson y Mehl, junto con una fauna frasniense integrada por *Palmatolepis gigas* Miller y Youngquisst,, *Palmatolepis subrecta* Miller y Youngquist, *Polygnathus webbi* Stauffer, *Ancyrodella lobata* Branson y Mehl, *Ancyrodella buckeyensis* Stauffer, *Ancyrodella nodosa* Ulrich y Bassler y *Ancyrodella curvata* Branson y Mehl.

En el nivel 92 aparece una fauna muy abundante con especies como *Ancyrodella curvata* Branson y Mehl, *Ancyrodella nodosa* Ulrich y Bassler, *Ancyrodella lobata* Branson y Mehl, *Ancyrognathus amana* Müller y Müller, *Icriodus symmetricus* Branson y Mehl, *Palmatolepis hassi* Müller y Müller, *Palmatolepis subrecta* Miller y Youngquist, *Palmatolepis rhenana brevis* Ziegler y Sandberg y *Palmatolepis rhenana nasuta* Müller, que permite ubicar a este nivel en la zona superior de *rhenana*; el nivel 93 poseeuna fauna de edad similar al 92 aunque más escasa, mientras que la presencia, en el nivel 94, de *Ancyrognathus amana* Müller y Müller, *Palmatolepis gigas extensa* Ziegler y Sandberg y *Palmatolepis juntianensis* Han, así como la desaparición de *Icriodus symmetricus* Branson y Mehl y *Polygnathus decorosus* Stauffer lo sitúan algo más alto, probablemente en la parte inferior de la zona de *linguiformis*.

Los porcentajes de elementos Pa de *Palmatolepis* y *Polygnathus* de los niveles 92 y 93 representan más del 85% del total de los elementos de plataforma de las muestras y, por tanto, la biofacies de estos niveles es una biofacies tipo II de Sandberg (1976) denominada de palmatolépidos-polygnátidos, que es característica de materiales depositados en aguas moderadamente profundas o algo someras.

En el nivel 94 se produce un cambio brusco en el tipo de biofacies, descendiendo el tanto por ciento de *Polygnathus* a un 1%, mientras que el de *Palmatolepis* se incrementa hasta un 73%, el de ancyrodéllidos lo hace hasta un 16% y el de icriódidos hasta un 9%. La abundancia de *Palmatolepis* caracteriza a la biofacies tipo I de Sandberg (*op. cit.*), que es propia de materiales depositados sobre la plataforma continental externa,el talud y el borde continental, es decir de medios más profundos y alejados de la línea de costa que la anterior. Los niveles 95 y 96, que como ya se ha indicado en la descripción litológica de la serie, están caracterizados por pesentar costras, mineralizaciones y numerosísimos nódulos de Fe, contienen una fauna muy escasa y solo se ha podido identificar y con dudas, un fragmento de un elemento Pa de *Palmatolepis*. No obstante, dado que estos niveles aparecen en sucesión normal en esta pequeña serie y los superiores pertenecen a la zona inferior de *triangularis*, podrían corresponder a los materiales depositados durante el intervalo de tiempo que representa la parte superior de la zona de *linguiformis*.

En los niveles superiores 303, 305 y 307 se produce un cambio radical en la composición de la fauna, pues han desaparecido *Ancyrodella* y todas las especies de *Palmatolepis* que se hallaban en los niveles inferiores. *Icriodus alternatus alternatus* Branson y Mehl es la única especie que prolonga su existencia hasta estos niveles. La fauna de los niveles 303, 305 y 307 está integrada por *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson y Mehl, *Palmatolepis triangularis* Sannemann, *Palmatolepis praetriangularis* Ziegler y Sandberg e *Icriodus alternatus alternatus* Branson y Mehl que caracterizan a la zona inferior de *triangularis*. El número de elementos de plataforma en el nivel 303 es escaso, mientras que en el 307 y 305 son mucho más abundantes.

La biofacies de los niveles 305 y 307 es también una biofacies tipo I de palmatolépidos.

SECCIÓN ALMOGÍA IIIA										
NIVELES		91	92	93	94	95	96	303	307	305
Muestra disuelta (Kg.)		0.980	1.310	0,575	1.250	0,500	0,500	0,750	0,750	0,750
Número total de ejemplares		931	621	133	693	4	14	122	106	45
Número de ejemplares/Kg. de muestra		950	474	231	554	8	28	163	141	60
Ancyrodella curvata	Pa	15	1		2					
Ancyrodella lobata	Pa	1	1							
Ancyrodella ioides	Pa	2	1							
Ancyrodella nodosa	Pa	17	9		36					
Ancyrognathus amana	Pa		4		6					
Ancyrognathus asymmetricus	Pa	1	1							
Ancyrognathus calvini	Pa	1								
Ancyrognathus triangularis	Pa	17								
Icriodus alternatus alternatus	Pa	8	8		32			1	1	1
Icriodus alternatus helmsi	Pa		2		1					
Icriodus symmetricus	Pa	6	10							
Klapperina cf. disparilis	Pa	2								
Klapperina ovalis	Pa	1								
Mesotaxis asymmetrica	Pa		1							
Mesotaxis falsiovalis	Pa	1	3							
Palmatolepis delicatula delicatula	Pa							1	4	2
Palmatolepis gigas gigas	Pa	5								
Palmatolepis gigas extensa	Pa				1					
Palmatolepis hassi	Pa	9	16	3	8					
Palmatolepis juntianensis	Pa				3					
Palmatolepis praetriangularis	Pa	6							5	1
Palmatolepis proversa	Pa	2								
Palmatolepis rhenana brevis	Pa	1	2							
Palmatolepis rhenana nasuta	Pa	2	1	3	8					
Palamtolepis rhenana rhenana	Pa	15								
Palmatolepis rotunda	Pa	3			1					
Palmatolepis subrecta	Pa	14	2		17		1?			
Palmatolepis triangularis	Pa	25							62	15
" "	Pb								2	
Polygnathus decorosus	Pa	59	20	11						
Polygnathus webbi	Pa	2								
Ancyrodella indet.	Pa	32	17		23					
Ancyrognathus indet.	Pa	1	5							
Icriodus indet.	Pa	9	5							
Palmatolepis indet.	Pa	303	113	25	241	1	1	4	2	
"	Pb	29	16	7	21					
"	M				4					
"	S	3	3		15					
Polygnathus indet.	Pa	128	192	44	5	1		7	5	3
Elementos tamiformes		227	213	45	310	2	12	109	124	23
BIOFACIES										
Ancyrodella y *Ancyrognathus*			8%	2%	16%					
Icriodus			6%		9%				2%	13%
Palmatolepis			34%	35%	73%				92%	83%
Polygnathus			52%	63%	1%				6%	4%

Tabla n:1. Abundancia y distribución de los elementos conodontales de las especies halladas en la sección Almogía IIIA.

3.1.2. El tránsito Frasniense - Famenniense en la sección Almogía IIIA y su correlación a nivel mundial

De lo hasta aquí expuesto en relación con las características bio y litoestratigráficas de los niveles de la sección Almogía IIIA, se puede inferir que en esta zona debió tener lugar una rápida oscilación en el nivel agua de la cuenca que habría producido,

- una elevación del nivel previo al depósito de los materiales de la zona de *linguiformis*, que vendría indicada por el cambio de biofacies de los materiales, que pasan de tener una biofacies tipo II de palmatolépidos - polygnátidos, durante la zona superior de *rhenana* (niveles 92 y 93), a una biofacies tipo I de palmatolépidos en la parte inferior de la zona de *linguiformis* (nivel 94);

- un descenso coincidiendo con la parte superior de la zona de *linguiformis* que habría dado lugar a la existencia de intervalos de interrupción en la sedimentación, como parecen indicar las características estratigráficas y sedimentológicas y la escasa fauna de los niveles 95 y 96;

- y por último, la recuperación en el nivel de agua de la cuenca, ya en la zona inferior de *triangularis*, evidenciado por la existencia de una biofacies tipo I de palmatolépidos en los niveles 305 y 307.

Esta rápida oscilación en el nivel de agua de la cuenca, que se habría completado en el intervalo de tiempo que representa la zona de *linguiformis*, podría ser equiparable con la detectada en las calizas Kellwasser de Steinbruch Schmidt, Alemania (Sandberg *et al.*,1988) y se correlacionaría con el descenso del nivel de los océanos, detectado a escala mundial, que tuvo lugar coincidiendo con el final de la zona de *linguiformis* (final del Frasniense)

Cambios similares,localizados en el límite Frasniense-Famenniense, han sido detectados en otras secciones situadas en Bélgica, Francia, Oeste de Estados Unidos y en Marruecos, que han sido estudiadas por diversos autores y recogidas en el trabajo de Sandberg, Ziegler, Dreesen y Butler (1988). En algunas de estas secciones, como la de la trinchera del ferrocarril de Hony en Bélgica (Bouckaert *et al.* 1972), Devils Gate en Nevada (Sandberg y Poole, 1977; Sandberg, Poole y Johnson, 1988)) y en las, ya citadas, calizas de Kellwasser, el contacto entre materiales de la zona de *linguiformis* y la de *triangularis* está marcado por la presencia de un estrato de pizarras negras, que se habría depositado al crearse unas condiciones de anoxia en el fondo de la cuenca coincidiendo con la elevación del nivel de agua de la misma y, que habría precedido al descenso eustático brusco, que fue el desencadenante del evento de extinción (Sandberg , Ziegler, Dreesen y Butler, 1988).

En la sección de Almogía, al igual que sucede en otras como en Hamar Laghdad, Marruecos (Buggish, 1972) y en Burg Ber, Alemania (Eder y Franke, 1982), no se ha detectado la presencia de este estrato de pizarras negras.

Este evento de extinción frasniense, durante el cual desaparecieron un gran número de especies, ha sido puesto en evidencia por numerosos autores y no sólo afectó a los conodontos; otros importantes grupos de organismos como braquiópodos, corales, estromatopóridos, tentaculites y ammonoideos, también lo sufrieron. No obstante, no todos los géneros y especies de los diferentes grupos fueron afectados en la misma medida. Por ejemplo, algunos braquiópodos como los espiriféridos y rinconéllidos sobrevivieron a este evento y se desarrollaron durante el Famenniense y entre los conodontos sucedió algo similar, pues hubo géneros como *Ancyrodella* y *Ozarkodina* que desaparecieron, o como *Palmatolepis* del que desaparecieron todas las especies excepto *Palmatolepis praetriangularis* Ziegler y Sandberg , mientras que otras especies como *Icriodus alternatus alternatus* Branson y Mehl , no fueron afectadas en absoluto por este acontencimiento.

La causa o causas que pudieron haber provocado los ciclos T-R durante el Devónico no están en absoluto dilucidadas y se barajan diferentes hipótesis para explicar estos cambios que, por otro lado, pueden tener orígenes diversos ya que no todos poseen la misma magnitud ni sucedieron a la misma velocidad. Entre las causas que se barajan están las derivadas de la actividad de las placas tectónicas, las glaciaciones (Johnson *et al.* 1985) y las de origen extraterrestre. Según Sandberg *et al.* (*op. cit.*), el impacto de un meteorito pequeño o el paso cercano de un bólido grande podría haber provocado la desaparición de los arrecifes frasnienses, hecho que habría tenido lugar poco antes de que el impacto de un meteorito de gran tamaño, en el hemisferio sur, provocase la extinción en masa del final del Frasniense.

Independientemente de cual fuese la causa desencadenante de esta extinción frasniense, Sandberg *et al.* (*op. cit.*) estimaron, basándose en la potencia de los sedimentos depositados durante ese intervalo de tiempo y en la ausencia de cambios evolutivos importantes en las especies supervivientes, que debió tener lugar durante un periodo de tiempo geológico extremadamente corto (algunas decenas de miles de años e incluso menos).

3.2.Sección Almogía IIIB

La asociación de *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann y de *Palmatolepis triangularis* Sannemann en la fauna del nivel 87 pone de manifiesto la presencia de la zona inferior de *crepida.*

La desaparición de *Pa. triangularis* Sannemann en el nivel 89, unido a la presencia de especies como *Palmatolepis quadrantinodosalobata* Sannemann o de *Palmatolepis crepida* Sannemann y la no aparición de *Palmatolepis glabra prima* Ziegler y Huddle, indican la presencia de la zona media de *crepida.*

SECCIÓN ALMOGÍA IIIB									
NIVELES		87	88	89	90	98	99	100	101	102
Muestra disuelta (Kg.)		1,400	0,475	1,090	0,650	1,150	1,350	0,640	0,470	1,020
Número total de ejemplares		593	6	417	11	1481	738	238	21	1204
Número de ejemplares/Kg. de muestra		424	13	382	17	1288	546	372	45	1180
Mehlina sp A	Pa					3	1			2
Icriodus alternatus alternatus	Pa	46		40		18	2	3		135
Icriodus alternatus helmi	Pa	4		17						
Icriodus cornutus	Pa			1		28	1	11		5
Icriodus cf. deformatus	Pa					3				5
Palmatolepis crepida	Pa			1		18	56	1		32
" "	Pb						2			1
Palmatolepis glabra glabra	Pa						1			8
Palmatolepis glabra prima	Pa					38	6			43
" "	Pb									3
Palmatolepis minuta minuta	Pa	19		26		127	71	9	2	102
Palmatolepis minuta loba	Pa	1								
Palmatolepis minuta wolskae	Pa						1			
Palmatolepis perlobata perlobata	Pa					5				12
Palmatolepis pooli	Pa					6				
Palmatolepis quadrantinodosalobata	Pa	12		11	2	65	16	8		39
Palmatolepis cf. regularis	Pa			6		5	4			7
Palmatolepis subperlobata	Pa	1		4		77	32			66
Palmatolepis tenuipunctata	Pa	16	2	23		91	83	5	1	88
Palmatolepis termini	Pa						10			
Palmatolepis triangularis	Pa	21								
Pelekysgnathus planus	Pa					5	9			
Polygnathus webbi	Pa			7				11		
Polygnathus cf. glaber glaber	Pa					7	9			
Polygnathus nodocostatus nodocostatus	Pa					2				
Palmatolepis indet.	Pa	235	3	153	6	560	251	56	2	214
" "	Pb	16		2		23	12	1		19
" "	M	1				5	2			10
" "	S	7		4		22	6	1		32
Polygnathus indet.	Pa	4		22		2	6	29	1	9
Elementos coniformes		1	1	3		9	3	2	1	11
Elementos ramiformes		209		113	3	362	160	101	14	362
BIOFACIES										
Mehlina						>1%	>1%			>1%
Icriodus		14%		14%		5%	>1%	11%		19%
Palmatolepis		85%		76%		93%	95%	59%	83%	80%
Pelekysgnathus						>1%	2%			
Polygnathus		1%		10%		1%	3%	30%	17%	1%

Tabla n:2. Abundancia y distribución de los elementos conodontales de las especies halladas en la sección Almogía IIIB.

Los niveles de la parte alta 98, 99, 100, 101 y 102, han suministrado fauna de la zona superior de *crepida*. En uno de estos niveles, el 98, junto a especies que se extinguen al finalizar la zona de *crepida*, como *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann, aparecen unos elementos Pa fragmentados que se han identificado como pertenecientes a *Palmatolepis poolei* Sandberg y Ziegler aunque con ciertas dudas, pues cabría la posibilidad de que pertenecieran a *Palmatolepis quadrantinodosalobata* morfotipo I Sandberg y Ziegler. De no ser así, la coexistencia de *Palmatolepis tenuipunctata* Sannemann y de *Palmatolepis poolei* Sandberg y Ziegler, pondría de manifiesto algún fenómeno de condensación durante la sedimentación o bien una extensión en el tiempo de una u otra especie mayor de lo que normalmente se acepta.

Todos los niveles de esta parte de la sección, exceptuando los niveles 89 y 100 contienen porcentajes de elementos Pa de *Palmatolepis* superiores al 80% que corresponderían con una biofacies I de palmatolépidos. Las biofacies de palmatolépidos en las que el tanto por ciento de icriódidos es importante indica una mezcla de fauna de medios más someros.

En el nivel 89, y más claramente en el 100, el porcentaje de *Palmatolepis* desciende en favor del de *Polygnathus*, pasando a una biofacies tipo II de palmatolépidos-polygnátidos, característicos de medios pelágicos de profundidad moderada

Los cambios en la biofacies de estos niveles ponen de manifiesto oscilaciones en el nivel de la cuenca, pero los datos son fragmentarios y la disposición estratigráfica de los niveles, no demasiado clara, impide extraer conclusiones que sean mínimamente fiables.

4. CONCLUSIONES

En uno de los afloramientos calcáreos de caracter olistolítico que se encuentran incluidos en la Formación Almogía, existen materiales pertenecientes a la zona superior de *rhenana* y a la parte inferior de la zona de *linguiformis* del Frasniense , así como a la zona inferior de *triangularis* y a la zona inferior, media y superior de *crepida* en el Famenniense.

Las características bioestratigráficas y sedimentológicas de estos materiales han permitido concluir, que entre el depósito de los materiales de los niveles 92 y 93 (zona superior de *rhenana*) y los del nivel 94 (parte inferior de la zona de *linguiformis*) se produjo una elevación del nivel de agua de la cuenca y que, durante el depósito de los materiales de los niveles 95 y 96 se debieron producir episodios de interrupción en la sedimentación.

Estos cambios eustáticos, así como el brusco cambio faunístico entre los niveles 94 y 303 son correlacionables con los acaecidos a nivel mundial durante el evento de extinción que tuvo lugar coincidiendo con la zona de *linguiformis* al final del Frasniense.

5. AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento al Dr. D. Luis Linares Girela, al Dr. D.Antonio Guerra Merchan y a D. Bartolomé Andreo Navarro por la ayuda que me han prestado para abordar los aspectos sedimentológicos y estratigráficos de este trabajo.

6 . BIBLIOGRAFIA

Bouckaert, J., Mouravieff, A., Streel, M. y Ziegler, W. 1972. The Frasnian-Famennian boundary in Belgium. *Geologica et Palaeontologica*, **6**, 87-92

Buggish, W. 1972. Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). *Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Abhandlungen*, **62**, 68p.

Edder, W. y Franke,W. 1982. Death of Devonian reefs. *Neues-Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **163**, 241-243.

Jeppsson, L. y Fredholm, B. 1987. Temperature dependence of limestone dissolution in conodont extraction. In: *Conodonts Investigative Techniques and Applications*, (Ed. Austin, R.L.) Ellis Horwood Limited. Chichester, 39-42.

Jeppsson, L. y Fredholm, B. y Mattiason, B. 1985. Acetic acid and phosphatic fossils- a warning. *Journal of Paleontology*, **59**, 952-956.

Johson , J.C., Klapper, G. y Sandberg, C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 567-587.

Martín-Algarra, A. 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada, 1171p.

Sandberg, C.A. 1976. Conodont biofacies of late Devonian *Polygnathus styriacus* zone in Western United *States. In: Conodont Paleoecology*, (Ed. Barnes, C.R. .). *The Geological Associations of Canada Special Paper*, **15**, 171-186.

Sandberg, C. A. y Poole, F. G. 1977. Conodont biostratigraphy and depositional complexes of Upper Devonian cratonic-platform and continental shelf rocks in the Western United States. In:*Western Nort America; Devonian* (Eds. Murphy, Berry y Sandberg). University of California,Riverside, Compus Museum Contribution **4**, 144-182.

Sandberg, C. A., Poole, F. G. y Johnson, J. G. 1989. Upper Devonian of Western United States. In: *Devonian of the World* (Eds. Mc.Millan, Embry y Glass). *Canadian Society of Petroleum Geologist* Memoir, **14**, 183-220.

Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R. y Buttler, J.L. 1988.Late Frasnian Mass Extinction: Conodont Event Stratigraphy, Global Changes and possible causes. *Cour Forsch.-Inst. Senckenberg*, **102**, 263-307.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA. pp. 18-22. MÁLAGA, 1993.

CONSIDERACIONES PALEOETOLÓGICAS ACERCA DE *GYROLITHES*

E. MAYORAL ALFARO y F. MUÑIZ GUINEA
Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla. 41071-Sevilla. España

ABSTRACT

The uppermost Neogene sediments of the Guadalquivir Basin are characterized in the Southwestern area by the Bonares Sands Formation (Lower Pliocene, at least). In Lepe (Huelva) this formation is represented by a regressive sequence that is interpreted to have been deposited in a foreshore or marginal shallow subtidal environments associated to high-discontinuous energetic levels. The excellent outcrops allow to recognize a rich trace fossil assemblage, who is mainly dominated by *Thalassinoides-Ophiomorpha-Gyrolithes* paleoichnocenosis. The morphologic features of the *Gyrolithes* specimens, the close association with the former ichnotaxa (*Thalassinoides-Ophiomorpha*) and the analysis of the population strategies (opportunistic species) permit to conclude, keeping in mind the general agreement of the previous specialist about the trace-markers (decapod crustaceans): that *Gyrolithes* show a behaviour characterized by the combined function of deposit feeding (**Fodichnia**), dwelling (**Domichnia**) and possibly, gardering (**Agrichnia**). This conclusion is coherent with the recent studies about the ethological-ecological approaches in modern and fossil organisms.

Keywords: *Gyrolithes, Thalassinoides-Ophiomorpha*, Decapod crustaceans, Opportunistic species, **Fodinichnia, Domichnia, Agrichnia**, Pliocene, Guadalquivir Basin.

Palabras Clave: *Gyrolithes, Thalassinoides-Ophiomorpha*, Crustáceos decápodos, Especies oportunistas, **Fodinichnia, Agrichnia, Domichnia**, Plioceno, Cuenca del Guadalquivir.

1. INTRODUCCIÓN

La presencia de madrigueras espiraladas (*Gyrolithes*) relacionadas con la actividad de crustáceos decápodos es un hecho relativamente frecuente y por lo general bien documentado en la bibliografía (Braitwaite y Talbot, 1972; Bromley, 1990; Bromley y Frey, 1974; Ekdale y Bromley, 1991; Farrow, 1971; Frey *et al.*, 1978; Fürsich, 1973; Gernant, 1972; Hester y Pryor, 1972; Hogue y Bright, 1971; Keij, 1965; Kennedy, 1967; Kilpper, 1962; Magwood, 1992; Stanton y Warme, 1971; Toots, 1963). Sin embargo, no ocurre lo mismo cuando se busca información sobre el significado paleoetológico (Frey *et al.*,1978; Mayoral, 1986). Esta deficiencia, empieza a subsanarse en los últimos años con nuevas investigaciones acerca del comportamiento de los crustáceos decápodos (Mapples y West, 1992) en la búsqueda de nuevas alternativas ecológicamente coherentes. El presente trabajo recoge estas ideas y plantea sobre la base de recientes hallazgos fósiles, algunas de las soluciones posibles a este interrogante.

2. MATERIAL ESTUDIADO

La zona donde se ha centrado el estudio se localiza aproximadamente a 1.5 Km al SSO de la población de Lepe (Huelva) próxima a la carretera que une esta localidad con la playa de La Antilla (Fig.1).

Desde el punto de vista geológico, las estructuras biogénicas estudiadas aparecen en el seno de la Fm. Arenas de Bonares, de edad Plioceno inferior alto (Mayoral y Pendón, 1986-87), que es característica del sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir. Concretamente, la columna estratigráfica (Fig.2) está constituida por 6-7 m de limos arenosos blancos con intercalaciones decimétricas de arcillas limosas gris-oscuras y arenas finas-medias, de colores blanco-rojizos (4-5 m de espesor). Estas últimas presentan algunas hiladas de cantos silíceos blanco-amarillentos muy redondeados y heterométricos con niveles conglomeráticos de espesor y continuidad lateral muy reducidos. A lo

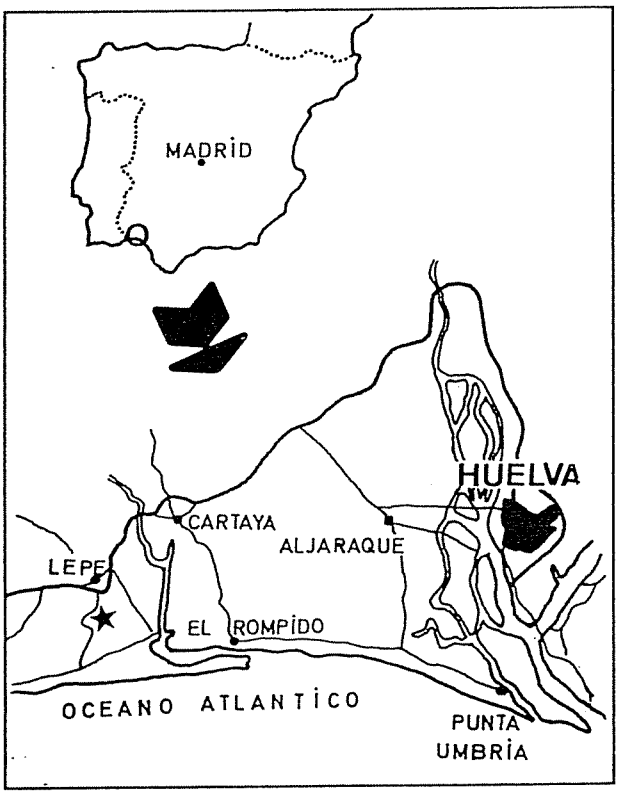


Figura 1: Situación geográfica del área estudiada.

largo de toda la columna es muy frecuente la aparición de una notable red de diaclasado; así como de costras y tinciones de óxidos e hidróxidos de hierro. Éstas parecen estar ligadas a las fluctuaciones locales del nivel freático y a las permeabilidades diferenciales en el interior del sedimento (Rodriguez Vidal y Flores Hurtado, 1991). Los horizontes más intensamente bioturbados se localizan en los limos arenosos blancos y en la parte inferior de las arenas finas-medias. Se corresponden con superficies diastémicas de gran

extensión lateral, donde las estructuras orgánicas figurativas han quedado resaltadas de forma notable debido al intenso proceso fosildiagenético de tipo ferruginoso al que han sido sometidas y que se ha comentado anteriormente.

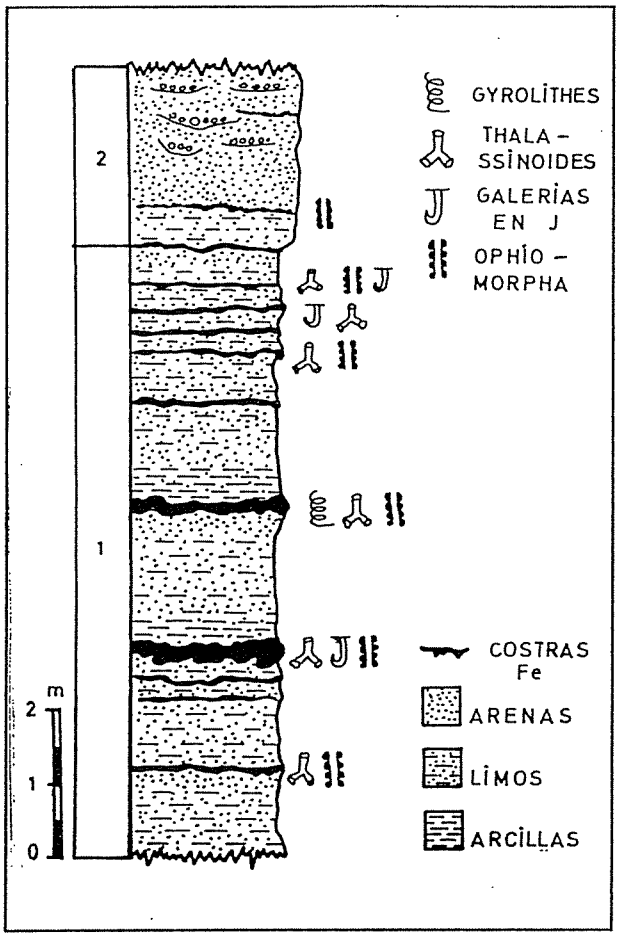


Figura 2: Columna estratigráfica y localización de los horizontes con *Gyrolithes*

La icnocenosis principal que caracteriza estos horizontes y que tiende a aparecer de modo recurrente, está compuesta por *Thalassinoides-Ophiomorpha-Gyrolithes* y madrigueras en forma de J y/o de saco. De entre éstos, se ha seleccionado *Gyrolithes* por estar muy bien representado y por mostrar unas interrelaciones bien definidas con el resto de los icnotaxones de los cuales sí se conocen bastantes aspectos sobre las pautas de comportamiento.

3. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE *GYROLITHES*

Los parámetros morfológicos medidos en *Gyrolithes* se basan en la terminología propuesta por Mayoral (1986) y se recogen en las tablas I y II.

Las observaciones y mediciones se han realizado en casi una veintena de ejemplares completos que estaban en conexión con otras estructuras (*Thalassinoides-Ophiomorpha*, principalmente, así como en numerosos restos incompletos.

En líneas generales, las características morfológicas y los parámetros medidos, parecen indicar que estamos ante una posible nueva icnoespecie de *Gyrolithes*, diferente a *G. vidali*, definido por Mayoral (1986) para los sedimentos infrayacentes (principalmente), así como en numerosos restos incompletos.

Nº Vueltas	D_g	E_v	D_e
1	2.7	0.8	6.3
2	2	0.5	5
	3.3	0.6	8.6-7.9
	2.8	1.9	7.9-7.8
	2.3	0.9	6.2
	3	1.8	7.5-7.4
3	3.7	1.5	13.5-7.9
	2.7	1.9-1.4	8-6.8
	2.3	1.1-0.9	6.5-4.5
	2.3	0.5	6
	2.2	0.6	7.5
	2.8	2-1.4	6.5-5.5
	1.6	0.9	4.7
4	2.8	1.3	8.9-7.3
	2.6	1-0.6	8.3
	2.2	3.5-2.5	8
5	2	2.1-1.3	5.5-4.5
6	2.2	1.4-0.8	6.5-5

Tabla I: Parámetros morfológicos medidos en cm para *Gyrolithes*. D_g: Diámetro galería; E_v: Espaciado entre vueltas; D_e: Diámetro espiral.

En líneas generales, las características morfológicas y los parámetros medidos, parecen indicar que estamos ante una posible nueva icnoespecie de *Gyrolithes*, diferente a *G. vidali*, definido por Mayoral (1986) para los sedimentos infrayacentes de las áreas próximas (Huelva-Bonares). Este aspecto no será tratado aquí por no ser el objetivo actual de nuestro trabajo, aunque sí será abordado en un futuro muy próximo.

La sección transversal de la galería en *Gyrolithes* puede definirse como subcircular a elipsoidal.En las secciones más elipsoidales, el eje mayor (anchura) alcanza aproximadamente un 20% más que el eje menor (altura). También puede deducirse del análisis de la Tabla I que:

1) Los ejemplares con un número de vueltas igual o menor a dos, presentan un espaciado entre ellas constante, aunque lógicamente con valores diferentes para cada ejemplar, al igual que el diámetro espiral que, salvo en algún caso puntual, puede considerarse prácticamente uniforme.

2) Los que tienen más de tres vueltas presentan conforme

profundizan en el sedimento, una disminución progresiva en la separación entre vueltas y el diámetro espiral. Concretamente, para los ejemplares de tres vueltas la reducción en el espaciado intervuelta varía entre el 19% y el 30%; para los de cuatro vueltas entre el 26% y el 40%; para los de cinco en un 38% y para los de seis, en un 43%.

En relación a la reducción del diámetro espiral, en los de dos vueltas varía poco, entre el 1%-8%, en los de tres vueltas varía entre el 15%-41%; en los de cuatro, el 18% y en los de cinco y seis se observa una tendencia similar, aunque el número de ejemplares es demasiado escaso para establecer un valor de porcentaje concreto. Esta tendencia a presentar en profundidad una mayor densidad de vueltas y un menor recorrido espiral, es un caracter que aparece previo al inicio del desenrollamiento, antes de entrar en conexión con otro sistema de madrigueras, ya sean verticales, inclinadas u horizontales.

IIa		IIb	
S	D	S	D
16°	15°	6°	5°
11°	20°	13°	12°
12°	17°	8°	7°
19°	18°	10°	7°
12°	17°	10°	10°
9°	12°	12°	9°
13°	18°	7°	7°
18°		15°	
12°		11°	
$\bar{x}$:13.5°	17°	10°	8°

Tabla II: IIa: Valores parciales y medios del ángulo helicoidal (α_h) en *Gyrolithes*.**IIb:** Idem para el ángulo de desviación vertical del eje de enrollamiento (α_v). S: sinistrorso; D: dextrorso.

De la tabla II se deduce que los ejemplares dextrorsos construyen las vueltas espirales más inclinadas que los sinestrorsos, aunque su eje de enrollamiento está más próximo a la vertical que en estos últimos. Estos valores han sido comprobados estadísticamente, presentando diferencias significativas sólo los grupos 1 y 2 (tabla III). Estas diferencias parecen estar más relacionadas con las propias especies excavadoras que con la consistencia o tipo de sustrato.

4. PALEOETOLOGÍA

Los icnofósiles registran entre otras cosas, el comportamiento de los seres vivos del pasado. En este sentido *Gyrolithes* ha sido encontrado en relación con sistemas de *Ophiomorpha* (Kilpper, 1962; Keij, 1965; Stanton y Warme, 1971; Hester y Pryor, 1972) y *Thalassinoides* (Kennedy, 1967; Stanton y Warme, 1971; Braitwaite y Talbot, 1972; Bromley y Frey, 1974).

	Grupo1	Grupo2	Grupo3	Grupo4
N	9	7	9	7
$\bar{x}$	13.55	16.71	10.22	8.14
σ	3.36	2.56	2.91	2.34
S_{pool}	3.04		2.68	
t_{exp}	2.06		1.54	
$t(14,\alpha=.1)$	1.76		1.76	

Tabla III: Test estadístico realizado para los valores del ángulo helicoidal en los ejemplares sinistrorosos (Grupo 1) y dextrorsos (Grupo 2) y para los valores del ángulo de desviación vertical del eje de enrollamiento en ejemplares sinistrorsos (Grupo 3) y dextrorsos (Grupo 4).

Para descifrar las causas del comportamiento de los organismos que produjeron estas entidades registradas, un primer paso consiste en conocer previamente el tipo o tipos de organismos que pueden producirlas. En la actualidad, hay un acuerdo bastante unánime en que *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* y *Gyrolithes* pueden atribuirse a la actividad excavadora de crustáceos decápodos (normalmente talasinídeos, Ekdale, 1992), máxime si todos ellos aparecen además interrelacionados. De hecho, esta buena correlación entre productores y sus madrigueras, es uno de los ejemplos descritos por Boucot (1990) como pertenecientes a la categoría 1, que es el grado de máxima confianza que se puede encontrar en el registro fósil a la hora de analizar los estudios de comportamiento y coevolución de los organismos.

En los medios marinos actuales, madrigueras espiraladas más o menos complejas o con una componente helicoidal dominante, pueden ser realizadas por diferentes crustáceos inter o supramareales (Farrow, 1971) entre los que se encuentran algunos anomuros (Bromley, 1990), braquiuros (Hogue y Bright, 1971; Braitwaite y Talbot, 1972) y macruros, que son los más conocidos, tales como los talasinídeos: *Callianassa major* (Frey *et al.*, 1978); *C.* sp cf. *bouveri*, *Callianassa* sp, *C.* sp cf. *acanthochirus*, (Bromley, 1990); *C. tyrrhena* (Dworschak, 1987); *Jaxea nocturna* (Pervesler y Dworschak, 1985) o *Calocaris macandreae* (Bromley, 1990).

Según se desprende del estudio de Ekdale (1992) se ha comprobado que estos crustáceos procesan primariamente el sedimento para encontrar alimento, ya sean microorganismos o detritus orgánicos microscópicos. De esta forma, la madriguera o galería se excava con fines alimenticios (**Fodinichnia**), al mismo tiempo que puede servirles como un domicilio semipermanente (**Domichnia**). Esta explicación, ecológicamente coherente, acaba con aquellas ideas que asociaban un determinado icnotaxón con un tipo exclusivo de conducta (*Gyrolithes*: **Domichnia**, Toots, 1963; Gernant, 1972). Este razonamiento, apuntado ya en Mayoral (1986) evita buscar pautas de comportamiento diferentes y a veces muy forzadas, cuando dos o más de ellos aparecían en íntima conexión (caso de *Gyrolithes-Thalassinoides*, interpretado por Bromley y Frey en 1974, como estructuras bien definidas de **Domichnia-Fodinichnia**, dentro de un mismo sistema de galerías). Ultimamente este concepto se ha reconsiderado

siguiendo los estudios recientes sobre organismos actuales y p.e, *Thalassinoides* es hoy día reconocido como una estructura mixta de **Fodinichnia-Agrichnia-Domichnia** (Bromley, 1990; Ekdale y Bromley, 1991).

Esta multifuncionalidad, es casi sin duda, la más real y la que se ajusta mejor a las características observadas sobre el terreno para *Gyrolithes*. De este modo y, teniendo en cuenta las opiniones de Gould (1982) sobre los modelos de conducta en el sentido de que éstos pueden modificarse y combinarse con otros modelos en una variedad casi infinita de formas, lo más probable es que *Gyrolithes*, al ser una morfología intergradacional de un sistema más complejo (representado esencialmente por *Thalassinoides-Ophiomorpha*, Fig.3), responda, aún con sus matices peculiares, a unas motivaciones generales similares a las de éstos últimos.

Uno de los factores que más influyen sobre la modificación de la conducta es la cohesión del sustrato (Frey *et al.*, 1978 ; Magwood, 1992). Los organismos modifican su conducta como adaptación a los efectos de la diferente consistencia del mismo. Este hecho, p.e, ha sido comprobado actualmente en las playas de Florida para *Callianassa major* (Frey *et al.*, 1978), que al excavar fondos arenosos construye conductos verticales tipo *Ophiomorpha* y, cuando encuentra zonas más limosas o arcillosas, realiza madrigueras espiraladas tipo *Gyrolithes*.

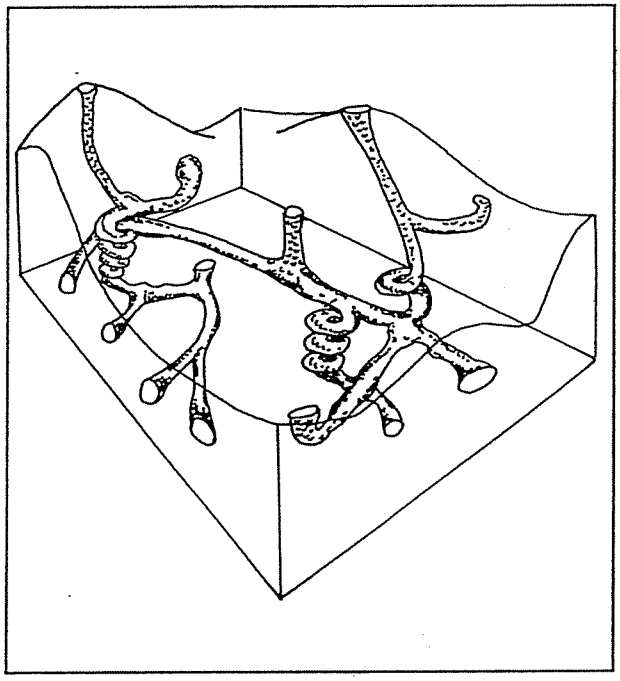


Figura 3: Sistema *Gyrolithes-Thalassinoides-Ophiomorpha*.Explicación en el texto.

Esta circunstancia también ha sido comprobada por Hester y Pryor (1972) en el Eoceno de Mississippi, donde *Ophiomorpha* pasa a *Gyrolithes* cuando el sustrato cambia de arenas a limos. En nuestro caso, esta relación no es válida; ya que *Gyrolithes* aparece íntimamente ligado a *Thalassinoides-Ophiomorpha* independientemente de la litología del sustrato. La única influencia del factor granulométrico se traduce en la aparición de un mayor o menor refuerzo de las paredes. En limos arenosos no lo presentan y en las arenas sí, aunque de forma muy débil. Este reflejo en la construcción de las paredes ha sido observado por autores precedentes para *Ophiomorpha-Gyrolithes* (Frey *et al.*, 1978) o para *Thalassinoides* (Ekdale, 1992). En relación con este tema hay que decir que nuestros ejemplares de *Gyrolithes* raramente presentan algún tipo de refuerzo. La razón puede estar o bien en la granulometría/consistencia del sustrato (limos coherentes más o menos consolidados) o bien en el hecho de que sean partes "nuevas" o "recién construidas" del sistema y por tanto, poco o nada reforzadas en contraposición a las partes más "viejas" o estables del mismo. Estas partes corresponderían a las estructuras de **domichnia** (*Ophiomorpha* y/o *Thalassinoides*), mientras que las primeras serían las de **fodinichnia** (*Gyrolithes*). Una conclusión similar ha sido relatada por Asgaard y Bromley (1974) en materiales miocenos con estructuras biogénicas similares. Pese a todo lo expuesto, las razones últimas hay que buscarlas en la propia arquitectura de *Gyrolithes* y en el contexto donde éste aparece.

Los sustratos normalmente más afectados son limos arenosos blancos con un porcentaje relativamente alto en materia orgánica (alrededor del 40%). Al mismo tiempo se pueden diferenciar varios horizontes donde existen madrigueras de todos los tamaños con un grado de bioturbación extremadamente alto. Esto implica que frecuentemente se produzcan cruces, solapamientos o interconexiones entre sistemas distintos (Fig.3). También es frecuente la ocupación y/o modificación de galerías abandonadas por otros organismos, ya sean o no de la misma especie y/o del mismo tamaño. Esta alta densidad de ocupación con una baja icnodiversidad (*Thalassinoides-Ophiomorpha-Gyrolithes*), que refleja también una tasa alta de reproducción y crecimiento (hay madrigueras de todos los tamaños), es propia de especies oportunistas en un medio que se coloniza rápidamente al estar sometido a cambios bruscos en sus condiciones del fondo (influencia de tormentas?) o a vivir en un medio altamente restrictivo (playas con alta energía o fuertes corrientes de fondo). Cualquiera de estos razonamientos es factible; ya que la macrofauna encontrada es congruente con unas condiciones de este tipo (bivalvos cardíidos sobre todo), al igual que las propias estructuras sedimentarias (laminación paralela y/o laminaciones suavemente inclinadas en sentidos opuestos), o el hecho simple de la escasa existencia de pellets fecales (eliminados por las corrientes) que tendrían que aparecer en cantidades enormes como consecuencia de la intensísima actividad orgánica de los crustáceos (Ekdale, 1992).

Ante una presión así, es posible que *Gyrolithes* responda primeramente a una búsqueda inicial de alimento.Recuérdese que conforme el organismo profundiza en el sedimento, las madrigueras van reduciendo su diámetro espiral y el espaciado entre vueltas. Esta puede ser una consecuencia lógica de la explotación del sustrato, tal y como apuntó Mayoral (1986) para *Gyrolithes vidali* en los sedimentos infrayacentes a los aquí estudiados.

Puede ocurrir también y, este es un hecho que prácticamente no admite dudas en aquellos ejemplares que tienen una o dos vueltas y que están conectados a galerías tipo

Thalassinoides (Fig.3), que la madriguera se construya como una simple "escalera de caracol" para descender rápidamente a un nivel inferior y poder variar bruscamente el sentido de avance de la nueva galería. Con este comportamiento se pueden evitar cruces molestos con partes de otros sistemas vecinos y se ganaría "eficacia" en la ocupación y beneficio del sedimento. Tampoco es desechable la idea de que *Gyrolithes* fuera un "grafogliptido" *sensu* Bromley (1990). Este es una estructura regular y modelizada, que se interpreta actualmente como una construcción diseñada para el cultivo de bacterias o como "trampas" para la meiofauna migradora. En esta consideración se incluyen bastantes icnotaxones que presentan modelos espiralados y/o meandriformes en un plano, tales como *Spirorhape, Spirodesmos, Cosmorhape, Helicolithes*, etc. Si se amplia este modelo al espacio tridimensional, *Gyrolithes* podría interpretarse perfectamente como un grupo etológico **Fodinichnia-Agrichnia,** consecuente con lo comentado anteriormente por otros autores para *Thalassinoides* (con el que aparece en íntima conexión), al margen de su concepción clásica de **Domichnia** semipermanente o temporal, que también parece claramente demostrada.

5. CONCLUSIONES

Gyrolithes es un icnotaxón que interpretamos como registro de pautas de comportamiento mixtas y multifuncionales que, en orden de importancia, serían del tipo **Fodinichnia-Domichnia-Agrichnia.** Esta interpretación está fundamentada en la morfología funcional de los *Gyrolithes* que aparecen en los sedimentos limo-arenosos de la formación Arenas de Bonares, en el sector de Lepe (Huelva), así como en las relaciones con otros icnotaxones (*Thalassinoides-Ophiomorpha*) a los que aparece topológicamente asociado.

Parece tratarse de una parte intergradacional más de un sistema de excavación y la propia estrategia poblacional (especies oportunistas) deducidas por las icnocenosis que caracterizan los horizontes bioturbados.

6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto de la DGICYT nº **PB-90-0489** y por la ayuda de la Junta de Andalucía al Grupo de Investigación nº **4079.**

7. BIBLIOGRAFIA

Asgaard, U. y Bromley, R. G. 1974.Sporfossiler fra den Me llemmiocaene transgression i soby-fasterholt omradet.*Dansk Geologisk Forening., Arsskrift for 1973*, 11-19.

Boucot, A. J. 1990. *Evolutionary Paleobiology of Behaviour and Coevolution.*Elsevier.Amsterdam, 1-725.

Braitwaite, C. J. R. y Talbot, M. R. 1972. Crustaceans bu rrows in the Seychelles Indian Ocean.*Palaeogeography.Palaeoclimatology.Palaeoecology*, **11**, 265-285.

Bromley, R. G. 1990. *Trace Fossils.Biology and Taphonomy.*Spe cial Topics in Paleontology.Unwin Hyman.London, 1-280.

Bromley, R. G. y Frey, R. W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides, Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha.Bulletin of Geological Society of Denmark*, **23**, 311-335.

Dworschak, P. C. 1987. Feeding behaviour of *Upogebia pusilla* and *Callianassa tyrrhena* (Crustacea, Decapoda, Thalassinidea).*Investigaciones Pesqueras.*Barcelona, **51**, (1), 421-429.

Ekdale, A. A. 1992. Muckraking and Mudslinging: the Joys of Deposit-Feeding.In: *Trace Fossils* (Eds. C.G. Mapples & R.R. West).Short Courses in Paleontology, nº 5.A Publication of the Paleontological Asociation, 145-171.

Ekdale, A. A. y Bromley, R. G. 1991. Analysis of composite ichnofabrics: an example in uppermost Cretaceous chalk of Denmark.*Palaios*, **6**, 232-249.

Farrow, G. E. 1971. Back-reef and lagoonal environments of Aldabra Atoll distinguished by their crustacean burrows.*Geological Society of London, Symposia*, **28**, 455-500.

Frey, R. W; Howard, J. y Pryor, W. A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic and environmental significance.*Palaeogeography.Palaeoclimatology.Palaeoecology*, **23**, 199-299.

Fürsich, F. T. 1973. A revision of the trace fossils *Spongeliomorpha, Ophiomorpha* and *Thalassinoides.Neues Jabrbuch fur Geologie Paläontologie Monatschefte*, 719-735.

Gernant, R. E. 1972. The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (Lebensspur).*Journal of Paleontology*, **46**, (5), 735-741.

Gould, J. L. 1982. *Ethology.The Mechanisms and Evolution of Behaviour.*Norton.New York, 1-605.

Hester, N. C. y Pryor, W. A. 1972. Blade-shaped crustaceans burrows of Eocene age: a composite form of *Ophiomorpha.Bulletin of the Geological Society of America*, **83**, 677-688.

Hogue, C. L. y Bright, D. B. 1971. Observations on the bio logy of lands crabs and their burrow associates on the Kenya coast.*Los Angeles County Museum.Scientific Contributions*, **210**, 1-10.

Keij, A. J. 1965. Miocene trace fossils from Borneo.*Paläontographica Zeitschrift*, **39**, 220-228.

Kennedy, W. J. 1967. Burrows and surface traces from the Lo wer Chalk of Southern England.*Bulletin of the British Museum (natural History), Geology*, **15**, 127-167.

Kilpper, K. 1962. *Xenohelix* Mansfield, 1927 aus der miozänen Niederrheinischen Braunkohlenformation.*Paläontographica Zeitschrift*, **36**, 55-58.

Magwood, J. P. A. 1992. Ichnotaxonomy: a Burrow by Any Other Name...?In: *Trace Fossils* (Eds. C.G. Mapples & R.R. West).Short Courses in Paleontology nº 5.A Publication of the Paleontological Association, 15-33.

Mapples, Ch. G. y West, R. R. 1992. *Trace Fossils.*Short Cour ses in Paleontology, nº 5.A Publication of the Paleontological Association.

Mayoral, E. 1986. *Gyrolithes vidali* nov. icnoesp. (Plioceno marino) en el sector Suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir.*Estudios Geológicos*, **42**, 211-223.

Mayoral, E. y Pendon, G. 1986-1987. Icnofacies y sedimen tación en zona costera.Plioceno superior?.Litoral de Huelva.*Acta Geológica Hispana*, **21-22**, 507-513.

Rodriguez Vidal, J. y Flores Hurtado, F. 1991. Evidencias de neo formación neotectónica en el sector de Lepe-La Antilla (Huelva).*Cuaternario y Geomorfología*, **5**, 131-138.

Stanton, R. J. Jr. y Warme, J. E. 1971. Stop 1: Stone City Bluff.In: *Trace Fossils: A Field Guide to Selected Localities in Pennsylvanian, Permian, Cretaceous and Tertiary rocks of Texas and Related Papers.* (Ed. B.F. Perkins).Miscellaneous Publication 71-1.Louisiana State University, Baton Rouge, 3-10.

Toots, H. 1963. Helical burrows as fossils movement patterns.*Contributions of Geology*, **2**, 129-134.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 23-28. MÁLAGA, 1993.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA ICNOFAUNA MIOCENA DEL YACIMIENTO DE SALINAS DE AÑANA (PROVINCIA DE ÁLAVA)

M. ANTÓN ORTUZAR, G. LÓPEZ SANJAUME** y R. SANTAMARÍA ZABALA***

* C/Marqués de Jura Real 24, 2-D. 28019 Madrid.
**Dep. de Geologia (Paleontologia). Fac. de Ciències. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.

ABSTRACT

A set of fossil footprints of Miocene age recent appeared in the locality of Salinas de Añana (Alava province) gives us the opportunity to make a detailed study of the size and proportions, locomotion, behavior and even foot and hand evolution of several species of extinct mammals and birds, concretely three species of carnivores, two artiodactiles and two birds.

The species of mammals whose footprints have been identified in Salinas de Añana were fairly small creatures. The larger carnivore, represented in twelve tracks, was about the size of a wildcat, and we have found evidences of group behaviour (up to four parallel tracks), possible sexual-dimorfism and diferent locomotion patterns. We have attributed these icnites to the felid *Pseudaelurus (Schizaelurus)*. The medium carnivore, of wich only one track have been found, is about the size of a mongoos, and we think it belongs to the family Herpestidae. The smaller carnivore, five tracks of which are known, was of a genet size, and we have attributed these ichnites to the hyaenid Plioviverrops. The smaller artiodactile was about the size of a rabit, and numerous and parallel tracks of different individuals have been found, indicating some kind of group behaviour in this animal, probably the cainotherid *Cainotherium*. The larger artiodactile is smaller than a roe-deer, and we had found only one track. Finally, the bird ichnites seem done by two differents kinds of wading birds, the larger represented by one track and one isolated footprint and the smaller by individual ichnites.

Keywords: Footprints, Tracks, Mammals, Birds, Miocene, Salinas de Añana, Alava.

1. INTRODUCCIÓN

El descubrimiento de icnitas de vertebrados en el terciario español ha venido aumentando de manera significativa en los últimos años, especialmente en lo que respecta al Oligoceno (Casanovas-Cladellas y Santafé-Llopis 1974, 1982; Santamaría et al., 1989-90), Mioceno (López et al. 1992) y Plioceno (Lancis y Estévez, 1992). Estos estudios han servido en su mayor parte para el conocimiento de faunas en sitios hasta el momento carentes de restos paleomastológicos, pero han dado poca información respecto al tipo de vida que pudieron haber tenido los animales que las produjeron.

Por el contrario, la gran riqueza y el excepcional estado de preservación de las icnitas del yacimiento de Salinas de Añana permitirá no solo conocer un importante y variado conjunto faunístico, sino también realizar detallados estudios de locomoción, comportamiento y evolución de las extremidades en varias especies de mamíferos y aves extintas.

Este trabajo tiene por objeto dar a conocer de una manera sucinta los primeros resultados del estudio que se está llevando a cabo actualmente, especialmente en lo referente a los aspectos descriptivos, aunque también se hace una primera aproximación a la identificación de los posibles autores de las icnitas y, en menor medida, a su comportamiento.

2. ESTUDIO PALEOICNOLÓGICO

El yacimiento estudiado se sitúa a unos 700 m al norte de la población de Salinas de Añana (fig. 1a), en el techo de un estrato arenisco-limoso de color gris claro. Según datos cartográficos del I.T.G.E., su edad sería Mioceno inferior (Burdigaliense).

Las dos campañas de excavación realizadas hasta ahora (años 1992 y 1993), han dado como resultado la exposición de unos 60 m^2 del estrato portador, en el cual han aparecido alrededor de 700 huellas pertenecientes a cinco tipos de mamíferos (tres carnívoros y dos artiodáctilos) y dos de aves. En la mayoría de los casos ha sido posible la identificación de rastros (fig. 1b).

2.1. Carnívoro grande

Estas icnitas son muy numerosas, llegándose a contabilizar un total de 11 rastos. Dentro de estas icnitas se pueden diferenciar dos grupos claramente. El primero de ellos es el más común y se encuentra en 10 de los 11 rastros estudiados hasta el momento. Se trata de icnitas de tamaño mediano (53x43 mm), paraxónicas, con los dígitos III y IV más alargados y situados en posición anterior, mientras que los dígitos II y V están algo retrasados. No hay evidencias del dígito I. La impresión de la almohadilla es de forma trapezoidal, con el borde anterior bilobulado y el posterior

cóncavo y asimétrico, con la extensión externa más desarrollada que la medial. La impresión de los digitos es ovalada, alargada anteroposteriormente. No hay evidencia de uñas (fig. 2a).

El segundo grupo, se ha reconocido únicamente en un rastro (R8), y lo constituyen icnitas de mayor tamaño (60x57 mm) y algo menos paraxónicas, ya que los dígitos se encuentran dispuestos de forma más o menos radial en torno al cojinete. Este es ovalado, achatado anteroposteriormente, y muestra una prolongación bien desarrollada en el extremo lateral posterior. La impresión de los dedos es ovalada u ojival, y no se evidencia la presencia de uñas (fig. 2b).

Del primer grupo de icnitas han aparecido 10 rastros que cruzan el estrato en todas direcciones. De entre ellos destacan R6, R7, y R9-R10 que son paralelos y están muy proximos entre sí. Todos los rastros presentan las huellas agrupadas en pares (mano y pie del mismo lado) siendo la sucesión de los mismos en diagonal. La colocación del pie con respecto a la mano es variable pero predomina el solapamiento parcial, siempre con el pie retrasado con respecto a la mano. De la medición parcial de tres rastros (R1, R2 y R3) resulta una zancada promedio de 51,8; 49,3 y 53,9 cm respectivamente. Con respecto al único rastro correspondiente a las icnitas de mayor tamaño (R8), éste es mucho más ancho, con los pies sensiblemente retrasados con respecto a las manos (esto se interpreta como evidencia de un paso mucho más lento). Presenta una zancada promedio de unos 61,0 cm. Aparentemente, la diferencia de morfología de las icnitas entre el rastro R8 y los otros rastros es debida a que el rastro R8 presenta el eje desplazado como consecuencia de su menor velocidad y a que las almohadillas están incompletas; obviamente, se espera que próximos estudios biométricos puedan respaldar estas consideraciones.

Por su morfología y tamaño, estas icnitas podrían atribuirse al félido *Pseudaelurus (Schizaelurus)*, de tamaño similar al de un gato montes y pisada totalmente digitígrada.

Si asumimos la hipótesis de que los dos grupos de icnitas han sido producidos por el mismo tipo de carnívoro, la notable diferencia de tamaños podría ser una buena evidencia de dimorfismo sexual. Por otra parte, los cuatro rastros paralelos podrían indicar algún tipo de conducta social.

2.2. Carnívoro mediano

Presentan un tamaño medio (35-46 mm x 30-35 mm), son paraxónicas, tetradáctilas, con los dígitos III y IV más adelantados, el V algo más retrasado y el II marcadamente desplazado posteriormente; no hay impresión del dígito I. La impresión de la almohadilla es más o menos trapezoidal, con el borde anterior ligeramente cóncavo, y el posterior (que suele ser más difuso) recto o cóncavo. Los dedos son ovalados u ojivales, y están alargados anteroposteriormente. El dedo II está bastante menos desarrollado. Hay evidencias de uñas en la mayoría de esta icnitas, aunque parecen preservarse con mayor facilidad en los dígitos III y IV (fig. 2c).

Sólo se ha identificado un rastro (I1) que está constituido por 29 pares de pisadas consecutivas. Tiene su origen en el borde izquierdo de la laja, con una dirección SE. Posteriormente hace un giro brusco a la izquierda, orientándose en dirección E para desaparecer en el extremo superior derecho del estrato (fig. 1b). Las pisadas están distribuidas en pares (pie y mano del mismo lado), existiendo solapamiento total o primario en la mayoría de los casos, aunque a veces las improntas son paralelas, solapando o no lateralmente. En pocos pares el pie queda desplazado posteriormente. La zancada promedio es de 58,3 cm.

Por su tamaño y morfología, estas icnitas podrían corresponder a un carnívoro semejante a un meloncillo o una mangosta, ambos miembros de la familia herpestidae. La condición primitiva de los herpéstidos es tener una zarpa con disposición más o menos radial y uñas cortas. Actualmente todavía existen herpéstidos con estos carácteres primitivos, por lo que cabría esperar que las icnitas aquí estudiadas también los presentasen. Pero en realidad muestran los digitos paralelos y las uñas largas y no rectilíneas, lo que indica que podrían haber sido producidas por un herpéstido que ya para la época habría alcanzado un alto grado de especialización.

2.3. Carnívoro pequeño

A pesar de su pequeño tamaño (32x25 mm) estas icnitas están preservadas con mucho detalle. Son paraxónicas, tetradáctilas, con los dígitos III y IV situados bastante adelantados con respecto a los II y V. La impresión de la almohadilla es generalmente triangular, con el borde anterior redondeado o bilobulado y el posterior cóncavo. La impresión de los dedos es ovalada o triangular, alargada anteroposteriormente y sólo excepcionalmente se evidencia la impresión de las uñas (fig. 2h).

Hasta el momento los rastros tan sólo se han reconocido de manera parcial, y están orientados en diversas direcciones. Las icnitas están espaciadas en grupos de dos, con el pie ligeramente retrasado con respecto a la mano del mismo lado. La distancia varía, y en algún caso puede llegar a haber solapamiento total. La zancada promedio es de 37,4 cm.

Estas icnitas presentan un tamaño y forma semejante a las que hubiera dejado un carnívoro semejante a una civeta (que es un vivérrido terrestre digitígrado), pero con la almohadilla más simplificada, y semejante a la de un félido. Una pisada de este tipo podría haber sido producida por el hiénido *Plioviverrops*, presente en el Mioceno inferior.

2.4. Artiodáctilo grande

Se observa la impresión de pezuñas centrales, que generalmente son paralelas entre sí, aunque en ocasiones pueden aparecer ligeramente convergentes o divergentes. Son marcadamente más largas que anchas (33x13 mm) y su máxima anchura se encuentra a la altura del primer tercio posterior. El borde posterior es redondeado, mientras que el

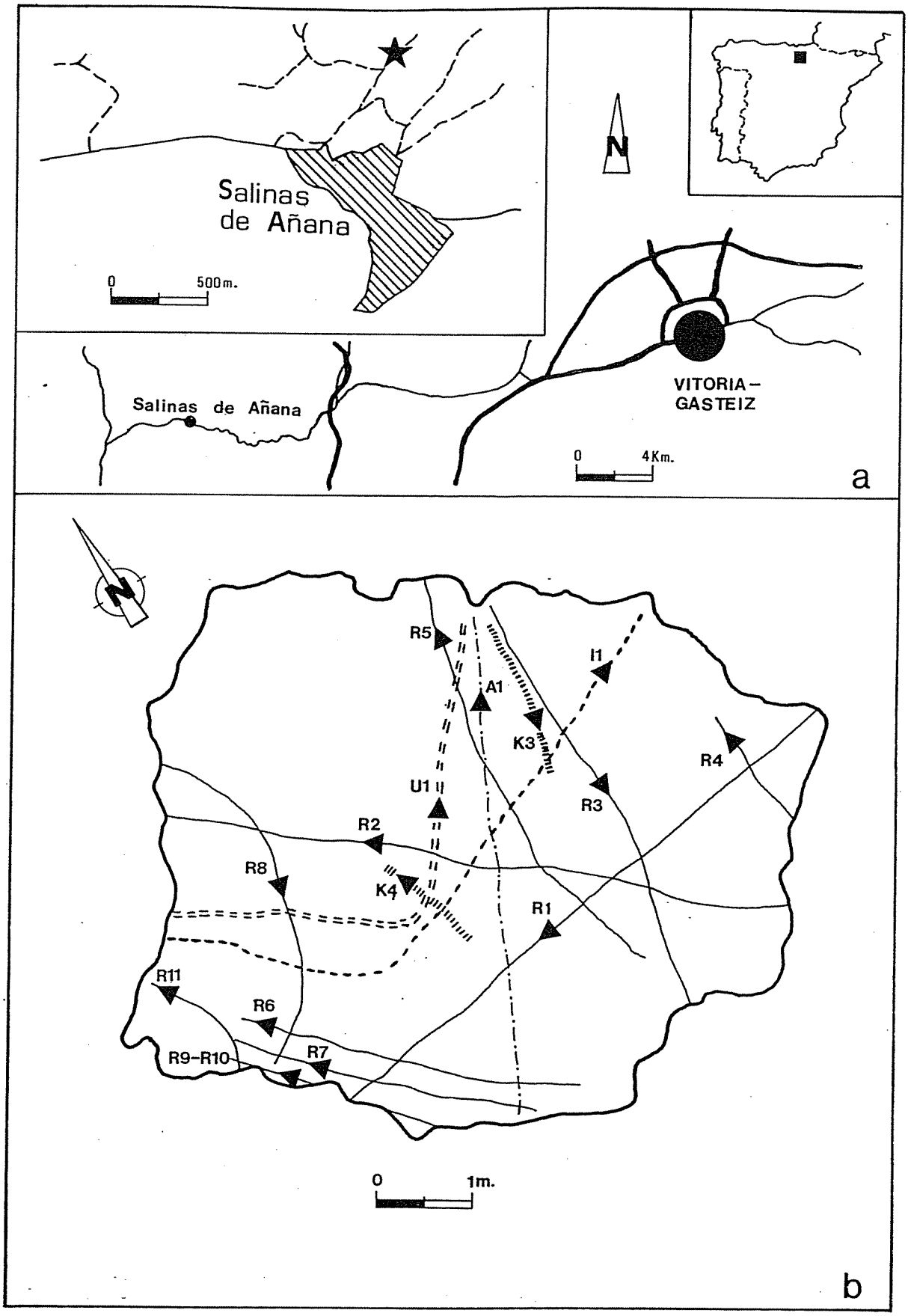


Fig. 1. a) Situación geográfica del yacimiento de icnitas de mamíferos de Salinas de Añana (Alava). b) Disposición esquemática de los siguientes rastros en el conjunto de la laja excavada: carnívoro grande= R1-R7 y R9-R11, carnívoro grande de mayor tamaño= R8, carnívoro mediano= I1, carnívoro pequeño= K3 y K4, ungulado grande= U1 y ave grande= A1.

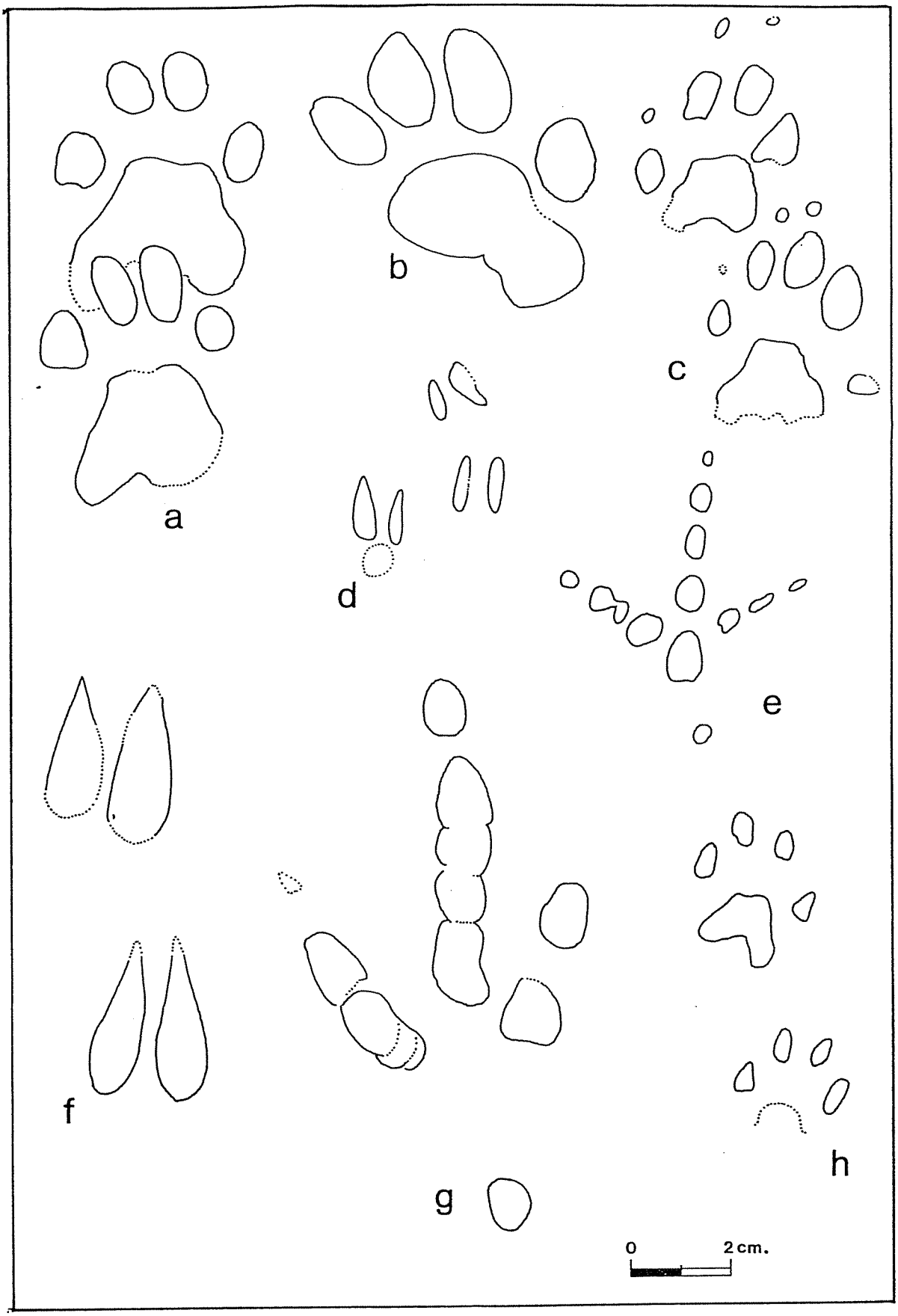


Fig. 2. Selección de los tipos de icnitas estudiadas en este trabajo: a) pie y mano del carnívoro grande, b) mano derecha del Carnívoro grande de mayor tamaño, c) pie y mano derecha del Carnívoro mediano, d) Artiodáctilo pequeño, e) Ave pequeña, f) Artiodáctilo grande, g) Ave grande y h) Carnívoro pequeño.

anterior es redondeado o bien está acuminado, esto en el caso de las icnitas mejor preservadas. Aparentemente, no se aprecian diferencias significativas entre las pezuñas internas y externas, así como tampoco entre mano y pie (fig. 2f), aunque se espera que un próximo estudio biométrico permita discernir alguna diferencia.

Hasta el momento tan sólo se ha identificado un rastro (U1), constituido por 28 pares de pisadas consecutivas. Es a grandes rasgos paralelo a I1, con el que incluso se cruza. Las pisadas están distribuidas en grupos de dos, y en la mayoría de los pares el pie solapa total o parcialmente a la mano, existiendo también solapamiento lateral. En los casos en que no hay solapamiento las dos impresiones son paralelas, y en una sola ocasión el pie está retrasado sensiblemente con respecto a la mano. La zancada promedio es de 64,1 cm.

Estas icnitas son atribuibles a un artiodáctilo, probablemente un cérvido de talla bastante menor que la de un corzo (una altura a la cruz de unos 40 cm). Los Cérvidos del Mioceno que podrían haber producido unas improntas de este tipo son *Dorcatherium, Amphitragulus, Micromeryx* e *Hispanomeryx.*

2.5. Artiodáctilo pequeño

Estas icnitas, al igual que las del artiodáctilo grande, muestran únicamente la impresión del par central de pezuñas. Estas son muy alargadas posteriormente (12x3-4 mm) y pueden ser paralelas, convergentes o divergentes. En este último caso hay ocasiones en las que se aprecia la existencia de una especie de almohadilla redondeada, situada justo después del borde posterior de la impresión de las pezuñas. Por el momento, ha sido imposible discernir con certeza si esta estructura aparece en la mano o en el pie (fig. 2d).

Hasta ahora no se ha podido identificar ningún rastro con claridad y tan sólo se ha hallado una sucesión de huellas alineadas que presentan un paso oblicuo de unos 15 cm.

Estas icnitas podrían haber sido producidas por un artiodáctilo del tamaño de un conejo y han sido atribuidas en principio a un cainotérido, posiblemente *Cainotherium.* La presencia de numerosos rastros, muchos de ellos paralelos, parecen ser indicativos de algún tipo de comportamiento social.

2.6. Ave grande

Estas icnitas son de gran tamaño (longitud total de 115 mm hasta la marca del dedo posterior), mesaxónicas, tridáctilas, aunque conservan la impresión del espolón. El dígito medial (IV) es el más largo de ellos, con una longitud de 65 mm, mientras que los dígitos laterales son más cortos, ambos de igual longitud (35 mm). Los tres dígitos tienden a converger en la región posterior. Su impresión puede ser segmentada o continua. En el primer caso se trata de elementos redondedados alineados, mientras que en el segundo estos elementos (probablemente la impresión de las falanges) se solapan unos con otros. En algunos dígitos se evidencia la presencia de uñas. La impresión del dedo posterior (II) es redondeada, y está algo desplazada hacia la zona medial (fig. 2g).

Se conoce un sólo rastro (A1), que está orientado en dirección NE (fig. 1b). Las pisadas de este rastro están distribuidas de manera individual, y están prácticamente alineadas unas con otras, por lo cual la anchura del rastro es mínima. La longitud promedio del paso es de 115 cm, por lo que la zancada alcanza los 230 cm.

El tipo de pisada y la longitud de la zancada nos hace sospechar que se trate de un ave de gran porte y patas largas, probablemente del tamaño de una garza real.

2.7. Ave pequeña

Son bastante semejantes a las anteriores, de las que se diferencian por ser de menor tamaño (57 mm de longitud total), por la impresión segmentada de los tres dígitos, su mayor ángulo interdigital y por la presencia de la impresión de una almohadilla palmar de forma redondeada. También se observa la impresión del dedo posterior. algo desplazada del eje longitudinal (fig. 2e).

Únicamente han aparecido icnitas aisladas, que por el momento no se han atribuido a ningún grupo de ave en particular.

3. PALEOECOLOGIA

Nos hallamos en presencia de un notable conjunto de huellas y rastros excepcionalmente bien preservados, pertenecientes, salvo en el caso del ave grande, a animales de talla pequeña o muy pequeña. Según señalan Lockey y Conrad (1989) y Cohen et al. (1991), la generación o producción de huellas de pequeño tamaño solo parece producirse en franjas estrechas paralelas a los márgenes lacustres, siempre que existan las condiciones apropiadas en el sedimento. Sin embargo, la "supervivencia" de las icnitas en estas zona es baja, cosa que limita las posibilidades de fosilización.

Estas observaciones, añadidas a un estudio sedimentológico preliminar, sugieren la existencia de un sistema de lagunas no muy extensas cuyos margenes estarían sometidos a rápidas fluctuaciones, controladas por eventos de inundación. La fauna se habría desplazado a una cierta distancia de la orilla de la laguna, sobre un sustrato que estaría lo suficientemente húmedo y esponjoso para permitir que las huellas se marcaran con sumo detalle y casi sin deformación. Posteriormente, y de una manera rápida (días, probablemente menos de una semana), el sistema lagunar progradaría para cubrir y preservar el conjunto de icnitas.

El progreso de estas investigaciones nos permitirá refinar al máximo todos los aspectos abarcados de manera preliminar en este trabajo, y aclarar numerosos aspectos referentes a la talla y proporciones, locomoción, e incluso aspectos evolutivos de las extremidades y etológicos de la fauna que habitaba la región de Salinas de Añana hace unos 20 m.a.

4. AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Museo de Ciencias Naturales de Alava, en especial a su Director Jesús Alonso y a Carmelo Corral, por haber llevado a cabo la ardua labor de organizar y facilitar los medios para poner al descubierto la porción de laja estudiada.

Asimismo, agradecen a la Dra. Lourdes Casanovas que informase a dos de los autores (G.L. y R.S.) del hallazgo casual, por parte de la geóloga alemana Petra Laumen (Friburg), de algunas icnitas en la zanja de una pista forestal próxima a Salinas de Añana, lo que motivó la realización de las diversas campañas de excavación en dicha localidad.

Es obligado agradecer a Lidia Cerón, futura bióloga, su colaboración en la redacción de la versión final de este trabajo. Así como al Comité de Redacción por sus sugerencias para mejorar la claridad del artículo.

5. BIBLIOGRAFÍA

Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé-Llopis, J.V. 1974. Nota sobre el hallazgo de Icnitas de Mamíferos en el Terciario Catalán. *Acta Geológica Hispánica*, 9, 45-49.

Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé-Llopis, J.V. 1982. Icnofauna oligocena de Agramunt (Lleida, España). *Acta Geológica Hispánica*, **17**, 113-119.

Cohen, A., Lockley, M., Halfpenny, J. y Michel, A. E. 1991 Modern Vertebrate Taphonomy at Lake Manyada, Tanzania. *Palaios*, **6**, 371- 389.

Lancis, C. y Estévez, A. 1992. Las Icnitas de mamíferos del sur de Alicante (España). *Geogaceta*, **12**, 60-64.

Lockley, M. y Conrad, K. 1989. The paleoenvironmental context and preservation of dinosaur tracks in the western USA. In: *Dinosaur track and traces* (Eds. D.D. Gillete y M. Lockley). Cambrigde University Press, Cambrigde, U.K., 454 p.

López, G., Mayoral, E., Muñoz, A., Pérez, A. y Santamaría, R. 1992. Nuevas icnitas de mamíferos carnívoros en el Mioceno inferior del sector occidental de la depresión del Ebro (Logroño, La Rioja). *Revista de la.Sociedad Geológica.de España*, **5 (1-2)**, 39-51.

Santamaría, R., López, G. y Casanovas-Cladellas, M.L., 1989-90. Nuevos yacimientos con icnitas de mamíferos del Oligoceno de los alrededores de Agramunt (Lleida, España). *Paleontologia.i Evolució*. **23**, 141- 152.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 29-32. MÁLAGA. 1993.

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA MALACOFAUNA PLIOCÉNICA DE LA REGIÓN DE NERJA (PROVINCIA DE MÁLAGA)

A. GUERRA-MERCHÁN, M.C. LOZANO FRANCISCO y *J.L. VERA PELAEZ*
Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. 29071-Málaga. España.

ABSTRACT

The malacofauna of three Pliocene localities at the Nerja region is studied in this paper. In these sites molluscs predominate over other groups: brachiopods, arthropods, echinoderms and cordaites. The accumulation of shells with disarticulated valves and their fragmentary state, are both evidences of the existence of transport proccesses previous to the definitive burial. The faunistic assemblage and the presence of the *Pecten (Pecten) bipartitus* Foresti, 1876 in the three localities indicate that the most part of the marine deposits of Nerja correspond to the Lower Pliocene.

Keywords: Malacofauna, Molluscs, Pliocene, Nerja, Málaga.

Palabras claves: Malacofauna, Moluscos, Plioceno, Nerja, Málaga.

1. INTRODUCCIÓN

En la región costera de la provincia de Málaga comprendida entre Estepona y Nerja, son frecuentes los afloramientos de materiales plio-cuaternarios discordantes sobre materiales de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Los más antiguos, de edad pliocénica, destacan con frecuencia por su riqueza malacológica (Michel-Levy y Bergeren, 1889; Didon, 1969; González-Donoso y De Porta, 1977).

El presente trabajo se centra en el estudio de la malacofauna de tres yacimientos localizados en los materiales pliocénicos de la región de Nerja, en los que se aprecia un notable predominio de moluscos.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los depósitos plio-cuaternarios de la región de Nerja se disponen discordantes sobre materiales metamórficos (mármoles y esquistos) del Complejo Alpujárride, pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Fig. 1A).

En ellos, Guerra-Merchán y Serrano (1993) han diferenciado tres unidades de rango mayor separadas por discordancias (Fig. 1B). Las dos primeras son de edad Plioceno (Unidad inferior pliocena y Unidad superior pliocena), mientras que la tercera es de edad Pleistoceno (Unidad pleistocena).

La Unidad inferior pliocena está constituida por dos conjuntos litológicos que cambian lateralmente de facies (Fig. 1B). El conjunto litológico situado más hacia el N, está formado por facies detríticas (conglomerados y arenas) originadas por procesos de *debris flow* y procesos tractivos normalmente canalizados, representando depósitos aluviales en relación con los valles fluviales que drenaban la sierra de Almijara. El otro conjunto litológico, situado más hacia el S, está constituido por facies de microconglomerados y arenas con abundante fauna y corresponde al depósito en un medio marino somero.

La Unidad superior pliocena está igualmente constituida por dos conjuntos litológicos que muestran características bastante similares a los de la unidad anterior. No obstante, el dispositivo de cambio de facies refleja que el depósito de la Unidad inferior pliocena tuvo lugar en un contexto claramente transgresivo, mientras que la Unidad superior pliocena se originó en un contexto fundamentalmente regresivo.

La Unidad pleistocena ocupa una mayor extensión en la región de Nerja y está representada mayoritariamente por facies detríticas groseras de origen aluvial, en las que se intercalan facies finas y margocalizas blancas de origen lagunar. Localmente destaca también la formación de travertinos.

Los materiales más recientes de la región de Nerja (probablemente de edad Holoceno), corresponden a facies detríticas que representan el depósito de pie de monte, aluvial reciente y playas actuales.

3. DESCRIPCIÓN Y FAUNA DE LOS YACIMIENTOS FOSILÍFEROS

El estudio realizado se centra en tres yacimientos fosilíferos, cuya situación geográfica y posición estratigráfica se refleja en la Fig. 1. El primero de ellos (Loma de las Vacas) se localiza al NW de Nerja y pertenece a la Unidad inferior pliocena. En él predominan facies arenosas con delgadas intercalaciones de conglomerados y en comparación con los otros dos yacimientos, la fauna es relativamente escasa.

El segundo yacimiento (Burriana-2) se sitúa al E de Nerja en los acantilados de la playa de Burriana y constituye una capa de 0,5-1 m de espesor, discordante sobre materiales de la Unidad inferior pliocena, representando la base de la Unidad superior pliocena (Fig.1B). Dicha capa está formada por arenas con abundantes cantos de gravas que predominan en la parte baja y un alto contenido en conchas, adquiriendo el aspecto de lumaquela.

El tercer yacimiento (Barranco de Maro) se localiza en la margen derecha de la desembocadura del Barranco de Maro. Se trata de un conjunto de niveles (10-15 m) de arenas algo cementadas con abundante fauna. Este yacimiento pertenece a la Unidad superior pliocena.

La fauna encontrada y determinada en cada uno de estos yacimientos se recoge en la Tabla 1. En ellos destaca el predominio de moluscos (21 especies en total), fundamentalmen-

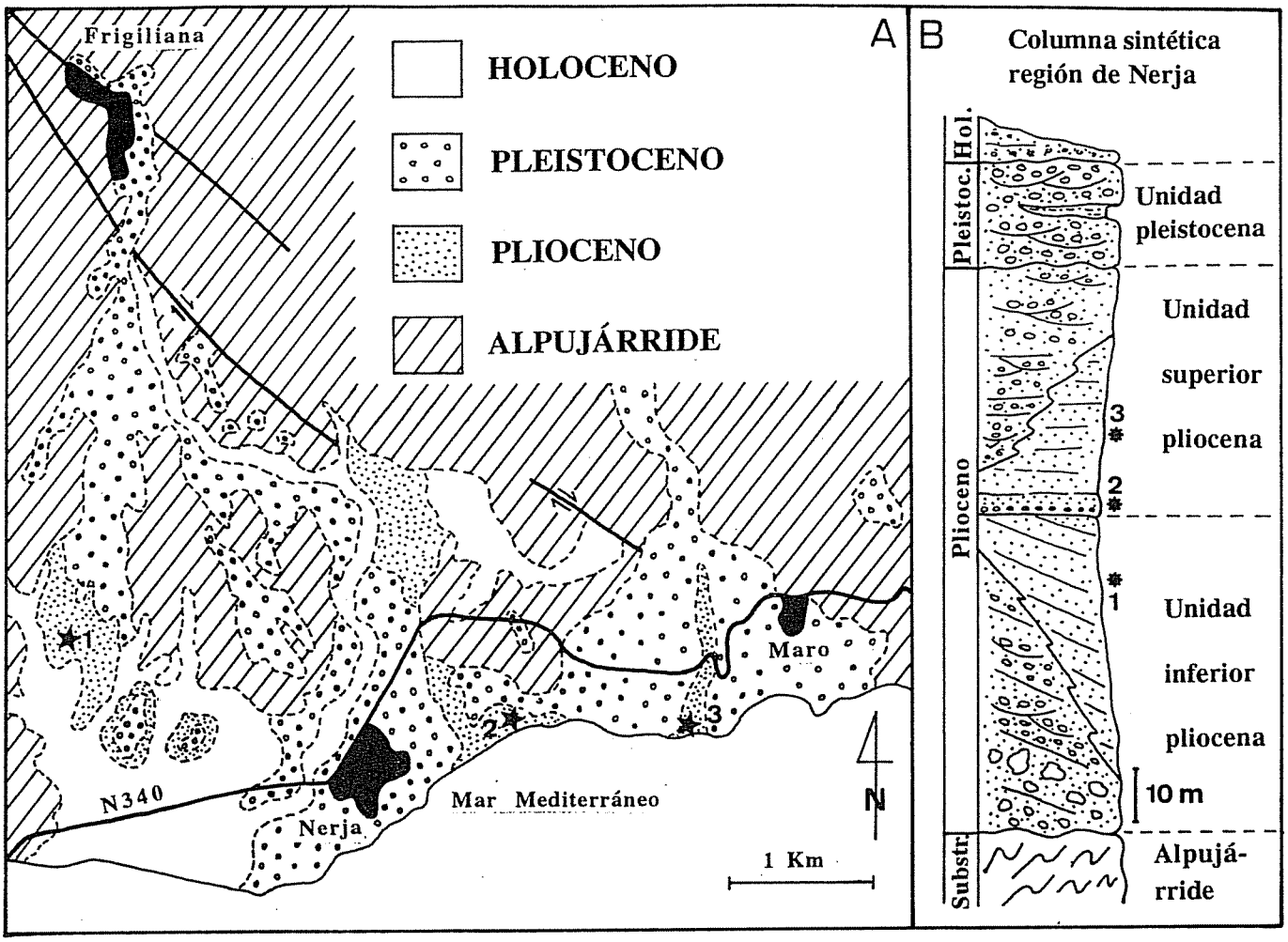


Fig. 1: A.- Localización geográfica y geológica de los yacimientos estudiados (1: Loma de las Vacas; 2: Burriana-2; 3: Barranco de Maro). B.- Columna estratigráfica sintética de la región de Nerja y posición de los yacimientos. Modificado de Andreo *et al.* (1993) y Guerra-Merchán y Serrano (1993).

te pectínidos y ostreidos, aunque también se han identificado braquiópodos, artrópodos, equinodermos y cordados. Para la determinación de las especies se han consultado los trabajos de Ager *et al.* (1965), Raffi (1970), Malatesta (1974), Pavia (1975), D'Alessandro *et al.* (1979) y Lauriat-Rage (1981), entre otros.

Los yacimientos de Burriana-2 y Barranco de Maro presentan mayor abundancia de fauna. En ellos, rara vez aparecen las dos valvas unidas y gran parte de las conchas corresponden a fragmentos, lo que evidencian un importante transporte con anterioridad a su enterramiento. Tan sólo en un nivel de ostreidos de carácter monoespecífico de *Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa* Brocchi, 1814, dentro de la Unidad superior pliocena en el afloramiento de la playa de Burriana, los individuos parecen mostrar posición de vida, aunque algunos ejemplares se encuentran volcados.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Aunque en los yacimientos de Burriana-2 y Barranco de Maro se observa mayor abundancia de fauna y el primero de ellos muestra mayor variabilidad específica (Tabla 1), en líneas generales, se puede estimar que los tres yacimientos presentan una asociación malacológica en cierta medida similar, con claro predominio de moluscos frente a otros grupos.

Los datos referentes al habitat de las formas reconocidas en la región de Nerja (Palla, 1966; Malatesta, 1974; Pavia, 1975; entre otros) indican que la asociación que constituyen debió vivir a profundidades comprendidas entre pocos metros y unos 40-60 m de profundidad. No obstante, la acumulación de las conchas y el estado fragmentario que presentan, indican que previo al enterramiento y formación de los yacimientos, tuvo lugar un importante proceso de transporte de las conchas, ligado probablemente a la acción de corrientes marinas y a las olas. Este fenómeno pudo actuar paralelamente como selector, determinando que los moluscos al tener conchas más resistentes, hayan soportado mejor dichos procesos.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, la gran mayoría de las especies identificadas en los yacimientos de Nerja vivieron desde el Mioceno (algunas con anterioridad), hasta el Pleistoceno o actualidad (Tabla 1). Otras por el contrario desaparecieron con el Plioceno, mientras que dos de ellas

ESPECIES	YACIMIENTOS			DISTRIB. CRONOESTRAT.			
	1	2	3	MIO.	PLIO.	PLEI.	ACT.
Moluscos							
Chlamys (Chlamys) pusio (Linné, 1758)	X	X	X				
Chlamys (Chlamys) varia (Linné, 1758)		X	X				
Chlamys (Manupecten) pes felis (Linné, 1758)		X					
Chlamys (Flexopecten) flexuosa (Poli, 1795)		X					
Aequipecten scabrella (Lamarck, 1819)	X	X	X				
Aequipecten opercularis (Linné, 1758)	X	X	X				
Aequipecten angelonii (De Stefani & Pantanelli, 1778)		X					
Aequipecten radians (Nyst, 1839)			X				
Macrochlamys latissima (Brocchi, 1814)	X	X					
Pecten (Pecten) bipartitus Foresti, 1876	X	X	X				
Pecten (Pecten) benedictus Lamarck, 1819		X					
Pecten (Flabellipecten) flabelliformis Brocchi, 1814		X					
Spondylus (Spondylus) crassicosta Lamarck, 1819		X	X				
Anomia (Anomia) ephippium (Linné, 1758)		X	X				
Anomia (Anomia) ephippium rugulosostriata Brocchi & Bronn, 1831		X					
Pododesmus (Monia) patelliformis (Linné, 1767)		X					
Ostrea (Ostrea) edulis lamellosa Brocchi, 1814	X	X	X				
Neopycnodonte (Neopycnodonte) navicularis (Brocchi, 1814)	X	X					
Isognomon maxillatus (Lamarck, 1801)			X				
Dentalium (Antalis) fossile Gmelin, 1789		X					
Epitonium (Epitonium) tenuicosta Michaud, 1829		X					
Braquiópodos							
Terebratula ampulla (Brocchi, 1814)	X	X	X				
Terebratula terebratula (Linné, 1758)		X					
Megathiris detruncata (Gmelin, 1792)		X					
Terebratula sinuosa (Brocchi, 1814)			X				
Aphelesia plicatodentata (Costa, 1829)			X				
Aphelesia bipartita (Brocchi, 1814)			X				
Artrópodos							
Balanus sp.	X	X	X				
Cancer sismondai (Brocchi, 1814)		X					
Equinodermos							
Cidaris sp.		X					
Cordados							
Sparus sp.		X					

Tabla 1: Distribución de especies por yacimientos (1: Loma de las Vacas; 2: Burriana-2; 3: Barranco de Maro) y distribución cronoestratigráfica basada en los trabajos de Malatesta (1974), Pavia (1975), Raffi (1970) entre otros.

(*Chlamys (Manupecten) pes felis* y *Chlamys (Flexopecten) flexuosa*), muestran su aparición a partir del Plioceno. Ello restringe por tanto, al Plioceno la edad de los materiales en los que se localizan los yacimientos estudiados.

Por otra parte, aunque la especie *Pecten (Pecten) bipartitus* Foresti, 1876 es citada como poco frecuente por Checchia Rispoli (1923) y Ugolini (1908) en el Mioceno medio-superior, diversos autores (Sacco, 1897; Gignoux, 1913; Depéret y Roman, 1928; Demarcq, 1979; Georgiades-Dikeoulia, 1979), sólo señalan su presencia en el Plioceno, especialmente en el Plioceno inferior, pudiendo aparecer en el Plioceno medio, pero no en el superior, y limitada al dominio mediterráneo. Así pues, la aparición de esta especie en los tres yacimientos estudiados, así como otros criterios estratigráficos regionales (Guerra-Merchán y Serrano, 1993), hacen pensar que los depósitos marinos de Nerja puedan corresponder en su mayor parte al Plioceno inferior, pudiendo estar representado en todo caso el Plioceno medio, en la parte más alta de la Unidad superior pliocena.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. D. Francisco Serrano la orientación y sugerencias aportadas. Trabajo realizado en el marco del proyecto PB-398-CO2-02 de la DGICyT y financiado por el Patronato de la Cueva de Nerja, organismo al que se agradece su ayuda y colaboración.

BIBLIOGRAFÍA

Andreo, B., Carrasco, F. y Sanz de Galdeano, C. 1993. Estudio geológico del entorno de la Cueva de Nerja. *Tabajos sobre la región de Nerja*, **3**, 25-50.

Cox, L.R., Newell, N.D., Boyd, D.W. *et al.* 1965. Mollusca 6 (Bivalvia). In: Treatise on Invertebrate Paleontology, 3 vol., 952 p. ED. Raymond C. Moore. Kansas.

Checchia Rispoli, S. 1923. Sopra alcuni Pettinidi neogenici della Capitanata. *Bollettino Reale Ufficiale della Geología Italiana*, **49**, 6 p.

D'Alessandro, A., Laviano, A., Ricchetti, G. y Sardella, A. 1979. Il Neogene del Monte Gargano. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **18** (1), 9-116.

Demarcq, G. 1979. Essai de synthese biostratigraphique sur les Pectinides du Neogene mediterraneen. *VII th International Congress on Mediterranean Neogene*, Athens. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, **tome hors série**, fasc. 1, 305-307.

Depéret, Ch. y Roman, F. 1928. Monographie des Pectinidés-Néogène de l'Europe et des régions voisines. Genere Pecten et Amussium. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **10**, 5-76.

Didon, J. 1969. Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne meridionale). *Thèse Faculté Sciences, Université Paris*, 539 p.

Georgiades-Dikeoulia, E. 1979. Paleoenvironmental observations based on a macrofauna of the pliocene section prassa, Crete. *VII th International Congress on Mediterranean Neogene*, Athens. *Annales Géologiques des Pays Helléniques*, **tome hors série**, fasc. 1, 439-447.

Gignoux, M. 1913. Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie. *Annales Université Lyon*, **1** (36), 393 p.

González-Donoso, J.M. y de Porta, J. 1977. Datos preliminares sobre un afloramiento de materiales pliocénicos en Estepona (provincia de Málaga). *Studia Geológica*, **13**, 31-57.

Guerra-Merchán, A. y Serrano, F. 1993. Análisis estratigráfico de los materiales neógenos-cuaternarios de la región de Nerja. *Tabajos sobre la región de Nerja*, **3**, 55-90.

Lauriat-Rage, A. 1981. Les Bivalves du Redonien (Pliocéne Atlantique de France). Signification Stratigraphique et Paléogeographique. *Memorias del Museo Nacional de Historia Natural*, **45**, 173 p.

Malatesta, A. 1974. Malacofauna pliocenica Umbra. *Memoire per servire alla descrizione della Carta Geologica D'Italia*, **13**, 498 p.

Michel-Levy, A. y Bergeron, J. 1889. Mission d'Andalousie. Etude géologique de la Serrania de Ronda. *Mémoires de la Académie de Sciences, Paris*, **30** (2), 97-175.

Palla, E. 1966. Lamellibranchi Plioceni della Bassa Val D'elsa (toscana Occidentale). *Rivista Italiana di Paleontologia, 72 (2): 397-458.*

Pavia, G. 1975. I molluschi del Pliocene inferiore di Monteu Roero (Alba, Italia NW). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **14** (2), 99-175.

Raffi, S. 1970. I Pettinidi del Pliocene e Calabriano dell'Emilia occidentale (Piacentino e Parmense). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, **9** (2), 97-135.

Sacco, F. 1897. I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Ed. C. Clausen, Torino, **24**, 73 p.

Ugolini, R. 1908. Monografia dei pettinidi neogenici della Sardegna. Parte III-Generi Amussiopecten (cont.), Flabellipecten, Pecten. *Paleontologia Italiana*, **14**, 191-224.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 33-36. MÁLAGA, 1993.

CAMBIOS GLOBALES DEL NIVEL DEL MAR Y CONCENTRACIONES DE MEGAFAUNAS MARINAS SOMERAS EN EL NEÓGENO DEL OESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.

J.A. GONZÁLEZ DELGADO, F.J. SIERRO y *J. CIVIS*
Dpto. Geología, Universidad de Salamanca

ABSTRACT
Event-stratigraphy (based upon calcareous plankton) is a good tool to know the precise age of the main Neogene malacological outcrops (with a great benthic foraminiferal richness) in the Lisboa, Algarve (Portugal) and Sevilla -Huelva (Guadalquivir Basin) areas. A detailed sequence stratigraphy allow us to know the Systems tracts where the Molluscs were deposited. Outcrops from Transgresive Systems tracts and from Highstand Systems tracts are studied, and their taphonomic and paleoecological signatures were different.

The shell concentrations of the outcrops were mainly conditionated by Global sea-level changes. So, it is possible to compare them with other similar levels, even although they are geographycally distant.

Keywords: Molluscs, Benthic Foraminifera, shell concentrations, Global sea-level changes, Miocene, Pliocene, W Portugal, SW Spain.

Palabras clave: Moluscos, Foraminíferos bentónicos,concentraciones de conchas, cambios globales del nivel del mar, Mioceno, Plioceno, Portugal, Cuenca del Guadalquivir.

1. PLANTEAMIENTO

Los estudios micropaleontológicos (foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo) de detalle permiten el desarrollo de técnicas evento-estratigráficas de indudable utilidad en la correlación, pues permiten precisiones, en el Cuaternario, de hasta 5.000-10.000 años (Sierro *et al.*, 1992). Así, Sierro (1984), Flores (1985) y Sierro *et al* (1993) definen una serie de eventos basados en sustituciones de poblaciones de plancton calcáreo, o en cambios en el sentido de enrollamiento de globorotalias carenadas, correlacionadas con numerosas secciones en el continente o en sondeos atlánticos y mediterráneos DSDP y ODP; estos eventos han sido calibrados con la escala magnetoestratigráfica, y se han correlacionado con eventos isotópicos y/o geoquímicos, así como con los cambios globales del nivel del Mar (CGNM), de acuerdo con la escala propuesta por Haq *et al.* (1988). De esta manera es posible conocer con precisión la edad de los sedimentos marinos neógenos de las cuencas de Lisboa y Guadalquivir (con su prolongación al Algarve portugués).

Las facies someras de estas cuencas se caracterizan por su riqueza en megafaunas, de las que las más representativas son los moluscos. En la zona estudiada hay un buen número de yacimientos importantes, algunos considerados clásicos por los malacólogos, como Foz do Rego (Lisboa) o Cacela (Algarve), y otros como los de la región de Huelva, muy ricos en estas faunas (Andrés, 1982, González Delgado, 1983, 87, Castaño *et al*, 1992). Entre los microfósiles bentónicos, los foraminíferos son los más abundantes.

El ambiente deposicional en el que se formaron la mayoría de estos yacimientos se ha relacionado con medios infra a circalitorales, en general no afectados por el continuo oleaje y sí por tormentas ocasionales que agruparon las conchas de moluscos en niveles de concentración de mayor o menor entidad, bien visibles en el campo (Dabrio *et al*, 1988; González Delgado, Andrés & Sierro, *in litt*).

Por otra parte, gracias al conocimiento preciso de la edad de los yacimientos, y de la estratigrafía de las cuencas de las que forman parte, es posible conocer el cortejo sedimentario en el que se depositaron, así como su situación con respecto a las curvas de CGNM y así apreciar si estos cambios tienen una influencia registrable en las características tafonómicas y paleoecológicas obtenidas en el estudio de las megafaunas. En la Figura 1 se observa la situación con respecto a las curvas de CGNM para los yacimientos de Foz do Rego y Fonte da Telha (Lisboa), Cacela (Algarve), Arroyo Trujillo (Sevilla) y Huelva (González Delgado, Andrés & Sierro, *op. cit.*). Sierro *et al.*, (1990) han señalado que la sedimentación en la Cuenca del Guadalquivir estuvo controlada por procesos de subsidencia o levantamiento relacionados con la actividad tectónica del orógeno Bético, la influencia de la entrada de terrígenos y, sobre todo, por los cambios eustáticos globales. Así definen 5 secuencias deposicionales (A-E; ver Fig. 1) que coinciden con varios ciclos de CGNM.

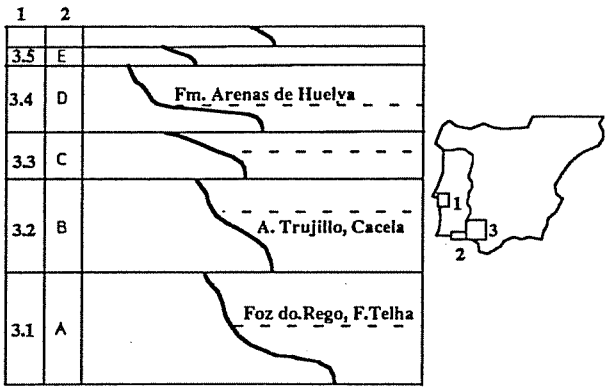


Figura 1: Situación de los yacimientos neógenos estudiados ricos en moluscos en relación con las curvas de cambios globales del nivel del mar de Haq *et al* (1988) y Secuencias A-E de Sierro *et al.* (1990). Los yacimientos de Foz do Rego y Fonte da Telha se incluyen en el cuadro 1 del mapa de la derecha; El de Cacela, en el cuadro 2, y los de la Formación Arenas de Huelva, Niebla, Arroyo Trujillo y Arroyo Galapagar en el cuadro 3.

Por otra parte, Antunes *et al.*, (1990b) indican que los sedimentos del Tortoniense inferior de Lisboa se depositaron en relación con una subida del nivel del mar.

Por consiguiente, en las cuencas estudiadas, los CGNM fueron un factor primordial que controló la sedimentación durante la época en que se formaron los principales yacimientos de moluscos.

A partir de la observación de dicha figura, se aprecia que, independientemente de su edad diferente pues abarcan desde el Tortoniense inferior hasta el Plioceno inferior, la situación dentro de los ciclos globales no es la misma: las líneas discontínuas representan los tramos donde se produce una condensación fruto de la rápida subida del nivel del mar, y hay yacimientos que están situados por encima, y otros por debajo; es decir, hay yacimientos ricos en moluscos que se originaron en un contexto de subida inicial del nivel del mar (TR, cortejo transgresivo, o transgressive systems tracts), como los de Arroyo Trujillo o Cacela, que además coinciden en la misma subida (dentro del ciclo 3.2 de Haq *et al* (1988), o base de la secuencia B de Sierro *et al.*, 1990), y también yacimientos originados en un contexto de alto nivel del mar (HS, highstand systems tracts) como los más ricos de la región de Huelva, o los de Lisboa, si bien no fueron contemporáneos.

Como consecuencia de la posición de los yacimientos de megafaunas en cortejos sedimentarios, la comparación de yacimientos de distintas áreas geográficas tendrá que tener en cuenta esta situación. Mediante algunos ejemplos, indicamos algunas características generales de yacimientos en el mismo tipo de cortejo sedimentario, ya sean de la misma edad o distinta, a la vez que se comparan los pertenecientes a distintos cortejos sedimentarios.

2. YACIMIENTOS DE CORTEJO SEDIMENTARIO TRANSGRESIVO

En la región estudiada, podemos seleccionar los de Arroyo Trujillo y Arroyo Galapagar (Sevilla), Niebla (Huelva) y Cacela (Algarve) (Figura 1). Los 4 están incluidos dentro del cortejo sedimentario transgresivo del Tortoniense superior (biozona de *Turborotalia humerosa* de Sierro, 1984). Esta subida global del nivel del mar originó sedimentos transgresivos biocalcareníticos (caso de Niebla) o detríticos (Arroyo Trujillo, Arroyo Galapagar, Cacela) sobre el paleorrelieve que formaban los materiales paleozoicos o mesozoicos de la Meseta.

Las características tafonómicas (empaquetamiento, orientación, tamaño, articulación, abrasión, fragmentación, bioerosión, incrustación) de las megafaunas de los yacimientos han sido analizadas cuantitativa y cualitativamente en Civis *et al.* (1990) para el yacimiento de Arroyo Trujillo, y Antunes *et al.* (1990a) para el de Cacela, así como por Gonzalez Delgado *et al.* (*in litt.*), e indican en general medios someros de alta energía, y moderada velocidad de sedimentación. El efecto de subida relativa del nivel del mar se refleja en la profundización observable en los sedimentos situados hacia el techo de los yacimientos.

Desde el punto de vista paleoecológico se observan ecosistemas en general poco desarrollados, con presencia de especies oportunistas hacia la base de las secciones (parches de *Crassostrea* en Arroyo Galapagar, de *Isognomon* en Niebla), y una buena representación de moluscos epifaunales. Los foraminíferos bentónicos reflejan también la profundización en sentido vertical y aparecen, en ocasiones, parches de concentración de *Heterostegina* de decenas de metros de longitud y potencia centimétrica, como en Arroyo Galapagar o Niebla.

3. YACIMIENTOS DE CORTEJO SEDIMENTARIO DE ALTO NIVEL DEL MAR

En este caso están los yacimientos de la región de Lisboa (Foz do Rego, Fonte da Telha), de edad Tortoniense inferior (por la presencia de *Neogloboquadrina acostaensis* dextrorsas por encima de niveles con *G. mayeri*), y muchos de Huelva, los incluidos en la Formación Arenas de Huelva definida por Civis *et al.* (1987), de edad Zancliense Inferior (biozonas de *Globorotalia margaritae* y *G. puncticulata*) (Figura 1). Todos estos yacimientos, situados en contexto de subida global del nivel del mar, presentan sin embargo una megasecuencia de somerización, como se aprecia en la Figura 2: en ambas regiones se produce un aporte de sedimentos lo suficientemente importante que compensa la subida relativa del nivel del mar. En la zona de Lisboa, los yacimientos están relacionados con la progradación deltaica del río Tajo en el Tortoniense Inferior, y en los de Huelva, con el proceso final de relleno pliocénico de la Cuenca del Guadalquivir (González Delgado *et al.*, *in litt*). Este modelo se conoce como subida del nivel del mar con alto influjo terrestre (Posamentier *et al.*, 1988, Figura 2C).

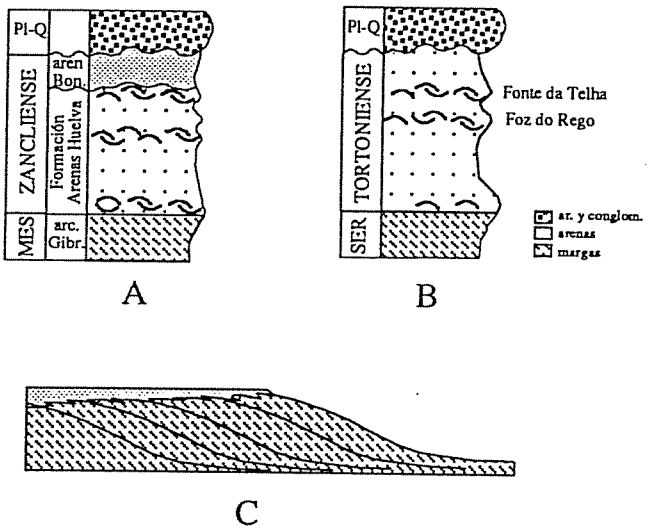


Figura 2: Secciones generales (no a escala) de Huelva (A) y Lisboa (B), y (C) esquema de subida global del nivel del mar con alto influjo terrestre *sensu* Posamentier *et al.* (1988).

La señal tafonómica (ver Antunes *et al.* 1990b para los yacimientos de Lisboa, y Gonzalez Delgado, 1983 y 1987 para los de Huelva) indica medios infra a circalitorales afectados por tormentas periódicas, con escaso transporte de

las megafaunas (menor que en cortejos transgresivos), que se acumulan en niveles de concentración de conchas, las cuales sin embargo no formaron pavimentos conchíferos. Hacia el techo se produce un efecto contrario al observado en yacimientos de cortejo transgresivo: somerización.

Desde el punto de vista paleoecológico se observan en general ecosistemas más desarrollados que los asociados a cortejos transgresivos, con largas cadenas tróficas, equivalentes a biocenosis SFBC y DC de Peres & Picard (1964). Las taxocenosis de moluscos están dominadas por bivalvos filtradores infaunales que habitan preferentemente en substratos arenoso-pelíticos (que son los que constituyen la matriz sedimentaria de los yacimientos). El número de especies de foraminíferos bentónicos es superior a la de los niveles correspondientes a cortejos transgresivos, con una distribución aproximadamente homogenea. Las asociaciones están acordes con el rango batimétrico señalado por la malacofauna, y los cambios cualitativos reflejan diferentes condiciones locales, como se ha observado en la Formación Arenas de Huelva (González Regalado & Civis, 1987).

El proceso de somerización en sentido vertical anteriormente mencionado se manifiesta por la dominancia, hacia el techo de las secciones, de especies de moluscos de menor batimetría, que a veces llegan a formar parches de acumulación monoespecífica, como sucede en Foz do Rego con *Chlamys macrotis*, o en Bonares (Fm. Arenas de Huelva) con *Glycymeris insubrica*. Los foraminíferos bentónicos confirman también esta somerización.

Igualmente es interesante observar que hay cambios en sentido vertical en las asociaciones que constituyen los niveles de concentración de moluscos, con respecto a las zonas de los yacimientos con una mayor dilución (interniveles), en el sentido de profundización-somerización, reflejados también por cambios en las taxocenosis de foraminíferos bentónicos (Civis, Raffi, Sierro y Gonzalez Delgado, en prep.)

4. CONCLUSIONES

De lo anteriormente expuesto, se aprecia que la señal tafonómica y ecológica de los yacimientos estudiados es distinta, y condicionada a su posición en relación con los cambios relativos del nivel del mar.

Estos cambios relativos del nivel del mar proporcionan un contexto que explica variaciones tafonómicas y cambios en las comunidades observados inter e intra yacimientos ricos en Malacofauna neógena.

La utilización de análisis evento-estratigráficos permite conocer si estos cambios relativos son de carácter local (mediatizados por la tectónica regional), o bien son reflejo de cambios eustáticos globales, como sucede en los aquí estudiados. En este último caso, la situación precisa de los yacimientos dentro de un ciclo global permite la comparación con otros similares, aunque geográficamente estén muy alejados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado con cargo al Proyecto DGCYT PB-89-0398-C02.

BIBLIOGRAFIA

Andres, I. (1982).- Estudio malacológico (Clase Bivalvia) del Plioceno marino de Bonares (Huelva). *Tesis doctoral Univ. Salamanca* (inédita). Resumen (1983) TC326, 34p. Ed. Univ. Salamanca.

Antunes, M.T., Civis, J., Dabrio, C.J., Pais, J., Sierro, F.J., Gonzalez Delgado, J.A. y Valle, M.F. (1990a).- El Neógeno del Algarve (Portugal) y de la Cuenca del Guadalquivir (España). *Actas IV Jorn. Paleont.* Salamanca, (1988), 68: 65-73.

Antunes, M.T., Civis, J., Gonzalez Delgado, J.A. Pais, J., Alonso, G., Andres, I., Sierro, F.J., Valle, M.F. y Nascimento, A. (1990b).- The Late Serravallian-Early Tortonian marine sediments of the Tagus Basin (Lisbon Region). A sedimentological and paleontological approach. *Abstracts IX RCMNS Congress*, Barcelona: 27 - 29.

Castaño, M.J., CIVIS, J. y González Delgado, J.A. (1992).- Los moluscos del Plioceno de La Palma del Condado y Moguer (Huelva). Aproximación paleoecológica. *Iberus* 8 (1988): 173-186.

Civis, J., González Delgado, J.A., Andres, I., Valle, M.F., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Dabrio, C.J. (1990).- El contenido paleontológico de la sección Tortoniense-Messiniense de Arroyo Trujillo (Sevilla, Borde NW de la Cuenca del Guadalquivir). *Actas IV Jorn. Paleont.* Salamanca, (1988), 68: 85-101

Civis, J., Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Andres, I., Porta, J. de, y Valle, M.F. (1987).- El Neógeno marino de la provincia de Huelva. Antecedentes y definición de las unidades litoestratigráficas. *In Paleont. Neogeno Huelva*, Ed. Univ. Salamanca: 9-21

Dabrio, C.J., González Delgado, J.A., Civis, J. y Sierro, F.J. (1988).- Influencia de las tempestades en la generación de niveles e interniveles fosilíferos en las Arenas de Huelva (Plioceno). *Res. IV Jorn. Paleont.* Salamanca, 35-36

Flores, J.A. (1985).- Nanoplancton calcáreo en el Neógeno del borde noroccidntal de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). *Tesis Doctoral Univ. Salamanca* (inédita), 714p. Resumen TC397, 37p., Ed. Univ. Salamanca

González Delgado, J.A. (1983).- Estudio de los Gasterópodos del Plioceno de Huelva. *Tesis Doctoral Univ. Salamanca* (inédita), 474p. Resumen (1984) TC351, 34 p., Ed. Univ. Salamanca.

González Delgado, J.A. (1987).- Tafonomía y paleoecología en diferentes yacimientos de la Formación Arenas de Huelva. *In Paleont. Neog. Huelva,* Ed. Univ. Salamanca: 89-125.

González Delgado, J.A., Andres, I. y Sierro, F.J. (en prensa). Late Miocene and Early Pliocene molluscan faunas from the Northeast Atlantic (Lisbon, the Algarve, W Guadalquivir, NW Morocco). *Proc. First RCANS Congress, Lisboa 1992.* Springer Verlag.

González Regalado, M.L. y Civis, J. (1987),- Los foraminíferos bentónicos de la sección tipo de la Formación Arenas de Huelva. *In Paleont. Neogeno Huelva*. Ed. Univ. Salamanca: 137-141.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In* Wilgus *et al* (eds.). Sea level changes: an integrated approach. *Soc. Econ. Pal. Min.* Spec. Publ. 42: 71-108.

Peres, J.M. y Picard, J. (1964).- Manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Rec. Tr. Stat. Mar. Endoume* 14(23): 5-122

Posamentier, H.W. , Jervey, M.T. y Vail, P.R. (1988).- Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. *In* Wilgus *et al* (eds.) Sea level changes: an integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Min.* Spec. Publ. 42: 109-124

Sierro, F.J. (1984).- Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior-Plioceno del borde occidental de la Cuenca del Guadalquivir (SO de España). *Tesis doctoral Univ. Salamanca*, 391p. (inédita). Resumen TC325, 34p. Ed. Univ. Salamanca.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González Delgado, J.A., Frances, G. y Dabrio, C.J. (1992).- Eventoestratigrafía y geometría de cuencas. La Cuenca del Guadalquivir. *Actas III Congr. Geol. Esp.* Salamanca, 1:217-221.

Sierro, F.J., González Delgado, J.A., Flores, J.A., Dabrio, C.J. y Civis, J. (1990).- The Neogene of the Guadalquivir Basin. *Paleont. i Evolucio*, Mem. esp. (IX RCMNS Congress): 209-250

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., González Delgado, J.A. y Frances, G. (1993).- Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE- Atlantic and Mediterranean. *Mar. Micropal.* 21: 143-168

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA. pp. 37-42. MÁLAGA. 1993.

LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL TRÁNSITO EOCENO MEDIO-SUPERIOR EN LA CUENCA DE JACA (HUESCA, PIRINEO): IMPLICACIONES BIOESTRATIGRÁFICAS Y PALEOCEANOGRÁFICAS

J.I. CANUDO, C. GONZALVO y *E. MOLINA*

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

ABSTRACT

The planktic foraminifera from the middle-late Eocene at Berdún and Artieda (Pyrenees) have been studied and the following biozones have been identified: *Truncorotaloides rohri* Biozone (middle Eocene), *Dentoglobigerina eocaena* Biozone, *Porticulasphaera semiinvoluta* Biozone, *Globigerapsis index* Biozone and *Globigerina officinalis* Biozone (late Eocene). The assemblages are well diversified, but certain taxa (evolved *Turborotalia*, hantkeninids, etc.) were not present probably due to basin restrinctions by that time. The quantitative analysis allows us to identify two oxygen minimum events at the base of *T. rohri* Biozone and the top of *G. index* Biozone. On the contrary, at the *G. semiinvoluta* Biozone the *Globigerinatheka* increase is related to a oxygen rich environment probably due to the origination of the Gulf Stream. The quantitative analysis also shows that the decrease in temperature was not a continuous process, since the tendency probably temporaly change during the *P. semiinvoluta* Biozone. Finally, the increase in shallow dweller taxa reflects the progressive emergence of the basin.

Keywords: Planktic foraminifera, Quantitative analysis, Biostratigraphy, Paleoceanography, middle-late Eocene, Pyrenees.

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Análisis cuantitativo, Bioestratigrafía, Paleoceanografía, Eoceno medio-superior, Pirineos.

1. INTRODUCCIÓN

En el intervalo que comprende desde la parte más alta del Eoceno medio hasta el Oligoceno inferior se produjo la mayor caida en la tempertatura global desde el Mesozoico (Kennett, 1977; Barrera y Huber, 1991). Durante este intervalo, a la vez que se iba separando Australia de Antártida comenzaba la circulación circum-antártica y el cambio de un régimen termohalino a otro termosférico, lo que tuvo como consecuencia la glaciación antártica y la formación del casquete de hielo (Kennett, 1980; Ehrmann y Mackersen, 1992). En los últimos años, numerosos trabajos han mostrado los cambios climáticos y bióticos asociados a la transición entre el Eoceno y el Oligoceno (Prothero y Berggren, 1992). En el límite Eoceno/Oligoceno (E/O) se produjo una importante extinción gradual en los foraminíferos planctónicos (Molina, 1986; Molina *et al.*, 1986, 1988; Gonzalvo y Molina, 1992). Hay autores que han relacionado las extinciones con eventos extraterrestres como son la caida de meteoritos y/o cometas, pero estos impactos no produjeron extinciones en masa, aunque se han detectado efectos regionales (Keller, *et al.*, 1983, 1987), si bien no tuvieron efectos relevantes en los foraminíferos planctónicos a nivel global (Molina *et al.*, 1993).

La gran potencia de sedimentos (> 1.000 metros) que se encuentran representados en el tránsito Eoceno medio-superior del Pirineo ha permitido realizar estudios detallados sobre los foraminíferos planctónicos (Caus, 1974; Canudo *et al.*, 1988), a pesar de que su conservación es deficiente. La caracterización de estos materiales con foraminíferos planctónicos es interesante habida cuenta que se ha constituido un grupo de trabajo para definir el estratotipo del límite Eoceno medio/superior y que esta área pirenaica podría ser una buena candidata para situar el estratotipo.

Los objetivos de este trabajo son varios, por una parte caracterizar bioestratigráficamente los materiales marinos más modernos (Eoceno medio-superior) de la Cuenca de Jaca, lo que permite correlacionarlos con las escalas internacionales. Por otra, el estudio cuantitativo de los foraminíferos planctónicos aporta datos para conocer los principales eventos paleoceanográficos que se produjeron en el Pirineo en este intervalo. En especial evaluar el efecto que produjo la caida de temperatura y la regresión del Eoceno superior y conocer si estos cambios fueron procesos continuos en el tiempo o si por el contrario tuvieron oscilaciones.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se han estudiado los perfiles de Artieda y Berdún situados geológicamente en la Cuenca de Jaca. Estos cortes se sitúan en los alrededores de las localidades homónimas en las cercanias del Pantano de Yesa. Litológicamente los materiales estudiados pertenecen a los equivalentes laterales de Margas de Arro-Fiscal y la Arenisca de Sabiñánigo (parte inferior de Berdún) y el resto a las Margas de Pamplona (Puigdefabregas, 1975). En cuanto a la estratigrafía secuencial, estos materiales se encuadrarían en la secuencia deposicional de Jaca (Remacha *et al.*, 1987; Canudo y Molina, 1987).

Las muestras de este estudio fueron recogidas exclusivamente en margas o margas calcáreas. Las muestras se tomaron en intervalos variables entre 1 y 10 metros según las posibilidades del afloramiento. En total se recogieron 90 muestras en la sección de Artieda y 35 en la

de Berdún. En el laboratorio las muestras se atacaron con agua oxigenada diluida al 10% y se levigaron con el tamiz de 63 µm. La conservación de los foraminíferos planctónicos es muy variable, siendo la mejor la del material del Eoceno superior. El estudio de los foraminíferos planctónicos se ha realizado con un análisis cuantitativo. El contaje de las poblaciones se basa en una muestra representativa entre 300 y 500 especimenes en la fracción por encima de 150 µm, para lo cual se ha utilizado un microseparador Otto. El tamaño inferior de la muestra se ha revisado para poder identificar las especies menos abundantes y de tamaño más pequeño.

3. BIOESTRATIGRAFÍA

Los foraminíferos planctónicos son una herramienta indispensable para la bioestratigrafía del Cretácico y del Terciario, por lo que han proliferado numerosas biozonaciones. Un ejemplo lo constituye el Paleógeno donde se han descrito distintas biozonaciones pretendidamente estándar, de las que se pueden destacar las de Blow (1979), Berggren y Miller (1988) y Bolli (1957) con sus posteriores revisiones (Toumarkine y Luterbacher, 1985). Sin embargo, algunos de los biohorizontes utilizados por estos autores no se encuentran en el Pirineo, por lo que Canudo y Molina (1992) proponen una biozonación de carácter regional aplicable exclusivamente a la cuenca pirenaica, que es la utilizada en este trabajo

3.1. Biozona de *Truncorotaloides rohri*

Litológicamente esta biozona está compuesta por unos 150 m. de margas grises monótonas, excepto en la base del perfil de Berdún que son calizas margosas y margas limosas equivalentes a la Arenisca de Sabiñanigo (Puigdefabregas, 1975). La correlación de esta biozona con las de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Berggren y Miller (1988) no plantea problemas, ya que comprende a las biozonas de *O. beckmanni* y *T. rohri* (P13 y P14), ya que según Toumarkine y Luterbacher (1985) la última aparición (U.A.) de *G. higginsi* (Bolli) coincide con la primera aparición (P.A.) de *O. beckmanni* (Saito). Como esta especie no esta representada en el Pirineo, el intervalo de la Biozona *O. beckmanni* no puede reconocerse. Por otra parte, en los perfiles estudiados la desaparición de las especies con la pared muricada (techo de la biozona) no se encuentra en un único nivel, ya que *Morozovella* tiene su U.A. en la parte media de la biozona y *Truncorotaloides* en el límite superior.

3.2 Biozona de *Dentoglobigerina eocaena*

La Biozona de *D. eocaena* esta representada por 50 m. en Artieda y 20 m. en Berdún. Litológicamente son margas y margas calcáreas grises pertenecientes a la base de las Margas de Pamplona (Puigdefabregas, 1975). En el tránsito entre el Eoceno medio y el superior hay una serie de importantes bioeventos cuya posición relativa varía de unos perfiles a otros. Tradicionalmente se ha considerado que la U.A. de los taxones muricados (*Morozovella, Truncorotaloides* etc.) coincidía con la P.A. de *P. semiinvoluta* (Bolli, 1957), sin embargo se ha encontrado que pueden llegar a solaparse (Berggren *et al.*, 1985). En los perfiles estudiados la situación es totalmente contraria pudiéndose diferenciar un intervalo entre estos dos eventos que es precisamente la Biozona de *D. eocaena*

3.3 Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*

La Biozona de *P. semiinvoluta* tiene unos 100 m. en Artieda y unos 170 m. en Berdún. La litología de esta biozona varía poco en los dos perfiles, ya que esta compuesta por margas grises con intercalaciones turbidíticas, especialmente en la base. En las biozonaciones de Blow (1979), Berggren y Miller (1988), Toumarkine y Luterbacher (1985) esta biozona ha sido utilizada normalmente para caracterizar la parte más baja del Eoceno superior, sin embargo los límites inferior y superior varían según las biozonaciones.

3.4. Biozona de *Globigerapsis index*

La Biozona de *G. index* está representada por más de 300 m. en Artieda y unos 250 m. en Berdún. Litológicamente son margas y arcillas margosas grises, con esporádicas intercalaciones turbidíticas. En la aparte alta de esta biozona hay niveles de grano fino sin secuencias turbidíticas. La correlación de la parte media y alta del Eoceno del Pirineo con las escalas de Toumarkine y Luterbacher (1985) y Berggren y Miller (1988) plantea dificultades, debido a la ausencia de la mayor parte de los indicadores zonales de medios tropicales. El taxón utilizado *(G. index)* para marcar el límite superior parece que tiene una U.A. bastante heterocrónica a nivel mundial, así Toumarkine y Luterbacher (1985) y Gonzalvo y Molina (1992) sitúan su U.A., por debajo del límite E/O y en altas latitudes coincide con dicho límite (Jenkins, 1985). Hemos considerado que esta U.A. de *G. index* (Finlay) no marca el límite E/O en el Pirineo, ya que por encima de su extinción no se encuentran los taxones típicos de la parte más baja del Oligoceno (*Globigerina tapuriensis* Blow y Banner, etc.).

3.5. Biozona de *Globigerina officinalis*

Esta biozona se ha identificado exclusivamente en Berdún, posiblemente porque en Artieda la parte más alta del perfil no aflora. Litológicamente son unos 100 metros de margas, margas calcáreas y niveles centimétricos de caliza. Los foraminíferos planctónicos son muy escasos, estando la asociación compuesta exclusivamente por especies globigeriformes de pequeño tamaño y por especies biseriadas como *S. cubensis* (Palmer). La correlación de esta biozona con las de Berggren y Miller (1988) y Toumarkine y Luterbacher (1985) no es fácil, ya que faltan todos los taxones-índice, eventualmente se ha situado en el Eoceno superior, teniendo sobre todo en cuentra que *G. index* desaparece en latitudes medias por debajo del límite E/O.

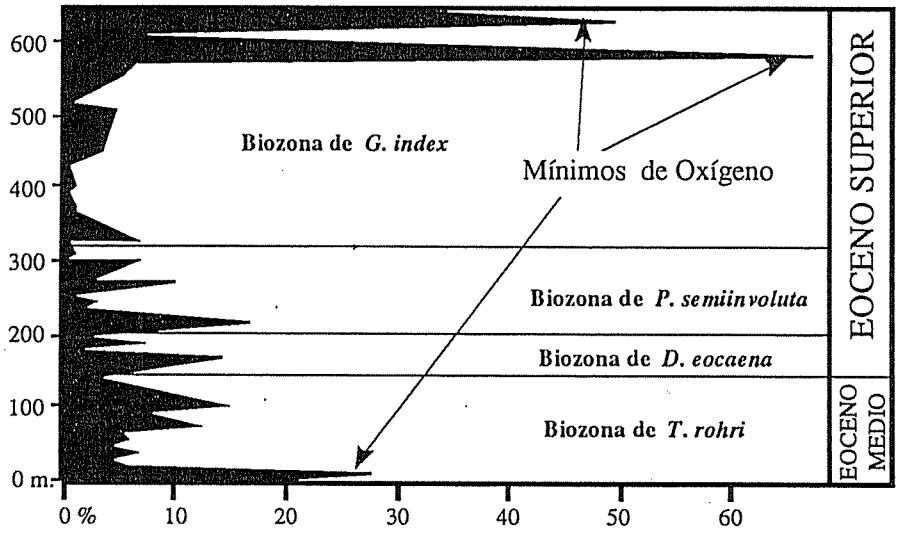


Fig. 1: Suma de los porcentajes de chiloguenbelínidos y *Pseudohastigerina* en Artieda

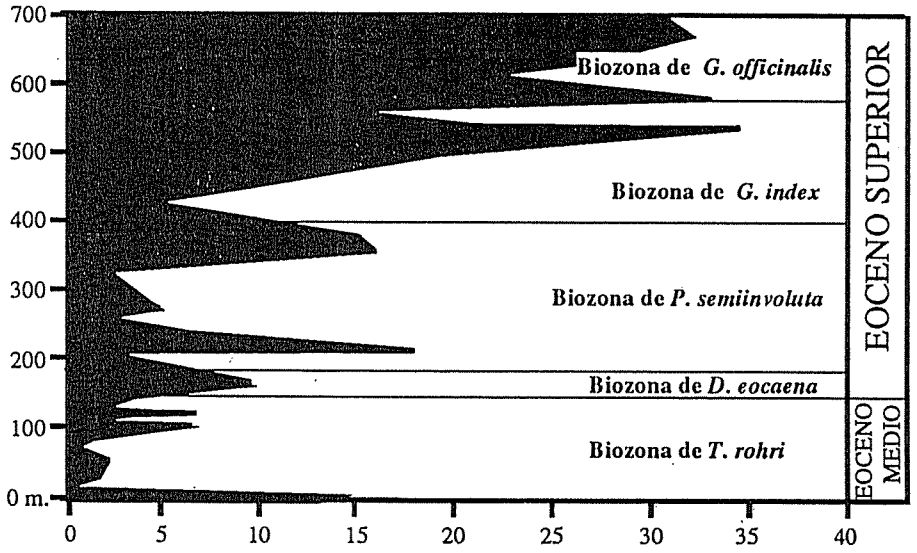


Fig. 2: Relación entre los porcentajes de especies superficiales y profundas en Berdún

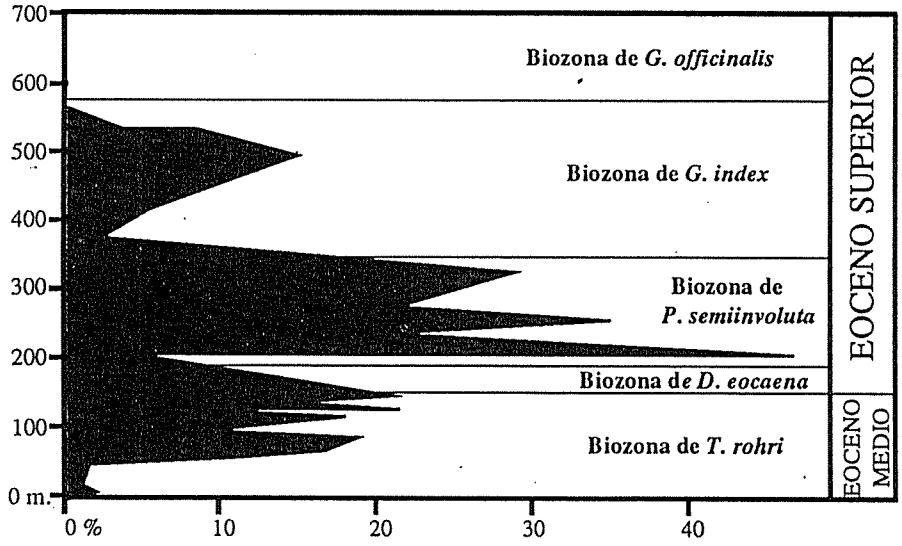


Fig. 3: Suma de los porcentajes de globigerinathékidos en Berdún

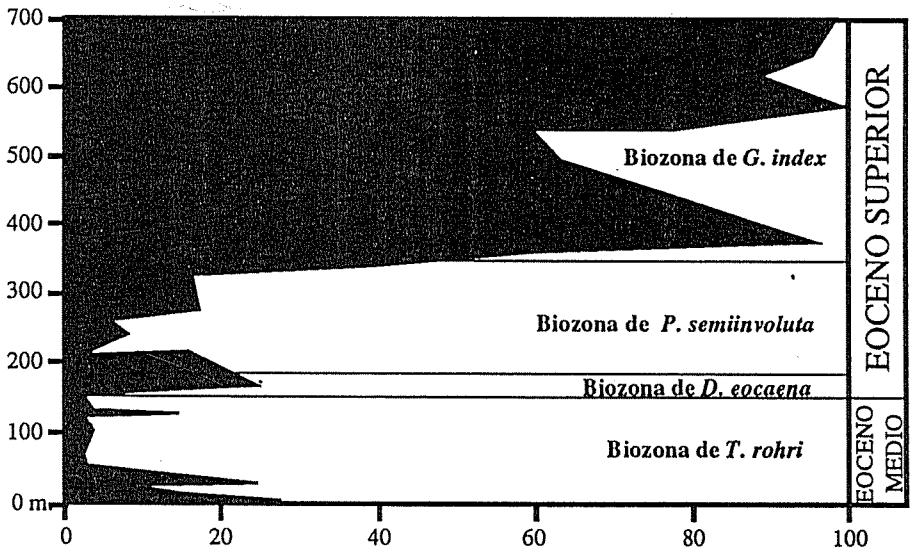


Fig. 4: Relación entre los porcentajes de especies de altas y bajas latitudes en Berdún

4. IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

Los foraminíferos planctónicos son una herramienta muy útil para reconstruir la sucesión de eventos que acontecen en el océano. A partir de estudios cuantitativos se puede obtener información sobre las masas de agua y su evolución en el pasado. Hay diversas metodologías que se pueden seguir; una es la aplicación de diversos índices o relaciones entre distintos grupos de foraminíferos planctónicos (Premoli Silva y Boersma, 1988, 89). La elección de uno u otro índice viene dada por la importancia paleoceanográfica de los distintos grupos de foraminíferos planctónicos; dicha información se obtiene a partir del estudio de isótopos sobre las conchas de los foraminíferos, de la delimitación de sus bioprovincias, etc.

El primer índice considerado es el que nos permite evualuar las condiciones de oxigenación mínima de la cuenca (relacionado generalmente con la estratificación de las aguas). Existen dos grupos de foraminíferos planctónicos en el Paleógeno que están mejor adaptados a estas condiciones, que son *Pseudohastigerina* y las formas biseriadas (Premoli Silva y Boersma, 1988). En la Fig. 1 se han representado estos dos grupos, lo que permite observar dos máximos situados en la parte baja de la Biozona de *T. rohri* y en la parte alta de *G. index*. La posición bioestratigráfica es idéntica en ambos cortes, y la única diferencia radica en que en Artieda, el primer pico alcanza valores del 28%, sin embargo en Berdún son mayores (53%). El primer mínimo de oxígeno coincide con el depósito de los equivalentes laterales de la Arenisca de Sabiñánigo, y por tanto parece estar en relación con el periodo regresivo en que se depositó esta unidad. Este evento podría tener una importancia regional, ya que la parte alta del Eoceno medio en el Oeste de Europa y de Asia viene marcado por un importante aumento de *Pseudohastigerina* (Stainforth *et al.*, 1975). El segundo mínimo de oxígeno se encuentra situado a techo de la Biozona de *G. index* (Fig. 1) y viene marcado por un aumento significativo de las formas biseriadas, que llegan a alcanzar el 60% de toda la asociación. Este evento ha sido reconocido en otras áreas del Atlántico (Premoli Silva y Boersma, 1988) y en el Tethys (Coccioni *et al.*, 1988) coincidiendo con la U.A. de *Cribohantkenina inflata* (Howe).

Otro índice analizado es la relación entre especies superficiales y profundas basado en la clasificación isotópica de las especies realizada por Keller y MacLeod (1992). En la Fig. 2 se observa un aumento progresivo en la proporción de especies superficiales respecto a las profundas, lo que refleja la progresiva somerización de la cuenca que finaliza en el Oligoceno con el deposito de facies continentales. Este proceso es el resultado de la actividad tectónica que se producen en este intervalo en los Pirineos. Sin embargo esta evolución no es constante sino que se producen inversiones de la tendencia que se pueden explicar por los cambios eústaticos globales.

La proporción de globigerinathékidos es un índice que aporta una interesante informaeión paleoceanográfica (Premoli Silva y Boersma, 1988), ya que son taxones superficiales frecuentes en aguas bien oxigenadas, iluminadas y con abundantes nutrientes, es decir probablemente condiciones con corrientes marinas. En la Fig.3 se ha representado la proporción relativa de estos taxones, donde se puede observar una clara evolución. En la Biozona de *T. rohri* hay un aumento progresivo de este índice, llegando a alcanzar el máximo a lo largo de la Biozona de *P. semiivoluta*. Esto indicaría una importante renovación de aguas en la parte baja del Eoceno superior, que podría estar en relación con el inicio de la Corriente del Golfo (Premoli Silva y Boersma, 1988). En la Biozona de *G. index* la evolución hacia condiciones menos oxigenadas, queda interrumpida en su parte media donde hay un aumento de globigerinathékidos y por tanto una cierta renovación de las aguas. En la parte superior este indice alcanza valores cercanos al cero, lo que estaría en relación con la evolución hacia una cuenca restringida que se instauró en el resto del Eoceno en el Pirineo.

Para poder reflejar el efecto del enfriamiento del final del Eoceno se han utilizado la relación entre taxones de altas y bajas latitudes (Fig. 4). Se puede observar como los taxones de altas latitudes progresivamente son más abundantes que los de bajas, sobre todo a partir del techo de la Biozona de *P. semiinvoluta*. Este proceso no es continuo sino que hay una serie de oscilaciones, de las cuales queremos destacar, la disminución de la relación en la parte media de la Biozona de *G. index*, que se encuentra inmediatamente antes del aumento de chiloguembelínidos que se ha discutido con anterioridad. Relacionado con este límite también se encuentra que continúa la disminución del número de especies (Fig. 5) desde el Eoceno medio al superior.

5. CONCLUSIONES

Los foraminíferos planctónicos de dos perfiles del tránsito Eoceno medio-superior de la Cuenca Surpirenaica, han permitido identificar las siguientes biozonas: *Truncorotaloides rohri* (Eoceno medio), *Dentoglobigerina eocaena*, *Porticulasphaera semiinvoluta*, *Globigerapsis index* y *Globigerina officinalis* (Eoceno superior). La asociación está bien diversificada, pero faltan o son escasos algunos taxones (turborotalias evolucionadas, hantkenínidos, etc.) posiblemente debido a que esta cuenca fuera relativamente restringida y que la influencia tropical fuera menos importante que en otros momentos del Paleógeno.

La evolución de las asociaciones nos ha permitido identificar dos eventos con mínimos de oxígeno, uno situado en la base de la Biozona *T. rohri*, marcado por un importante incremento en *Pseudohastigerina* y otro situado en la parte alta del Eoceno superior marcado por el aumento de *Chiloguembelina*. Por el contrario el momento de máxima oxigenación de la cuenca esta en la parte baja del Eoceno superior, intervalo en el que hay un aumento de globigerinatekas que se ha relacionado con el inicio de la Corriente del Golfo. El resto de índices utilizados nos marcan que la disminución de temperatura que se produce a nivel mundial en este intervalo no fue un proceso continuo, sino que tuvo momentos en que se invirtió la tendencia hacia un calentamiento (Biozona de *P. semiinvoluta*). Por último el proceso tectónico que produjo el levantamiento de la cuenca y como consecuencia su somerización queda reflejado en el aumento de taxones

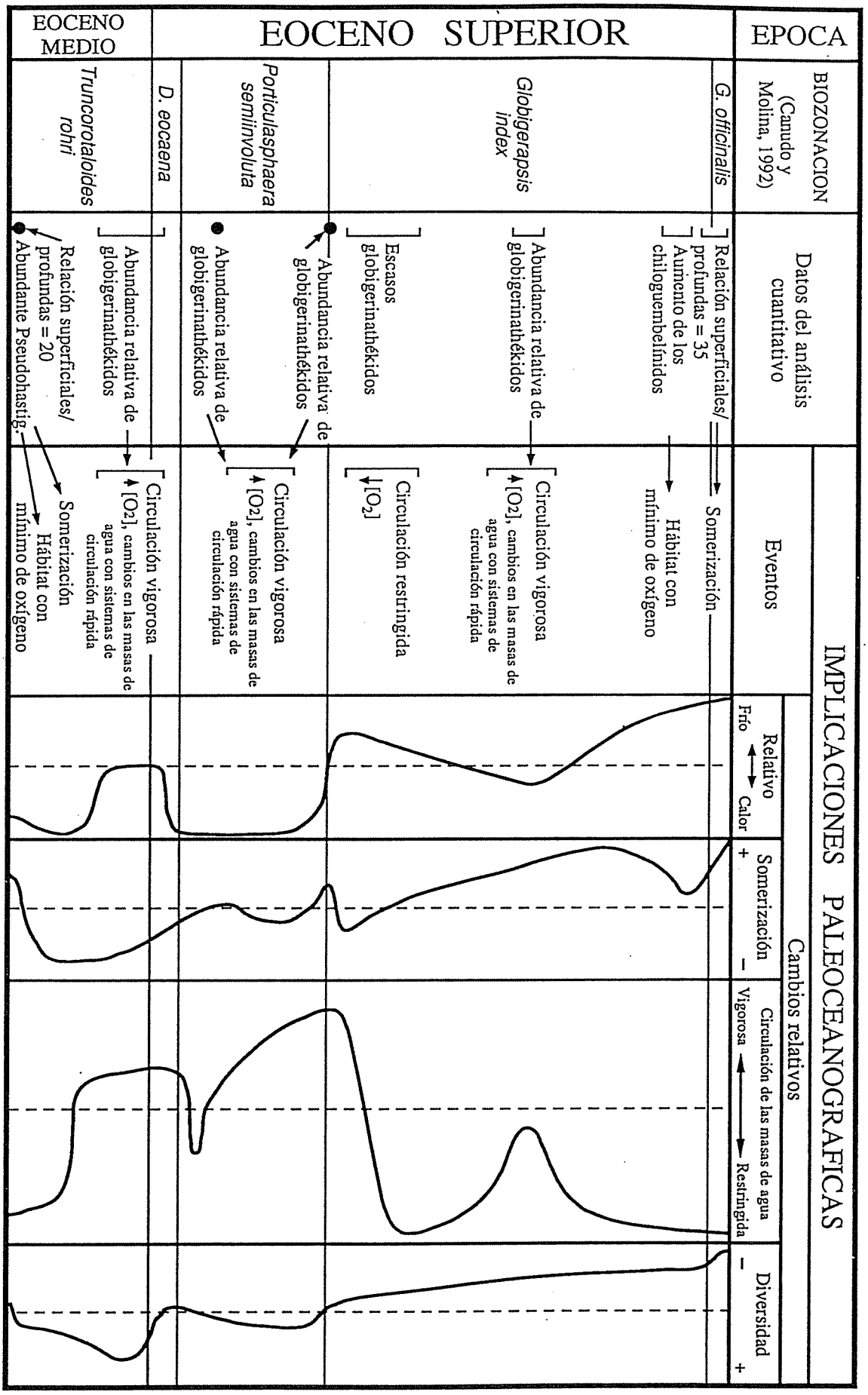


Fig. 5: Cuadro resumen de los eventos paleoceanográficos más importantes y su interpretación en el Eoceno medio-superior de los Pirineos.

superficiales respecto a los profundos a lo largo de tránsito entre el Eoceno medio y superior.

6. AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a Graham D. Jenkins del Museo Nacional de Gales sus sugerencias durante la elaboración de este trabajo. Asimismo agadecemos la subvencion al proyecto de la DGICYT PS 91-0172, al Instituto de Estudios Altoaragoneses y la Consejería de Cultura del Gobierno de Aragón.

7. BIBLIOGRAFÍA

Barrera, E. y Huber, B.T. 1991. Paleogene and early Neogene oceanography of the southern Indian Ocean: leg 119 Foraminifera stable isotope results. *Proceedings of the O.D.P.*, **119**, 693-717.

Berggren W.A., Kent, D. V. y Flynn, J.I. 1985. Paleogene geochronology and chronostratigraphy. *Memoir of the Geological Society of London*, **10**, 141-195.

Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1988. Paleogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, **34**, 362-380.

Blow, W.A. 1979. *The Cainozoic globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relatinships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea).* Ed. E. J. Brill, 1-1413 .

Bolli, H.M. 1957. Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B.W.I. *United States Natural Museum Bulletin*, **215**, 155-172.

Canudo, J.I. y Molina, E. 1988. Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés): Eoceno medio y superior. *Congreso Geológico de España*, **1**, 273-276.

Canudo, J.I. y Molina, E. 1992. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jarbuch fur Geologie und Paläontologie, Abhanlungen*, **186**, 97-135.

Canudo, J.I. Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J. y Sucunza, M. 1988. Evénements bioestratigraphiques á la limite Eocene/Oligocene dans le Prepyrénée d'Aragón (Espagne). *Revue de Micropaléontologie*, **31** (1), 15-29.

Caus, E. 1974. Bioestratigrafía del Eoceno medio y superior del Prepirineo catalán (y la zona de tránsito entre esta unidad y la cordillera prelitoral catalana). *Revista Española Micropaleontología*, **7** (2), 297-316.

Coccioni, R., Monaco, P., Monechi, S., Nocchi, M. y Parisi G. 1988. Biostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy). In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*, (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni y A. Montanari), 59-80.

Ehrmann, W.U. y Mackensen, A. 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antactic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **93**, 175-196.

Gonzalvo, C. y Molina, E. 1992. Los Foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno-Oligoceno en Torre Cardela (España) y Massignano (Italia): Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía. *Revista Española de Paleontología*, **7** (2), 109-126.

Jenkins, G. 1985. Southern mid - latitude Paleocene to Holocene planktic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press, 263-282.

Keller, G., D'Hont, S., y Vallier, T.L. 1983. Multiple microtecktite horizons in upper Eocene marine sediments: no evidence for mass extinction. *Science*, **221**, 150-152.

Keller, G., D'Hont, S., Orth, C.J., Gilmore, J.S., Oliver, P., Shoemaker, E. y Molina, E. 1987. Late Eocene impact microspherules: stratigraphy, age and geochemistry. *Meteoritics*, **22**, 25-60..

Keller, G. y MacLeod, N. 1992. Faunal turnover and depth stratigrication: their relationships to climate and productivity events in the Eocene to Miocene pelagic realm. In: *Centenary of Japanese Micropaleontolology*, 1-14.

Kennett, J.P. 1977, Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 43-60.

Kennett, J.P. 1980, Paleoceanographic and Biogeographic evolution of the Southern Ocean during the Cenozoic, and Cenozoic microfossil datums. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **31**, 123-152.

Molina, E. 1986. Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, **9**, 53-63.

Molina, E., Keller, G. y Madile, M. 1988. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, **20**, 491-514.

Molina, E., Monaco, P., Nocchi, M. y Parisi, C. 1986. Biostratigraphic correlation between the central subbetic (Spain) and umbro-marchean (Italy) pelagic sequences at the Eocene/Oligocene boundary using foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, **9**, 75-85.

Molina, E., Gonzalvo, C. y Keller, G. 1993. The Eocene-Oligocene foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses. *Geological Magazine*, **130**, en prensa.

Premoli Silva, I. y Boersma, A. 1988. Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical Biogeography y Paleohydrography indices. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **67**. 315-356.

Premoli Silva, I. y Boersma, A. 1989. Atlantic Paleogene Planktonic foraminiferal Bioprovincial Indices. *Marine Micropaleontology*, **14**, 357-371.

Prothero, D.R. y Berggren, W. 1992. *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution.* Ed. Princeton University press, 1-566.

Puigdefabregas, C. 1975. La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca. *Pirineos*, **104**, 1-108.

Remacha, E., Arbues, P. y Carreras, M. 1987. Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución de las facies desde la base de la secuencia hasta el techo de la Arenisca de Sabiñanigo. *Boletín IGME*, **XCVIII**(1), 40-48.

Stainforth, R.M., Lamb, J. L., Luterbacher, H.P., Beard, J.H. y Jeffords, R.M. 1975. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and caracteristics of index forms. *University Kansas Paleontological Contribution* **62**, 1-425.

Toumarkine M. y Luterbacher, H.P. 1985. Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press, 97-154.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 43-48. MÁLAGA, 1993.

IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS DE LAS VARIACIONES DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS Y DEL ISÓTOPO $\partial^{13}C$ EN EL TRÁNSITO PALEOCENO-EOCENO EN ZUMAYA Y CARAVACA

J.I. CANUDO y *E. MOLINA*
Departamento de Ciencias de la Tierra (Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza. España.

ABSTRACT

Quantitative analysis of planktic foraminifera and foraminiferal isotopes at Zumaya and Caravaca in Spain indicate that Zumaya contains a continuous record with high sediment accumulation rates across the Paleocene-Eocene transition whereas Caravaca has a hiatus with the uppermost Zone P4, Zone P5 and the lower part of Zone P6 missing. Both sections contain apparently continuous and expanded records of the global $\partial^{13}C$ excursion which measure 2.5 and 4.0 permil at Zumaya and Caravaca respectively. This $\partial^{13}C$ event is associated with a major planktic foraminiferal turnover marked by the gradual extinction and evolution of 33% and 18% of the species respectively. A rapid change in the relative abundances of these taxa occurs at the $\partial^{13}C$ excursion coincident with the extinction of 50% of the small benthic foraminiferal taxa. The entire water column was affected by this faunal turnover (surface, intermediate, deep dwellers), but in contrast to benthic foraminifera there was no net loss of habitats since species extinctions were largely replaced by originations. There are significant isotopic and faunal differences between the northern middle bathyal Zumaya and southern upper bathyal to outer neritic Caravaca sections. For instance, at Zumaya $\partial^{13}C$ values are highly variable after the initial excursion and associated with a more oxygenated benthic environment and the increased abundance of *Chiloguembelina* suggests the development of an oxygen minimum zone at thermoclinal depths at this time. In contrast, at Caravaca, $\partial^{13}C$ values remain low in a continuing dysaerobic benthic environment and there is no evidence of an oxygen minimum zone.

Keywords: Planktic foraminifera, Isotopes, Biostratigraphy, Quantitative analysis, Paleoceanography, Paleocene, Eocene, Caravaca, Zumaya

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Isótopos, Análisis cuantitativo, Bioestratigrafía, Paleoceanografía, Paleoceno, Eoceno, Caravaca, Zumaya.

1. INTRODUCCIÓN

Se ha considerado tradicionalmente que los foraminíferos planctónicos no fueron afectados por el cambio climático y oceanográfico que aconteció en el tránsito Paleoceno-Eoceno (P-E). Esto parece incorrecto ya que se ha detectado en el límite Paleoceno/Eoceno (P/E) la presencia o el aumento de los taxones tropicales y subtropicales (morozovéllidos, acarinínidos) en latitudes altas y medias respectivamente (Kennett y Stott, 1990; Canudo y Molina, 1992a; Lu y Keller, 1993). Este cambio es el resultado del relevo de una fauna por otra y no de extinciones en masa (Lu y Keller, 1993). Sin embargo, el efecto y la magnitud de los cambios faunísticos no pueden ser evaluados exclusivamente por la diversidad, aparición o extinción de especies. Los datos cuantitativos son imprescindibles determinar que especies o hábitats pudieron o no ser afectados por el evento. Los foraminíferos planctónicos son muy sensibles a los cambios ambientales (paleoceanográficos, climáticos etc.) y, por tanto, son una herramienta imprescindible para poder interpretar la naturaleza de los eventos que sucedieron en el límite P/E.

La transición P-E se caracteriza por el clima más cálido y los valores más bajos en $\partial^{13}C$ del Cenozoico (Shackleton *et al.*, 1984; Miller *et al.*, 1987; Kennett y Stott, 1990, 1991). A lo largo de este intervalo la temperatura de las aguas marinas profundas aumentaron a nivel global de 10 a 15ºC, mientras que las aguas superficiales del Antártico solo lo hicieron en unos 5ºC y permanecieron estables en bajas latitudes (Barrera y Huber, 1991; Pak y Miller, 1992; Corfield y Cartlidge, 1992). En el intervalo del límite P/E se ha encontrado un brusco cambio en los valores de los isótopos $\partial^{13}C$ y $\partial^{18}O$ (Kennett y Stott 1990, 1991). Este evento está bien representado a nivel mundial en secciones depositadas a gran profundidad tanto en bajas como en altas latitudes, además coincide con la extinción más importante de foraminíferos bentónicos de los últimos 90 millones de años, ya que supone la desaparición del 35 al 50% de los foraminíferos bentónicos de aguas profundas (Tjalsma y Lohmann, 1983, Thomas, 1989, Pak y Miller, 1988). Esta extinción en masa y el cambio isotópico se atribuye a un importante cambio en la circulación de aguas profundas relacionado con el calentamiento global, un cese temporal del flujo de agua fría profunda del Antártico y la producción (posiblemente en el Tethys) de agua cálida que ocuparía los medios profundos oceánicos (Kennett y Stott, 1990, 1991; Pak y Miller, 1992).

El presente trabajo trata sobre los cambios cualitativos y cuantitativos de los foraminíferos planctónicos a lo largo de la transición P-E en Zumaya (Pirineos, País Vasco) y Caravaca (Béticas, Murcia) y sus consecuencias en la interpretación de los eventos del límite Paleoceno-Eoceno. Se han seleccionado estas dos secciones ya que tienen una tasa de sedimentación muy alta en comparación con las secciones de sondeos del ODP y DSDP y por encontrarse en la región del Tethys o sus proximidades. A partir del estudio de los foraminíferos planctónicos, se ha obtenido una bioestratigrafía de alta

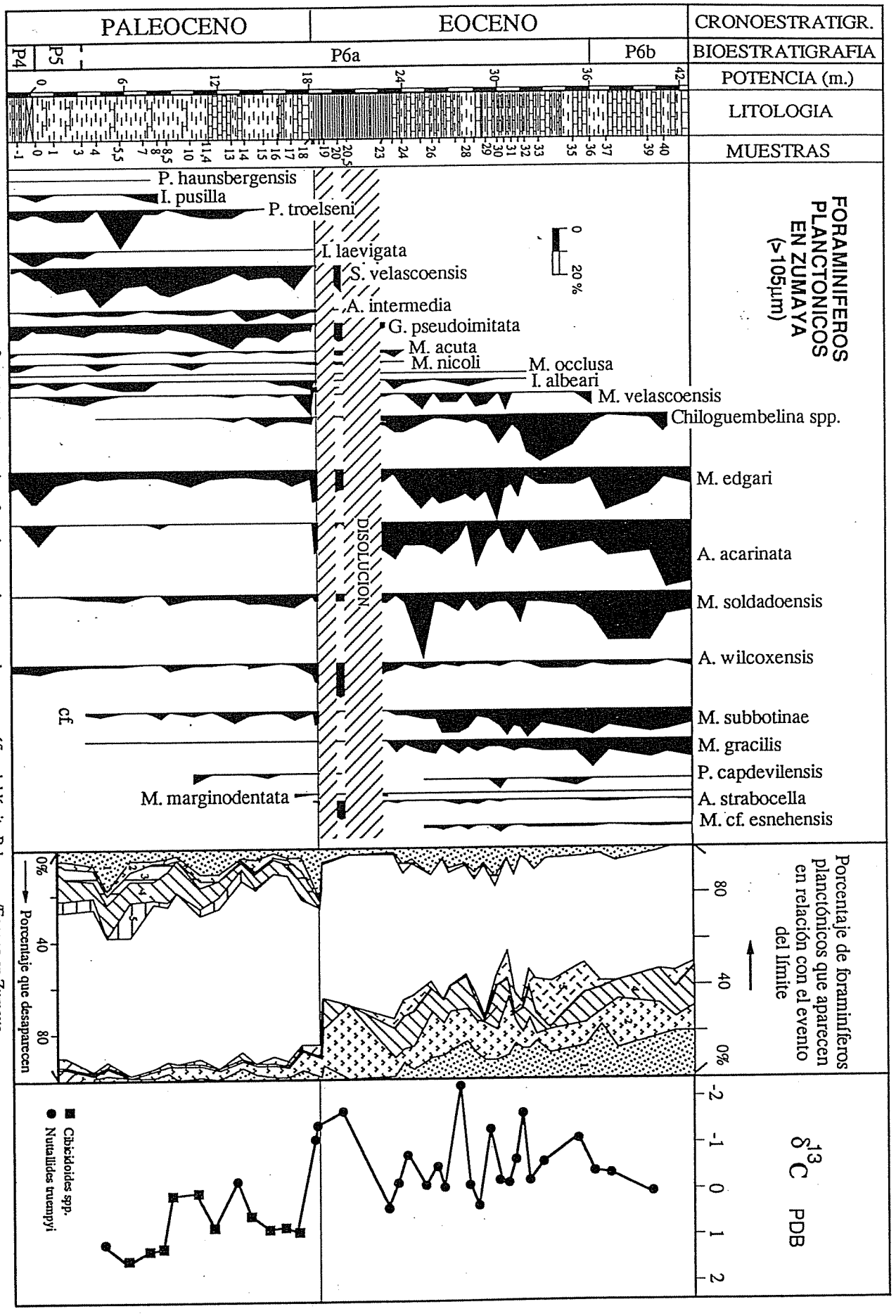


Fig. 1: Abundancias relativas y valores de ∂ 13 C de las especies afectadas por el evento paleoceanográfico del límite Paleoceno/Eoceno en Zumaya. 1: Morozovella (superficial). 2: Acarinina (superficial). 3: Igorina (superficial). 4: Subbotina (intermedia). 5: Chiloguembelina (intermedia, zona de mínimo oxigeno). 6: Planorotalites (Profunda)

resolución. Teniendo en cuenta estos datos, así como los valores de $\partial^{13}C$ medidos en la concha de foraminíferos bentónicos y otros cambios geoquímicos se discuten los eventos paleoceanográficos que acontecieron en el tránsito P-E.

La situación geográfica y geológica de la sección de Zumaya se encuentra en Hillebrandt (1965) y Canudo y Molina (1992a) y la caracterización paleobiogeográfica en Orue-Etxebarria y Lamolda (1985). El corte de Caravaca se encuentra en la Formación Jorquera (Veen, 1969) y la situación en Hillebrandt (1974) y Canudo *et al.* (en prensa).

2. MATERIAL Y MÉTODOS

La transición P-E en Zumaya y Caravaca se ha muestreado (inmediatamente encima y debajo del límite) en intervalos que varían entre 10 y 20 cm., y en intervalos de 50 cm. en el resto de los cortes estudiados. Se han analizado 59 muestras en Caravaca y 48 en Zumaya. Las muestras se han disgregado exclusivamente con agua y se han levigado con el tamiz de 63μm. Se han secado con una estufa a menos de 50º. Se han separado de 300 a 400 ejemplares para el estudio cuantitativo de la fracción mayor de 105μm.

Los análisis isotópicos se han realizado sobre los foraminíferos bentónicos *Cibicidoides* y *Nuttallides truempyi* (Nutall) en Zumaya y *N. truempyi* en Caravaca, con excepción del intervalo donde falta esta especie, en el cual se analizó *Lenticulina*. Se seleccionaron especímenes con un tamaño entre 180-250 μm y posteriomente se limpiaron en la cuba de ultrasonidos. Las mediciones isotópicas se realizaron con un Finnigan MAT 251 de la Universidad de Michigan. El error analítico se ha calculado en un 0,05%. Las tablas con los datos de cada muestra se encuentran en Canudo *et al.* (en prensa). Los foraminíferos de las dos secciones tienen recristalización de la concha original de calcita, pero la disolución y recristalización de la calcita de los foraminíferos no tienen especial significado en la magnitud de los valores de los cambios del $\partial^{13}C$ en el límite P/E debido a que la mayor parte del reservorio de Carbono se encuentra en el Carbonato biogénico (Keigwin y Corliss, 1986).

3. BIOESTRATIGRAFÍA Y EL LÍMITE P/E

La bioestratigrafía utilizada en este trabajo está basada en la biozonación de bajas latitudes con foraminíferos planctónicos de Berggren y Miller (1988). En el Pirineo, faltan alguno de los biohorizontes usados por estos autores, por lo que se ha tenido que correlacionar a partir de la biozonación regional de Canudo y Molina (1992b). La Biozona P4 está definida por la distribución completa de *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli) la P5 es el intervalo entre la última aparición (U.A.) de *P. pseudomenardii* y la primera aparición (P.A.) de *Morozovella subbotinae* (Morozova), el límite superior de la P6a es la U.A. de *Morozovella velascoensis*. (Cushman), Por último, el de la P6b es la P.A. de *Morozovella formosa*. (Bolli) Sin embargo, esta biozonación no es la ideal para la transición P-E y necesita una modificación en el futuro, por lo que se discute a continuación.

En Zumaya la transición P-E (biozonas P4 - P6a-b) tiene una potencia de 42 m. de calizas y margas, a lo largo de los cuales se ha analizado la distribución y el estudio cuantitativo de las especies más representativas, así como las variaciones del isótopo de $\partial^{13}C$ (Fig. 1). Hay que destacar la poca potencia de la Biozona P5 (Canudo y Molina, 1992a) al igual que en los sondeos 401 y 577, lo que indujo a Miller *et al.* (1987) y Pak y Miller (1992) a no separar ambas biozonas. Según Blow (1979) no hay un intervalo entre la U.A. de *P. pseudomenardii* y la P.A. de *M. subbotinae* y en consecuencia la Biozona P5 (*sensu* Berggren y Miller, 1988) no existiría. Por el momento nuestros datos clarifican pero no solucionan el problema, ya que *M. cf. subbotinae* en Zumaya se encuentra inmediatamente encima de la U.A. de *P. pseudomenardii* (Bolli) y en Caravaca este intervalo no está representado. La potencia de la Biozona P6a en Zumaya es la mayor conocida para este intervalo. A modo de ejemplo se puede apuntar que solamente tiene 1,2 m. en el sondeo 577 del Pacífico (Miller *et al.*, 1987) y 6,4 m. en el sondeo 401 del Golfo de Vizcaya.

En Caravaca la transición P-E es menos completa que en Zumaya. Hay un hiato desde la parte superior de la Biozona P4 hasta la parte inferior de la P6a que ha sido estimado en aproximadamente 0,7 m. a. (Molina *et al.*, en prensa). Sin embargo, el evento del límite P/E se encuentra completamente representado, si bien hay una sedimentación condensada en la parte alta de la Biozona P6a (Fig. 2).

La correlación bioestratigráfica de estas dos secciones indica que la brusca disminución del $\partial^{13}C$ es un excelente horizonte de correlación que en ambas secciones coincide con el inicio de un intervalo de disolución de carbonatos, el cual se mantiene con mayor o menor desarrollo en el resto de la Biozona P6a en Caravaca. La vuelta de los valores bajos de $\partial^{13}C$ a los valores anteriores al evento del límite en Caravaca está situado casi en coincidencia con la U.A. de *M. velascoensis* mientras que en Zumaya está 4 m. por encima. Estas pequeñas diferencias podrían deberse a la desaparición diacrónica de este taxon o la sedimentación más condensada de este intervalo en Caravaca.

El límite P/E no está oficialmente definido y muchos investigadores sitúan este límite en la extinción de *M. velascoensis* que marca el límite entre las Biozonas P6a y P6b (Berggren y Miller, 1988; 1989). Sin embargo, este biohorizonte no se encuentra en facies de poca profundidad (Molina *et al.*, 1992) ni en altas latitudes por lo que parece un pobre marcador para este límite. Otro biohorizonte que ha sido utilizado es la P.A. de *Pseudohastigerina*, pero parece poco conveniente utilizarlo en correlaciones entre diferentes cuencas, ya que es muy diacrónico como se evidencia comparando los dos perfiles estudiados. Así en Zumayà se encuentra por encima de la U.A. de *M velascoensis* y en los mismos niveles que los isotópos tienen valores similares a antes del límite. Sin embargo, en Caravaca llegan a coincidir en las mismas muestras *P. wilcoxensis* (Cushman y Ponton) y *M. velascoensis*, y la P.A. de *P. wilcoxensis* se encuentra en muestras donde persisten los bajos valores de los isótopos

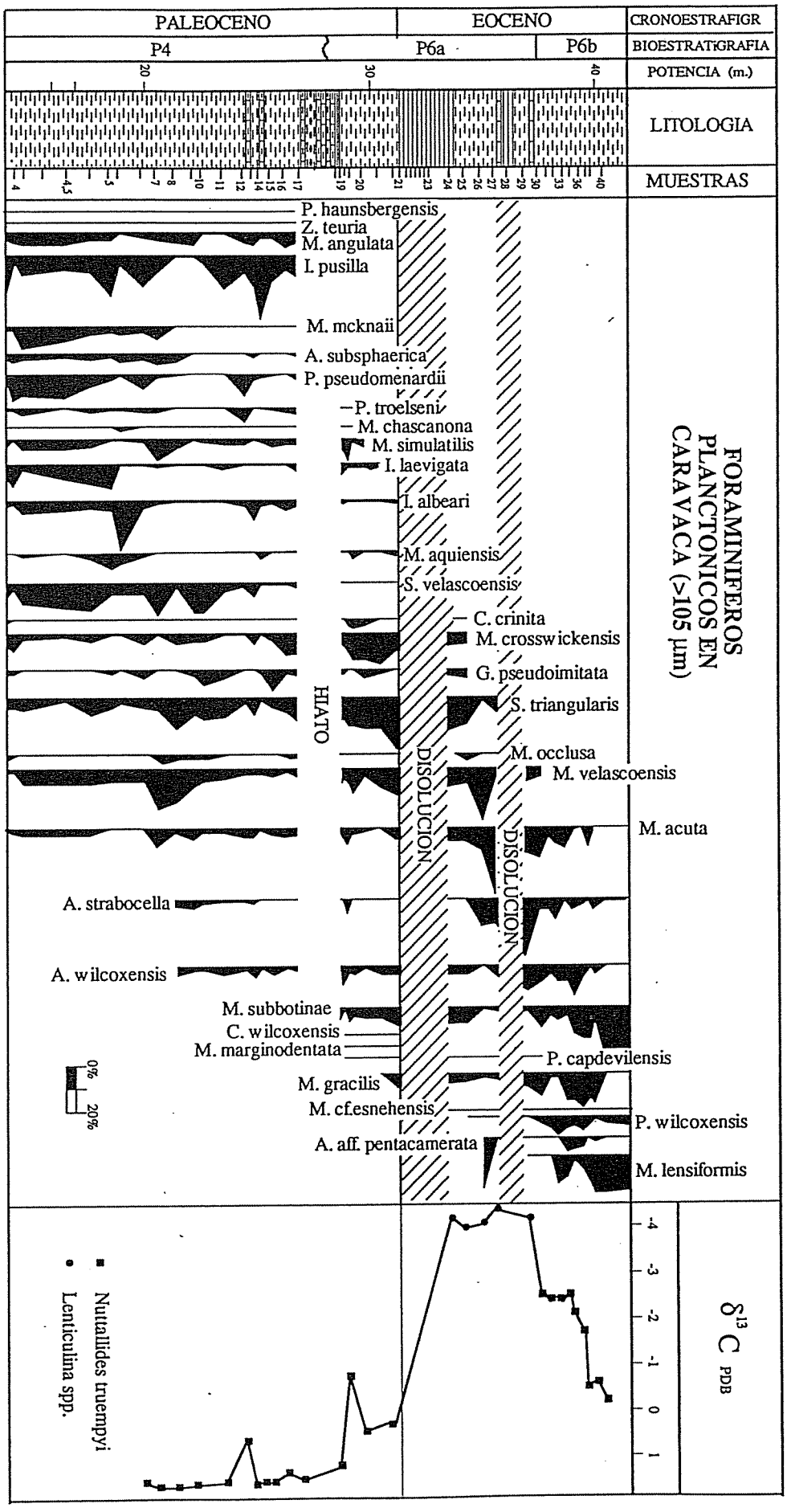


Figura 2: Abundancia relativa y valores de ∂13C de las especies afectadas por el evento paleoceanográfico del límite en el corte de Caravaca.

(Biozona P6a). Estos datos parecen indicar que *P.wilcoxensis* evoluciona de su ancestro *Globanomalina ovalis* Haque en el Tethys en la parte superior de la Biozona P6a, migrando con posterioridad durante la Biozona P6b al Atlántico Norte.

Hay otras propuestas de menor aceptación sobre donde situar el límite P/E, pero la más isocrónica sería la brusca disminución en el $\partial^{13}C$ que se ha encontrado a nivel global y que coincide con una extinción muy importante de foraminíferos bentónicos (Thomas, 1989, 1990; Kaiho, 1991; Kennett y Stott, 1990, 1991; Pak y Miller, 1992). En este sentido la parte española del grupo de trabajo organizado para la definición del estratotipo del límite Paleoceno/Eoceno ha propuesto este horizonte en el perfil de Zumaya como el más adecuado para situar este límite, y por tanto ha sido el usado en este trabajo.

4. IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican que durante el intervalo estudiado Zumaya se depositó en un ambiente batial medio, sin embargo el medio de Caravaca sería menos profundo y podría oscilar entre batial superior o nerítico externo (Keller *et al.*, en prensa). En Zumaya, el ambiente batial generalmente bien oxigenado del Paleoceno superior fue reemplazado temporalmente en el límite P/E por condiciones anaeróbicas depositándose un nivel de margas oscuras, seguido por el depósito de una arcilla roja con disolución, el cual coincide con los niveles de valores bajos en los isótopos. En Caravaca, el depósito de arcillas con disolución se mantuvo un mayor tiempo y no se observan las tonalidades rojas, predominando las grises oscuras. Esto sugiere que las aguas batiales y profundas de Zumaya estaban más oxigenadas que las más someras de Caravaca. Los foraminíferos planctónicos indican que la temperatura de las aguas era mayor en Caravaca que en Zumaya, lo cual se deduce del dominio de taxones tropicales o subtropicales en Caravaca *(Morozovella, Acarinina, Igorina)*, respecto a la mayor abundancia de los taxones de agua fría (*Subbotina*) en Zumaya. El aumento de temperatura en el límite P/E provocó momentaneamente un aumento de la presencia de morozovéllidos y acarinínidos en Zumaya, lo que representa una extensión hacia el Norte de las faunas de bajas latitudes

Las medidas de los isótopos de carbono en los foraminíferos demuestran que el cambio brusco se produce en la Biozona P6a, es decir antes de la extinción de *M. velascoensis*. Los valores de $\partial^{13}C$ disminuyen un 2,5 por mil en Zumaya y un 4 por mil en Caravaca (Canudo *et al.*, en prensa). En las secciones del DSDP esta disminución negativa es similar y rápida. Después de este cambio brusco en Zumaya los valores de los isótopos tienen bastantes oscilaciones, sin embargo en Caravaca permanecieron estables en el resto de la biozona P6a. A partir de la base de la P6b los valores en los isótopos vuelven a ser similares a los que se encuentran antes del límite.

En la Fig. 1 se puede observar que las asociaciones de los foraminíferos planctónicos tanto de aguas profundas como superficiales sufren cambios a lo largo del tránsito entre el Paleoceno y el Eoceno. Se extinguen gradualmente el 30% de las especies, pero como evolucionan nuevas especies el número total de especies solo disminuye un 10% a lo largo del tránsito P-E. Sin embargo, la extinción de los foraminíferos bentónicos es más importante, llegando a extinguirse el 50% de los taxones. Esta extinción se produce a la vez que el cambio en los isótopos, a diferencia de los cambios en los foraminíferos planctónicos que es gradual y comienza por debajo del evento del límite. Aunque esto parece indicar que se produjo un cambio gradual en la parte superior de la columna de agua del oceano, esta diferencia se minimiza al observar en Zumaya que los cambios más importantes de abundancia de las especies se producen en coincidencia con el evento del límite P/E. Al ser este indicador ambiental más sensible se puede afirmar que el principal cambio en los foraminíferos planctónicos coincide con la extinción masiva de los pequeños foraminíferos bentónicos de los medios batiales y abisales, con lo que se puede concluir que los cambios afectaron a toda la columna de agua.

En el corte de Caravaca se han observado algunos cambios significativos en la concentración de diferentes elementos (Molina *et al.*, en prensa). En el Paleoceno terminal se observan altos niveles de Mn, Cr, Cu y Zn los cuales serían causados por altas proporciones de componentes basálticos y esto indicaría un aumento de la actividad hidrotermal en las dorsales oceánicas, produciéndose un aumento de CO_2 y finalmente la disolución de carbonatos. En el límite P/E se observa el aumento de Fe, Al_2O_3 y TiO_2, lo cual conlleva un aumento significativo de detríticos, manifestándose en el aumento del contenido en cuarzo y en una disminución de la concentración de Mn, Cr, Zn, Cu y REE. Así pues, un calentamiento global originado probablemente en las dorsales oceánicas causaría alta evaporación y fuertes lluvias que aumentarían la erosión (Rea *et al.*, 1990) y producirían cambios importantes en la circulación de las masas de agua.

5. CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta la posición dentro de la columna de agua de los foraminíferos planctónicos es posible conocer qué parte de la columna de agua estuvo más influenciada por el evento del límite P/E. El estudio de los perfiles de Caravaca y Zumaya parece indicar que toda la columna de agua fue afectada por este cambio medioambiental como indican las variaciones en las proporciones de las especies profundas, medias y superficiales, sin embargo no debió de ser tan importante como en el fondo oceánico ya que los cambios no afectaron grandemente al número de especies. En Zumaya se evidencia el desarrollo de una zona de mínimo oxígeno (aumento de *Chiloguembelina* spp) con posterioridad al evento del límite, sin embargo esto no se observa en Caravaca. Nuestro trabajo indica que en estos dos cortes el máximo calentamiento y el cambio en los isótopos de $\partial^{13}C$ en el límite P/E no solo afectaron a los foraminíferos bentónicos sino que también afectaron a los foraminíferos planctónicos, por lo que el evento tuvo influencia en menor o mayor grado en toda la columna de agua. Las diferencias en las asociaciones y en los cambios de los foraminíferos planctónicos e isótopos de los perfiles

de Caravaca y Zumaya, indicarían que ambas regiones fueron afectadas por distintas masas de agua. Caravaca puede estar más influenciada por el Tethys, mientras que Zumaya reflejaría las condiciones de las masas de aguas del Atlántico Norte.

6. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Gerta Keller de la Universidad de Princeton la gestión realizada para el análisis de los isótopos en la Universidad de Michigan, así como la colaboración prestada en la interpretación de los mismos. Este trabajo ha sido subvencionado por la DGICYT proyecto PS91-0172 y es una contribución al Proyecto de la IGCP nº 308. *(Paleocene/Eocene boundary events).*

7. BIBLIOGRAFÍA

Barrera, E y Huber, B.T. 1991. Paleogene and early Neogene Oceanography of the southern Indian Ocean: Leg 119 Foraminiferal stable isotope results. *Proceedings ODP*, **119**, 693-717.

Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1988. Paleogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-biochronology. *Micropaleontology*, **34**, 362-380.

Berggren, W.A. y Miller, K.G. 1989. Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation. *Micropaleontology*, **35**, 308-320.

Blow, W.A. 1979. *The Cainozoic globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relatinships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea).* Ed. E. J. Brill, Leiden, 1-1413 .

Canudo, J.I. y Molina, E. 1992a. Planktic foraminiferal faunal turnover and Biochronostratigraphy of the Paleocene-Eocene boundary at Zumaya, northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5**, 145-157.

Canudo, J.I y Molina, E. 1992b. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jarbuch fur Geologie und Paläontologie, Abhanlungen*, **186**, 97-135.

Canudo, J.I., Keller, G. y Molina, E. en prensa. Planktic foraminiferal turnover and $\partial^{13}C$ isotopes across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*

Corfield, R.M. y Cartlidge, J.M. 1992. Oceanographic and climatic implications of the Paleocene carbon isotope maximum. *Terra Nova*, **4**, 443-455.

Hillebrandt, A. Von. 1965. Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiar von Zumaya (Prov. Guipuzcoa, NW Spanien) und ein Vergleoch mit anderen Tethys-Gebietsn. *Bayerische Akademie der Wissenschaften, Abhandlungen*, **123**, 1-62.

Hillebrandt, A. Von. 1974. Bioestratigrafía del Paleógeno en el Sureste de España (provincias de Murcia y Alicante). *Cuadernos de Geología*, **5**, 135-153.

Kaiho, K. 1991. Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep sea circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **83**, 65-86.

Keigwin, L.D. Jr. y Corliss, B.H. 1986. Stable isotopes in middle Eocene through Oligocene foraminifera. *Geological Society American Bulletin*, **97**, 335-345.

Keller, G., Canudo, J.I., Molina, E. y Ortiz, N., en prensa, Paleocene/Eocene event in the western Tethys: Foraminiferal isotopes and faunal turnover. *The Journal of Geology.*

Kennett, J.P. y Stott, L.D. 1990. Proteus and Proto-Oceanus: ancestral Paleogene oceans as reveled from Antarctic stable isotopic results. *Procedings ODP*, **113**, 865-880.

Kennett, J.P. y Stott, L.D. 1991. Terminal Paleocene deep-sea benthic crisis: sharp deep-sea warming and paleoceanographic changes in Antarctica. *Nature*, **353**, 225-229.

Lu, G. y Keller, G. 1993. Climatic and oceanographic events across the Paleocene-Eocene transition in the Antarctic Indian Ocean: Inference from Planktic Foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **21**, 101-142.

Miller, K.G., Janecek, T.R., Katz, M.E. y Keil, D.K. 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, **2**, 741-761.

Molina, E., Canudo, J.I., Guernet, C., McDougall, K., Ortiz, N., Pascual, J.O., Pares, J.M., Samso, J.M., Serra-Kiel, J. y Tosquella, J., 1992. The stratotypic ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. *Revue de Micropaléontologie*, 35, **2**, 143-156

Molina, E., Canudo, J.I., Martínez-Ruiz, F. y Ortiz, N., en prensa. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Caravaca, southern Spain. *Eclogae Geologicae Helvetiae.*

Orue-Etxebarria, X. y Lamolda, M. 1985. Característiques paléobiogéographiques du bassin Basco-Cantabrique pendant le Paléogène. *Revue de Micropaléontologie.* **27** (4), 257-265.

Pak, D.K. y Miller, K.G. 1992, Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: Implications for deep-water circulation. *Paleoceanography*, **7**, 405-422.

Rea, D.K., Zachos, J.C., Owen, R.M. y Gingerich, P.D. 1990. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**, 117-128.

Shackleton, N.J., Hall, M.A. y Boersma, A. 1984. Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers. *Initial Reports DSDP*, **4**, 599-612.

Thomas, E. 1989. Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antartic waters. *Geological Society of America Special Publication*, **47**, 283-296.

Thomas, E. 1990. Late Cretaceous-early Eocene mass extinctions in the deep-sea, *Geological Society of America Special Publication*, **247**, 481-496.

Tjalsma, R.C. y Lohmann, G.P. 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. *Micropaleontology Special Publication*, **1**, 1-94.

Ven, G.W., Van. 1969. *Geological investigations in the region west of Caravaca southeastern Spain.* Tesis Universidad Amsterdam, 1-143.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 49-54. MÁLAGA, 1993.

ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LA MORFOLOGÍA DE LOS METAPODOS DE LOS OSOS ESPELOIDES DEL PLEISTOCENO IBÉRICO: Ursus deningeri VON REICHENAU Y Ursus spelaeus ROSENMÜLLER-HEINROTH.

T. de TORRES PEREZHIDALGO y *P. GUERRERO PACHECO*

Dpto. de Ingeniería Geológica (U.D. Estratigrafía y Paleontología), E.T.S. Ingenieros de Minas, Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.

RESUMEN

This paper deals with a multivariate analysis of metapodial morphology of iberian speloid bears: *Ursus deningeri* Von Richenau and *Ursus spelaeus* Rosenmüller-Heinroth. Through metrical index six morphological intervals were stablished: ultra slender, slender, normal versus slender, normal versus robust, robust and ultra robust. The analysis allows to clearly separate both species as well as the phylogenetical position of the Troskaeta bear: *Ursus spelaeus parvilatipedis* Torres, an old cave bear representing with some peculiar adaptative metapodial morphologies.

Palabras clave: Ursidos, Pleistoceno, metápodos, análisis multivariante, diagramas de agrupamiento, Península Ibérica.

Key words: Ursids, Pleistocene, metapodials, multivariate analysis, cluster diagrams,Iberian Peninsula.

1.-INTRODUCCION

El grupo de osos espeloides del Pleistoceno ibérico comprende dos especies de diferente distribución estratigráfica y que se relevan en en tiempo: la primera, *Ursus deningeri*, es un típico representante de la fauna del Pleistoceno medio, realmente hasta el Riss inferior; la segunda, *Ursus spelaeus*, desapareció al final del Paleolítico tras haberla substituido. Ambas están ligadas a *Ursus etruscus* G. Cuvier, origen común de dos líneas evolutivas: arctoide y espeloide. La primera (*Ursus prearctos* Boule y los todavía vivientes *Ursus arctos* Linneo y *Ursus maritimus* Phipps) muy conservadora, y la segunda con una marcada tendencia hacia bunodontismo en la dentición y braquipodia en las extremidades. Esta tendencia también se puede apreciar, aunque en forma mucho mas restringida, en los representantes de la línea arctoide, y parece ser la tendencia general del género, ya que en *Ursus minimus* Devéze-Debouillet del Plioceno superior, se puede ver una tentativa abortada en esta dirección. Para una mayor información sobre la filogenia del género ver Torres 1992.

Los métodos multivariantes se han revelado como una herramienta muy útil, para establecer relaciones intra e interespecíficas a partir del análisis de la morfología dentaria: Torres y Cervera 1992, Grandal 1993. En este trabajo, se han seleccionado los metápodos, para realizar un análisis multivariente, dado que en ellos se manifiesta de forma muy marcada los caracteres de ambas líneas evolutivas, Torres 1988, y, por sus elevadas posibilidades de preservación y recogida en campañas de excavación, es fácil disponer de muestras numéricamente representativas.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Se ha estudiado estudiado material de las especies y localidades siguientes, Fig.-1:

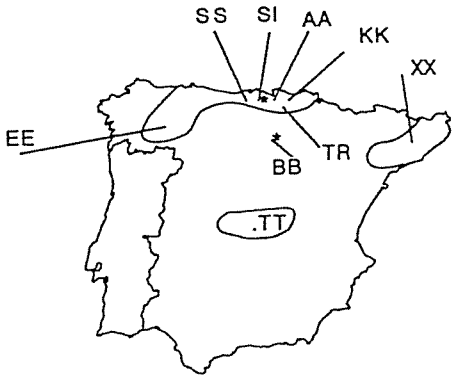


Fig.-1 .Localidades del material estudiado: Ursus spelaeus: Borde Mediterráneo-Cueva de El Toll (XX); Zona Central - Cueva de El Reguerillo (TT); Zona Cantábrica-Cueva de La Pasada (SS), Cueva de Arrikrutz (AA), Cueva de Troskaeta (TR), Cueva de Ekain (KK). Ursus deningeri: Cueva de Sta.Isabel (SI), Cueva Mayor (BB). Las letras entre paréntesis serán aparecen en las figuras que se describirán a continuación.

Ursus deningeri Von Reichenau:
Cueva Mayor (BB) en Atapuerca (Burgos): Material de las excavaciones Torres (1976) y Aguirre (1978-79); mas antiguo que 350 Ka; estudiado en Torres (1978, 1988), Ceballos (1986). Cueva de Sta. Isabel Cave (SI) en Ranero (Vizcaya); material de la excavación Torres (1992); mas moderno que Cueva Mayor.

Ursus spelaeus Rosenmüller-Heinroth

Zona Central: Cueva de El Reguerillo (TT) cerca de Torrelaguna (Madrid); material de la excavaciones Torres (1971 y 1980); citado en Torres (1974,1988).
Borde Mediterráneo: Cueva de El Toll (XX) en Moiá (Barcelona); material de la excavación Thomas-Villalta (1968); previamente citado en Torres (1988), asociada con industria del Paleolítico medio (Musteriense).
Borde Cantábrico: Cueva de Arrikrutz (AA) en Oñate (Guipuzcoa); material de la excavación Torres (1975); estudiado en Torres (1988), Würm. Cueva de Ekain (KK) en Deba (Guipuzcoa); material de las excavaciones Barandiarán-Altuna (1969-1975); anteriormente descrito en Torres (1980,1988); mas antiguo que 30 Ka. Cueva de Troskaeta (TR) en Ataun (Guipuzcoa); material de las excavaciones Torres (1987-1988); descrito como una subespecie nueva: *Ursus spelaeus parvilatipedis* Torres en Torres et al. (1991), interpretada como una población tardía. Cueva de La Pasada (SS) en Guriezo (Santander); material de la excavación Meijide-Fuentes (1975); descrito en Torres (1988) y Fuentes (1992).

Dado que la característica mas distintiva de los metapodos de las diferentes especies de osos radica en la evolución, creciente, de su robustez relativa, se han clasificado los metápodos de estas localidades dentro de unos rangos de robustez relativa, seis en total: ultra gráciles, gráciles, normales-versus gráciles, normales versus robustos, robustos y ultra robustos. Para intentar obviar sesgos originados en la subjetividad de las observaciones, se han separado a partir de los índices de la base de datos que recoge valores de mas de mil quinientos metápodos de Ursidos del Pleistoceno. Dado que el enfoque de este trabajo está en el tratamiento de datos morfológicos, se ha preferido el uso de frecuencias de robusteces relativas sin contemplar valores numéricos que habrían dado una matriz extremadamente grande.

El extremo ultra grácil está normalmente ocupado por los metápodos de *Ursus etruscus-Ursus arctos,* mientras que el extremo ultra robusto lo está por los valores de los metápodos, no teratológicos, de *Ursus spelaeus parviletipedis*. El recorrido de los índices fue artificialmente dividido en seis intervalos iguales, que se hicieron corresponder con las seis clases de robustez anteriormente descritas, calculándose su frecuencia de aparición para cada índice y cada hueso en todas las localidades contempladas. A causa de este artificio el grupo ultra grácil no aparece casi nunca.

Se analizaron los valores de cuatro índices:

1.-Máximo diámetro transversal proximal/ Longitud absoluta.

2.-Máximo diámetro anteroposterior proximal/ Longitud absoluta.

3.-Diámetro transversal de la diáfisis/ Longitud absoluta.

4.-Máximo diámetro transversal de la epífisis distal/- Longitud absoluta.

Para la denominanción de las variables de la matriz de datos se emplearon tres letras seguidas de tres números.

Las letras y el primer número indican la porción esqueletal, el segundo número indica el índice que se contempla, de 1 a 4, según se ha descrito líneas arriba. Finalmente el cuarto número define el grado de robustez, de uno (ultra grácil) a seis (ultra robusto).

Así la variable MC415 describiría la frecuencia con que en: el Cuarto metacarpiano (MC4), el índice uno(1): Máximo diámetro transversal/Longitud absoluta se presenta en el intervalo cinco (5) de robustez: robusto

La matriz de datos: localidades vs. frecuencias de robusteces relativas para cada índice y cada metápodo, se trató con el método de el método de análisis multivariante modo Q indicado en: "Numerical Taxonomy System" (NTSYS-pc, 1.5) de Rohlf (1989), realizándose un análisis de componentes principales y de agrupamientos.

3. ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Para el análisis de componentes principales se ha seguido la siguiente secuencia de programas de NTSYS: a)Estandarización de las variables, mediante el programa STAND. b)Mediante el programa SIMINT se ha calculado la matriz de correlación de las variables, utilizando el coeficiente CORR. c)Corriendo el programa EIGEN se han calculado los vectores y valores propios, así como las componentes principales de todas las variables.

Los resultados de este análisis están recogidos en la Tabla.-1, en la que sólo figuran los cuatro primeros componentes principales del total de siete que se han calculado. Estos cuatro primeros componentes explican >78.8% de la varianza total en los metacarpianos (número total 631) y >80.12% de la varianza total de los metatarsianos (número total 632). Solo se han figurado los valores por encima de ±0.500.

El primer componente principal carga de forma notable sobre el quinto metacarpiano, así como en la generalidad de los metatarsianos, en los que no se puede diferenciar ninguna pieza con una carga preferente. Las cargas correspondientes al segundo componente principal aparecen concentradas sobre los metacarpianos centrales (2º-3º-4º) y sobre los dos primeros metatarsianos. Las cargas correspondientes al tercer componente principal aparecen de una forma marcada sobre los cuatro primeros metacarpianos y, mas exactamente, en el índice dos: máximo diámetro anteroposterior proximal/longitud absoluta. En los metatarsianos no hay una clara acumulación de las cargas que parecen dispersas. Las cargas del cuarto componente principal están concentradas sobre el primer, tercero y cuarto metacarpianos, de forma mas marcada sobre el índice dos. En los metatarsianos no se aprecia una tendencia clara en la distribución de las cargas de este componente principal.

En las Fig.-2 A, B y C se han dibujado, respectivamente: primer componente principal sobre segundo componente principal, primer componente principal sobre tercer componente principal y segundo componente principal

	COMPONENTE			
Variable	1	2	3	4
MC112	0.843			
MC113	0.843			
MC114				-0.543
MC115				
MC116				0.742
MC121	0.843			
MC122	0.539			
MC123				
MC124	-0.538	-0.546		
MC125			0.687	0.598
MC126			0.684	0.651
MC131	0.843			
MC132	0.658	-0.713		
MC133		-0.905		
MC134		0.692		
MC135				
MC136	-0.533		-0.737	
MC142		-0.972		
MC143		-0.672		
MC144				-0.568
MC145				
MC146				0.791
MC211		-0.893		
MC212	0.738			
MC213	0.871			
MC214		0.685		
MC221		0.531	-0.599	
MC222			-0.704	
MC223			0.639	0.667
MC224				
MC225	0.704			
MC226		0.564		
MC232	-0.658	-0.592		
MC233	-0.533		-0.737	
MC234	0.677		-0.520	
MC235	0.809			
MC236		0.839		
MC241	-0.680	-0.521		
MC242		-0.798		
MC243				
MC244				0.790
MC245	0.856			
MC246		0.932		
MC311	-0.605	-0.665		
MC312	-0.545	-0.805		
MC313		-0.882		
MC314	0.530	-0.755		
MC315	0.596	0.650		
MC316	-0.541	0.533		
MC321	-0.533		-0.737	
MC322			0.639	0.667
MC323			0.639	0.667
MC324				-0.504
MC325	0.700			
MC326	0.673			
MC332	-0.518	-0.502		
MC333	-0.641		-0.559	
MC334				-0.504
MC335	0.738			
MC336		-0.617		
MC342				-0.511
MC343		0.587		
MC344	0.707			
MC345	0.861			
MC346		0.592		-0.637
MC411	-0.847			
MC412	-0.566	-0.769		
MC413		-0.892		
MC414		-0.835		
MC415	0.923			
MC416		0.746		
MC421	-0.516	0.548		
MC422			-0.600	

	COMPONENTE			
Variable	1	2	3	4
MC423			0.639	0.667
MC424			0.639	0.667
MC425	0.848			
MC426		-0.602	0.700	
MC432		0.547	-0.575	
MC433	-0.510		-0.743	
MC434	0.843			
MC435	0.863			
MC436				
MC443	-0.594			
MC444	-0.800			
MC445	0.847			
MC446				-0.579
MC512	-0.715			
MC513	-0.512		-0.708	
MC514		-0.893		
MC515		-0.907		
MC516	0.778			
MC522		0.686		
MC523	-0.572		-0.568	
MC524				
MC525	0.810			
MC526				-0.806
MC533	-0.772			
MC534	-0.640		-0.544	
MC535	0.736			
MC536	0.786			
MC541	-0.749			
MC542	-0.581			
MC543	-0.533		-0.737	
MC544	-0.533		-0.737	
MC545	0.668			
MC546	0.606			
VARIANZA EXPLICADA				
	30.42%	21.43%	13.87%	13.07%
VARIANZA ACUMULADA				
	30.42%	51.85%	65.73%	78.80%
MT112	0.621	-0.690		
MT113	0.649	-0.656		
MT114		-0.609		
MT115		0.896		
MT116	-0.589			-0.587
MT121	-0.779	-0.573		
MT122				
MT123	0.564		0.590	
MT124		0.673		
MT125		-0.776		
MT126	-0.624		-0.617	
MT132	0.621	-0.690		
MT133				
MT134				
MT135	-0.737			-0.543
MT141	-0.779	-0.573		
MT142	0.708	-0.674		
MT143	0.620			
MT144		0.866		
MT145	-0.735	-0.630		
MT146	-0.779	-0.572		
MT212	0.689	-0.651		
MT213	0.795	0.560		
MT214	-0.694			
MT215	-0.779	-0.573		
MT216	-0.779	-0.573		
MT223	0.513			
MT224	0.758			
MT225	-0.582			-0.684
MT226	-0.764			
MT231	0.621	-0.690		
MT232	0.530	-0.560		
MT233			-0.508	0.619
MT234		0.730		
MT235	-0.564		0.762	
MT236	-0.779	-0.573		

Variable	1	2	3	4
MT242		-0.781		
MT243	0.767			
MT244	-0.587			-0.571
MT245	-0.700			
MT246	-0.779	-0.573		
MT312	0.565			
MT313	0.576			0.640
MT314	-0.612			-0.730
MT315	-0.702			
MT316				
MT323				0.772
MT324	0.515			
MT325				
MT326	-0.568			-0.750
MT332	0.527			
MT333	0.614	-0.602		
MT334			-0.643	
MT335			0.605	
MT336			0.805	
MT341	0.621	-0.690		
MT342	0.599	-0.552		
MT343		0.707		
MT344	-0.835			
MT345	-0.740	-0.525		
MT346	0.779	-0.573		
MT411			-0.572	-0.685
MT412	0.700			
MT413				0.833
MT414				-0.807
MT415	-0.534			
MT416			-0.524	-0.679
MT422	-0.779	-0.573		
MT423			0.530	
	MT424	0.734		
MT425				-0.812
MT426			0.579	
MT432				0.826
MT433		-0.874		
MT434	0.648		0.532	
MT435		0.526		-0.662
MT436	-0.584			0.670
MT443				
MT444	0.621	-0.690		
MT445	0.582		0.525	
MT446		0.577	-0.610	
MTS11	-0.905			
MTS12	0.621	-0.690		
MTS13	0.588			
MTS14	0.717		0.523	
MTS15	-0.766			
MTS16	-0.636			
MTS21				0.835
MTS22			0.725	
MTS23			0.693	
MTS24	0.682			
MTS25				
MTS26	-0.741			
MTS31			-0.759	
MTS32	0.621	-0.690		
MTS33	0.734		0.500	
MTS34	0.505			-0.719
MTS35	-0.765			
MTS36	-0.510			0.777
MTS42	-0.779	-0.573		
MTS43			0.667	
MTS44			0.692	
MTS45	0.777			
MTS46			-0.569	
VARIANZA EXPLICADA				
	32.76%	19.63%	14.45%	13.15%
VARIANZA ACUMULADA				
	32.76%	52.39%	66.84%	80.00%

Tabla 1. Cargas de los cuatro componentes principales del análisis morfológico de metacarpianos y metatarsianos. Solo aparecen valores por encima de ±0.500.

sobre tercer componente principal. En la Fig.-2A, se detecta una clara separación de *U.deningeri* de C.Mayor (BB) y Sta. Isabel (SI). Según el segundo componente principal, las poblaciones "normales" de *U.spelaeus* se agrupan bien y *U. spelaeus parvilatipedis* de Troskaeta (TR) se separa al proyectar sobre el eje del primer componente principal. Esto está de acuerdo con las observaciones de Torres et al. 1991, en las que se enfatizaba con la robustez extraordinaria de los primeros y quintos metacarpianos, robustez que no tenía caracter teratológico. La Fig.-2B permite observar una población "normal" de *U. spelaeus* que aparece bien agrupada, con excepción de los datos correspondientes a la población de la Cueva de Arrikrutz (AA), donde hay una dominancia absoluta de restos de machos, mientras que en las restantes localidades existe una casi-equivalencia del ratio de sexos. Tal y como se vió antes, las cargas del tercer componente principal se concentran sobre el índice 2 (Máximo diámetro anteroposterior proximal/Longitud) pudiendo explicar la separación del punto de Arrikrutz, como influencia de la talla -dimorfismo sexual marcado- que el empleo de índices no ha podido soslayar totalmente. En la Fig.-2C, se ha representado el segundo componente principal sobre el tercero, permitiendo visualizar la posición singular de las localidades de *U. deningeri*: Cueva de Sta. Isabel (SI) y Cueva Mayor (BB), así como el oso de la Cueva de Troskaeta (TR). La posición del punto que representa la población de la Cueva de Arrikrutz (AA), posiblemente refleje su relación entre sexos fuertemente sesgada hacia los machos. Todas las apreciaciones realizadas anteriormente, se resumen en la Fig.-2D, donde se han representado conjuntamente los tres primeros componentes principales: las poblaciones "-normales" de *U.spelaeus* están bien agrupadas aunque la de Arrikrutz (AA) se separa ligeramente. *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (BB) está colocado en una posición muy diferente y el de Cueva de Sta. Isabel (SI), mas evolucionado, está en un punto intermedio entre Troskaeta(TR) y Cueva Mayor(BB).

En la Fig.-3A se he representado en primer componente principal de los metatarsianos sobre el segundo: Las poblaciones normales de oso de las cavernas están bien agrupadas y *Ursus deningeri* (SI y BB) y *Ursus spelaeus parvilatipedis* se diferencian claramente, cuando se proyectan sobre el eje de abscisas. Cuando se proyectan sobre el eje de ordenadas, el punto correspondiente a *U.deningeri* de Sta. Isabel (SI) no puede separarse del agrupamiento correspondiente a las poblaciones de *U.spelaeus*. En la Fig.-3B, donde se ha representado el primer componente principal de los metatarsianos sobre el tercero; se detecta una separación clara de los metatarsianos de Troskaeta (TR) y Cueva Mayor(BB), pero los datos correspondientes a *U.spelaeus* "normal" (AA,TT,SS, SS,KK) y a *Ursus deningeri* de Sta. Isabel (SI) están dispersos; el punto correspondiente a Arrikrutz (AA) se desplaza hacia arriba, al igual que lo hace en la el gráfico siguiente, Fig.-3C, donde se ha proyectado el segundo componente principal sobre el tercero. En este gráfico, Troskaeta (TR) y Cueva Mayor (BB) ocupan posiciones distintivas, mientras que Sta. Isabel se acerca a la zona de agrupamiento de la población de *Ursus spelaeus*. La Fig.-3D resume los resultados del análisis de los gráficos anteriores: las poblaciones de *Ursus spelaeus* están bien agrupadas, con la única excepción de Arrikrutz (AA), donde el tercer componente principal se desplaza hacia arriba. *Ursus spelaeus parvilatipedis* de Troskaeta (TR) y *Ursus deningeri* de Cueva Mayor (BB) se separan netamente de la nube de puntos representativa de *Ursus spelaeus*, pero el, supuestamente más evolucionado, *Ursus deningeri* de Sta. Isabel (SI) se coloca cerca de la nube de puntos y su carácter más distintivo está marcado por el valor de su tercer componente principal.

4. ANALISIS DE AGRUPAMIENTOS

El análisis de agrupamientos ha probado ser uno los sistemas mas útiles para comparar datos poblacionales. En este caso se ha aplicado un método de análisis de agrupamientos del tipo UPGMA (Unweighted Pair-Group Method Arithmetic Averages) separadamente para metacarpianos y metatarsianos, Fig.- 4 A y B, empleando para obtener la matriz de semejanza el coeficiente DIST. El Test para la asociación dió:

Metacarpianos: Matriz corr. r=0.920, Aprox. Mantel t-test t=2.79, Prob. random Z>obs. Z: p=0.997.
Metatarsianos: Matriz corr. r=0.894, Aprox. Mantel t-test t= 2.64, Prob. random Z>obs. Z: p=0.996.

El análisis de agrupamiento de los metacarpianos, revela,
Fig.-4A, una interrelación casi ideal entre especies y localidades: la especie mas antigua, *U. deningeri* de C. Mayor (BB), se presenta relacionada directamente con la supuestamente mas evolucionada población de la misma especie de Sta. Las poblaciones de *Ursus spelaeus* se agrupan en la cercanía de *Ursus spelaeus parvilatipedis* de Troskaeta (TR). Las poblaciones de oso de las cavernas de El Toll (XX) y el Reguerillo (TT), ambas en el borde ibérico de la especie, están estrechamente relacionadas, junto con La Pasada (SS). Estos resultados coinciden totalmente con los que se derivaron del análisis de agrupamientos de la morfología dentaria, Torres y Cervera 1992, a pesar de que en este trabajo no se contemplaron ni Sta Isabel (SI) ni La Pasada (SS). En cualquier caso, este análisis sugiere que *Ursus spelaeus parvilatipedis* de Troskaeta debe ser resituado: en opinión de autor de la subespecie, ante la ausencia de dataciones numéricas, esta población podría pertenecer al grupo ancestral de la misma o ser un representante tardío, en el que los caracteres arcaizantes se explicarían como resultado de la insularización, ya que mostraba una extraña combinación de caracteres arcaicos en talla y dentición, junto a una braquipodia extremadamente hiperespeloide, típica de los últimos representantes

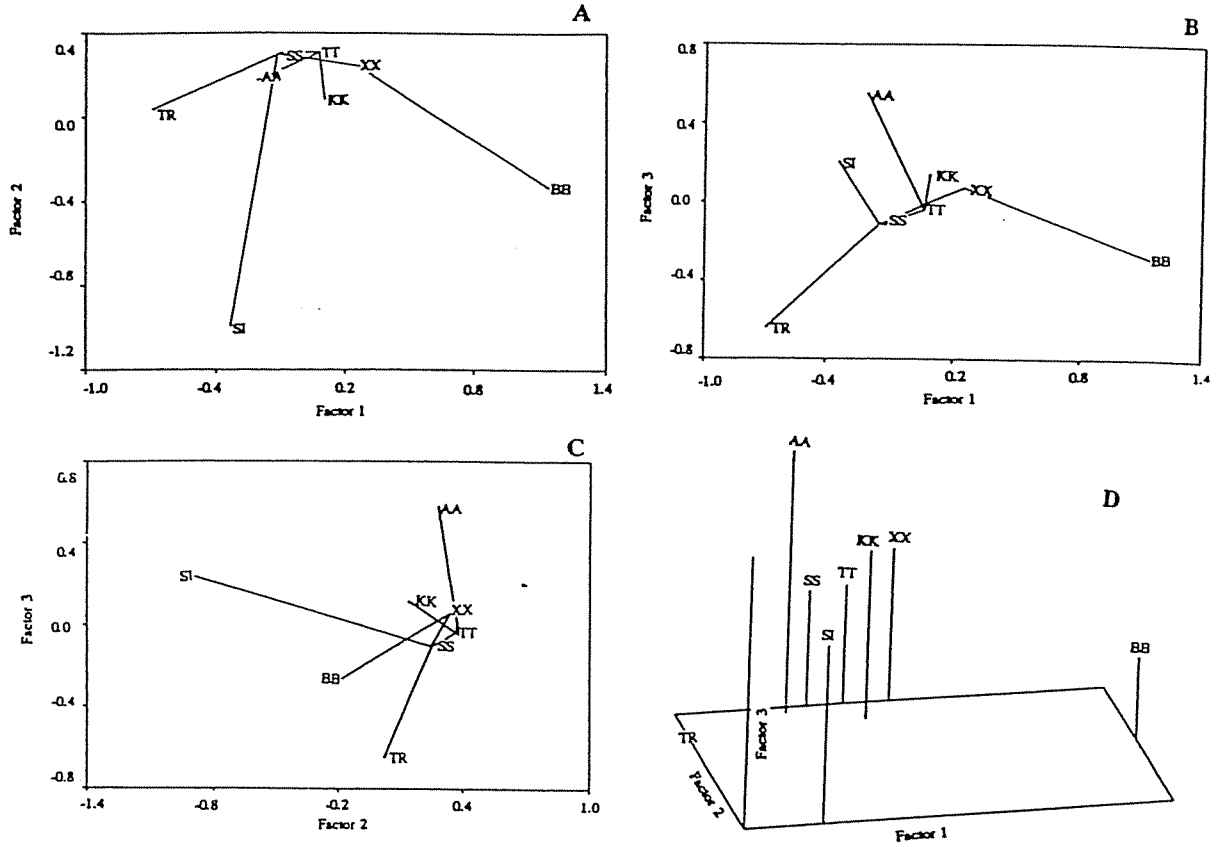


Fig.-2. Análisis de los componentes principales de metacarpianos. A- primer componente sobre segundo componente; B- Primer componente sobre tercer componente; C- Segundo componente sobre tercer componente; D- Primer, segundo y tercer componentes. Distancias derivadas del análisis " Minimun spaning tree":AA-TT = 1.180; TT-SS = 0.944; SS-XX = 0.919; TT-KK = 1.173; SS-TR = 1.240;XX-BB = 1.467;SS-SI = 1.476.

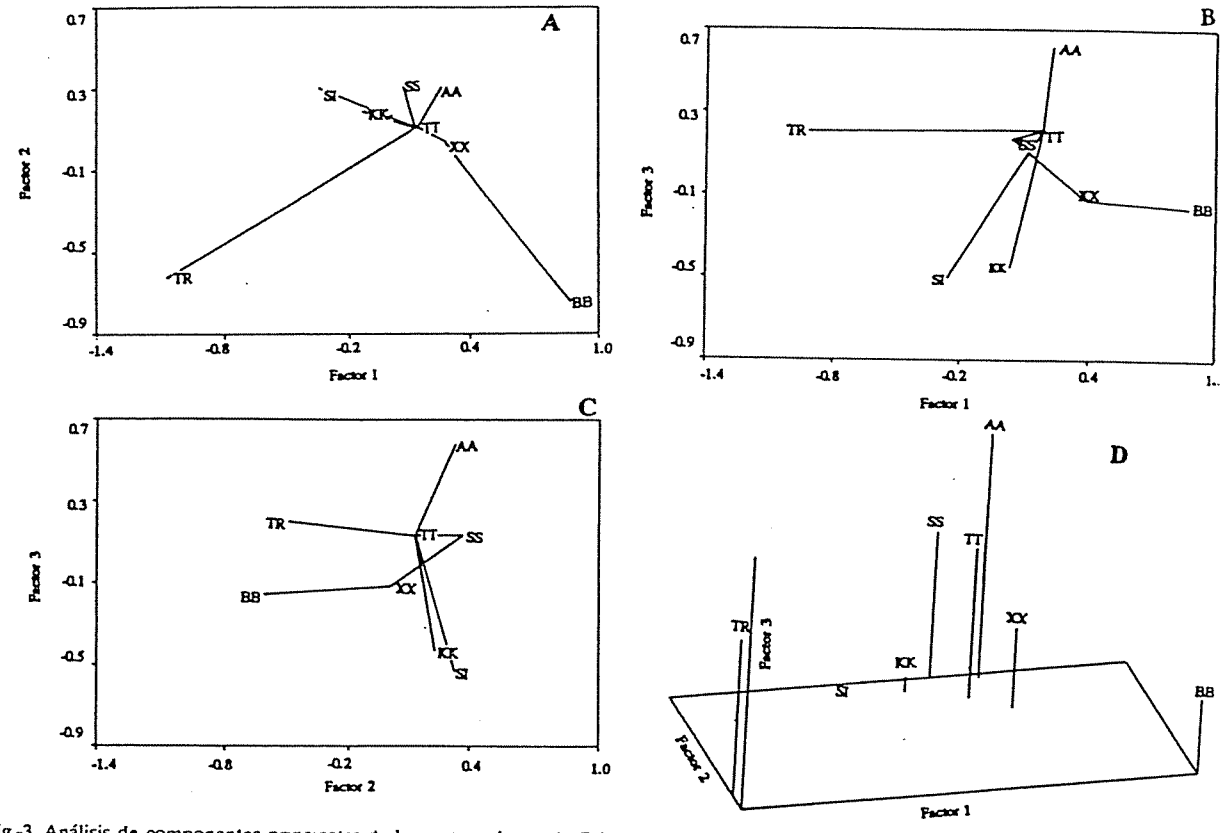


Fig.-3. Análisis de componentes principales de los metatarsianos. A- Primer componente sobre segundo componente; B- Primer componente sobre tercer componente; C- Segundo componente sobre tercer componente; D- Primer, segundo y tercer componentes. Distancias derivadas del análisis mediante "Minimun spaning tree": AA-TT = 0.979; TT-XX = 0.883; TT-SS = 0.934;TT-KK = 1.165; TT-SI = 1.231;XX-BB = 1.253;TT-TR = 1.561.

de esta especie: zarpas muy cortas y muy anchas (**derivatio nomini** de la subespecie). El autor eligió la última posibilidad. El análisis de agrupamientos de la morfología dental y de los metacarpianos, sugiere que probablemente se trate de un representante antiguo de la especie, un rama lateral de la línea evolutiva "normal".

El análisis de agrupamiento de los metatarsianos, Fig.-4B, confirma las conclusiones del párrafo anterior, pero en este caso *Ursus spelaeus parvilatipedis* de Troskaeta se sitúa en el extremos mas alejado del diagrama, quedando sin cambios las restantes interrelaciones. Esta posición de Troskaeta, se puede explicar atendiendo al hecho de que el aumento progresivo de robustez en los metápodos, se refleja de forma mas marcada en los metacarpianos, relacionados con la actividad cavadora de estos animales de hábitos hipocarnívoros. La anómala robustez de los metarsianos del oso de Troskaeta contrasta mas vívidamente en los metatarsianos, mostrando claramente que se separa de las pautas evolutivas normal de la línea espeloide.

5. CONCLUSIONES

El análisis multivariante de la morfología de metápodos, robustez relativa establecida tras el empleo de índices, es un buen método para determinar interrelaciones filogenéticas entre los representatntes del la línea evolutiva espeloide del Género Ursus.

La valoración de los índices como indicadores de forma es adecuado,aunque en poblaciones con un fuerte sesgo en el reparto de sexos no elimina totalmente la influencia de la talla.

Hay una neta separación entre *Ursus deningeri* y *Ursus spelaeus*, y las localidades del borde ibérico de la especie, Cueva de El Reguerillo (TT) y Cueva de El Toll (XX), se agrupan estrechamente, al igual que ocurrió al analizar la morfología dentaria.

Ursus spelaeus parvilatipedis debe situarse en los representantes mas antiguos de *Ursus spelaeus*, en una posición lateral a la línea evolutiva normal, quizás se trate de una forma adaptada a peculiares condiciones ambientales.

NOTA: Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto CEC-F12W-CT91-0075 (ENRESA)

6 BIBLIOGRAFIA

Ceballos M. (1986). *Estudio biométrico y Morfológico de una población de Ursus deningeri del Pleistoceno medio de la Sierra de Atapuerca, Burgos.* T. Lic. U.C.M. 153p, inédito.

Grandal, A. (1993). *Estudio Paleontológico de los restos de Ursus spelaeus ROSENMÜLLER-HEINROTH 1794 (-Mammalia, Carnivora, Ursidae) de Cova Eirós (Triacastela, Lugo, NW de la Península Ibérica).* T.D. Univ. La Coruña 256p, inédita.

Fuentes C. (1992). Estudio paleontológico de los restos de oso de las cavernas de la Cueva de la Pasada (Guriezo, Cantabria). *Arriotsa, Rev. G.E. Esparta*, nº2:53-63.

Rohlf F.J. (1989). NTSYS-pc. Numerical Taxonomy and Multivariate Analysys system. Versión 1.50. Programa y Manual. *Exeter Publ. Ltd. NY-*

Torres T, Cobo R., Salazar A. (1991) La población de oso de las cavernas (Ursus spelaeus parvilatipedis n.ssp) de Troskaeta'ko Kobea (Ataun-Guipuzcoa).*Rev. Soc. Est. Vascos, Munibe*, 43: 3-85.

Torres T., Cervera J. (1992). Análisis multivariado de la morfología dental de los Ursidos del Plio-Pleistoceno con algunas consideraciones sobre la posición filogenética de **Ursus deningeri** VON REICHENAU de Cueva Mayor (Sima de los Huesos). *in Arsuaga J.L., Bermúdez de Castro, J.M., and Carbonell E. eds. "Human Evolution in Europe and the Atapuerca Evidence".* J.C. Castilla-León. (en prensa).

Torres T. (1974). El oso de las cavernas de la Cueva del Reguerillo, Torrelaguna (Madrid), *Res. III. Congr. Nal. Espeleología*, Madrid.

Torres T. (1978) Los osos fósiles de la Sierra de Atapuerca(Burgos). *Bol. Geol. y Min.* LXXXIX,2:123-132.

Torres T. (1988). Osos (Mammalia, Carnivora, Ursidae) del Pleistoceno de la Península Ibérica. *Publ. Espec. IGME,* 316p, 295 figs.

Torres T. (1980) El oso de las cavernas (Ursus spelaeus ROSENMÜLLER-HEINROTH) de los niveles inferiores de Ekain. *in Altuna J. and Merino J.M. eds. El yacimiento prehistórico de la cueva de Ekain, Deva (Guipuzcoa), Soc. Est. Vascos*:297-316.

Torres T. (1992). The European descendats of Ursus, e truscus G. Cuvier (Mammalia, Carnivora, Ursidae). *Bol. Geol. Min*, 103,4: 12-22.

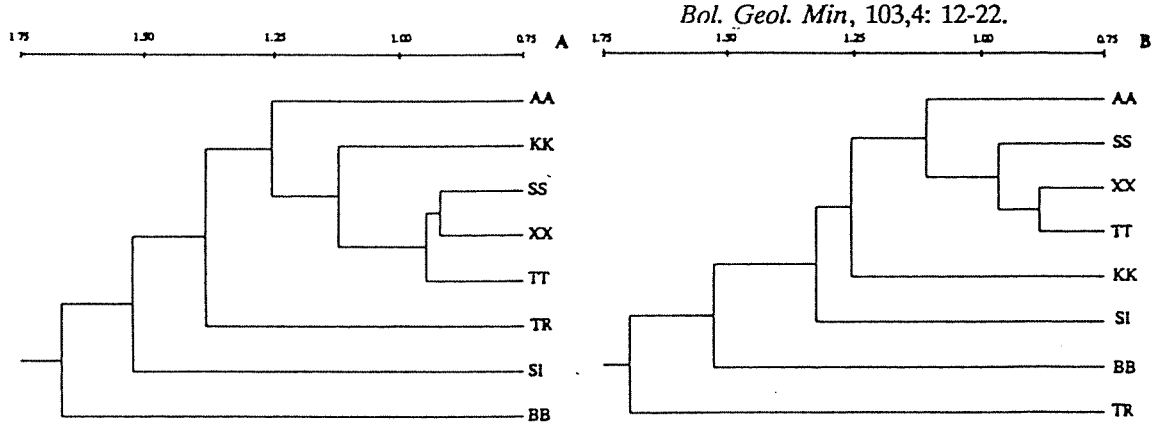


Fig.-4 Análisis de agrupamiento (método UPGMA) de A.-metacarpianos y B-metatarsianos.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 55-59. MÁLAGA, 1993.

FOSILIZACIÓN EN CONCRECIONES DE ARENISCAS: IMPLICACIONES TAFONÓMICAS Y PALEOECOLÓGICAS

J. AGUIRRE y *F.J. FERRIZ*
Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias. Fuentenueva s/n. Universidad de Granada. 18002-Granada. España.

ABSTRACT

Concretions appear to be a conspicuous pattern of fossil preservation in Pliocene sandstones croping out in Lebrija (Sevilla). We have distinguished two types of concretions: monotypic and polytypic. The former are constituted by an individual, which is, usually, in life position. The later are formed by several slightly reworked individuals belonging to different both species and taxonomic groups. Thus, the monotypic concretions show an autochthonous preservation and the polytypic one are parautochthonous. The fossilization pattern studied allows to establish the following diagenetic sequence: 1) shallow burrowers reworked the uppermost part of sediment and, consequently, shallow endosedimentary organisms; 2) shells was buried and partially or totally infilled in an environment with relatively high sedimentation rate; 3) shells were deformed due to sediment load; 4) then, aragonite shells became dissolved; 5) finally, calcium carbonate dissolved from the shells favoured the sediment cementation around the molds, producing concretions.

Keywords: Nodules, taphonomy, paleoecology, diagenetic sequence, Pliocene, Lebrija (Sevilla).

Palabras clave: Nódulos, tafonomía, paleoecología, secuencia diagenética, Plioceno, Lebrija (Sevilla).

1. INTRODUCCIÓN

La formación de concreciones o nódulos como mecanismo de preservación de fósiles está muy extendido en el registro fósil. Carpenter et al. (1988) y Tucker (1991) citan varios ejemplos de concreciones carbonatadas producidas durante el Fanerozoico. Este tipo de estructuras se forman, en la mayoría de los casos, durante la diagénesis temprana (Brett y Baird, 1986; Carpenter et al., 1988; Speyer y Brett, 1988; Parson et al., 1988; Miller et al., 1988; Richardson y McSween, 1989; Powell et al., 1989; Canfield y Raiswell, 1991; Tucker, 1991; Mozley y Burns, 1993). El mecanismo de precipitación temprana del carbonato cálcico parece estar favorecido por la descomposición anaeróbica de la materia orgánica (Berner, 1968; Allison, 1988; Carpenter et al., 1988). En ambientes aeróbicos, Miller et al. (1988) proponen que un proceso de enterramiento rápido podría preservar gran cantidad de materia orgánica por debajo del nivel de potencial redox, favoreciendose así la formación posterior de las concreciones.

Una litificación temprana de este tipo aumenta las posibilidades de preservación de la fauna con poca removilización, y en muchos casos, incluso en el propio lugar de muerte del organismo (Allison, 1988; Carpenter et al., 1988; Canfield y Raiswell, 1991). Es, por tanto, un mecanismo de fosilización potencial para la formación de asociaciones fósiles parautóctonas e incluso autóctonas (ver nomenclatura en Kidwell et al., 1986; Powell et al., 1989). No obstante, existen pocos trabajos donde se analice el valor tafonómico y paleoecológico de este tipo de estructuras (por ejemplo Parson et al., 1988).

En este trabajo nos centraremos en este aspecto más aplicado, analizando el patrón de fosilización en concreciones encontradas en depósitos pliocenos que afloran en Lebrija, Sevilla (Fig. 1). Para ello, describimos dos tipos de concreciones, monotípicas y politípicas (ver nomenclatura en Kidwell et al., 1986), con particularidades propias que sugieren distintas evidencias sobre las condiciones paleoecológicas, de fosilización y del medio de depósito.

2. ESTRATIGRAFÍA

La parte inferior de la secuencia (Fig. 2) está formada por arcillas verdosas con abundantes fósiles dispersos. El tamaño medio aproximado es de 2 cm y el valor máximo es de 5 cm. La mayoría de los restos conservan la concha aragonítica original completa, mientras que otros sólo preservan determinadas capas de ésta.

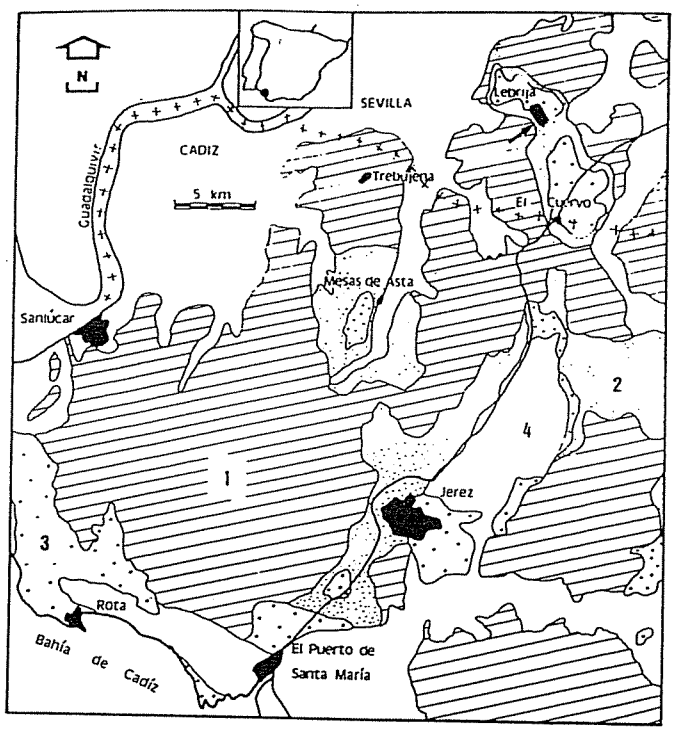


Figura 1: Situación geográfica y contexto geológico. 1-. Materiales preneógenos; 2-. Mioceno superior; 3-. Plioceno; 4-. Cuaternario. La flecha indica la posición de la sección (tomado de Gutiérrez Mas et al., 1991).

Hacia arriba, se pasa gradualmente a arenas limosas amarillas con restos de laminación horizontal destruida en gran parte por bioturbación. En la zona de tránsito con las arcillas desaparece progresivamente el tipo de preservación anterior y comienzan a aparecer moldes internos de bivalvos, algunos de los cuales conservan todavía pátinas de la concha aragonítica original. En las arenas, los fósiles aparecen preservados, casi exclusivamente, como moldes en el interior de concreciones de areniscas. Muy eventualmente, se encuentran bivalvos calcíticos (*Chlamys* spp. y *Ostrea* sp.) tanto asociados a las concreciones como dispersos en el sedimento. Intercalado en las arenas, aparece un nivel de acumulación de organismos ("fallum" según Viguier, 1974) que presenta un aumento en restos fósiles hacia el techo. Hacia la base del mismo hay un empaquetamiento poco denso y una abundancia de fósiles de un 10% del volumen de roca (ver Kidwell, 1991; Kidwell y Holland, 1991, para un procedimiento metodológico). En el techo, el empaquetamiento pasa a ser denso y se alcanza un volumen de un 30%. Se trata de un nivel de acumulación tipo I de Kidwell (1985, 1986).

La serie finaliza con un segundo nivel de acumulación de bivalvos con ordenación interna compleja. La mitad inferior comienza con un depósito residual basal de fósiles y acaba con arenas poco fosilíferas. La mitad superior está semicubierta por derrubios, aunque se pueden observar abundantes restos de bivalvos, muchos de ellos articulados con el plano de comisura horizontal.

Los materiales en los que se encuentran las concreciones representan un depósito en una plataforma abierta, por debajo del nivel de acción del oleaje.

3. DESCRIPCIÓN DEL PATRÓN DE FOSILIZACIÓN

La gran mayoría de los fósiles que aparecen en las arenas subyacentes al primer nivel de "fallum", se encuentran preservados en el interior de concreciones aisladas. Dichas concreciones muestran morfologías pseudoesféricas o irregulares, cuyo tamaño oscila entre algunos centímetros y varias decenas de centímetros. En el interior de dichas concreciones, los fósiles (escafópodos y moluscos de concha originalmente aragonítica) se han preservado como moldes, algunos de los cuales conservan trazas de la concha original. En la mayoría de los casos, se han preservado las líneas de crecimiento y mínimos detalles de la ornamentación de la concha. Excepcionalmente se ven, incluso, trazas de predación de gasterópodos (*Oichnus*) reproducidas como moldes sobre conchas de bivalvos. Este buen estado de preservación ha facilitado la determinación taxonómica de la fauna.

Diferenciamos dos tipos de concreciones (Tabla I): monotípicas y politípicas. Las primeras, escasamente representadas en el afloramiento, están constituidas por un solo individuo y siempre bivalvo. Las politípicas están formadas por varios individuos pertenecientes a diferentes especies y grupos taxonómicos. En las concreciones monotípicas los moldes de bivalvos aparecen articulados (100 %) y fundamentalmente en posición de vida (94 %, N=15). Por otro lado, en las politípicas son más frecuentes los moldes de bivalvos desarticulados, pero en muy buen estado de conservación. No obstante, también pueden encontrarse algunos bivalvos articulados (9 %, N=45), aunque ninguno en posición de vida. El resto de la fauna asociada (gasterópodos y escafópodos) aparece como moldes completos y desorientados de su posición original de vida.

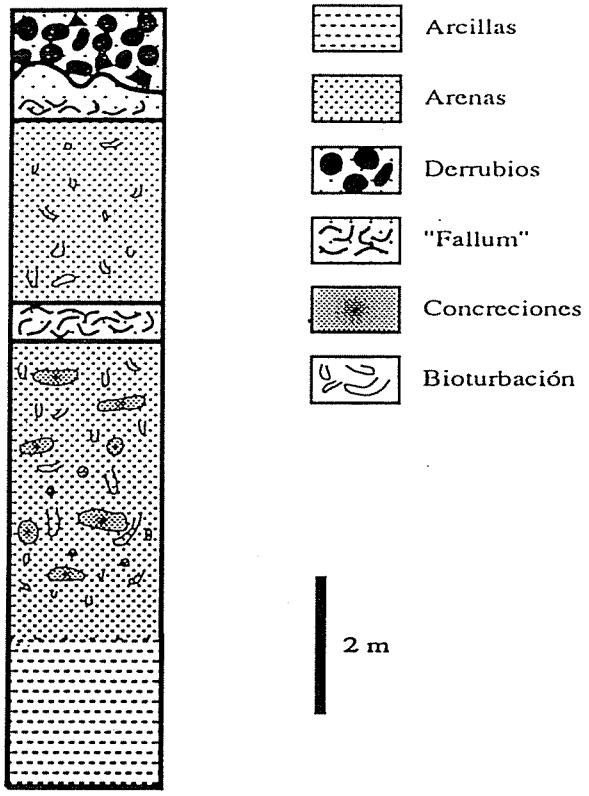


Figura 2: Columna estratigráfica. Ver localización en la Fig. 1.

En un alto porcentaje, los moldes de los distintos organismos muestran diferentes tipos de deformaciones: en un caso, se observa el desplazamiento diferencial de algún rasgo ornamental a lo largo del plano de cizalla. En otros, se produce la rotura completa o parcial del molde como consecuencia del colapso de la concha. En las concreciones monotípicas, siempre que se observa algún tipo de deformación es de fracturas por colapso de la concha original. Ocasionalmente, este tipo de fracturación aparece en algunos gasterópodos preservados en las concreciones politípicas, aunque la fracturación por cizalla es el tipo de deformación predominante (Tabla I).

4. DISCUSIÓN

Las concreciones monotípicas están constituidas fundamentalmente por bivalvos endosedimentarios profundos (ver Walker y Miller, 1992 para una discusión terminológica), por ejemplo *Tellina*, que aparecen siempre articulados y en posición de vida. Esto indica, en una primera aproximación, que no hubo removilización de esta fauna y que, consecuentemente, los bivalvos murieron en el sitio de la formación del nódulo. Por tanto, la distribución y densidad de este tipo de concreciones reflejaría, aproximadamente, la distribución original de los organismos en el sedimento (asociación autóctona). Por el contrario, en el caso de las concreciones politípicas la gran mayoría de la fauna preservada son endosedimentarios someros (Cardiidae, Naticidae, *Dentalium*, etc.). Los bivalvos aparecen desarticulados y, como el resto de la fauna asociada, no conservan la posición de vida origi-

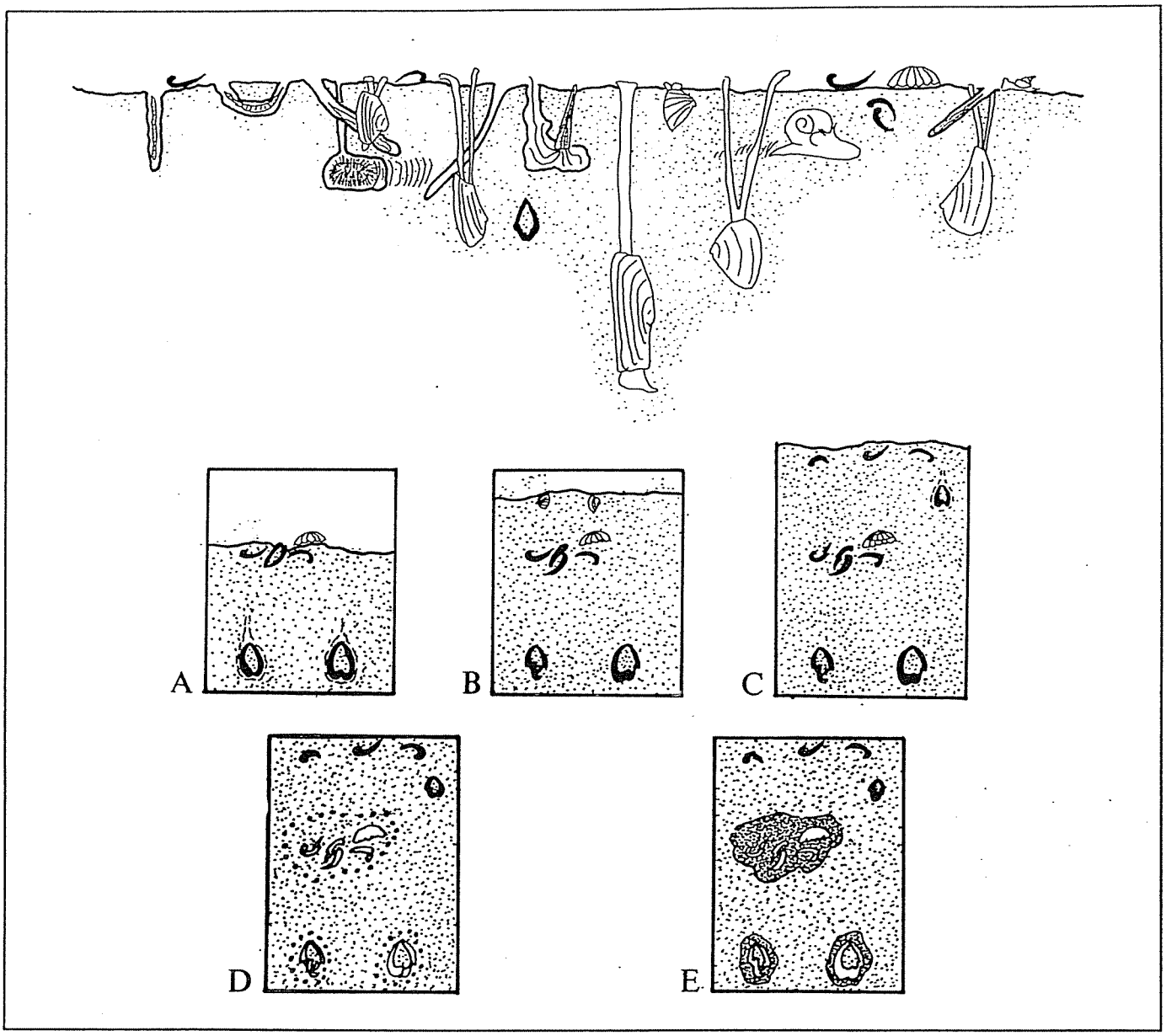


Figura 3: Esquema de la secuencia diagenética en el proceso de nodulización a partir de una comunidad hipotética de organismos de fondos blandos (parte superior del dibujo). A) Trás la muerte de los individuos, los endosedimentarios someros sufrieron una ligera reelaboración biogénica. Los endosedimentarios profundos quedarían preservados en su posición de vida original en el interior de las cavidades que habitaron. B) Con tasas de sedimentación relativamente altas, los organismos fueron enterrados pronto. Los endosedimentarios profundos sufrieron fracturación por colapso de la concha, probablemente, debido al desplome de las paredes de la cavidad en que habitaron. Mientras tanto, en las zonas superficiales seguiría instalándose fauna similar a la anterior. C) Con un enterramiento progresivo, la deformación afectó a las conchas de los endosedimentarios someros. D) Se inicia la disolución del aragonito de las conchas, creándose una orla de sobresaturación en carbonato cálcico alrededor de los organismos (puntos gruesos). E) Finalmente, se produce la precipitación del carbonato cálcico y se originan las concreciones (punteado más denso).

nal. Todo esto sugiere una removilización de la fauna después de su muerte. No obstante, la buena preservación de los moldes así como la ausencia de estructuras sedimentarias que indiquen alto grado de energía, hace pensar que la removilización no fue intensa. Probablemente, ésta se deba a la acción de organismos bioturbadores, como sugieren Boyd y Newell (1972), Trewin y Welsh (1972), Salazar-Jiménez et al. (1982) y Studencki (1988) en otros ejemplos, más que a la acción de corrientes de cierta intensidad (asociación parautóctona).

Las trazas de bioturbación que se observan en el afloramiento son de pequeñas dimensiones y generalmente dan un aspecto moteado al sedimento. Este tipo de estructuras están producidas normalmente por organismos que afectan sólo a la parte superior del sedimento ("uppermost tier", Bromley, 1990; Fig. 6.18). Como consecuencia, los organismos endosedimentarios someros estarían más afectados por este proceso. Esta circunstancia explicaría el modo de preservación presente en las concreciones politípicas, descrito anteriormente. Asímismo, los moldes de organismos de

las concreciones monotípicas han conservado la posición de vida ya que ocupaban niveles más profundos dentro de la columna de sedimento.

La actividad bioturbadora de los organismos de un nivel superior produce una homogeneización del sedimento (Bromley, 1990), patrón que se observa en el afloramiento estudiado. Esto indica que debió existir una tasa de sedimentación relativamente elevada que inhibió el desarrollo de la fauna que ocupó niveles más profundos. Esta alta tasa de sedimentación favoreció un enterramiento rápido y la buena preservación de la fauna en las concreciones politípicas. Un criterio adicional para apoyar la idea de una tasa de sedimentación relativamente alta es la presencia de un patrón de preservación en mariposa encontrado en algún ejemplar ("butterflied bivalves", Allmon, 1985 en Brett y Baird, 1986). Además, la propia existencia de fauna en posición de vida está de acuerdo con esta idea, como proponen otros autores (ver Brett y Baird, 1986; Powell et al., 1989; Kidwell y Bosence, 1991 para una revisión reciente). Asímismo, la ausencia notable de organismos episedimentarios también está en concordancia con una tasa de sedimentación alta. Esto condicionó el desarrollo de una asociación de organismos endosedimentarios característica de fondos blandos (Fig. 3).

Tipo de concreción	Composición taxonómica	Fracturación
POLITÍPICAS	*Cardium hians*	cz/–
	Pelecyora brochii	–
	Acanthocardia sp.	cz/–
	Venus multilamella	–
	Corbula (Varicorbula) gibba	–
	Megaxinus sp.	–
	Venericardia sp.	cz
	Gastrochaenidae	cz
	Calyptraea sp.	–
	Nática sp.	cz/c
	Fusinus sp.	–
	Leiomesus (¿*Thais*?)	–
	Dentalium spp.	cz
	Barbatia sp.	c
MONOTÍPICAS	*Circumphalus* sp.	–
	Paphia vetula	c
	Callista sp.	c
	Tellina sp.	c
	Pelecyora sp.	c

Tabla I: Composición taxonómica y tipo de fracturación en las concreciones. CZ: deformación por cizalla; C: deformación por colapso; –: ausencia de deformaciones.

El crecimiento de concreciones alrededor de organismos durante la diagénesis temprana constituye, normalmente, una protección mecánica y química durante la historia diagenética posterior (Brett y Baird, 1986; Richardson y McSween, 1989). Sin embargo, en el ejemplo estudiado, encontramos gran cantidad de moldes con algún tipo de deformación que indica un cierto retardo en la formación de la concreción. Esto indicaría que la nodulización del sedimento, alrededor de los organismos, no se produjo durante la diagénesis temprana como sugieren otros autores (ver Brett y Baird, 1986; Canfield y Raiswell, 1991 para una revisión reciente). No obstante, la tasa de sedimentación relativamente alta, junto con el modo de vida y tipo de concha de los organismos, favoreció la deformación temprana de las conchas según los patrones observados. Así, por ejemplo, los organismos que han quedado preservados en posición de vida pudieron sufrir fracturación por colapso debido al desplome de las paredes de la cavidad que habitaban en el interior del sedimento, relativamente blando aún durante los primeros estadíos de enterramiento. Este mecanismo explicaría las diferencias en el tipo de fracturación entre los moldes de ambos tipos de concreciones (Tabla I). Además, en aquellos individuos con una concha fina y frágil, como *Tellina*, se favoreció el colapso de la concha, mientras que los que presentaban conchas gruesas y resistentes, por ejemplo cardiidos, muestran deformación por cizalla. Considerando esta hipótesis alternativa, el patrón de preservación dentro de las concreciones permite establecer la siguiente secuencia diagenética de acontecimientos (Fig. 3). Trás la muerte y el enterramiento de los organismos se produjo el relleno total o parcial de las valvas y, posteriormente, la disolución de las conchas aragoníticas. La disolución fue, en todos los casos, posterior a una compactación inicial del sedimento que produjo la fracturación por colapso o cizalla de las conchas originales ya rellenas. Por último, se produjo la precipitación del carbonato disuelto, alrededor de los moldes. Trás la formación de las concreciones no se registran nuevos fenómenos de compactación.

Los reactantes necesarios para originar concreciones pueden provenir de la disolución "in situ" de minerales preexistentes en el sedimento, o pueden ser transportados hasta el lugar de su precipitación desde áreas distantes (Berner, 1980). En el ejemplo descrito en este trabajo, la sustancia mineralizante que origina las concreciones procede del aragonito de los organismos en el interior de las mismas. El mecanismo de nucleación heterogénea de concreciones a partir de fragmentos de conchas, fue ya indicado por Berner (1971).

El primer nivel de "fallum" (Fig. 2) constituye un caso particular en la formación de concreciones. La fauna está conservada como moldes con un alto grado de fragmentación por reelaboración. En ningún caso hemos observado deformaciones por carga en las conchas, como las descritas anteriormente. Esta modificación en la preservación está ligada con la génesis del "fallum", que responde a una disminución progresiva de la tasa de sedimentación (nivel tipo I de Kidwell, 1985, 1986). Esta situación es contraria al contexto en el que se formaron las concreciones. Por tanto, las deformaciones por carga de sedimento que se registran en los moldes preservados en las concreciones no aparecen en los fósiles del "fallum". El techo del nivel fue colonizado por organismos epicementados y epibisados (*Chlamys* sp., *Anomia ephippium*, balánidos, etc.) produciendo una realimentación tafonómica que refleja la disminución en la tasa de sedimentación comentada anteriormente (ver Kidwell 1985, 1986).

5. CONCLUSIONES

1-. Hemos diferenciado dos tipos de concreciones en función del número de individuos en el interior de las mismas: monotípicas y politípicas. La formación de cada una de ellas estuvo ligada a las condiciones ambientales, de fosilización y del medio de depósito.

2-. La tasa relativa de sedimentación jugó un doble papel en el tipo de preservación resultante. Por una parte, controló el tipo de bioturbadores; aspecto que está directamente relacionado con el tipo de concreciones. Por otra parte, condicionó la existencia de deformaciones por carga, previas a la nodulización. En este sentido, con tasas de sedimentación relativamente altas, los procesos diagenéticos post-compactación pueden producirse en estadíos tempranos de la diagénesis.

3-. El ejemplo presentado muestra el potencial del estudio de las concreciones como mecanismo de formación de asociaciones autóctonas y/o parautóctonas en el registro fósil.

6. AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a José M. Martín (Universidad de Granada) por la revisión crítica del manuscrito y a Antonio P. Jiménez (Universidad de Granada) por la identificación de la fauna. Agradecemos a T. Freeman (Universidad de Missouri) la discusión y sugerencias realizadas sobre el material fósil. También agradecemos las sugerencias de dos revisores anónimos. Este trabajo ha sido financiado por los Grupos de Investigación 4085 y 4076 de la Junta de Andalucía.

7. BIBLIOGRAFÍA

Allison, P.A. 1988. The role of anoxia in the decay and mineralization of proteinaceous macro-fossils. *Paleobiology*, 14, 139-154.

Berner, R.A. 1968. Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. *Science*, **159**, 195-197.

Berner, R.A. 1971. *Principles of chemical sedimentology.* McGraw-Hill. New York. 240 pp.

Berner, R.A. 1980. *The early diagenesis: a Theoretical Approach.* Princeton University Press. 241 pp.

Boyd, D.W. y Newell, N.D. 1972. Taphonomy and diagenesis of Permian fossil assemblage from Wyoming. *Journal of Paleontology*, **46**, 1-14.

Brett, C.E. y Baird, G.C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, **1**, 207-227.

Bromley, R.G. 1990. *Trace fossils. Biology and Taphonomy.* Unwin Hyman. London. 280 pp.

Canfield, D.E. y Raiswell, R. 1991. Carbonate precipitation and dissolution, its relevance to fossil preservation. In: *Taphonomy. Releasing Information from the Fossil Record* (Eds. P.A. Allison y D.E.G. Briggs). Plenum Press. New York. 411-453.

Carpenter, S.J., Erickson, M., Lohman, K.C. y Owen, M.R. 1988. Diagenesis of fossiliferous concretions from the upper Cretaceous Fox Hills Formation, North Dakota. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 706-723.

Gutiérrez Mas, J.M., Martín Algarra, A., Domínguez Bella, S. y Moral Cardona, J.P. 1991. *Introducción a la geología de la provincia de Cádiz.* Servicio de Publicaciones, Universidad de Cádiz. 315 pp.

Kidwell, S.M. 1985. Paleobiological and sedimentological implications of fossil concentrations. *Nature*, **318**, 457-460.

Kidwell, S.M. 1986. Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Paleobiology*, **12**, 6-24.

Kidwell, S.M. 1991. The stratigraphy of shell concentrations. In: *Taphonomy. Releasing Information from the Fossil Record* (Eds. P.A. Allison & D.E.G. Briggs). Plenum Press. New York. 212-279.

Kidwell, S.M. y Bosence, D.W.J. 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: *Taphonomy. Releasing Information from the Fossil Record* (Eds. P.A. Allison & D.E.G. Briggs). Plenum Press. New York. 115-209.

Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. y Aigner, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, **1**, 228-238.

Kidwell, S.M. y Holland, S.M. 1991. Field descriptions of coarse bioclastic fabrics. *Palaios*, **6**, 426-434.

Miller, K.B., Brett, C.E. y Parsons, K.M. 1988. The paleoecologic significance of storm-generated disturbance within a middle Devonian muddy epeiric sea. *Palaios*, **3**, 35-52.

Mozley, P.S. y Burns, S.J. 1993. Oxygen and Carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 73-83.

Parsons, K.M., Brett, C.E. y Miller, K.B. 1988. Taphonomy and depositional dynamics of Devonian shell-rich mudstones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63**, 109-139.

Powell, E.N., Staff, G.M., Davies, D.J. y Callender, W.R. 1989. Macrobenthic death assemblages in modern marine environments: formation, interpretation, and application. *Aquatic Sciences*, **1**, 555-589.

Richardson, S.M. y McSween, Jr., H.Y. 1989. *Geochemistry. Pathways and processes.* Prentice Hall. New Jersey. 488 pp.

Salazar-Jiménez, A., Frey, R. y Howard, J.D. 1982. Concavity orientations of bivalve shells in estuarine and nearshore shelf sediments, Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 565-586.

Speyer, S.E. y Brett, C.E. 1988. Taphofacies model for epeiric sea environments: middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63**, 225-262.

Studencki, W. 1988. Facies and sedimentary environment of the Pinczow limestones (middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). *Facies*, **18**, 1-26.

Trewin, N.H. y Welsh, W. 1972. Transport, breakage and sorting of the bivalve *Mactra corallina* on Aberdean beach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **12**, 193-204.

Tucker, M.E. 1991. The diagenesis of fossils. In: *The Processes of Fossilization* (Ed. S.K. Donovan). Belhaven Press. London. 84-104.

Viguier, C. 1974. Le Néogène de l'Andalousie noroccidentale (Espagne). Thése 3^{éme} cycle. Université de Bordeaux. 449 pp.

Walker, S.E. y Miller, W., III. 1992. Organism-substrate relations: toward a logical terminology. *Palaios*, **7**, 236-238.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 60-64. MÁLAGA, 1993.

NEW DATA ON LOWER PLEISTOCENE ARVICOLIDS. THE VENTA MICENA, BETFIA-IX AND VILLANY-5 SITES.

A. RUIZ BUSTOS
Instituto Andaluz de Geología Mediterránea CSIC-U.Granada. 18071-Granada. España.

RESUMEN

Se observa en las poblaciones del Pleistoceno inferior de la subfamilia *Arradiculatinae*, definida en Ruiz Bustos 1987a, la existencia de una elevada convergencia morfológica en su dentición, esto lleva a Kormos en 1932 a integrarlas en un único género al que denomina *Allophaiomys*. Esta similitud es debida a la selección que impone el medio ambiente del comienzo del Cuaternario y a tener un origen filogenético próximo, a partir de especies primitivas del morfotipo "Villanyia", definido dentro del género *Mimomys* en Ruiz Bustos (1987a). El análisis mediante Unidades de Esmalte de las poblaciones de arvicólidos cuaternarios revela, entre otras cuestiones, criterios para reconocer al género *Arvicola* con independencia de su talla. Esto permite plantear la hipótesis de la existencia en las poblaciones del Pleistoceno inferior de dos géneros: *Arvicola* y *Euphaiomys*. Esta hipótesis pone en duda, de una parte, el origen de *Arvicola* propuesto por Hinton (1926) al comienzo del Pleistoceno medio, a partir de *Mimomys (Villanyia) savini* y de otra parte la identidad taxonómica de *Allophaiomys* como género definido por Kormos (1932), ya que el holotipo de la especie tipo es una mandíbula de *Arvicola*. Esto converte a *Allophaiomys* en un término amplio que permite referirse a cualquier arvicólido del Pleistoceno inferior europeo.

Key words: Pleistocene, small mammals, Arvicolidae, Taxonomy.

Palabras clave: Pleistoceno, micromamíferos, Arvicolidae, Taxonomía.

1. INTRODUCTION

The morphological characteristics of the small sample of arvicolids collected at the Venta Micena site (Gibert et al., 1983), and the samples studied at Villány-5 (Meulen, 1974) and Betfia-IX (Terzea, 1988) raise taxonomic and phylogenetic problems in the context of the *Arradiculatinae* subfamily defined by Ruiz Bustos 1987. The latter is made up of arvicolids that appeared at the beginning of the Quaternary and whose molars are of continuous growth. These problems are related to the fact that the teeth of the *Arvicola* and *Allophaiomys* genera have the same morphological pattern, this in the M/1, consisting of a basic triplet (T1, T2, T3) and an anteroconid complex made up of a single space with four large folds. The two genera are distinguished by size, *Arvicola* being large and *Allophaiomys* small. This can be observed in most populations, if we compare the Middle and Upper Pleistocene specimens of *Arvicola* with the Lower Pleistocene specimens of *Allophaio- mys*. However, it can be difficult to distinguish between them when sizes are large and, in general, in the *Allophaiomys* populations towards the end of the Lower Pleistocene, since the larger specimens of *Allophaiomys* tend to be similar in size to the smaller *Arvicola*, and so size is no longer an adequate criterion of differentiation.

The Enamel Unit (EU) was established by Ruiz Bustos (1988) as a source of criteria for the study of arvicolid taxonomy. The EU is defined as a segment of enamel, the extremes of which are fixed points, and the unit is therefore expressed as a percentage of the total length of enamel on the crown of the tooth. The Enamel Units defined on any one tooth indicate enamel distribution as percentages of the length of enamel in each zone of the crown. EU analysis of the different genera of the *Arradiculatinae* subfamily is necessary to provide more data by which to distinguish the different populations other than by size. Seven Enamel Units (EU): I, II, III, IV, V, VI and VII are defined in the M/1 of the *Arradiculatinae* subfamily (Fig. 1, see Vm1 specimen). These EU can be used for the entire *Arvicolidae* family, if the point of inflexion marking the change from the labial to the lingual side of the tooth is taken as defining the point of separation between EU I and EU VII, when the enamel is continuous on the proximal part of the anteroconid complex. The same criterion is used for the starting points of EU IV and EU V on the posterior lobe of M/1.

2. IDENTIFICATION OF *Arvicola*, *Lagurus*, *Pitymys* AND *Microtus* USING EU

Three criteria are used to express the distribution of enamel on the M/1 of the *Arvicola* genus. First: the sum of the EU values in the proximal region of each individual specimen, which we refer to as the Proximal Regional Index (PRI=I+VII+II+VI), is lower than 52 in living *Arvicola*. The PRI is only higher than 52 and approaches to 54 in few subadult animals or specimens such as SN2 (Table 1), which have small folds at the proximal extreme of the enamel on the anteroconid complex in addition to the four main folds, thus indicating progressive morphology. This is also observed in the fossil specimens of the Middle and Upper Pleistocene (Table 1). Second: an Identity Sequence (IS) is defined as the indexes obtained by dividing the values of the seven EU of M/1 by the value of EU VII and expressed in

order from I to VII, (IS = I/VII, II/VII, III/VII, IV/VII, V/-VII, VI/VII, VII/VII). For ease of comparison between indexes, these are expressed by the following approximation: values from 0.5 to 0.99 are considered as "0", from 1 to 1.49 as "1", from 1.50 to 2.49 as "2", from 2.50 to 3.49 as "3" and so on. The IS of most of the present and fossil *Arvicola* specimens is (1,2,2,2,2,2,1). The other IS are minority, being a combination of IS (2,2,2,2,2,2,1) and (0,1,1,1,1,1,1), but between the two are not possible all mathematical permutations, because of the high values of EU III, VI and V in comparison to EU I and VII in *Arvicola*, and the similar values of EU I and VII, this impose the following restrictions: the value of at least two of the III/VII, IV/VII and V/VII indexes must be 2, none of them can be 0, and if two or all three have a value of 1, the I/VII index must be 0. According to these conditions, sequences such as (1,1,1,1,1,1,1), (1,1,2,1,1,1,1), (1,1,1,2,1,1,1), (1,1,1,1,2,2,1), among others, are not IS of *Arvicola*. The exception to this rules are only some progressive morphology specimens and subadult animals. Third: ordering of the EU from larger to smaller, to which we refer as the Ordering Sequence (OS), shows that OS: (III, IV, V)>(VI, II)>(I, VII) holds for most of the specimens, while OS: (III, IV, II)>(V, VI)>(VII, I); (III, IV, VI)>(V, II)>(VII, I) and others are minority. The percentages of the minority OS have a important rol to typify the local populations. These three criteria are shown in Table 1. The criterion represented by PRI shows real values, while the IS and OS represent intervals. The simultaneous presence of the three criteria defines the *Arvicola* genus. Differentiation of species within the genus is carried out by size, differentiation of the enamel and the presence of initial folds on the anteroconid complex, in addition to the four main folds (Ruiz Bustos, in press).

Analysis of present and fossil populations of *Microtus*, *Pitymys* and *Lagurus* (Table 1) shows enamel distribution according to EU that in no case fulfils all three criteria defining the Arvicola genus. Table 1 shows that there are differences between these three genera, apart from the general features they have in common, but this study does not deal with these distinctions.

3. IDENTIFICATION OF LOWER PLEISTOCENE POPULATIONS USING EU

Analysis of the *Allophaiomys* populations throughout the Lower Pleistocene at Venta Micena, Villány-5 and Betfia-IX (Table 2) reveals two groups of specimens with different enamel distribution. In one group the PRI,IS and OS values are the same as those obtained in *Arvicola*, whereas in the other group the values are similar to those of *Microtus*, *Pitymys* and *Lagurus*. There is no reason not to consider the first group of specimens (Fig. 1) as true *Arvicola*, as their morphological pattern and enamel distribution are the same as *Arvicola*. The second group of specimens (Fig. 1) can not be considered *Microtus*, *Pitymys* or *Lagurus*, as their morphological pattern is different, nor *Arvicola*, as their enamel distribution is different. This new group of specimens constitutes the *Euphaiomys* Ruiz Bustos 1988 genus, because in the type-species of *Allophaiomys* defined by Kormos (1932), the holotype (figured: fig. 2, p. 328) is *Arvicola*. In view of these data, the *Allophaiomys* denomination ceases to have taxonomic identity as a genus and becomes a broad denomination for any Lower Pleistocene *Arradiculatinae* of small size, with cement and an M/1 morphology consisting of a basic triplet (T1, T2, T3) and an anteroconid complex formed by a single space.

The enamel distribution observed in *Allophaiomys* is significant because of its mixed character, as it could have been different to any of the genera analysed, and yet the results show two types of specimens, some with *Arvicola* characteristics and others similar to *Microtus*, *Pitymys* and *Lagurus*.

Many aspects have still to be determined on the detailed variation of the PRI, IS and OS from initial to evolved forms of *Arvicola*. Research is also required the role of minority morphotypes of present *Arvicola* populations, such as specimen SN2, which could explain the morphology of specimen BIXb, in Lower Pleistocene populations. The fact that the values of I and VII are higher in subadult than adult animals also raises problems. The specimen BIXd may be subadult and therefore may not have 0 value in the I/VII index. However, we provsionally identify this specimen as *Euphaiomys* until new criteria become available.

4. GENERAL CONCLUSIONS

EU analysis of the *Arradiculatinae* subfamily questions the taxonomic identity of *Allophaiomys* as a genus, and also the origin of *Arvicola* from *Mimomys (Villanyia) savini* at the beginning of the Middle Pleistocene, as proposed by Hinton (1926). We propose the hypothesis that processes of morphological diversification, such as bioglagenesis (Ruiz Bustos, 1987b), that in general describe the interaction among genetic drift, natural selection and interglacial/glacial cycle, took place during the Pleistocene. These processes would have caused two evolutionary trends, in which a) the populations preserving their initial morphology and growing in size would have been the animals making up the *Arvicola* genus, and b) those populations that did not significantly increase their initial size, but complicated the enamel morphology of their teeth led successively to the genera *Euphaiomys*, *Pitymys* and *Microtus*, according to the length and number of folds.

The first representatives of the *Arradiculatinae* subfamily show a high degree of morphological convergence, as they have a similar phylogenetic origin and appeared in response to the ecological requirements of the beginning of the Quaternary, among other reasons.

In the sites of Venta Micena, Villány-5 and Betfia-IX, we found the species *Arvicola deucalion* (Kretzoi, 1969),

Spec.	I	II	III	IV	V	VI	VII	RPI	IS	OS
Arvicola sapidus (Present: Sierra Nevada)										
SN2	13,45	14,06	16,85	15,46	15,77	14,53	9,892	51,93	1 1 2 2 2 1 1	III V IV VI II I VII
SN1	13,7	13,97	17,53	16,71	14,52	13,84	9,726	51,23	1 1 2 2 1 1 1	III IV V II VI I VII
SN3	11,53	14,29	18,07	16,35	15,66	15,15	8,95	49,91	1 2 2 2 2 2 1	III IV V VI II I VII
SN5	10,89	14,22	18	16,04	16,79	14,83	9,228	49,17	1 2 2 2 2 2 1	III V IV VI II I VII
SN12	12,17	14,2	17,94	15,91	17,16	14,35	8,268	48,99	1 2 2 2 2 2 1	III V IV VI II I VII
SN7	10,41	15,08	18,25	17,35	16,14	13,73	9,05	48,27	1 2 2 2 2 2 1	III IV V II VI I VII
SN6	11,95	13,09	19,48	17,18	15,71	14,24	8,347	47,63	1 2 2 2 2 2 1	III IV V VI II I VII
SN10	9,278	14,78	18,04	17,35	17,35	14,6	8,591	47,25	1 2 2 2 2 2 1	III IV V II VI I VII
Arvicola cf. sapidus (Sites: Cariguela and Serra-1)										
Car-1	11,04	13,6	16,48	16,64	17,28	15,36	9,6	49,6	1 1 2 2 2 2 1	V IV III VI II I VII
S-1	9,523	15,35	18,47	15,68	16,91	15,44	8,62	48,93	1 2 2 2 2 2 1	III V IV VI II I VII
Arvicola mosbachensis (Site: Cullar de Bazal)										
Cu-2	10,48	14,35	17,08	15,95	15,95	13,21	12,98	51,03	0 1 1 1 1 1 1	III IV V II VI VII I
Cu-3	12,64	14,6	18,3	15,69	15,69	15,25	7,843	50,33	2 2 2 2 2 2 1	III IV V VI II I VII
Cu-4	9,293	15,76	17,98	15,76	16,16	15,56	9,495	50,1	0 2 2 2 2 2 1	III V IV II VI VII I
Cu-5	8,808	16,32	17,88	17,1	16,06	13,99	9,845	48,96	0 2 2 2 2 1 1	III IV II V VI VII I
Cu-8	9,172	15,44	18,57	16,55	17,23	15,21	7,83	47,65	1 2 2 2 2 2 1	III V IV II VI I VII
Cu-9	9,856	14,9	17,55	16,83	18,03	14,66	8,173	47,6	1 2 2 2 2 2 1	V III IV II VI I VII
Cu-10	12,01	14,22	18,87	17,4	16,42	12,75	8,333	47,3	1 2 2 2 2 2 1	III IV V II VI I VII
Cu-11	10,83	14,13	17,9	16,95	17,9	14,76	7,535	47,25	1 2 2 2 2 2 1	III V IV VI II I VII
Pitymys duodecimcostatus (Present: Sierra Nevada)										
VG6	19,96	11,55	13,5	12,52	10,96	11,55	19,96	63,01	1 0 0 0 0 0 1	VII I III IV II VI V
VG2	18,24	12,31	12,53	12,97	12,53	12,53	18,9	61,98	0 0 0 0 0 0 1	VII I IV VI V III II
VG1	17,08	11,16	13,44	13,67	12,3	13,21	19,13	60,59	0 0 0 0 0 0 1	VII I IV III VI V II
VG5	18,03	11,16	14,16	13,95	11,59	12,23	18,88	60,3	0 0 0 0 0 0 1	VII I III IV VI V II
VG7	14,84	12,1	14,16	14,84	15,53	13,7	14,84	55,48	1 0 0 1 1 0 1	V IV VII I III VI II
Microtus nivalis (Present: Sierra Nevada)										
NV1	14,88	14,44	14,22	14,44	13,13	13,57	15,32	58,21	0 0 0 0 0 0 1	VII I IV II III VI V
NV6	15,47	15,25	15,9	14,16	12,85	13,51	12,85	57,08	1 1 1 1 1 1 1	III I II IV VI VII V
NV2	11,03	16,55	16,79	12,95	13,43	14,87	14,39	56,83	0 1 1 0 0 1 1	III II VI VII V IV I
NV3	11,91	14,14	15,38	13,65	14,39	16,13	14,39	56,58	0 0 1 0 1 1 1	VI III V VII II IV I
NV4	10,2	15,05	15,82	16,58	13,27	14,03	15,05	54,34	0 1 1 1 0 0 1	IV III VI II VI V I
NV5	10,24	16,1	16,34	15,37	14,15	14,88	12,93	54,15	0 1 1 1 1 1 1	III II IV VI V VII I
Microtus brecciensis cabreae (Present: Sierra de Cazorla)										
CZ2	20,81	14,26	13,1	12,91	11,37	12,91	14,64	62,62	1 0 0 0 0 0 1	I VII II III VI IV V
CZ1	16,02	13,91	14,44	13,56	11,27	11,8	19,01	60,74	0 0 0 0 0 0 1	VII I III II IV VI V
CZ3	16,7	14,09	14,61	13,91	11,48	12,52	16,7	60	1 0 0 0 0 0 1	VII I III II IV VI V
CZ4	18,74	14,81	13,73	15,03	11,76	15,47	10,46	59,48	2 1 1 1 1 1 1	I VI IV II III V VII
Microtus brecciensis mediterraneus (Site: Cullar de Bazal)										
Cu-25	25,17	14,79	14,35	13,47	10,82	11,48	9,934	61,37	3 1 1 1 1 1 1	I II III IV VI V VII
Cu-22	21,91	15,15	14,43	13,05	13,05	12,12	10,26	59,44	2 1 1 1 1 1 1	I II III V IV VI VII
Cu-21	18,67	14	15,11	14,22	11,78	12,22	14	58,89	1 1 1 1 0 0 1	I III IV VII II VI V
Cu-20	16,71	14,42	15,1	13,73	13,04	12,82	14,19	58,12	1 1 1 0 0 0 1	I III II VII IV V VI
Cu-23	17,5	15	15	14,5	13	14	11	57,5	2 1 1 1 1 1 1	I III II IV VI V VII
Cu-24	21,08	13,9	15,02	14,35	13,45	12,56	9,641	57,17	2 1 2 1 1 1 1	I III IV II V VI VII
Lagurus praepannonicus (Site: Betfia-IX)										
m	14,96	13,3	14,25	15,2	14,25	14,25	13,78	56,29	1 0 1 1 1 1 1	IV I V VI III VII II
d	14,97	12,7	14,74	15,42	13,61	15,87	12,7	56,24	1 1 1 1 1 1 1	VI IV I III V VII II
b	13,03	12,8	14,45	14,69	14,69	14,69	15,64	56,16	0 0 0 0 0 0 1	VII V VI IV III I II
e	12,67	13,57	14,48	14,71	14,71	16,29	13,57	56,11	0 1 1 1 1 1 1	VI IV V III VI II I
o	14,42	12,98	14,9	13,94	15,38	13,94	14,42	55,77	1 0 1 0 1 0 1	V III I VII VI IV II
j	12,09	13,85	14,61	14,61	15,11	15,11	14,61	55,67	0 0 1 1 1 1 1	V VI VI IV III II I
k	13,83	13,33	14,81	15,31	14,32	14,81	13,58	55,56	1 0 1 1 1 1 1	IV III VI V I VII II
c	11,68	12,38	14,49	16,36	14,72	14,49	15,89	54,44	0 0 0 1 0 0 1	IV VII V VI III II I
n	12,8	13,27	15,88	15,64	14,69	14,93	12,8	53,79	1 1 1 1 1 1 1	III IV VI V II VII I
f	12,79	14,61	15,98	15,98	14,61	14,61	11,42	53,42	1 1 1 1 1 1 1	III IV V VI II I VII
h	11,17	14,36	14,89	15,43	16,76	16,49	10,9	52,93	1 1 1 1 2 2 1	V VI IV III II I VII

Table 1. Values of the Proximal Regional Index (RPI), Identity Sequence (IS) and Ordering Sequence (OS) in living and extinct populations of the *Arvicola*, *Microtus*, *Pitymys* and *Lagurus* genera.

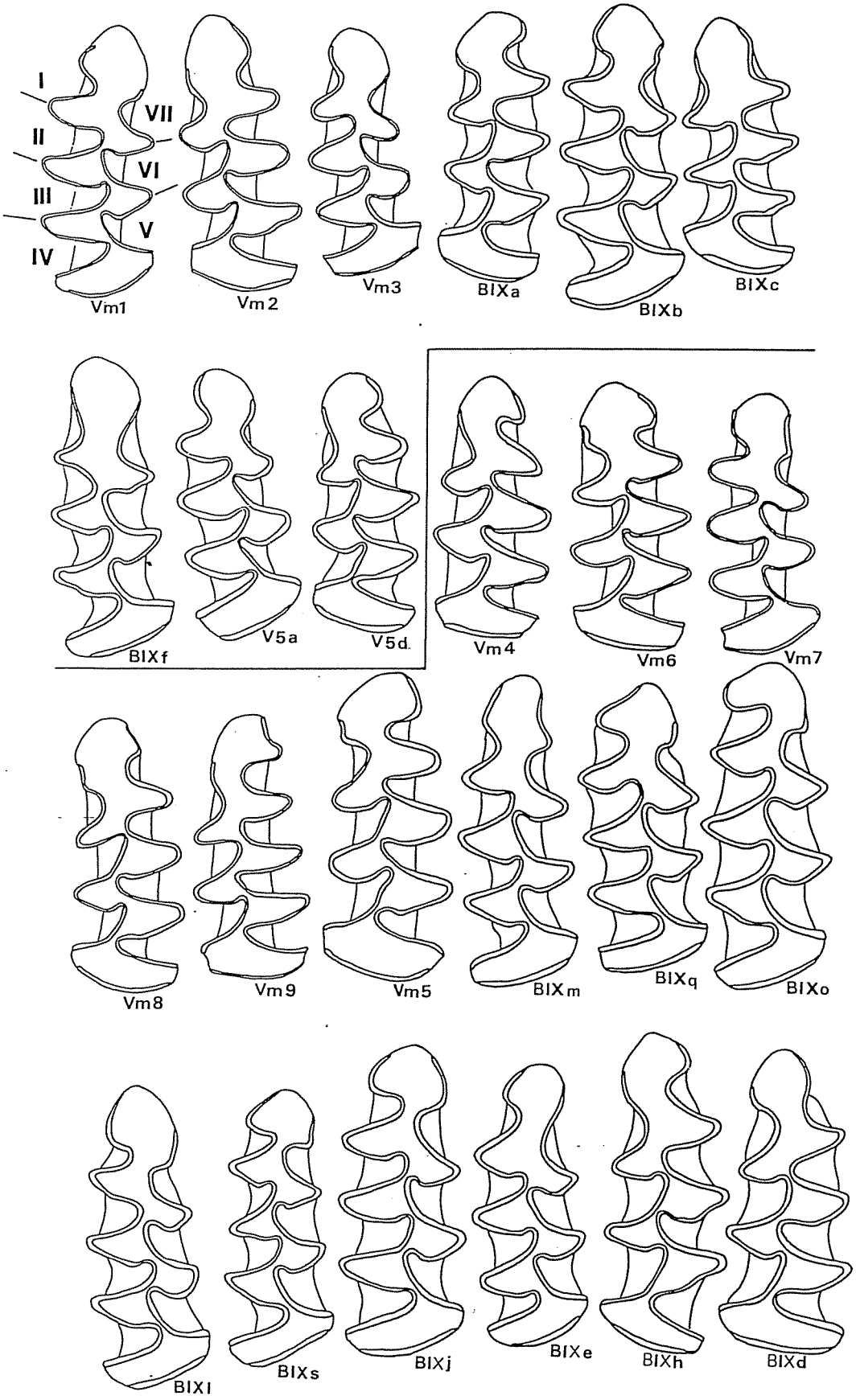


Figure 1. *Arvicola deucalion* (Kretzoi, 1969): Venta Micena site (vm1, vm2, and vm3), Betfia-IX site (BIXa, BIXb, BIXc, BIXf) and Villány-5 site (V5a, V5d). *Euphaiomys azarai* Ruiz Bustos, 1988: Venta Micena site (vm5, vm6, vm7, vm8, vm9) and Betfia-IX (BIXm, BIXq, BIXo, BIXl, BIXs, BIXj, BIXe, BIXh, BIXd).

is an ancestor of the Middle and Upper Pleistocene *Arvicola* species, and *Euphaiomys azarai* Ruiz Bustos, 1988 is an ancestor of *Pitymys* and *Microtus* genera.

5. BIBLIOGRAPHY

Gibert, J., Agustí, J. y Moya, S. 1983. Presencia de *Homo sp.* en el yacimiento del Pleistoceno inferior de Venta Micena (Orce, Granada). *Paleont. i Evol.*, Publ. esp., 1-9.

Hinton, M.A.C. 1926. Monograph of the voles and lemmings (Microtinae) living and extinct. *British museum*, London **1**, 1-488.

Kormos, TH. 1932. Neue Wühlmause aus dem Oberpliocan von Puspokfurdo. *N. Jb. Min. Beil.*, Bd **69 B**, 323-34.

Kretzoi, M. 1969. Skizze einer Ervicoliden-Phylogenie. *Vertebr. Hung.* **11, 1/2**, 155-193.

Meulen, A.J. van der. 1974. On *Microtus (Allophaiomys) deucalion* (Kretzoi, 1969), *(Arvicolidae, Rodentia)*, from the upper Villányian (lower Pleistocene) of Villány-5, S. Hungary. *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen*, Series **B, 77, 3**, 259-266.

Ruiz Bustos, A. 1987a. Consideraciones sobre la sistemática y evolución de la Familia *Arvicolidae*. El género *Mimomys*. *Paleomammalia,* **1,2**, 1-54.

Ruiz Bustos, A. 1987b. El proceso de Bioglagénesis y su rol en la biogeografía de las faunas europeas de roedores durante el Cuaternario. *XII Internacional Congress INQUA*, 256.

Ruiz Bustos, A. 1988. Estudio sobre los Arvicólidos cuaternarios. *Paleomammalia,* **2,1**, 1-89.

Ruiz Bustos, A. in press. Secuencia cronológica del Cuaternario en las Cordilleras Béticas. *Monografías AEQUA*, **2**, 0-0.

Terzea, E. 1988. La faune de vertebrés du pléistocène inférieur de Betfia-IX (Départ. de Bittor, Roumanie). *Trav. Inst. Spéol. "Emile Racovitza"*, t. **XXVII**, 79-85.

Spec.	I	II	III	IV	V	VI	VII	RPI	IS							OS						
									I						VII	big					little	
Arvicola deucalion	(Site: Venta Micena)																					
vm1	11,55	15,82	18,35	16,14	14,4	14,24	9,494	51,11	1	2	2	2	2	1	1	III	IV	II	V	VI	I	VII
vm2	12,48	14,92	17,35	17,5	14,31	14	9,437	50,84	1	2	2	2	2	1	1	IV	III	II	V	VI	I	VII
vm3	10,43	13,57	16	16,35	18,61	14,26	10,78	49,04	0	1	1	2	2	1	1	V	IV	III	VI	VI	I	VII
Arvicola deucalion	(Site: Betfia-IX)																					
b	13,35	14,99	17,25	15,81	15,61	13,55	9,446	51,33	1	2	2	2	2	1	1	III	IV	V	II	VI	I	VII
n	11,27	15,2	16,91	16,91	15,2	14,22	10,29	50,98	1	1	2	2	1	1	1	III	IV	V	II	VI	I	VII
c	11,47	14,46	16,96	16,96	15,21	15,46	9,476	50,87	1	2	2	2	2	2	1	III	IV	VI	V	II	I	VII
f	10,05	11,96	17,22	17,22	17,7	14,35	11,48	47,85	0	1	2	2	2	1	1	V	IV	III	VI	II	VII	I
Arvicola deucalion	(Site: Villány-5)																					
d	12,28	15,25	16,73	16,19	16,73	13,36	9,447	50,34	1	2	2	2	2	1	1	III	V	IV	II	VI	I	VII
a	10,33	14,04	17,88	17,35	17,22	14,04	9,139	47,55	1	2	2	2	2	2	1	III	IV	V	VI	II	I	VII
Euphaiomys azarai	(Site: Venta Micena)																					
vm9	16,13	14,61	17,05	15,68	14	12,48	10,05	53,27	2	1	2	2	1	1	1	III	I	IV	II	V	VI	VII
vm4	14,53	14,22	17	14,68	15,46	14,22	9,892	52,86	1	1	2	1	2	1	1	III	V	IV	I	VI	II	VII
vm7	10,97	14,52	16,13	14,84	16,77	14,52	12,26	52,26	0	1	1	1	1	1	1	V	III	IV	VI	II	VII	I
vm5	14,02	13,49	15,48	16,14	16,14	14,42	10,32	52,25	1	1	2	2	2	1	1	IV	V	III	VI	I	II	VII
vm8	11,81	13,86	16,38	16,38	15,43	15,12	11,02	51,81	1	1	1	1	1	1	1	III	IV	V	VI	II	I	VII
vm6	12,26	14,35	15,84	15,55	16,89	14,5	10,61	51,72	1	1	1	1	2	1	1	V	III	IV	VI	II	I	VII
Euphaiomys azarai	(Site: Betfia-IX)																					
m	12,34	12,77	15,32	14,47	14,89	14,89	15,32	55,32	0	0	1	0	0	0	1	III	VII	V	VI	IV	II	I
q	16,02	14,78	14,78	15,61	14,37	13,96	10,47	55,24	2	1	1	1	1	1	1	I	IV	II	III	V	VI	VII
o	13,66	15,56	14,99	14,61	15,37	14,8	11,01	55,03	1	1	1	1	1	1	1	II	V	III	VI	IV	I	VII
j	13,81	14,18	15,67	15,3	14,18	13,06	13,81	54,85	1	1	1	1	1	0	1	III	IV	V	II	VI	I	VI
s	15	12,73	14,09	15,91	15,45	13,41	13,41	54,55	1	0	1	1	1	1	1	IV	V	I	III	VI	VII	II
e	12,5	13,36	15,52	13,79	16,38	16,38	12,07	54,31	1	1	1	1	1	1	1	V	VI	III	IV	II	I	VII
n,	13,36	12,98	16,03	15,27	14,89	14,5	12,98	53,82	1	1	1	1	1	1	1	III	IV	V	VI	I	VII	II
f	16,22	14,41	15,77	16,22	14,41	13,06	9,91	53,6	2	1	2	2	1	1	1	IV	I	III	V	II	VI	VII
k	14,23	14,62	15,81	15,42	15,81	13,83	10,28	52,96	1	1	2	2	2	1	1	III	V	IV	II	I	VI	VII
i	11,34	15,55	16,39	15,13	15,76	14,5	11,34	52,73	1	1	1	1	1	1	1	III	V	II	IV	VI	VII	I
l	13,19	13,62	16,17	15,74	15,74	13,19	12,34	52,34	1	1	1	1	1	1	1	III	IV	V	II	VI	I	VII
h	12,05	14,26	16,87	15,06	16,06	14,46	11,24	52,01	1	1	2	1	1	1	1	III	V	IV	VI	II	I	VII
d	11,64	12,89	16,63	17,05	16,22	14,14	11,43	50,1	1	1	1	1	1	1	1	IV	III	V	VI	II	I	VII

Table 2. Values of the Proximal Regional Index (RPI), Identity Sequence (IS) and Ordering Sequence (OS) in *Arvicola deucalion* (Kretzoi, 1969) and *Euphaiomys azarai* Ruiz Bustos, 1988 of the Venta Micena, Villány-5 and Betfia-IX sites.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 65-69. MÁLAGA, 1993.

BIOCONSTRUCCIONES DE CORALLINÁCEAS PROFUNDAS Y SOMERAS EN SECUENCIAS DELTAICO-ARRECIFALES EN EL MESSINIENSE DE LA CUENCA DE SORBAS (ALMERÍA, SE ESPAÑA)

J.C. BRAGA, A.P. JIMÉNEZ, J.M. MARTÍN y *P. RIVAS*
Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad de Granada. Campus Fuentenueva s/n. 18002 Granada. España.

ABSTRACT

Deep-water coralline algal bioconstructions developed on top of reef blocks included in distal (prodelta) facies of deltaic sediments near La Mela (Almería, SE Spain). These sediments belong to one of the Messinian sedimentary units of the Neogene of the Sorbas Basin. The coralline bioconstructions, several metres wide and up to 1.10 m high, are restricted to the upper surface of the reef blocks. They consist of superimposed, irregular and contorted, laminar thalli of *Lithothamnion*, togheter with some thicker thalli of *Spongites* and minor *Lithoporella*. Serpulids, vermetids, bryozoans an encrusting foraminifers account for a small (ca. 2%) percentage of the framework. The large and abundant constructional voids are partially filled by silty marls and a late, blocky calcite cement. Shallower coralline growths occur related to small patch reefs of *Porites* and *Hyotissa* in the delta-front, bioclastic sands in the same sedimentary unit.

Keywords: Coralline algae, bioconstructions, Messinian, Almería.

Palabras clave: Algas corallináceas, bioconstrucciones, Messiniense, Almería.

1. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Las bioconstrucciones estudiadas en este trabajo se encuentran en el Messiniense de la Cuenca de Sorbas, una de las cuencas intramontañosas neógenas desarrolladas en el sureste de la Península Ibérica sobre los materiales de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Fig. 1). El mejor afloramiento de estas bioconstrucciones, que será descrito en detalle a continuación, se localiza inmediatamente al sur de la aldea de La Mela, 7,5 km al norte de Sorbas, junto a la carretera que conduce desde esta población hasta Lubrín.

La Cuenca de Sorbas es una cuenca estrecha, alargada en dirección E-W, limitada al norte por la Sierra de los Filabres y al sur por la alineación Sierra Alhamilla-Sierra de Cabrera (Fig. 1). El relleno de la cuenca está constituido por un conjunto de unidades sedimentarias separadas por discordancias, que se extienden desde un posible Mioceno medio hasta el Cuaternario.

La sección estudiada pertenece a una de las unidades messinienses distinguidas por Braga y Martín (1992) (Fig. 2). Esta unidad forma parte del ciclo inferior, pre-evaporítico, messiniense de la cuenca (Braga y Martín, 1992). Este ciclo se inicia con unas areniscas calcáreas y calcarenitas (Miembro Azagador en la terminología de Ruegg, 1964), cuya edad, precisada por González Donoso y Serrano (1977) y Sierro et al. (1993), en el centro de la cuenca es todavía Tortoniense superior. Estos depósitos cambian lateralmente y hacia arriba a margas limosas, margas y margocalizas (parte inferior del miembro Abad de Ruegg, 1964), que casi desde la base corresponden ya al Messiniense (González Donoso y Serrano, 1977; Serrano, 1979 y Sierro et al., 1993). Una discordancia angular y erosiva, muy marcada en los márgenes de la cuenca, separa esta unidad de las suprayacentes. La siguiente unidad, en la que se encuentran las bioconstrucciones estudiadas, está caracterizada por el desarrollo de biohermos de coral entre sedimentos mixtos bioclásticos y siliciclásticos en plataformas estrechas, o sobre sistemas terrígenos deltaicos. *Porites* y *Tarbellastraea* o sólo *Porites*, siempre con *Siderastrea* como elemento accesorio, son los corales que construyen estos biohermos, cuyas facies de flanco son ricas en bioclastos de *Halimeda*, bivalvos y serpúlidos, junto a fragmentos de coral. Hacia el centro de la cuenca, los sedimentos distales de la unidad están constituidos predominantemente por limos margosos, margas, diatomitas y sedimentos redepositados, entre los que destacan brechas y bloques procedentes de los biohermos de dimensiones muy variables, hasta algunas decenas de metros (Martín y Braga, 1990; Braga y Martín, 1992). La siguiente unidad, separada también por una ligera discordancia angular y erosiva, finaliza el ciclo inferior messininse. Está constituida por un sistema arrecifal costero, progradante hacia el centro de la cuenca (Dabrio et al., 1985). El armazón de estos arrecifes, formado por *Porites* y estromatolitos (Riding et al., 1991), da paso lateralmente hacia la cuenca a brechas y bloques de coral, calcarenitas y margas limosas.

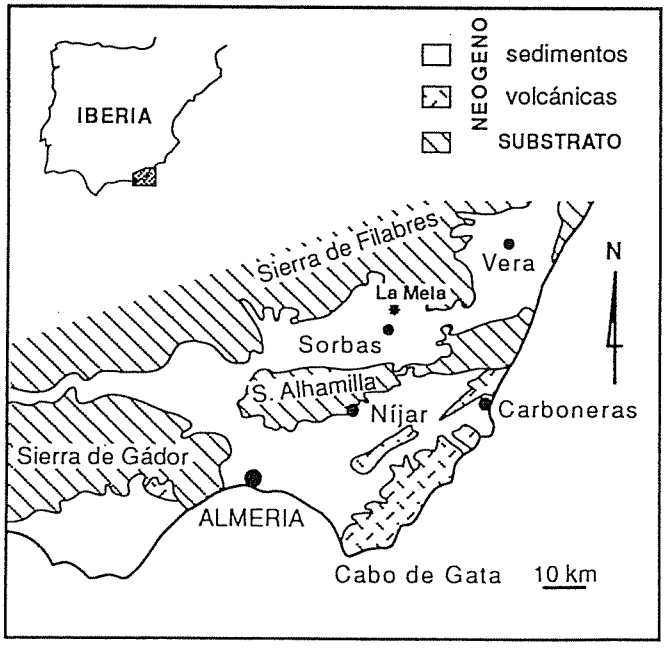


Figura 1: Esquema geológico de las cuencas neógenas de Almería. Localización de la sección de la Mela

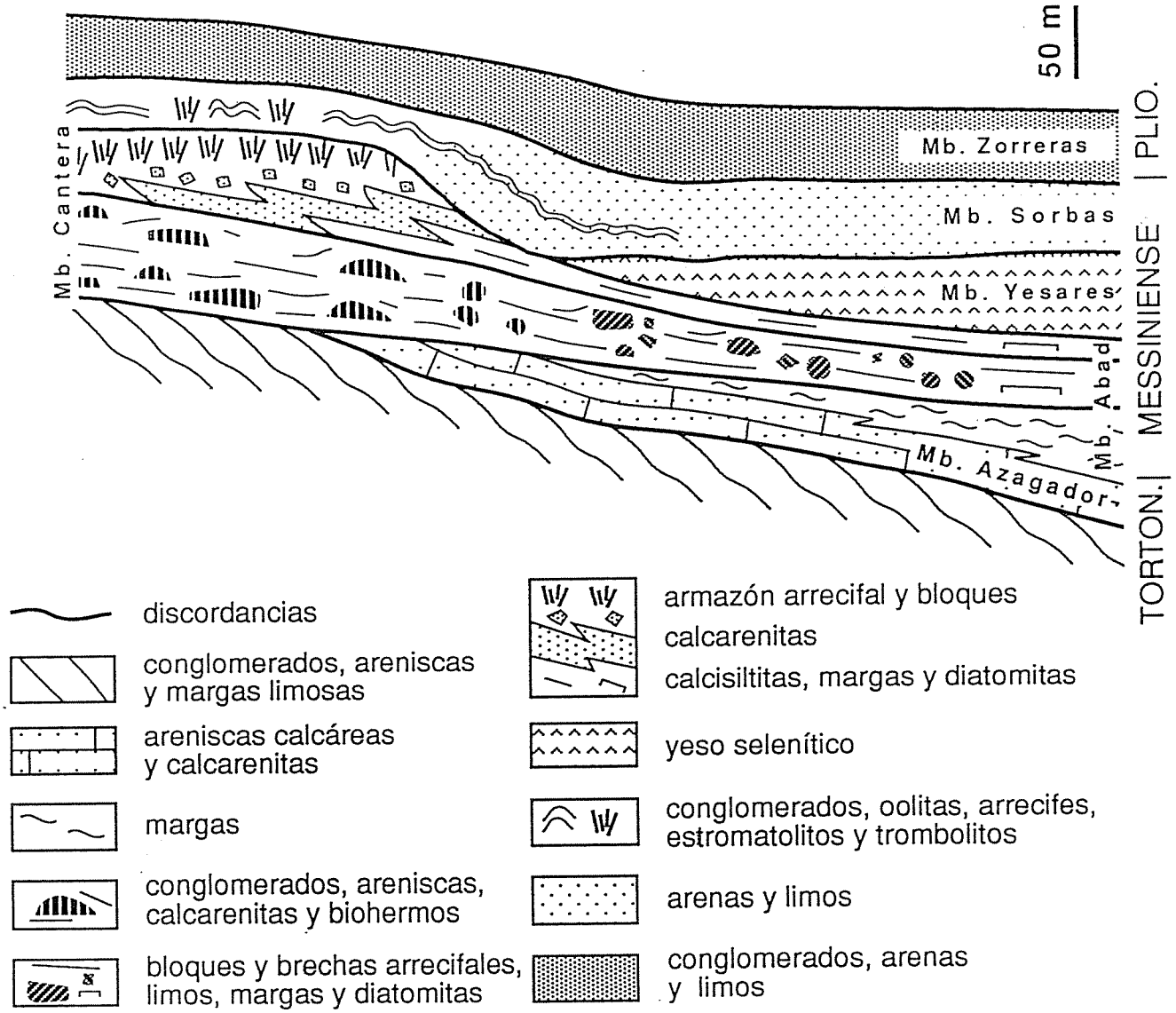


Figura 2: Estratigrafía del Messiniense de la cuenca de Sorbas. Modificado de Braga y Martín (1992)

Los sedimentos distales, limos margosos y margas, de las dos últimas unidades, incluidos tambien por Ruegg (1964) en el Miembro Abad, contienen asociaciones de foraminíferos de edad Messiniense (Iaccarino et al., 1975; Serrano, 1979 y Sierro et al., 1993). El resto de los sedimentos messinienses, el ciclo superior de Braga y Martín (1992), descansa discordantemente sobre los anteriores. Este ciclo incluye tres nuevas unidades sedimentarias: 1) yesos selenítico del centro de la cuenca; 2) oolitas, estromatolitos, parches arrecifales y conglomerados que lateralmente pasan a arenas y limos (Miembro Sorbas de Ruegg, 1964) (Martín et al., 1993); y 3) conglomerados, arenas, limos y carbonatos lacustres (Miembro Zorreras de Ruegg, 1964) que probablemente correspondan ya al Plioceno (Fig. 2).

2. LA SECCIÓN DE LA MELA.

La unidad de los biohermos de coral presenta en esta sección un caracter distal. Sobre las margas azuladas de la unidad infrayacente aparecen, de abajo a arriba los siguientes términos (Fig. 3):

- Brecha de bloques de biohermos y bloques-cantos siliciclásticos de procendencia Nevado-Filábride (micasquistos, cuarcitas, mármoles y anfibolitas); 1-2 m. Las dimensiones de los bloques de biohermos alcanzan hasta 2 m de altura y anchuras de hasta 4 m.
- Margas limosas amarillentas con una intercalación de areniscas turbidíticas, tres niveles de margocalizas y bloques de biohermos dispersos en el tercio superior; 8 m. Sobre los bloques de coral, de hasta 2,5 m de alto por 4 m de ancho, se desarrollan las bioconstrucciones de corallináceas que describiremos a continuación.
- Arenas finas algo cementadas; 2,20 m.
- Margas limosas; 1,10 m.
- Arenas canalizadas, con cantos de hasta 20 cm; máximo 0,8 m. Estan cepilladas a techo por el siguiente término:
- Brecha de bloques de biohermos; hasta 2 m. Los bloques alcanzan hasta 2 m de alto por 3 m de ancho.
- Alternancia de margas limosas y arenas; 5 m.
- Arenas finas y arenas limosas, con bloques de biohermos

dispersos en su mitad superior; 6,5 m. Son bloques de hasta 1,5 m de alto por 3 m de ancho.

- Brecha de bloques de biohermos; 3m. El tamaño de los bloques llega a 3 m de alto por 4 m de ancho.

- Calcarenitas ricas en siliciclásticos, con morfología lenticular y estratificación cruzada; 0,25-0,40 m.

- Arenas limosas; 2,5 m.

- Arenas bioclásticas cementadas con parches de corales y ostreidos, y costras y rodolitos de corallináceas.

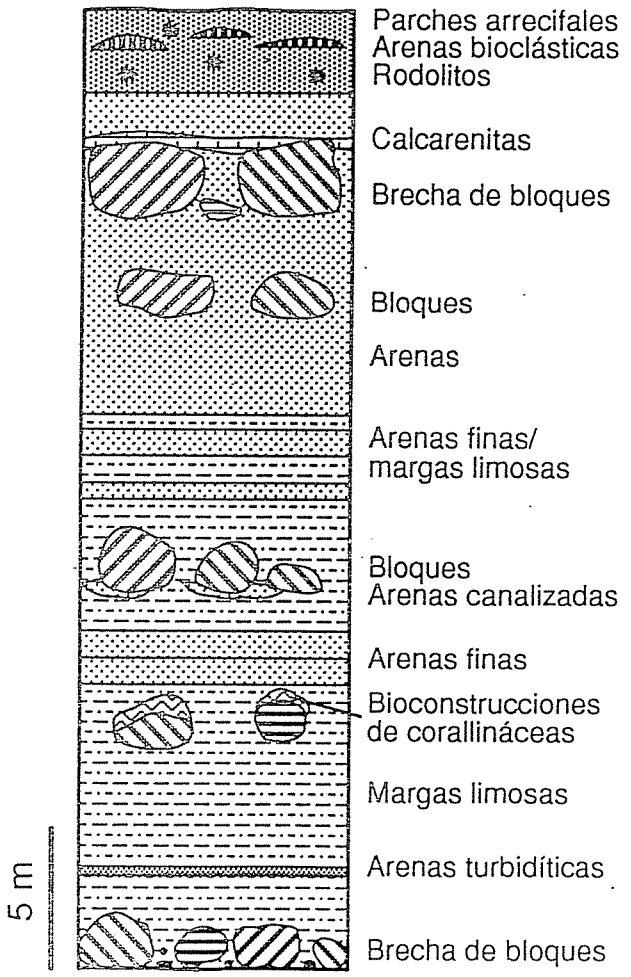


Figura 3: Sección de la Mela

Las asociaciones de bivalvos fósiles en las margas limosas y arenas finas de la mitad inferior de la secciónestán dominadas por infáunicos (venéridos y árcidos fundamentalmente), articulados y no fragmentados, preservados como moldes internos, y pectínidos que aparecen preferentemente como valvas sueltas no fragmentadas. *Neopycnodonte navicularis* (Brocchi) es el ostreido más abundante. En las arenas de la mitad superior las asociaciones de bivalvos están compuestas mayoritariamente por pectínidos, esencialmente valvas articuladas y sueltas sin fragmentar. Sólo en las calcarenitas se observa un elevado grado de fragmentación. En los bloques, a distintas alturas de la secuencia , aparece una asociación de *Limaria*, *Spondylus* y *Lithophaga*.

Las características sedimentarias, junto con observaciones realizadas lateralmente, a lo largo del afloramiento de la unidad en el margen norte de la Cuenca de Sorbas, permiten interpretar estos depósitos como una secuencia deltaica de caracter regresivo. Las arenas del frente deltaico progradan y se superponen sobre las margas limosas y arenas del prodelta o de la transición frente deltaico-prodelta. La abundancia de restos esqueletales produce en algunos niveles una composición más carbonatada. Los bloques de biohermos se interpretan, al igual que en otros afloramientos distales de la unidad (Riding et al., 1991, Braga y Martín, 1992), como fragmentos (bloques) o, incluso, biohermos enteros desplazados pendiente abajo, tras haber crecido en areas más someras, en este caso probablemente en la parte alta del frente deltaico.

3. BIOCONSTRUCCIONES DE CORALLINÁCEAS.

3.1. Profundas, asociadas a bloques de biohermos.

Sobre los bloques de biohermos dispersos en las margas limosas de la parte inferior de la sección, es decir, sobre los bloques englobados en las facies finas del prodelta o transición prodelta-frente deltaico, se desarrollan bioconstrucciones de corallináceas. Estas bioconstrucciones consisten en encostramientos de la superficie superior de los bloques. Sus dimensiones laterales están condicionadas y limitadas por las dimensiones laterales de los bloques, ya que la construcción de algas rojas no se extiende sobre los sedimentos circundantes. Las potencias varían de unos casos a otros entre unos pocos centímetros y 1,10 m.

Internamente las bioconstrucciones están formadas por la superposición de talos de *Lithothamnion*. Estos talos,

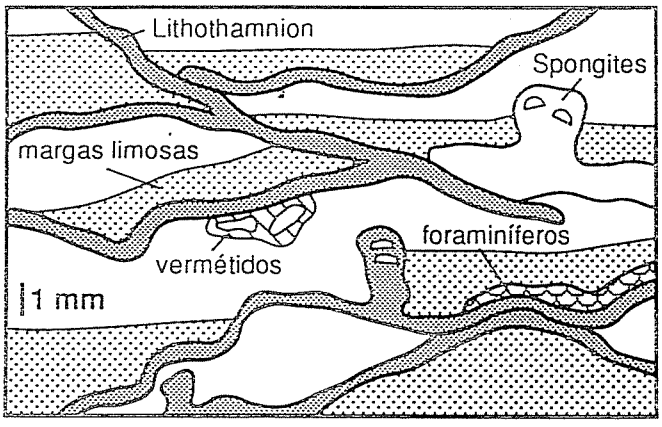


Figura 4: Esquema de la estructura interna de las bioconstrucciones de corallináceas profundas. No se representa el cemento calcítico en bloque que rellena parcialmente los huecos no ocluidos por las margas limosas

de espesores de 0,1 a 3 mm, tienen una morfología laminar, irregular y contorsionada, con protuberancias columnares de dimensiones milimétricas. Son frecuentes las divisiones laterales de los talos y su fusión, lo que en conjunto produce un entramado complejo de láminas. Talos laminares de *Spongites*, más gruesos (hasta 10 mm) y con protuberancias columnares, componen hasta el 10 % de la estructura. También pueden observarse algunos talos de *Lithoporella*. Otros organismos encostrantes como serpúlidos, briozoos, vermétidos y foraminíferos (gypsinidos) contribuyen con porcentajes de entorno al 2 %. Algunos ejemplares de *Spondylus* y *Limaria* se encuentran adheridos a las costras de algas, que engloban

también algunos foraminíferos bentónicos vágiles. Los numerosos y amplios espacios dejados por el entramado están parcialmente rellenos de sedimento fino, margas limosas, probablemente introducido por percolación entre la estructura rígida de los esqueletos de las algas (Fig. 4). Un cemento calcítico en bloque rellena parcialmente los espacios intra e interesqueletales remanentes, así como las fracturas y los escasos huecos producidos por bioperforación.

Estas peculiares construcciones de algas presentan ciertas similitudes con los "coralligènes de plateau" descritos en el Mediterráneo actual por Pérès (1967) y Bosence (1985), entre 40 y 160 m de profundidad. Caracteres comunes son una estructura interna similar, formada esencialmente por superposición de talos laminares irregulares y divididos, y un contexto ambiental de formación de baja turbulencia y relativamente profundo, como indican en nuestro caso los sedimentos circundantes y las características tafonómicas de la asociaciones fósiles que engloban.

A diferencia de los corallígenos actuales, las construcciones messinienses están absolutamente condicionadas en su aparición y extensión por los sustratos rígidos ofrecidos por los bloques de biohermos emplazados entre las margas limosas. Son también distintas por una menor diversidad de algas, francamente dominadas por *Lithothamnion*, la escasez de bioerosión y la ausencia de cementos sinsedimentarios.

Las construcciones de La Mela son también muy parecidas a los arrecifes profundos de algas descritos por Minnery et al. (1985) y Minnery (1990) en el Golfo de México entre 70 y 90 m de profundidad. Estos arrecifes parecen condicionados en su extensión por la presencia de sustratos rígidos, en este caso relictos de arrecifes pleistocenos sumergidos. La estructura interna y composición son bastante afines. Hay, no obstante, cementos sinsedimentarios y una gran abundancia de *Peyssonnelia*, que en nuestro ejemplo sería difícilmente preservable por su esqueleto aragonítico.

3.2. Someras, asociadas a parches arrecifales de corales y ostras

Entre las arenas de la parte más alta de la sección, es decir en las arenas del frente deltaico, aparecen pequeños parches de dimensiones decimétricas a métricas y espesores de hasta 20 cm, compuestos por colonias de *Porites*, en forma de bastones cortos y gruesos, y *Hyotissa squarrosa* Serres con la comisura en posición vertical. Los esqueletos de estos organismos están encostrados por talos laminares con protuberancias de corallináceas, *Spongites* y *Lithoporella*, junto a serpúlidos, briozoos y vermétidos. Se encuentran algunos ejemplares de *Spondylus* cementados a la bioconstrucción.

En las arenas que circundan los parches se observan costras de corallináceas de dimensiones decimétricas, desarrolladas sobre sedimentos con indicios de endurecimiento (enriquecidos en óxidos de hierro). Estas costras están compuestas por talos de *Spongites* y *Lithothamnion*, y en menor proporción *Lithoporella*. Son talos laminares irregulares, de 0,1 a 2 mm de espesor, con protuberancias ramosas de dimensiones milimétricas. Serpúlidos, briozoos, vermétidos y foraminíferos (probablemente nodosáridos) aparecen de nuevo junto a las algas. Rodolitos con la misma composición se encuentan dispersos entre las arenas. Localmente se observan concentraciones de placas de *Halimeda*, que están encostradas por talos muy finos (menos de 1mm) de *Lithothamnion*, *Lithoporella* y *Mesophyllum*, que también aparecen sueltos entre el sedimento.

Se trata, en conjunto, de pequeñas construcciones que pueden representar inicios sin desarrollo posterior de parches arrecifales como los descritos por Martín et al. (1989) en los sistemas deltaicos del Tortoniense superior del Corredor del Almanzora. Las fases de colonización de estos parches están compuestas fundamentalmente por algas rojas y *Porites*, localmente acompañados por ostreidos (Martín et al., 1989). *Hyotissa* a veces forma junto a corales arrecifes de dimensiones reducidas en el Neógeno bético (Braga et al., 1993).

REFERENCIAS

Bosence, D.W.J., 1985. The "Coralligène" of the Mediterranean -a Recent analog for Tertiary coralline algal limestones. In: *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications* (Eds. D.F. Toomey y M.H. Nitecki). Springer. Berlin. 216-225.

Braga, J.C. y Martín, J.M., 1992. Messinian carbonates of the Sorbas basin: sequence stratigraphy, cyclicity and facies. In: *Late Miocene Carbonate Sequences of Southern Spain*: A Guidebook for the Las Negras and Sorbas areas, in conjunction with the SEPM/IAS Research Conference on Carbonate Stratigraphic Sequences: Sequence Boundaries and Associated Facies, August 30-September 3, La Seu, Spain. 78-108.

Braga, J.C., Jimenez, A.P., Martín, J.M. y Rivas, P., 1993. The Murchas reef, Betic mountains, Spain (Middle Miocene). In: *Miocene reefs. A global comparison.* (Eds. C. Jordan, M. Colgan y M. Esteban). Springer. Heidelberg (en prensa).

Dabrio, C.J., Martín, J.M. y Megías, A.G., 1985. The tectosedimentary evolution of Mio-Pliocene reefs in the Province of Almería. In: 6th European Regional Meeting of Sedimentologists, Excursion Guidebook. (Eds. M.D. Milá y J. Rosell). Lleida. 269-305.

González Donoso, J.M. y Serrano, F. 1977. Bio y cronoestratigrafía de los materiales pre-evaporíticos de Sorbas (Almería). Libro guía excursiones, Sem. Messiniense, 3. Málaga, 69-76.

Iaccarino, S., Morlotti, E., Papani, G., Pelosio, G. y Raffi, S., 1975. Litostratigrafia e biostratigrafia di alcune serie neogeniche della provincia di Almería (Andalusia orientale-Spagna). *Ateneo Parmense, Acta naturalia*, 11, 237-313.

Martín, J.M., Braga, J.C. y Rivas, P., 1989. Coral successions in Upper Tortonian reefs in SE Spain. *Lethaia*, **22**, 271-286.

Martín, J.M. y Braga, J.C., 1990. Arrecifes messinienses de Almería. Tipologías de crecimiento, posición estratigráfica y relación con las evaporitas. *Geogaceta.*, **7**, 66-68.

Martín, J.M., Braga, J.C. y Riding, R., 1993. Siliciclastic stromatolites and thrombolites, late Miocene, S.E. Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 131-139.

Minnery, G.A., 1990. Crustose coralline algae from the Flower Garden Banks, Northwestern Gulf of Mexico: controls on distribution and growth morphology. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 992-1007.

Minnery, G.A., Rezak, R. y Bright, T.J., 1985. Depth zonation and growth form of crustose coralline algae: Flower Garden Banks, Northwestern Gulf of Mexico. In: *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications* (Eds. D.F. Toomey y M.H. Nitecki). Springer. Berlin. 237-246.

Pérès, J.M., 1967. The Mediterranean benthos. *Oceanography and Marine Biology Annual Reviews*, **5**, 449-533.

Riding, R., Martín, J.M. y Braga, J.C., 1991. Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almería, Spain. *Sedimentology.*, **38**, 799-818.

Ruegg, G.J.H., 1964. Geologische onderzoe-kingen in het bekken van Sorbas, S Spanje. Amsterdam Geological Institut, University of Amsterdam, Holanda. 64 pp.

Serrano, F. 1979. Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis Universidad Málaga, 272 p.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., Gonzalez-Delgado, J.A. y Francés, G., 1993. Late Miocene globorotaliid even-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, **21**, 143-168.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 70-72. MÁLAGA, 1993.

LOS ROEDORES DEL MIOCENO INFERIOR DE ELS CASOTS (VALLÉS-PENEDÉS). NOTA PRELIMINAR

J. AGUSTI y *M. LLENAS*
Institut de Paleontologia "M. Crusafont". 08201-Sabadell. España

ABSTRACT

The fossiliferous site of Els Casots is placed in the Lower Continental Unit of the Vallès-Penedès basin, close to the village of Sant Sadurní. It is made up of up to ten fossiliferous levels which in the recent years have yielded a very abundant fauna of large and small mammals. From a geologic point of view, the site corresponds to a small lake which has remained preserved on the Litoral Catalan Range. To the present, the rodent faunal list of the levels CS-73 and CS-74 from this site is composed of the following taxa: *Megacricetodon minor primitivus, Democricetodon aff. hispanicus, Ligerimys antiquus, Pseudodryobericus, Pseudodryomys simplicidens, Pseudodryomys julii, Peridyromys murinus, Microdyromys sp., Glirudinus modestus, Eomuscardinus aff. thaleri, Heteroxerus rubricati and Atlantoxerus idubedensis*. This assemblage can be ascribed to the *Megacricetodon primitivus* Zone (Agustí, 1982).

Keywords: Rodents, Mammals, Early Miocene, Vallès-Penedès, Western Mediterranean.

Palabras claves: Roedores, Mamíferos, Mioceno inferior, Vallès-Penedès, Mediterráneo occidental.

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto DGICYT PB-90-075.

1. INTRODUCCION

El yacimiento de Els Casots forma parte de la Unidad Continental Inferior de la cuenca del Vallès-Penedès, formada mayoritariamente por depósitos terrígenos de litología variada, asociados localmente a niveles palustres y lacustres (Agustí *et al.*, 1985). El lago fósil de Els Casots se encuentra situado en el término municipal de Subirats, cerca de la población de Sant Sadurní d'Anoia. Se compone de más de una decena de niveles fosilíferos que en los últimos años han librado una abundante fauna de macromamíferos (Agustí et al., 1990; Rius-Font & Moyà-Solà, 1992). Junto a esta macrofauna, diversos niveles han proporcionado restos de micromamíferos. En este trabajo se realiza una primera aproximación a la fauna de roedores de los niveles 73 y 74. Una descripción detallada del material de Sciuridae de esta localidad se encuentra en Aldana (1992), por lo que en esta nota se hará referencia únicamente al material de Cricetidae, Gliridae y Eomyidae.

2. SISTEMATICA

La fauna de roedores de Casots-73 y Casots-74 no muestra diferencias significativas entre una y otra e incluye las siguientes especies: *Megacricetodon minor primitivus, Democricetodon aff. hispanicus, Ligerimys ellipticus, Pseudodryomys ibericus, Pseudodryomys simplicidens, Pseudodryomys julii, Microdyromys sp., Peridyromys murinus, Glirudinus modestus, Eomuscardinus aff. sansaniensis, sp., Heteroxerus rubricati* y *Atlantoxerus idubedensis*.

***Megacricetodon minor primitivus* (Freudenthal)**

Las poblaciones de *M. m. primitivus* de Els Casots 73 y 74 muestran una gran uniformidad morfológica: M 1 superiores con protolófulo posterior y mesolofo variable, entre largo hasta casi inexistente; M 1 inferiores con anterocónido simple y mesolófido mediano o corto. Las dimensiones de *M. m. primitivus* de Els Casots-73 y 74 son algo superiores a las de Can Martí Vell 1 y 2, en la misma cuenca(Agustí, 1983), comparables a las de la misma especie del yacimiento valenciano de Buñol (Adrover et al., 1987).

***Democricetodon aff. hispanicus* Freudenthal**

D. aff. hispanicus de Els Casots coincide en talla y morfología con el material de la misma especie de Can Martí Vell y Buñol (Agustí, op. cit.; Adrover *et al.*, op. cit.). *D. aff. hispanicus* corresponde a una especie de talla superior a la especie tipo *D. hispanicus* de Villafeliche-2a y con mesolófidos más cortos. Entre el material de Els Casots-73 algunos molares inferiores de talla superior podrían indicar la presencia de una forma primitiva de *Fahlbuschia* de dimensiones reducidas.

***Ligerimys ellipticus* Daams**

Ligerimys ellipticus aparece escasamente representado en el nivel CS-74 (3 %) y hasta el momento no ha sido encontrado en CS-73. Aunque las pocas piezas inferiores recolectadas presentan todavía cresta longitudinal, el tamaño reducido de éstas y su grado de simplificación (ausencia de anterolófido) indican la presencia de esta especie en Els Casots. Con anterioridad, en el Vallès-Penedès *Ligerimys ellipticus* había sido señalado en Can Martí Vell-1 y Can Martí Vell-2 (Agustí, op. cit.). En estas últimas localidades, la citada especie aparecía abundantemente representada (69 %), asociada a *Ligerimys florancei* (12 %).

***Pseudodryomys simplicidens* De Bruijn**

Esta especie muestra en Els Casots una morfología muy constante, caracterizada por morfotipos muy simplificados (morfotipo F para los molares superiores y morfotipo M para los inferiores, sensu DAAMS, 1974). Junto con *Democricetodon aff. hispanicus*, constituye la especie más abundante en Els Casots (CS-73: 35 %; CS-74: 21 %).

***Pseudodryomys julii* Daams**

Esta especie fue descrita por primera vez por DAAMS (1989) en la localidad de Artesilla (Calatayud-Daroca). Corresponde a una forma de morfología simple similar a *Pseudodryomys simplicidens*, pero de talla mucho más

reducida. Hasta el presente no había sido reconocida en la cuenca del Vallès-Penedès.

Pseudodryomys ibericus **De Bruijn**

Como en el caso de *P. simplicidens*, esta especie presenta en Els Casots una morfología muy constante, correspondiente al morfotipo C de DAAMS (1974). Su representación relativa, sin embargo, es mucho más reducida (11 % para ambos niveles).

Microdyromys koegniswaldi **De Bruijn**

Esta especie aparece escasamente representada en ambos nivels de Els Casots (3 % en ambos niveles). Sin embargo, este grado de representación es superior al que se registra en los niveles de Can Martí Vell (Agustí, 1983).

Peridyromys murinus **(Pomel)**

Esta especie aparece únicamente en el nivel de CS-73, escasamente representada por dos molares superiores (1 % del total).

Eomuscardinus aff. thaleri **De Bruijn**

Una forma próxima a esta especie se encuentra representada en CS-74 por dos molares. El M 1 superior muestra una morfología complicada, próxima a *Glirudinus undosus*, pero con caracteres derivados propios de *Eomuscardinus* o *Muscardinus*, como son una superficie oclusal plana y crestas accesorias de grosor constante. Morfológicamente, los ejemplares de CS-74 son, en este sentido, más avanzados que *Eomuscardinus aff. sansaniensis* de Eitensheim (Mayr, 1979). A pesar de su nivel de complicación, la especie de Els Casots parece más relacionada con la línea de *Eomuscardinus thaleri* de Manchones que con *Eomuscardinus sansaniensis* de Sansan.

3. DISCUSION

La asociacion de *Megacricetodon minor primitivus, Democricetodon aff. hispanicus* y *Pseudodryomys simplicidens* en CS-73 y CS-74 indica que ambos niveles son atribuibles a la zona *Megacricetodon minor primitivus* (Agustí, 1982). Esta biozona se encuentra representada en el Vallès-Penedès en diversas localidades (especialmente, Can Martí Vell-1 y Can Martí Vell-2). La localidad de Bunyol (Daams & Freudenthal, 1974; Adrover *et al.*, 1987) pertenece asimismo a esta biozona (Agustí, op. cit.), así como las localidades incluidas por Daams & Freudenthal (1981) en la zona C de la cuenca de Calatayud-Daroca. En la península Ibèrica, las microfaunas correspondientes a la biozona inmediatamente posterior (zona con *Megacricetodon minor collongensis*) presentan un contenido muy diferente, caracterizado por la presencia de una especie más derivada de *Megacricetodon*, la ausencia de diversas especies de glíridos (*Glirudinus, Bransatoglis*), eómyidos (*Ligerimys*) y cricétidos (*Democricetodon aff. hispanicus*), que indican la transición hacia un biotopo más seco y abierto (Agustí et al., 1984). Por lo que hace a Els Casots, los niveles CS-73 y CS-74 pertenecen sin duda a la primera de las biozonas indicadas. Sin embargo, la comparación con los niveles próximos de Can Martí Vell-1 y Can Martí Vell-2 muestran una composición cualitativa y cuantitativamente diferente que posiblemente indica una cierta diferencia en edad (Tabla 1). Así, diversas especies abundantemente representadas en Can Martí Vell, se encuentran escasa o nulamente representadas en Els Casots. Es el caso del género *Ligerimys*, que aparece en CS-74 en un 3 % (Tabla 1), mientras que en Can Martí Vell aparecía representado hasta por dos especies. Otro tanto cabría decir de *Glirudinus modestus*, prácticamente ausente de Els Casots. Otras ausencias como *Eumyarion* o *Bransatoglis*, ya de por sí raros en Can Martí Vell, son más difíciles de evaluar desde un punto de vista estadístico. Otra diferencia con Can Martí Vell es la presencia de elementos hasta ahora ausentes en el Mioceno inferior continental del Vallès-Penedès, como *Pseudodryomys julii, Eomuscardinus aff. thaleri* y *Atlantoxerus idubedensis* (Aldana, 1992). Mientras que *E. aff. thaleri* aparece como un descendiente probable de *Glirudinus undosus*, presente en Can Martí Vell, las otras dos especies deben corresponder a nuevos inmigrantes en la cuenca. Caso de ser confirmarda en un futuro, la presencia de *Fahlbuschia* en Els Casots debería interpretarse en este mismo contexto. Así pues, aun cuando la fauna de Els Casots se sitúa todavía por debajo de los niveles con *Megacricetodon minor collongensis*, todo lo expuesto indica que nos encontramos en niveles más recientes que los anteriormente atribuidos a la zona con *Megacricetodon minor primitivus* y que evidencian ya el tránsito hacia un contexto climático más árido y seco, tal como ha sido puesto en evidencia con otro tipo de argumentos (Agustí *et al.*, 1984; Daams et al., 1984).

REFERENCIAS

Adrover, R., Mein, P. y Belinchón, M. 1987. La fauna de roedores en el Aragoniense medio del Barranco del Candel, Buñol (provincia de Valencia, España). *Paleontologia i Evolució*, **21**, 43-61.

Agustí, J. 1982 . Biozonación del neógeno continental de Cataluña mediante Roedores. *Acta Geol. Hisp.*, **17**, 21- 26.

Agustí, J. 1983 . Roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Can Martí Vell (Vallès-Penedès, Cataluña, España). *Estudios geol.*, **39** , 417-430.

Agustí, J., Cabrera, L. y Moyà-Solà, S. 1985 . Sinopsis estratigráfica del Neógeno de la fosa del Vallès-Penedès. *Paleontologia i Evolució* , **18**: 57-84.

Agustí, J., Cabrera, L., Domènech, R., Martinell, J., Moyà-Solà, S., Ortí, J. and Porta, J. de. 1990: Neogene of the Penedès area (Prelittoral Catalan depression, NE Spain). *Paleontologia i Evolució* , Mem. Esp. 2, 187-207.

Agustí, J., Moyà-Solà, S. & Pons-Moyà, J. 1984: Mammal distri bution dynamics in the eastern margin of the Iberian Peninsula during the Miocene. *Paléobiologie continentale*, **14**: 33-46.

Aldana,E.J. 1992. Los Sciurinae (Rodentia, Mammalia) del Mioceno de la Cuenca del Vallès-Penedès (Catalunya, España). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, **2**, 69-97.

Daams,R. 1974. *Pseudodryomys* (Gliridae, Rodentia, Mammalia) from early and middle Miocene Deposits in Spain. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Ser. B, **77**, 201-240.

Daams, R. 1989. Miscellaneous Gliridae from the Miocene of the Calatayud-Teruel Basin, Aragón, Spain. *Scripta geologica*, **89**,

13-26.

Daams , R. & Freudenthal, M. 1974. Early Miocene Cricetidae from Buñol (Valencia, Spain). *Scripta Geologica*, **10**.

Daams, R. & Meulen, A.J. van der. 1984. Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the Upper Oligocene and Miocene of North Central Spain. *Paléobiologie continentale*, **14**: 241-257.

Mayr, H. 1979. *Gebissmorphologische Untersuchingen an miozänen Gliriden (Mammalia, Rodentia) Süddeutschlands*. Tesis Universität München, 380 pp.TABLA 1

ESPECIES/LOCALIDADES	CM-1	CM-2	CS-73	CS-74
Megacricetodon m. primitivus	16.6	12.9	12.8	17.7
Democricetodon aff. hispanicus	6	19.3	26.6	26.3
Eumyarion weinfurteri	2.2	--	--	--
Ligerimys florancei	9	3.2	--	--
Ligerimys ellipticus	52.2	22.5	--	3
Pseudodryomys simplicidens	4.5	33.8	34.6	20.7
Pseudodryomys ibericus	--	--	10.6	10.8
Pseudodryomys julii	--	--	6.4	1.7
Peridyromys murinus	0.7	4.8	1.1	--
Mucrodyromys sp.	3.8	1.6	2.7	3
Glirudinus modestus	1.2	1.6	--	0.4
Glirudinus undosus	1.2	--	--	--
Eomuscardinus aff. *thaleri*	--	--	--	0.9
Bransatoglis astaracensis	0.7	--	--	--
Heteroxerus rubricati	--	--	4.3	13.4
Atlantoxerus idubedensis	--	--	1.1	1.3
Número Total de Dientes	172	63	146	173

Tabla I: Porcentajes de especies en cada localidad. CM-1: Can Martí Vell 1.- CM-2: Can Martí Vell 2.- CS-73: Cassots-73.- CS-74: Cassots-74

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 73-78. MÁLAGA, 1993.

CONSIDERACIONES TAFONÓMICAS, PALEOECOLÓGICAS Y PALEOETOLÓGICAS SOBRE LA COMUNIDAD DE MACROMAMÍFEROS DE VENTA MICENA (ORCE, GRANADA)

M. MENDOZA[1], *P. PALMQVIST*[1], *S. GUERRERO*[1], *B. MARTÍNEZ NAVARRO*[2], *J.A. PÉREZ CLAROS*[1], *J. GIBERT*[3] y *V. EISENMANN*[4]

1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga. 29071-Málaga. España.
2) Escuela-taller de Museología. Palacio de los Segura. 18858-Orce (Granada). España.
3) Institut de Paleontologia "Dr. M. Crusafont". Escola Industrial, 23. 08201-Sabadell (Barcelona). España.
4) Institute de Paléontologie (C.N.R.S.). 8 rue Buffon. 75005-Paris. Francia.

ABSTRACT

Some aspects of the taphonomy, paleoecology and paleoethology of the large sized mammal paleocommunity from the Lower Pleistocene Site at Venta Micena (Orce, Granada, Southern Spain) are studied in this work. The results of a correspondence analysis on the frequencies of five bone categories (skulls, vertebrae, ribs, girdle and limb bones, and phalanges) in recent and fossil bone accumulations suggest that the main collecting agency for this assemblage were probably hyaenids *(Pachycrocuta brevirostris)*. The interspecific study of the relationship between body weight and infantile/adult ratios indicates a differential age mortality according to the size of species, as a result of selection by predators; differences in hunting success between infantile and adults increased 5.35 times when body weight of prey species augmented an order of magnitude. An analysis of tooth wear frequencies in Equus stenonis granatensis shows clear bimodal distributions, which indicate a strong selection by carnivores of subadult and old horses. A multivariate comparison by means of correspondence analysis of the taxonomic composition (number of genus per family) of the Venta Micena Site with African biomas shows that this paleocommunity was similar in its faunal composition to present day spiny trees and high grass savannahs. Transfer functions were developed with climatic and faunal data (number of genera within families of large sized mammals) of recent biomas, by using the method of multiple regression; the results of their application to the fossil assemblage are 555 mm of annual rain fall, 33 °C of summer temperature and 23.5 °C in winter. These results agree with those expected in order to produce enough plant resources for the maintainance of animals with the body size of *Mammuthus meridionalis*.

Keywords: Taphonomy, paleoecology, paleoclimatology, paleoethology, prey selection, correspondence analysis, large mammals, Lower Pleistocene, Venta Micena.

Palabras clave: Tafonomía, paleoecología, paleoclimatología, paleoetología, selección de presas, análisis de correspondencias, macromamíferos, Pleistoceno inferior, Venta Micena.

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

El yacimiento de Venta Micena se localiza en el sector nororiental de la cuenca intramontañosa de Guadix-Baza. Su sedimentología y cronoestratigrafía, así como la geología de la cuenca en general, se pueden encontrar en Vera *et al.* (1985, 1990), Soria (1989), Soria *et al.* (1987) y Gibert *et al.* (1992a).

El yacimiento se sitúa en una capa plano-horizontal, de un espesor medio de 80 cm, cuyo recorrido superficial se puede seguir a lo largo de 2,5 km y abarca, probablemente, un área regional mucho más amplia. Se trata de un caliche de origen diagenético, formado por el proceso de ascenso de aguas carbonatadas, posterior al relleno de las paleocubetas de un medio lacustre efímero, en el cual se diferencia el paleorrelieve por la presencia de un nivel duro, muy cementado *(hardpan)*, por encima del cual se encuentran los restos óseos. Tales charcas se rellenaron con fango micrítico que embebió los huesos, conservándose éstos en mejor o peor estado en función de la rapidez con que quedaron enterrados. La ausencia de estructuras sedimentarias y el análisis de la distribución espacial de los restos fósiles, que muestra la no existencia de direcciones preferentes, permiten excluir la acumulación por corrientes, siendo ésta debida únicamente a la acción biológica (carnívoros, homínidos, roedores), sin que medie ningún agente de tipo geológico (Gibert *et al.*, 1992b).

El estudio de la relación tamaño/abundancia de los restos pertenecientes a las especies identificadas en el yacimiento permite deducir la práctica ausencia de sesgos tafonómicos, a excepción de los procesos de meteorización en superficie, que afectaron principalmente a las especies de tamaño corporal más reducido (Palmqvist *et al.*, 1992).

La revisión sistemática y el estudio cuantitativo de los macromamíferos han sido realizados por Martínez (1991, 1992a, 1992b), poniendo de manifiesto la presencia de tres conjuntos faunísticos con distinto origen: **a)** de evolución autóctona durante el Villafranquiense *(Mammuthus meridionalis, Dicerorhinus etruscus brachycephalus, Equus stenonis granatensis, Homotherium latidens* y *Ursus etruscus)*, **b)** de inmigración con origen asiático *(Praeovibos* sp., *Bubalus* sp., *Soergelia minor, Capra alba, "Cervus" elaphoides* y *Praemegaceros solilhacus)* y **c)** de inmigración con origen africano *(Megantereon* sp., *Pachycrocuta brevirostris, Canis falconeri, Hippopotamus amphibius antiquus* y *Homo* sp.).

Conviene precisar que la presencia humana en el Pleistoceno inferior de la región de Orce ha sido cuestionada, pero viene avalada por un amplio estudio multidisciplinar de índole anatómica (Gibert *et al.*, 1989, 1992e), morfométrica (Gibert y Palmqvist, *in litt.)* e inmunológica (Borja *et al.*,

1992) de los escasos y fragmentados restos fósiles, así como sobre las industrias líticas (Gibert *et al.*, 1992c), patrones de roturas antrópicas en los huesos largos (Gibert *et al.*, 1992d) y marcas de descarnación (Jiménez y Gibert, 1992).

	A (n=14436)	B (n=658)	C (n=212)	D (n=395)	E (n=922)	F (n=927)	G (n=765)	VM (n=2483)
I	6,1%	5,2%	4,7%	25,4%	18,1%	4,5%	5,1%	6,8%
II	33,5%	31,2%	12,3%	2,8%	7,6%	12,1%	34,1%	10,1%
III	22,3%	14,7%	9,9%	0,5%	18,4%	9,5%	5,6%	6,1%
IV	32,6%	40,0%	67,0%	69,5%	53,6%	52,2%	47,3%	68,5%
V	5,5%	9,0%	6,1%	1,8%	2,3%	21,7%	7,8%	8,4%
χ^2	69,3 **	40,1 **	3,7 -	119,5 **	36,4 **	16,0 *	27,1 **	

Tabla 1. Frecuencias relativas (%) de cinco grupos de restos no dentales (**I**: cráneos, maxilares y hemimandíbulas; **II**: vértebras; **III**: costillas; **IV**: huesos de las cinturas y miembros; **V**: falanges) en diversos ambientes actuales y fósiles [**A**: restos expuestos en superficie, **B**: parcialmente enterrados, ambos en el parque Amboseli; **C**: cubil de hienas manchadas *(Crocuta)*; **D**: cubil de hienas rayadas *(Hyaena)*; **E**: poblado hotentote *(Homo* y *Canis)*; **F**: cueva neolítica de Fontbrégoua (acción de *Homo*, con indicios de canibalismo); **G**: cubil de puescoespines *(Hystrix)]* y su comparación con el yacimiento de Venta Micena (VM), mediante un test χ^2 (4 g. l.); *: diferencia significativa para $p<0,01$; **: $p<0,001$; -: diferencia estadísticamente no significativa ($p>0,05$); las frecuencias relativas de **I** a **V** en **A**, **B** y **C** se calcularon a partir de los datos de Behrensmeyer y Dechant Boaz (1980); en **D** según Skinner *et al.* (1980); para **E** y **G** con los datos de Brain (1980); **F** a partir de Villa *et al.* (1986); en **VM** según Martínez (1991, 1992b); **n**: número total de restos óseos (completos y fragmentos identificables) considerados en cada caso.

Los primeros estudios paleosinecológicos fueron desarrollados por Martínez (1991, 1992b), quien aplicó la técnica de los cenogramas de Valverde, según la modificación de Legendre (1986), concluyendo que el biotopo de Venta Micena resultaría similar al de una zona árida tipo mediterránea.

Los objetivos de este trabajo son precisar con mayor exactitud el paleoambiente en el que se desarrolló la comunidad (esto es, el tipo de bioma y sus condiciones paleoclimáticas), indagar cuáles serían los principales agentes biológicos responsables de la acumulación inicial de los restos y establecer algunas de las posibles relaciones interespecíficas que se dieron en el seno de la paleocomunidad, como las motivadas por los fenómenos de predación.

2. ASPECTOS TAFONÓMICOS

A efectos de precisar cuáles pudieron ser los agentes responsables de la acumulación inicial de los restos en el yacimiento, se han utilizado una serie de trabajos en los que se analizan las frecuencias de los diferentes elementos óseos en diversos ambientes actuales y fósiles, que comprenden desde los huesos expuestos en superficie o parcialmente enterrados en el parque Amboseli (Kenia), hasta las acumulaciones de restos encontradas en cubiles de hienas y puercoespines, las de un poblado hotentote o las de una cueva neolítica.

Con objeto de facilitar las comparaciones entre los datos provenientes de las distintas fuentes bibliográficas consultadas, los restos se agruparon en cinco grupos y se procedió a comparar sus frecuencias relativas con las de Venta Micena, usando una prueba χ^2 convencional. Los resultados obtenidos aparecen recogidos en la Tabla 1. Según puede apreciarse en ella, el yacimiento muestra diferencias que resultan estadísticamente significativas frente a 6 de los 7 casos analizados, mientras que en el otro (columna C de la

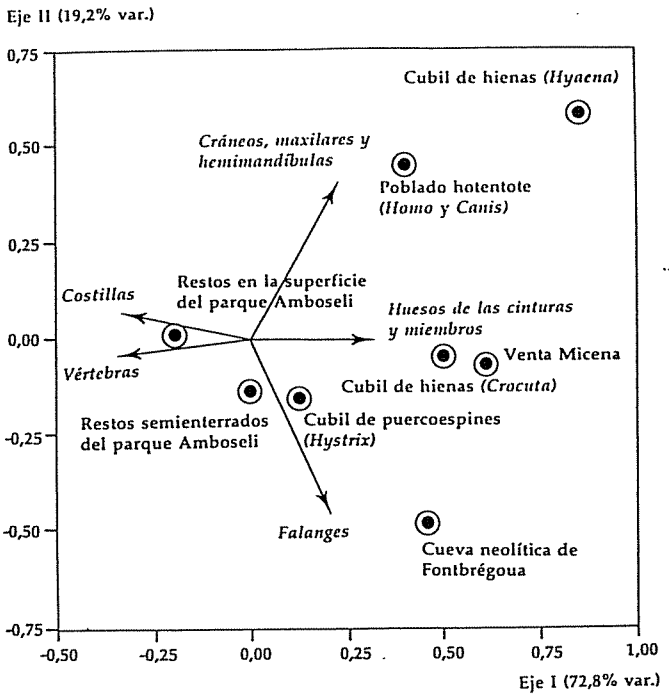


Figura 1. Distribución de las categorías de huesos y las acumulaciones óseas en ambientes actuales y fósiles sobre el plano definido por los dos primeros ejes del análisis de correspondencias.

tabla) las proporciones de los elementos óseos sólo difieren en la medida que el azar permite esperar; dicha asociación, encontrada en un cubil de hienas manchadas (Behrensmeyer y Dechant Boaz, 1980), se caracteriza, al igual que Venta Micena, por la alta frecuencia de los restos del grupo **IV** (67 y 68,5%, respectivamente), en especial los metápodos y otros huesos largos, así como por la baja proporción de vértebras y costillas, elementos menos perdurables al ser consumidos por estos carnívoros.

Este resultado sugiere que los restos del yacimiento provendrían, principalmente, de la acumulación de las presas abatidas por los carnívoros, en especial los hiénidos, en comederos abiertos en torno a las charcas donde éstas acudirían a abrevar; los homínidos ocuparían un papel marginal en el seno de la comunidad, en función de sus limitadas posibilidades de carroñeo (Turner, 1988).

En la Fig. 1 se muestran los resultados obtenidos al efectuar un análisis de correspondencias sobre las frecuencias absolutas de los datos de la Tabla 1; esta metodología de análisis multivariante se utilizó por ser la más adecuada para trabajar con datos sobre frecuencias, como los que se utilizan

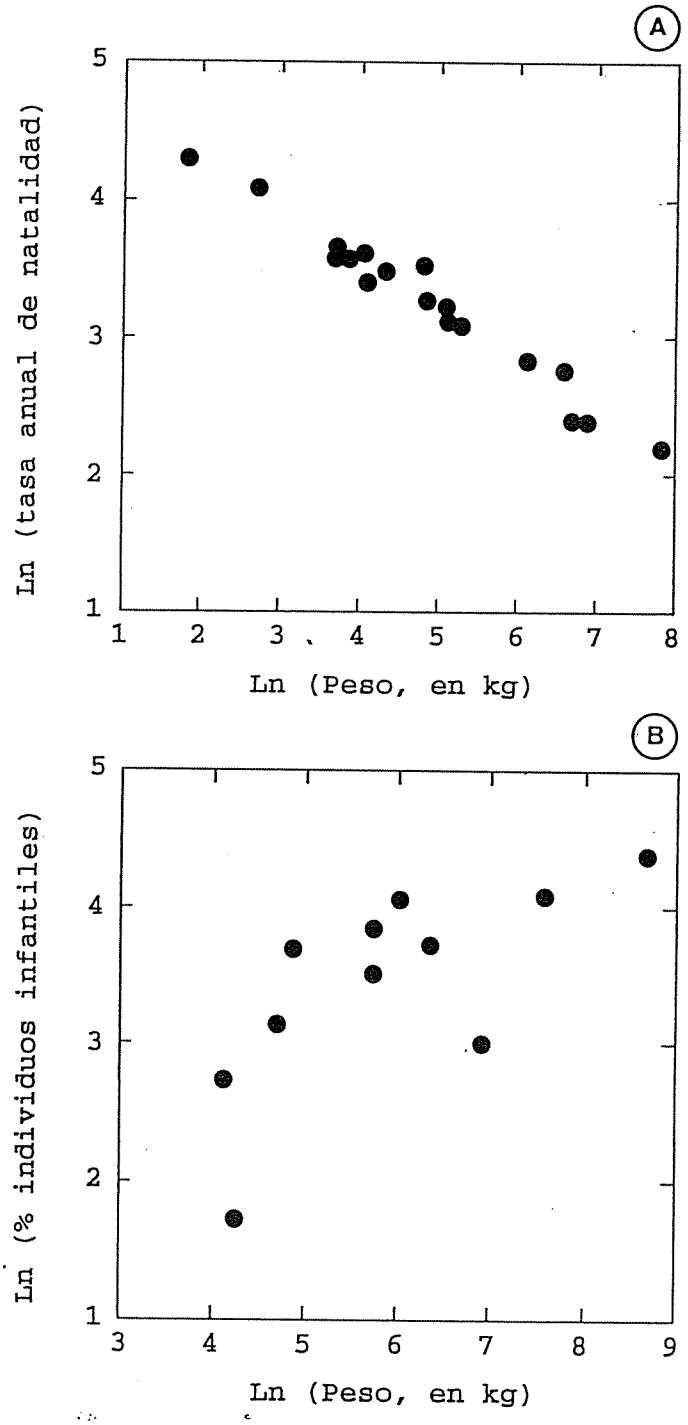


Figura 2. A: Relación entre la tasa de natalidad y el tamaño corporal en las especies de macromamíferos (>5kg) africanos (datos tomados de Western, 1980). B: Relación entre la proporción de individuos infantiles y el peso de las especies identificadas en Venta Micena (a partir de Martínez, 1992b).

en las tablas de contingencia (véase Reyment y Jöreskog, 1993). Según puede apreciarse en ella, los dos primeros ejes recogen más del 90% de la variancia original y sitúan al yacimiento de Venta Micena muy próximo a la acumulación de *Crocuta*. El primer eje aparece directamente correlacionado con la frecuencia de huesos largos e inversamente con la de vértebras y costillas, mientras que el segundo se relaciona, respectivamente, con los restos craneanos y las falanges. La distribución de las diferentes asociaciones en el plano factorial refleja las frecuencias que muestran las distintas categorías de huesos en las mismas (ver Tabla 1).

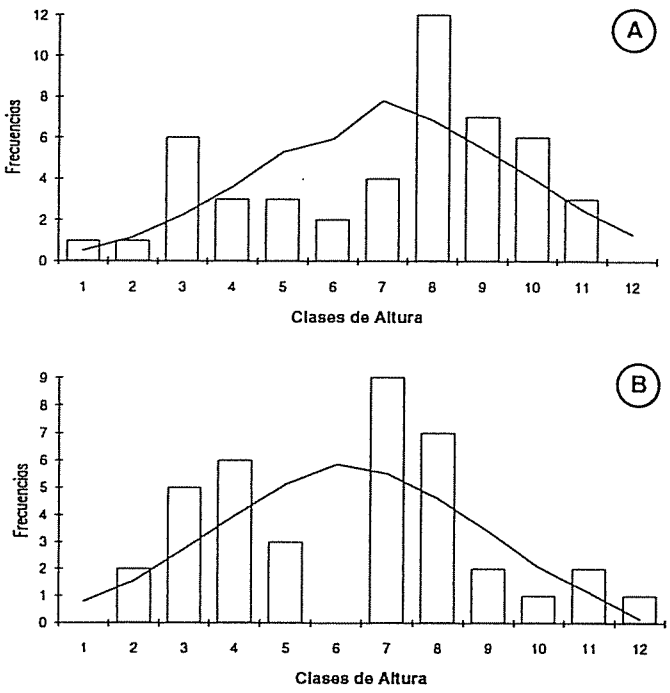


Figura 3. Histogramas de distribución de la altura de los dientes (A: P3, B M2) en los *Equus stenonis granatensis* de Venta Micena y curvas normales ajustadas a los datos.

3. PALEOETOLOGÍA: SELECCIÓN DE PRESAS

En la Fig. 2a se muestra como varía la tasa de natalidad con el tamaño corporal en las especies de macromamíferos (>5 Kg) africanos (datos tomados de Western, 1980):

$Ln\ (Tn) = 4{,}981\ (\pm 0{,}085) - 0{,}357\ (\pm 0{,}017)\ Ln\ (P)$; $F = 559{,}8$ ($p < 0{,}001$); $r = 0{,}964$; $N = 18$.

Como puede apreciarse en ella, la relación es inversa e implica que la proporción de individuos infantiles en las poblaciones salvajes disminuye con el peso. Por el contrario (Fig. 2 b), en Venta Micena la frecuencia de ejemplares infantiles aumenta según lo hace el tamaño corporal estimado para las especies (datos tomados de Martínez, 1992b):

$Ln\ (\%\ ind.\ inf.) = 1{,}259\ (\pm 0{,}762) + 0{,}371\ (\pm 0{,}126)\ Ln\ (P)$; $F = 8{,}7$ ($p < 0{,}02$); $r = 0{,}434$; $N = 11$ (los félidos y los cánidos se han excluido, debido a su escasez).

Estos datos permiten inferir una selección de presas conforme a su edad, según varía el tamaño de las especies, pues los individuos infantiles resultan comparativamente más accesibles para los predadores que los adultos a medida que aumentan las dimensiones corporales de las especies; así,

concretamente, la diferencia de pendientes en ambas ecuaciones implica que un incremento de un orden de magnitud en el tamaño de la presa habría supuesto que la diferencia de eficacia en la predación sobre los infantiles frente a los adultos aumentase 5,35 veces. Este resultado permite, además, descartar que en Venta Micena los huesos provengan de uno o varios eventos de mortandad catastrófica, corroborando la hipótesis de que el yacimiento se formó por acumulación gradual de restos óseos debida a la mortalidad reduccional ocasionada por los carnívoros sobre las poblaciones de ungulados (Palmqvist *et al.*, 1992, 1993).

BIOMAS	Cer.	Hip.	Sui.	Pán.	Rum.	Jir.	Equ.	Rin.	Ele.	Cán.	Fél.	Hié.
Pluvisilva tropical	6	2	2	2	5	1	0	0	1	0	3	0
Sabana húmeda arbolada	6	1	2	1	13	1	0	2	1	3	5	3
Bosque de montaña	4	1	3	2	12	0	1	1	1	2	4	2
Bosque monzónico	2	1	2	0	12	0	1	2	1	2	4	3
Sabana de árboles espinosos	4	1	2	0	17	1	1	2	1	4	5	3
Pradera baja (estepa)	1	0	0	0	7	0	1	0	0	2	1	2
Sabana de gramíneas	2	0	1	0	15	0	2	1	1	4	4	3
Matorral semidesértico	2	0	0	0	14	0	2	0	0	5	4	3
Desierto	0	0	0	0	4	0	0	0	0	3	2	1
Venta Micena	0	1	0	0	7	0	1	1	1	2	3	1

Tabla 2. Número de géneros de cada familia de macromamíferos presentes en los biomas africanos y en Venta Micena; los bóvidos, cérvidos y tragúlidos se han agrupado en rumiantes.

Para poner a prueba la hipótesis sobre selección de presas conforme a su edad, se procedió a estudiar la estructura poblacional de *Equus stenonis granatensis,* ya que es la especie más representada en el yacimiento, utilizando como indicador de la edad de los animales el grado de desgaste dentario, pues la secuencia de erupción dental no resulta operativa, dado que la dentición definitiva de los caballos se completa a los cuatro años y medio (Eisenmann, 1980; MacFadden, 1992). A estos efectos, se tomaron los datos sobre la altura de 336 molares y premolares. En cada tipo de diente se tomaron doce clases de tamaño con un intervalo de 5 mm, confeccionándose los histogramas correspondientes (Fig. 3).

Un análisis de la varianza entre las distribuciones de los seis tipos de dientes suministró un resultado no significativo, lo que indica que todas provendrían de la misma población, no existiendo influencia apreciable del tipo de diente en el desgaste, lo que confirma que su altura depende sólo de la edad de los équidos.

Las distribuciones de frecuencias frente a la altura del diente muestran, en todos los casos, una bimodalidad derivada de la mayor abundancia de dos clases de altura, las correspondientes a individuos jóvenes (dientes apenas desgastados) y seniles (dientes muy desgastados), lo que sugiere una mortandad selectiva por parte de los carnívoros, que suelen incidir especialmente sobre estas clases de edad. Para contrastar esta hipótesis se ajustó a cada tipo de diente una distribución teórica normal (Fig. 3), apreciándose diferencias estadísticamente muy significativas al compararlas mediante un test χ^2.

4. ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS

El procedimiento seguido para efectuar el estudio paleoecológico de la comunidad de Venta Micena ha sido su comparación con la fauna de macromamíferos de los distintos biomas africanos, desde una perspectiva multivariante (otro procedimiento clásico, no seguido en este trabajo por ser menos operativo, es el propuesto por Andrews *et al.*, 1979). Las variables faunísticas se estimaron a nivel de géneros por familia, superponiendo las áreas de distribución de las especies (Haltenorth *et al.*, 1977) con las ocupadas por los biomas (tomadas de Strahler y Strahler, 1989); los resultados obtenidos se recogen en la Tabla 2.

Los dos primeros ejes del análisis de correspondecias (Fig. 4) sobre estos datos explican el 78,4% de la varianza y muestran una ordenación claramente relacionada con el gradiente climático existente entre los diferentes biomas; así, concretamente, el primer eje parece corresponder a un componente pluviométrico. Venta Micena ocupa una posición, respecto al primer eje, intermedia entre la sabana de árboles espinosos con hierbas altas y la sabana de gramíneas, aunque más próxima a esta última, mientras que en el segundo eje se sitúa junto al bosque monzónico, quizás en función de la estacionalidad, derivada en ambos casos de su mayor latitud.

BIOMAS	Precip. (mm)	T ver. (C)	T inv. (C)
Pluvisilva tropical	2814,5	26,0	24,1
Sabana húmeda arbolada	1047,7	18,6	16,3
Bosque de montaña	836,0	21,3	16,5
Bosque monzónico	1172,8	25,0	22,7
Sabana de árboles espinosos	713,9	26,9	22,0
Pradera baja (estepa)	636,0	20,6	8,9
Sabana de gramíneas	284,4	26,9	21,1
Matorral semidesértico	80,3	28,6	17,7
Desierto	25,0	34,1	18,2
Venta Micena	554,5 (±7,8)	33,0 (±0,9)	23,5 (±0,6)

Tabla 3. Precipitación anual y temperaturas medias de la estación cálida y fría en los biomas africanos, junto con los valores calculados para Venta Micena usando las funciones de transferencia paleoclimáticas (ver texto).

Utilizando los datos de la Tabla 2 junto a la precipitación anual y las temperaturas medias de verano e invierno, calculadas a partir de los datos de las estaciones meteorológicas de los países africanos situadas en los biomas, se construyeron funciones de transferencia mediante el método de regresión múltiple, empleando como variables dependientes a las climáticas e independientes a las faunísticas; estas últimas se usaron también elevándolas al cuadrado, con objeto de dar cuenta del comportamiento de aquellas familias cuyo óptimo ecológico (en términos de biodiversidad a nivel genérico) toma un valor intermedio respecto a la temperatura o la pluviometría. Las funciones de transferencia obtenidas fueron las siguientes:

Precipitación anual (mm) = 997,01 + 233,40 Cer - 220,41 Pan + 70,79 Equ - 352,00 Can + 214,67 Hip² - 61,52 Rin² + 9,37 Can²; $r = 1$; *s.e.* = 3,39; $F = 70343,8$ ($p = 0,003$).

T^a verano (°C) = 32,68 - 3,15 Jir - 3,18 Equ + 7,65 Rin - 5,75 Hie - 0,91 Sui - 1,55 Rin² + 0,79 Can²; r = 0,993; *s.e.* = 0,39; F = 157,2 (p = 0,06).

T^a invierno (°C) = - 8,79 + 16,41 Jir + 3,05 Ele + 20,33 Fel + 0,04 Cer² - 4,28 Hip² - 3,56 Fel² + 0,26 Hie²; r = 0,996; *s.e.* = 0,28; F = 313,6 (p = 0,04).

Su aplicación a la paleocomunidad de Venta Micena suministra unos valores (Tabla 3) de 554,5 mm de precipitación anual, 33 °C de temperatura media estival y 23,5 °C para el invierno, lo que resulta coherente con la pluviosidad mínima necesaria (calculada a partir de las ecuaciones de Western, 1980) para producir una densidad de biomasa vegetal suficiente como para el mantenimiento de animales del tamaño de *Mammuthus meriodionalis* (445 mm y 481 gr/m², respectivamente).

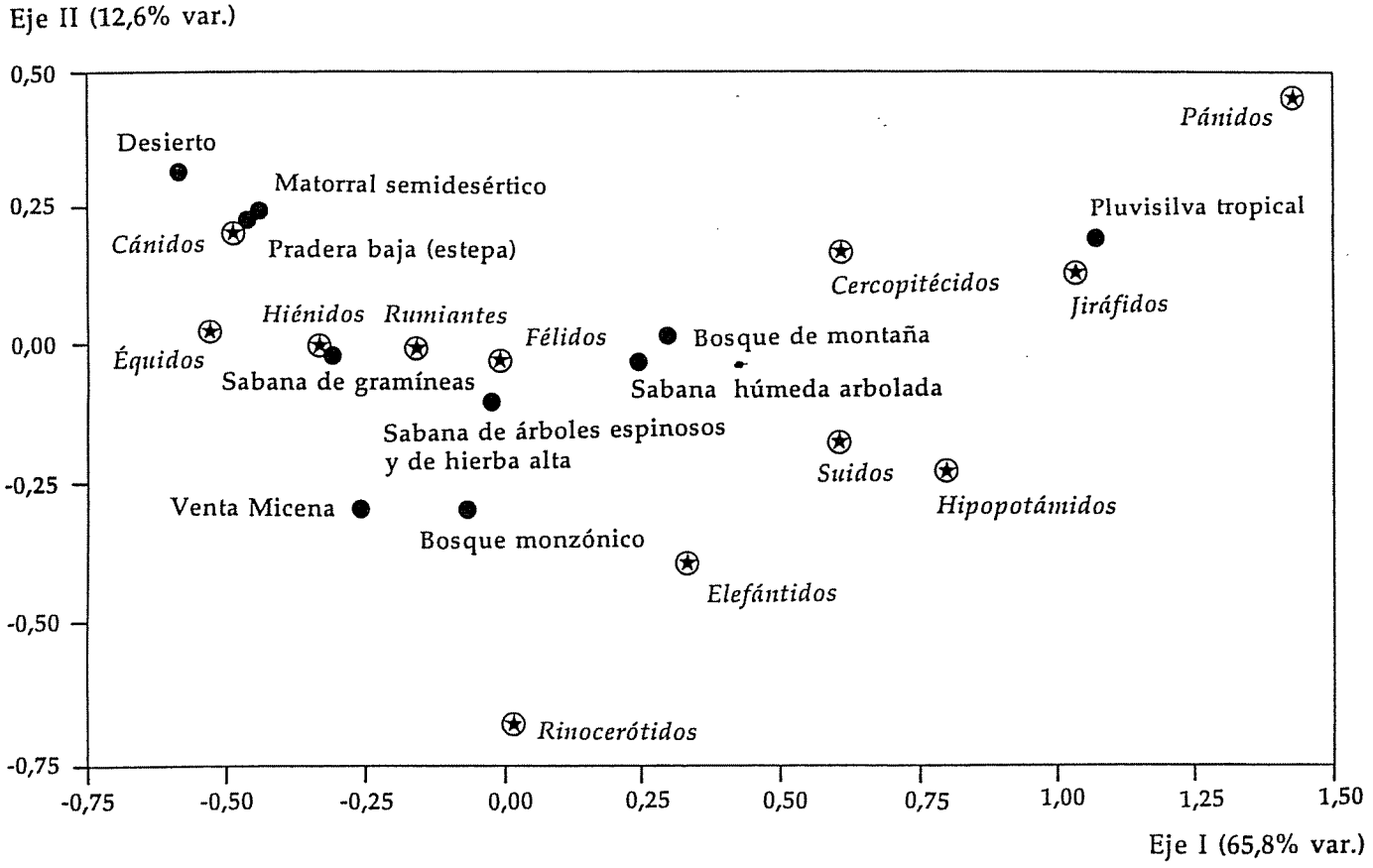


Figura 4. Distribución de los biomas africanos, Venta Micena y las familias de macromamíferos en el plano definido por los dos primeros ejes del análisis de correspondencias.

Conviene matizar que estos resultados preliminares deberían contemplarse con cierta cautela, en la medida en que se han utilizado pocos datos para elaborar las funciones de transferencia (los relativos a la composición faunística de los biomas), referidos a unidades geográficas muy amplias (cuyas condiciones climáticas son variables); no obstante, se podrá disponer de información más precisa cuando se complete un estudio, actualmente en curso, sobre los parques naturales africanos.

5. BIBLIOGRAFÍA

Andrews, P., Lord, J.M. y Nesbit Evans, E.V. 1979. Patterns of ecological diversity in fossil and modern mammalian faunas. *Biological Journal of the Linnean Society*, **11**, 177-205.

Behrensmeyer, A.K. y Dechant Boaz, D.E. 1980. The recent bones of Amboseli Park, Kenya, in relation to East African paleocology. In: *Fossils in the Making: Vertebrate Taphonomy and Paleoecology* (Eds. A.K. Behrensmeyer & A.P. Hill), 72-79. The University of Chicago Press, Chicago.

Borja, C., García-Pacheco, J.M., Ramírez-López, J.P. y García-Olivares, E. 1992. Cuantificación y caracterización de la albúmina fósil del cráneo de Orce. In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 415-423. Museo de Prehistoria José Gibert. Ayuntamiento de Orce (Granada).

Brain, C.K. 1980. Some criteria for the recognition of bone collecting agencies in African caves. In: *Fossils in the Making: Vertebrate Taphonomy and Paleoecology* (Eds. A.K. Behrensmeyer & A.P. Hill), 107-130. The University of Chicago Press, Chicago.

Eisenmann, V. 1980. Les chevaux (*Equus* sensu lato) fossiles et actuels: crânes et dents jugales supérieures. In: *Cahiers de Paléontologie*, C.N.R.S., 186 pp.

Gibert, J., Ribot, F., Fernández, C., Martínez, B. y Caporicci, R. 1989. Anatomical study: comparison of the cranial fragment from Venta Micena (Orce, Spain) with fossil and extant mammals. *Human Evolution,* **4,** 283-305.

Gibert, J., Arribas, A., Martínez, B., Albadalejo, S., Gaete, R., Gibert, L., Peñas, C. y Torrico, R. 1992a. Síntesis cronoestratigráfica del Pleistoceno inferior de la región de Orce. In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 107-114. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Gibert, J., Caporicci, R., Martínez, B. y Arribas, A. 1992b. Estudio tafonómico de los metápodos de caballo de Venta Micena. In: *Proyecto Orc-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 115-132. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Gibert, J., Iglesias, A., Maillo, A. y Gibert, L. 1992c. Industrias líticas en el Pleistoceno inferior de la región de Orce. In: Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia (Coord. J. Gibert), 219-281. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Gibert, J., Fernández, C., Martínez, B., Caporicci, R. y Jiménez, C. 1992d. Roturas antrópicas en los huesos de Venta Micena y Olduvai. Estudio comparativo. In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 283-30. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Gibert, J., Sánchez, F., Malgosa, A., Walker, M.J., Palmqvist, P., Martínez, B. y Ribot, F. 1992e. Nuevos descubrimientos de restos, humanos en los yacimientos de Orce y de Cueva Victoria. In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 391-413. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Gibert, J. y Palmqvist, P. in litt. Fractal analysis of the Orce skull sutures. *Journal of Human Evolution.*

Haltenorh, T. y Diller, H. 1977. *Mammals of Africa.* William Collins Sons & Co., London.

Jiménez, C. y Gibert, J. 1992. Estudio comparativo de los *"cut-marks"* de Venta Micena. In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 307-33. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Legendre, D. 1980. Analysis of mammalian communities from the Late Eocene and Oligocene of Southern France. *Palaeovertebrata,* **16,** 191-212.

MacFadden, B.J. 1992. *Fossil Horses: Systematics, Paleobiology, and Evolution of the family Equidae.* Cambridge University Press, Cambridge, 369 pp.

Martínez, B. 1991. *Revisión sistemática y estudio cuantitativo de la fauna de macromamíferos del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada).* Tesis Doctoral (inédita). Universitat Autònoma de Barcelona, 264 + 40 pp.

Martínez, B. 1992a. Revisión sistemática de la fauna de macromamíferos del yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada, España). In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 21-85. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Martínez, B. 1992b. Estudio cuantitativo y consideraciones paleoecológicas de la comunidad de mamíferos del yacimiento de Venta Micena. In: *Proyecto Orce-Cueva Victoria (1988-1992): Presencia humana en el Pleistoceno inferior de Granada y Murcia* (Coord. J. Gibert), 155-187. Museo de Prehistoria José Gibert, Ayuntamiento de Orce (Granada).

Palmqvist, P., Gibert, J. y Martínez, B. 1992. Sobre la relación tamaño/abundancia en los macromamíferos de Venta Micena y sus implicaciones tafonómicas. *Revista Española de Paleontología,* **7,** 174-180.

Palmqvist, P., Gibert, J. y Martínez, B. 1993. Precisiones sobre la bioestratinomía de Venta Micena. *Revista Española de Paleontología,* **8,** 206.

Skinner, J.D., Davis, S. e Ilani, G. 1980. Bone collecting by striped hyaenas, *Hyaena hyaena,* in Israel. *Paleontologia Africana,* **23,** 99-104.

Reyment, R.A. y Jöreskog, K.G. 1993. *Applied Factor Analysis in the Natural Sciences,* second edition. Cambridge University Press, Cambridge, 371 pp.

Soria, F.J. 1989. Evolución sedimentaria de la cuenca de Baza. Caracterización tectonosedimentaria en el borde NE (sector de Orce). In: Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria (Eds. J. Gibert, D. Campillo & E. García Olivares), 25-30. Diputación de Barcelona, Sabadell.

Soria, F.J., Fernández, J., López Garrido, A.C. y Vera, J.A. 1987. Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos neógeno-cuaternarios en el sector de Orce (depresión Guadix-Baza). *Paleontologia i Evolució, Mem. Esp.* **1,** 11-34.

Strahler, A.N. y Strahler, A.H. 1989. *Geografía Física,* tercera edición. Omega, Barcelona, 550 pp.

Turner, A. 1988. Relative scavenging opportunities for East and South African Plio-Pleistocene hominids. *Journal of Archaeological Science,* **15,** 327-341.

Valverde, J.A. 1967. Estructura de una comunidad mediterránea de vertebrados terrestres. Ediciones del C.S.I.C., Madrid, 218 pp.

Vera, J.A., Fernández, J., López Garrido, A.C. y Rodríguez Fernández, J. 1985. Geología y estratigrafía de los materiales plioceno-pleistocenos del sector de Orce-Venta Micena (Prov. Granada). *Paleontologia i Evolució,* **18,** 3-11.

Vera, J.A., Rodríguez Fernández, J., Guerra Merchán, A. y Viseras, C. 1990. Excursión a los yacimientos de vertebrados de la cuenca de Guadix-Baza. *IV Jornadas de Paleontología,* Granada, 1-20.

Villa, P., Bouville, C., Courtin, J., Helmer, D., Shipman, P., Bellouomini, G. y Branca, M. 1986. Cannibalism in the Neolithic. *Science,* **233,** 431-437.

Western, D. 1980. Linking the ecology of past and present mammal communities. In: *Fossils in the making: Vertebrate Taphonomy and Paleoecology* (Eds. A.K. Behrensmeyer & A.P. Hill), 41-54. The University of Chicago Press, Chicago.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 79-84. MÁLAGA, 1993.

LA PROTECCIÓN DE YACIMIENTOS PALEONTOLÓGICOS EN ARAGÓN (ESPAÑA). MODELO DE ACTUACIÓN SOBRE PROTECCIÓN DE YACIMIENTOS EN LAS LOCALIDADES DE RICLA Y AGUILÓN (PROVINCIA DE ZARAGOZA, ARAGÓN).

M. SORIA y G. MELÉNDEZ
Laboratorio de Paleontología. Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza España.

ABSTRACT

The legal framework for the protection and preservation of paleontological sites in Spain is still poorly developed. A practical case is presented for two classical Jurassic sections in Aragón, NE Spain, at the localities of Ricla and Aguilón (province of Zaragoza). These outcrops have been proposed as reference sections for the Callovian and Oxfordian of western Europe and are seriously threatened by numerous garbage pits. The legal procedure being usually inefficient and slow, the most effective action against such sort of aggressions seems to be in the hands of paleontologists themselves. This involves, on one hand, the official claims to the local Government and, on the other hand, a long work of cultural information and diffusion among the local people about the great importance of the paleontological heritage in Aragón. At the same time, an effort is being made in the Spanish Paleontological Society to promote the creation a new legal status for some paleontological sites of special interest.

Keywords: Legal framework, Site protection, Good of Cultural Interest, Natural Monument, Aragón, Spain.

Palabras clave: Marco legal, Protección de yacimientos, Bien de Interés Cultural, Monumento Natural, Aragón, España.

1. INTRODUCCION

La protección de los yacimientos paleontológicos en España está contemplada, desde el punto de vista legal, en la Ley de Patrimonio Histórico Español y en la Ley de Conservación de Espacios Naturales. Sin embargo estas dos leyes resultan, por un lado, escasamente relacionadas con el patrimonio paleontológico y, por otro, poco eficaces para la protección de los yacimientos.

La protección oficial y la declaración legal de un yacimiento paleontológico supone un largo proceso burocrático que suele resultar ineficaz e inadecuado para las frecuentes agresiones que afectan a una gran parte de los yacimientos en España, y que con frecuencia producen su deterioro total o parcial. El objeto de este trabajo es mostrar la situación actual y el procedimiento administrativo necesario para proteger y recuperar un yacimiento paleontológico que ha sido objeto de alguna clase de agresión. Este es el caso de dos localidades clásicas del Jurásico (Ricla y Aguilón, provincia de Zaragoza) conocidas por su riqueza paleontológica e importancia estratigráfica, que están seriamente afectadas por la presencia de vertederos procedentes de los pueblos cercanos. Parece conveniente, por tanto, promover el debate sobre el papel que la comunidad paleontológica ha jugado en la protección y conservación de los yacimientos paleontológicos.

2. SITUACION LEGAL EN MATERIA DE PROTECCION DE BIENES PALEONTOLOGICOS EN ESPAÑA

El marco legal sobre la protección de yacimientos en España puede considerarse, a grandes rasgos, como bastante completo, en cuanto a la existencia de leyes que contemplan este aspecto. Junto a las leyes de carácter nacional (Ley de Patrimonio Histórico y Ley de Conservación de Espacios Naturales) se han desarrollado, en el ámbito de lasComunidades Autónomas, como es el caso de la Comunidad de Aragón, normativas que regulan las excavaciones paleontológicas.

2.1. Leyes de ámbito nacional

La *Ley de Patrimonio Histórico Español* (13/1985 de 25 de Junio) contempla la protección del patrimonio paleontológico. Un yacimiento paleontológico o un afloramiento de especial relevancia que haya sido objeto de publicación científica forma parte del patrimonio paleontológico y está protegido legalmente. Sin embargo, la designación de un yacimiento paleontológico como un área de especial protección, dentro del marco de este ley, se realiza mediante la declaración de dicho yacimiento como Bien de Interés Cultural (B.I.C.) (Fig. 1). La declaración de un bien patrimonial como B.I.C. puede hacerse bajo la forma de dos figuras legales diferentes:

-Sitio Histórico (S.H.): Un Sitio Histórico es "un lugar o paraje natural vinculado a acontecimientos o recuerdos del pasado, a tradiciones populares, creaciones culturales o de la naturaleza y a obras del hombre, que posean valor histórico, etnológico, paleontológico o antropológico".

-Zona Arqueológica (Z.A.): Una Zona Arqueológica es "un lugar o paraje natural donde existen bienes muebles o inmuebles susceptibles de ser estudiados con metodología arqueológica, hayan sido o no extraidos y tanto si se encuentran en la superficie, en el subsuelo o bajo las aguas territoriales españolas".

La *Ley de Conservación de los Espacios Naturales y de la Flora y Fauna Silvestres* (4/1989 de 27 de Marzo) permite también la declaración de un yacimiento paleontológico como un lugar especialmente protegido. La figura legal

NIVEL	LEY DE PATRIMONIO HISTORICO ESPAÑOL	PROCEDIMIENTO ADMINISTRATIVO
nivel II	PROTECCION ESPECIAL PARA ALGUNOS PUNTOS DE ESPECIAL INTERES	Declaración de B.I.C.
nivel I	PROTECCION GENERAL PARA LOS PUNTOS DE INTERES	Notificación

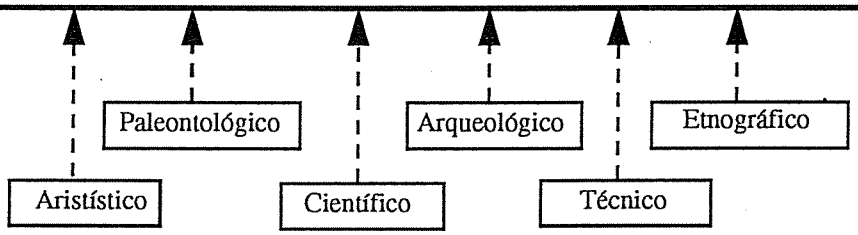


Figura 1: Diagrama de los diferentes niveles de protección o status legal en la protección de yacimientos paleontológicos que contempla la Ley de Patrimonio Histórico Español.

que establece esta declaración es la de Monumento Natural (M.N.).

Un Monumento Natural está constituido por "formaciones geológicas, yacimientos paleontológicos y demás elementos de la gea que reunan un interés especial por la singularidad o importancia de sus valores científicos, culturales o paisajísticos".

2.1.1.El proceso administrativo

Bien de Interés Cultural

Los órganos competentes en materia de protección y conservación de los yacimientos paleontológicos son generalmente las Comunidades Autónomas y, en casos especiales, el Estado. El proceso de declaración de un yacimiento paleontológico como un lugar de especial protección puede ser iniciado tanto por una institución como por un particular. En el caso del Bien de Interés Cultural la tramitación del proceso de declaración se realiza en el Departamento de Cultura del Gobierno autónomo y cuenta con la colaboración y evaluación de órganos consultivos entre los que se encuentran, entre otros, las Reales Academias, las Universidades españolas y el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.).

En la Ley de Patrimonio Histórico Español, el proceso de declaración de un Bien de Interés Cultural puede prolongarse por un período de 20 meses. En el caso de un resultado positivo el yacimiento queda oficialmente protegido contra las posibles agresiones futuras. La gestión en el mantenimiento y conservación de un B.I.C. corresponde al Gobierno regional, el cual supervisa los Planes de Protección del mismo. Estos planes de protección son elaborados por los Municipios correspondientes.

Los problemas que plantea la declaración de un yacimiento paleontológico como Bien de Interés Cultural proceden de las características propias de las dos figuras que en la actualidad componen los B.I.C.. La primera figura, Sitio Histórico, resulta más apropiada para la protección de monumentos histórico-artísticos de especial relevancia. De hecho, solamente ha habido una propuesta de declaración de un yacimiento paleontológico bajo la figura de Sitio Histórico en la región de Aragón, que finalmente ha sido denegada. La segunda figura, Zona Arqueológica, subordina el valor paleontológico de un yacimiento a los criterios y conceptos arqueológicos. Por último, cuando un lugar ha sido declarado B.I.C. puede quedar "administrativamente protegido" de acuerdo con esta ley y fuera del alcance incluso de posteriores estudios y excavaciones por parte de los mismos paleontólogos.

Monumento Natural

La declaración de un lugar o área geográfica como Monumento Natural la lleva a cabo el Departamento de Agricultura, Ganaderia y Montes. Esta declaración requiere únicamente la elaboración de un informe previo y su posterior tramitación administrativa, para la cual no es necesaria la valoración o el informe por parte de órganos consultivos. Esta figura legal parece más apropiada para la protección de yacimientos paleontológicos. Los trámites de declaración son rápidos (90 días), lo que les conferiría en principio una mayor eficacia. Sin embargo, el texto de la ley no establece en ningún momento las condiciones y el eventual programa de protección de dicha área. Por otra parte los principales valores de un lugar que permite considerlo como un candidato a Monumento Natural son básicamente su riqueza faunística, florística y/o paisajística, lo que hace que la declaración de

un yacimiento paleontológico como Monumento Natural sea hasta cierto punto inapropiada.

2.2. Leyes de ámbito territorial

Las Comunidades Autónomas han elaborado, en algunos casos, sus propias normativas en materia de protección y conservación de los valores patrimoniales y de los espacios naturales. En la Comunidad Autónoma de Aragón existe un Decreto (6/1990, de 23 de Enero) que regula las autorizaciones para la realización de actividades arqueológicas y paleontológicas en esta Comunidad. En dicha normativa se contemplan diversos apartados referentes a las actividades arqueológicas y paleontológicas. Uno de ellos establece especificamente la restauración y protección de yacimientos paleontológicos y arqueológicos. Anualmente los investigadores de los centros paleontológicos de la región aragonesa y de otras Universidades y centros españoles, que realicen trabajos de investigación en esta región deberán solicitar, al Departamento de Cultura y Educación (Dirección General de Patrimonio), las autorizaciones correspondientes.

El desarrollo y la aplicación de esta dinámica a lo largo de los últimos años ha tenido como resultado positivo el proporcionar al Gobierno autónomo un inventario básico de los yacimientos paleontológicos y afloramientos de especial interés qué están siendo activamente estudiados. A más largo plazo dos proyectos de inventario paleontológico se están realizando en Aragón: el inventario de yacimientos paleontológicos de la provincia de Teruel, que cuenta con el apoyo del Instituto de Estudios Turolenses (I.E.T.) y la "Carta Paleontológica de Aragón" elaborada por el Departamento de Cultura y Educación de la Diputación General de Aragón (D.G.A.) en colaboración con la Universidad de Zaragoza. Todas estas acciones deberían traer, teóricamente, como consecuencia deseable la protección de los principales yacimientos paleontológicos contra las agresiones producidas por excavaciones clandestinas, obras públicas, vertederos, etc.

Esta normativa, no obstante presenta una serie de problemas: a) No aplica una figura legal que institucionalice los yacimientos paleontológicos con un status diferente al de los yacimientos y excavaciones arquológicas; b) Est á enfocada más bien al desarrollo de proyectos de investigación y a la obtención de presupuestos para excavaciones, que a la protección de dichos yacimientos; c) El sistema de regularización y concesión de autorizaciones podría ser efectivo para prevenir o evitar las excavaciones clandestinas, sin embargo la falta de un sistema de control y vigilancia ha hecho que en la práctica no lo sea y por el contrario el conjunto de trámites administrativos suponga un carga adicional para los investigadores que anualmente tienen que solicitar los permisos y por último, d) Esta normativa resulta también ineficaz para prevenir otro tipo de agresiones de carácter ambiental. Muchos yacimientos se han visto afectados en los últimos años por el crecimiento de basureros o vértidos o afectados por las agresiones clandestinas de coleccionistas. En estos casos la única solución posible es la notificación a *posteriori* al Gobierno autónomo (D.G.A.)

3-ACTUACIONES RECIENTES EN LA PROTECCION DE YACIMIENTOS EN ARAGON

3.1. Notificación

De acuerdo con la Ley de Patrimonio Histórico, un punto de interés histórico-científico se encuentra protegido por la ley desde el momento en que es conocido por la comunidad científica, al ser objeto de estudio o de una publicación científica. Esta protección, no obstante, sólo puede ser efectiva si las autoridades tienen conocimiento de su existencia (Fig. 1). Los proyectos de inventario paleontológico, antes mencionados, constituyen uno de los posibles procedimientos para proporcionar la información correspondiente al Gobierno autónomo. No obstante, cuando un yacimiento es objeto de algún tipo de agresión, existe la posibilidad de denunciar dicha acción por medio de una notificación a las autoridades correspondientes (en el caso de Aragón, a la Diputación General de Aragón, D.G.A.).

En esencia la notificación consiste en la elaboración de un informe, cuyas directrices no están reflejadas en la ley, remitido al Departamento de Cultura de la D.G.A. Este informe debe recoger el valor científico del yacimiento, los aspectos técnicos de la agresión que le afecta y las posibles soluciones.

Cualquier persona o institución está capacitada para presentar una notificación sobre un yacimiento paleonto-lógico. Normalmente son los mismos paleontólogos , que ven afectados los yacimientos por algún tipo de agresión, los que realizan dichos informes. En ocasiones las Universidades o Instituciones pueden promover acciones de este tipo y excepcionalmente las Asociaciones Culturales de carácter local pueden también promoverlos o poyarlos. De esta manera los yacimientos paleontológicos de especial interés, que han sido objeto de agresiones, incluidos o no en los inventarios antes mencionados, serían objeto de una acción más inmediata. Estas acciones sin embargo, son siempre emprendidas a *posteriori*, una vez que el daño, en muchos casos irreparable, ya ha sido hecho y comportan por lo general actuaciones lentas y difíciles.

3.2. El caso de los yacimientos paleontológicos de Ricla y Aguilón (NE de la Cordillera Ibérica, provincia de Zaragoza)

Los sedimentos del Jurásico Medio y Superior afloran en numerosos puntos en los alrededores de Ricla y Aguilón, dos localidades clásicas situadas en el conjunto de afloramientos mesozoicos a lo largo del margen meridional del valle de Ebro (Fig. 2). Los afloramientos jurásicos en estos puntos presentan un gran interés estratigráfico y paleontológico: constituyen la sección tipo de alguna unidad estratigráfica (Aurell, 1990) y son localidades tipo de diversas especies de Ammonites (Meléndez, 1989). Algunos afloramientos han sido propuestos como secciones de referencia: Cariou *et al.* (1988) para el Calloviense de Ricla; Goy y Martínez (1990)

para el Toarciense de la Almunia y Ricla; Sequeiros y Meléndez (1981), Sequeiros *et al.* (1984, 1986), Lardiés (1989), Meléndez (1989), Fontana (1990), Fontana y Meléndez (1990), Meléndez y Fontana (1991) para el Calloviense y Oxfordiense de Aguilón y Tosos.

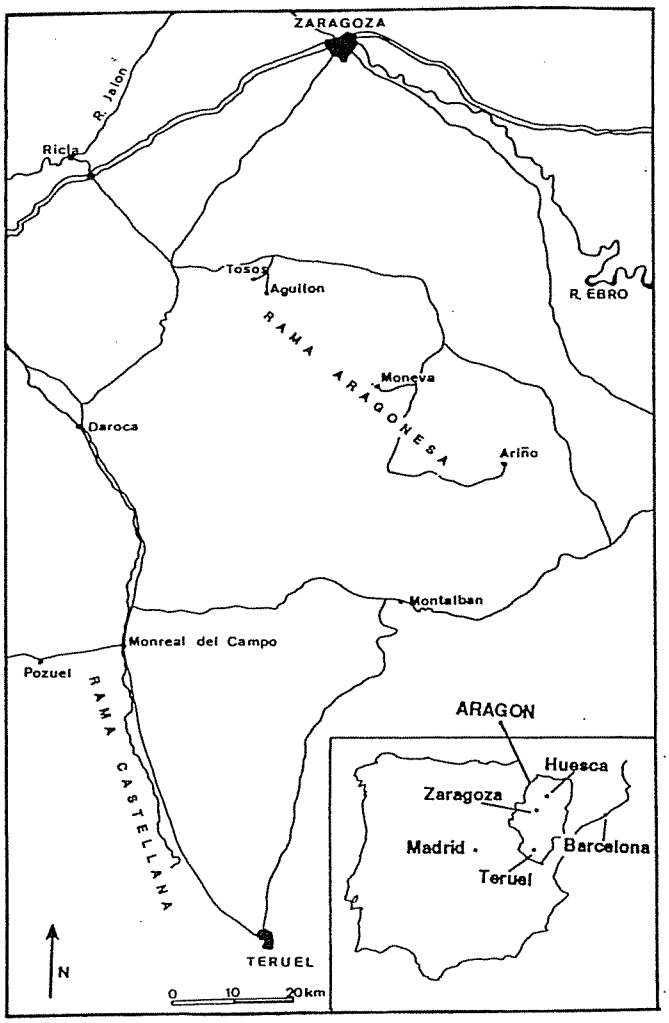


Figura 2: Situación geográfica y localización de los principales afloramientos jurásicos (Ricla, Aguilón, Tosos y otros), a lo largo de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Algunos de estos afloramientos clásicos sufren serias amenazas por agresiones diversas como son obras públicas, cultivos y construcciones recientes, el trazado del tren de alta velocidad, así como la presencia de vertederos. La acción más agresiva es debida a las recientes escombreras y vertederos que se han instalado en las cercanías de los afloramientos de Ricla-2 (Calloviense-Oxfordiense), Agui-lón-1 (Bathoniense-Calloviense) y Aguilón-2 (Bathoniense a Oxfordiense Medio). Las escombreras, formadas principalmente por materiales producto de construcciones de las casas de los pueblos, afectan en estas áreas a los materiales del límite Lias-Dogger y al Oxfordiense en el afloramiento Aguilón-4. Además de las escombreras, el mayor problema lo representa un serie de basureros incontrolados situados sobre los afloramientos de Aguilón-1, Aguilón-2 y en el corte clásico del Calloviense-Oxfordiense de Ricla (afloramiento Ricla-2). Estos vertidos, especiamente el de Ricla, constituyen una peligrosa agresión por su constante expansión, la concentración de materia orgánica, su dispersión por el viento y la combustión de la materia orgánica y aerosoles y la propagación de humos.

Puesto que estos afloramientos no se encuentran declarados como puntos de especial interés (B.I.C., M.N.) la única forma de corregir las agresiones es la notificación a *posteriori* al Gobierno regional (ver Fig. 1) y la posible negociación con las autoridades locales (Ayuntamientos), así como la difusión entre las Asociaciones Culturales de la región al objeto de concienciar a la población. Este proceso, fue iniciado muy pronto y debería, teóricamente, resultar en una acción de restauración "rápida". Sin embargo, esto ha dado lugar a un largo proceso de informes científicos y técnicos y a una lenta tramitación administrativa de los mismos que no se ha traducido hasta la fecha (más de un año) en una acción efectiva.

4-PAPEL DE LA COMUNIDAD PALEONTOLOGICA EN LA PROTECCION DE YACIMIENTOS

El órgano representativo de la comunidad paleontológica en España es la Sociedad Española de Paleontología (S.E.P.) creada en 1985. La Revista Española de Paleontología (nº 1, 1986) es la publicación periódica científica de esta sociedad. Sus fines principales son promover y difundir la actividad paleontológica en España. Paralelamente a la creación de la S.E.P. se desarrollaron las I Jornadas de Paleontología (Zaragoza, 1985), que han continuado hasta la fecha con una periodicidad anual.

El interés de la S.E.P. en materia de protección y conservación de los yacimientos paleontológicos comienza a manifestarse de un modo activo durante el desarrollo de las VI Jornadas de Paleontología (Granada, 1990) en donde se lleva a cabo una sesión monográfica sobre "Paleontología y Sociedad". En estas Jornadas se presentan numerosos trabajos que abordan la conservación y protección de los yacimientos paleontológicos (Arco y Milán, 1992; Carmelo y Alcalá, 1992; Castillo, 1992; Jiménez Fuentes, 1992; Riccardi, 1992). En las VIII Jornadas de Paleontología (Barcelona, 1992) se celebra una mesa redonda sobre "Protección de yacimientos paleontológicos en España". Los aspectos fundamentales que se trataron en esta reunión se referían a los tipos de yacimientos y de fósiles que deberían ser protegidos, al comercio de fósiles y a las propuestas de medidas de protección. Durante la celebración del I y II Congreso Geológico de España (Segovia, 1984 y Granada, 1988) se presentan algunas comunicaciones dedicadas a la protección del Patrimonio paleontológico (Alcalá y Paricio, 1984, 1988).

Esta creciente preocupación de la comunidad científica por el Patrimonio paleontológico pone de manifiesto el papel activo que puede desempeñar la comunidad paleontológica en la protección de los yacimientos (Riccardi,1992). De acuerdo con este autor y con las opiniones generalizadas de los paleontólogos en España, éstos deben conocer la legislación

local y nacional que regula el material objeto de su trabajo. Asimismo es preciso que se acojan a ella, que promuevan su perfeccionamiento e incluso que promuevan sanciones legales o morales Por otro lado debe de existir un consenso entre toda la comunidad científica para establecer prioridades y elaborar los inventarios de los yacimientos paleontológicos más destacados, que faciliten las labores de investigación y paralelamente las de protección y conservación.

La continuación de los debates en las sucesivas Jornadas de Paleontología debe llevar a una propuesta común que dé lugar a una legislación adecuada sobre la protección y conservación del Patrimonio paleontológico de España. En este contexto parece oportuno promover la creación de una figura legal, dirigida específicamente a los yacimientos paleontológicos, que permita sistematizar e institucionalizar la protección legal de los mismos. Dicha figura, concebida bajo el nombre de *Punto de Especial Interés Paleontológico* (P.E.I.P.), Meléndez y Soria (*in litt.*), tendría como objetivo fundamental salvar la distancia existente entre el mero inventario de yacimientos paleontológicos y la notificación administrativa de las agresiones, por un lado, y la declaración formal de Bien de Interés Cultural. La necesidad de esta figura se deriva de la escasa efectividad y capacidad ejecutiva del mero inventario y notificación administrativa y, del escesivo rango legal de cualquiera de las figuras que comprenden la declaración de B.I.C. (Sitio Histórico y Zona Arqueológica). Las característica s fundamentales de esta posible figura serían (cf. Meléndez y Soria , *loc. cit.*)

-su carácter específicamente paleontológico, con objeto de desligar los yacimientos paleontológicos de los condicionamientos legales que implican a las excavaciones arqueológicas.

-su proposición por parte de la comunidad científica y rápida tramitación administrativa.

-su rango legal intermedio, inferior a la de cualquiera de las figuras englobadas en el B.I.C., lo cual permitiría proponer como P.E.I.P. muchos yacimientos paleonto-lógicos en peligro de destrucción o que encontrarían difícil su definición como B.I.C.

De tal manera se contempla la proposición y discusión de esta posible figura a la comunidad científica en los sucesivos foros de discusión de la S.P.E. con objeto de incorporarla a la legislación vigente. La institucionalización y tramitación de dicha figura la realizarán las Comunidades Autónomas.

La Ley de Espacios Naturales constituye otra vía adecuada para la declaración de yacimientos paleontológicos como puntos protegidos. Un aspecto destacable de esta ley es que no plantea la problemática entre la Paleontología y la Arqueología y además contempla el carácter natural de un yacimiento paleontológico. La comunidad paleontológica cuenta por tanto con una vía legal que debe potenciar ampliando las limitaciones, ya mencionadas, existentes en la actualidad.

5-CONCLUSIONES

El marco legal existente tanto a nivel nacional como regional sobre la protección y recuperación de los yacimientos paleontológicos en España, resulta inadecuado e insuficiente. Esto se debe por un lado a la subordinación que presenta la Paleontología repecto de la Arqueología y por otra a la desvinculación de las propias leyes respecto de las particulares características del Patrimonio paleontológico.

La Sociedad Española de Paleontología, como institución representativa de los intereses de los paleontólogos españoles, constituye el órgano adecuado para la gestión y debe tomar un mayor protagonismo en la difusión y proposición de medidas y figuras legales sobre la protección de los yacimientos.

La situación actual parece aconsejar la propuesta de una nueva figura legal específicamente paleontológica, que salve el vacío legal existente entre la mera notificación administrativa y la declaración de un punto de interés patrimonial como Bien de Interés Cultural. Dicha figura (Punto de Especial Interés Paleontológico) se encuentra actualmente en una fase inicial de discusión en la comunidad científica y debería encuadrarse dentro del marco legislativo de las distintas comunidades autónomas.

6- AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con la colaboración del Instituto de Estudios Turolenses (Diputación de Teruel). Los autores quieren asimismo agradecer las aportaciones y comentarios del Dr., Kevin Page (English Nature, Peterborough, U.K.).

7- BIBLIOGRAFIA

Alcalá, L. y Paricio, C. 1984. Protección y conservación de yaci mientos paleontológicos españoles. *I Congreso Español de Geología*, I, 377-381.

Alcalá, L. y Paricio, C. 1988. Protección y conservación de yaci mientos paleontológicos españoles. *II Congreso Español de Geología*, I, 253-256.

Arco, A.J. y Milán, F.G. 1992. Actuación sobre yacimientos paleontológicos. In: *Paleontología y Sociedad*, VI Jornadas de Paleontología, Granada, 1990, 37-43.

Aurell, M. 1990. *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel). Análisis de Cuenca*, Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza.

Cariou, E., Meléndez, G., Sequeiros, L. y Thierry, J. 1988. Biochronologie du Callovien de la Province d'Ammonites submediterranéenne: Reconnaissance dans les Chaines Ibériques de subdivisions fines distinguées dans le centre-ouest de la France. *Proc. 2nd. Int. Symp. Jur. Str.*, 1, 395-406.

Carmelo, C. y Alcalá, L. 1992. El coleccionismo privado de fósiles: un paso atrás en el concepto actual de Museo. In: *Paleontología y Sociedad*, VI Jornadas de Paleontología, Granada, 1990, 69-85.

Castillo, J. 1992. Los bienes paleontológicos: un patrimonio especial deficientemente definido y reglamentado por la Ley del Patrimonio Histórico Español. In: *Paleontología y Sociedad*, VI

Jornadas de Paleontología, Granada, 1990, 87-97.

Fontana, B. 1990. *El Oxfordiense Medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Ibérica). Estudio paleontológico del género Larcheria (Ammonoidea, Perisphictidae).* Tesis de licenciatura. Dpto. Geología, Univ. Zaragoza, (*in litt.*)

Fontana, B. and Meléndez, G. 1990. Caracterización bioestratigráfica de la Biozona Transversarium (Oxfordiense Medio) en el Sector Oriental de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta,* **8**, 3-5 .

Goy, A. and Martinez, G. 1990. Biozonación del Toarciense en el área de la Almunia de Doña Godina-Ricla (Sector central de la Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **14**, 11-54.

Jiménez Fuentes, J. 1992. Sobre la protección de yacimientos de vertebrados fósiles. In: *Paleontología y Sociedad*, VI Jornadas de Paleontología, Granada, 1990, 109-112

Lardies, M.D. 1989. *Estudio Bioestratigráfico y Paleontológico del Callovianse (Jurásico Medio) en el sector Central de la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Dpto. Geología, Univ. Zaragoza. (*in litt.*)

Meléndez, G. 1989. *El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. (Provincias de Zaragoza y Teruel).* Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 1989, 418 pp.

Meléndez, G. and Fontana, B. 1991. Sobre la posición estratigráfica de *Perisphinctes wartae* Bukowski y el desarrollo de la Subbiozona Rotoides (Biozona Transversarium) en la Cordillera Ibérica Nororiental. *Geogaceta*, **10**, 38-42.

Meléndez, G. y Soria, M. *in litt.* The legal framework and scientific procedure for paleontological sites protection in Spain: A case of recovery of some special sites affected by activity in Aragón (E Spain). *Procc Malvern Int. Conference 1993.*

Riccardi, A.C. 1992. La protección de yacimientos y materiales paleontológicos en la Argentina. In: *Paleontología y Sociedad*, VI Jornadas de Paleontología, Granada, 1990, 159-171.

Sequeiros, L. and Meléndez G. 1981. Nuevos datos bioestratigráfi cos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilón (Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología*, Univ. Granada, **10**, 167-177.

Sequeiros, L., Cariou, E. and Meléndez, G. 1984. Algunos ammonoideos del Calloviense Superior de Aguilón (Zaragoza, Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, **40**, 293-298.

Sequeiros, L., Cariou, E. and Thierry, J. 1986. Posición bioestra tigráfica y datos paleobiogeográficos de los Reineckeiinae (Ammonitina) del Calloviense de Aragón (Cordillera Ibérica). *Revista Española de Paleontología*, **I**, 73-84.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 85-90 MÁLAGA, 1993.

APORTACIONES A LA PALEOENTOMOFAUNA DEL MIOCENO INFERIOR DE RIBESALBES (CASTELLÓN, ESPAÑA)

E. PEÑALVER[1] y *X. MARTÍNEZ DELCLÒS*[2]

(1) Dpto. Geologia. Facultat de Ciències Biològiques. Universitat de València. Dr. Moliner, 50 46100-Burjassot. València. España.

(2) Dpto. Geologia dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08071-Barcelona. España.

ABSTRACT

The fossil insects of Miocene of Ribesalbes (Castellón, Spain) have not been studied very much. The study of numerous specimens from the *Museo Paleontológico de Valencia, museo del colegio "La Salle" de Paterna* and from private collections has supposed the identification of a high number of taxons not cited before in this deposit (5 orders and 16 families). The genus *Aeshna* and *Lestes* (Odonata), *Phryganea* (Trichoptera), *Sylvicola* and *Tipula* (Diptera) are cited for the first time. A high taphonomic and faunistic similitude between the fossil records from Ribesalbes and Rubielos de Mora (Teruel) outcrops has been noted. The diversity and abundance of insects is very high. The presence of Isoptera (Hodotermitidae) and Acrididae (Caelifera: Orthoptera) is a new fact to support the existence of a subtropical climate in this geographical area in the lower Miocene.

Keywords: Insecta, lacustrine environment, Taphonomy, Miocene, Spain.

Palabras clave: Insecta, medio lacustre, Tafonomía, Mioceno, España.

1. INTRODUCCIÓN

Los insectos fósiles de Ribesalbes son conocidos desde principios de siglo y proceden del yacimiento denominado "La Rinconada", localizado en las proximidades del pueblo de Ribesalbes, en Castellón (figura 1).

El primer autor en estudiar estos insectos fósiles es Gil Collado (1926) quien describe tres nuevas especies: el odonato *Platycnemis? cincuneguii* y los dípteros *Nomochirus sampelayoi* e *Hilara royoi*. El número de órdenes citados, por este autor, es de 6 (Odonata, Homoptera, Heteroptera, Coleoptera, Hymenoptera y Diptera). En el estudio del yacimiento, realizado por Vigón en 1980, se amplia el número de insectos fósiles conocidos; se citan por primera vez varias especies de formícidos y una de ápidos entre los Hymenoptera y especies del género *Bibio* y *Plecia* entre los Diptera. Esta autora también cita un nuevo ejemplar de *Platycnemis? cincuneguii* y un zigóptero indeterminado. Las clasificaciones a nivel específico y las descripciones realizadas en este segundo estudio carecen de la profundidad necesaria para el reconocimiento de nuevos individuos. Por esta razón no se tendrán en cuenta dichas determinaciones hasta que se proceda a la revisión de este material.

En 1926, Sampelayo y Cincúnegui, atribuyen la serie estratigráfica de Ribesalbes al Oligoceno. Posteriormente, en 1971, Fernández Marrón la considera como perteneciente al Aquitaniense (Mioceno inferior), basándose en el porcentaje de restos vegetales de dicotiledóneas frente al de monocotiledóneas, y su comparación con los porcentajes de otras cuencas.

2. GEOLOGÍA

La cuenca miocénica de Ribesalbes-Alcora se encuentra en la Cordillera Ibérica, y corresponde a un *graben* complejo limitado por fallas normales de dirección ENE-WSW hasta NNE-SSW, con una extensión superior a los 150 Km cuadrados (Anadón *et al.*, 1989).

En "La Rinconada" se han identificado 5 unidades principales, denominadas de la A a la E por Anadón *et al.* (1989). Según estos autores, la unidad B, de la cual se han extraído los insectos fósiles, está constituida por una sucesión de más de 100 m de espesor de dolomías fétidas, laminadas, con intercalaciones de niveles margosos lutíticos y de areniscas oscuras laminadas o masivas. Esta dolomía es pobre en Mg y presenta, en menor medida, calcita y aragonito. En estos niveles han quedado registrados plantas, artrópodos, moluscos y vertebrados. La unidad B corresponde a la deposición de sedimentos en las partes más profundas de un lago de gran volumen.

Los estudios sedimentológicos y paleontológicos indican que el lago mioceno de Ribesalbes fue meromíctico (Agustí *et al.*, 1988 y Anadón *et al.*, 1989). En este tipo de lagos el monimolimnion está aislado, por una haloclina y termoclina, del volumen de agua superior. Al monimolimnion no llegan la luz y el oxígeno del mixolimnion. El aislamiento provocado por la clina evita la mezcla de agua por corrientes. El monimolimnion es anóxico debido a la falta de mezcla y a la gran demanda de oxígeno por la oxidación de la materia orgánica que recibe desde la parte superficial. En este ambiente reductor se produce el paso de sulfato a ácido sulfídrico debido a la actividad de bacterias reductoras del azufre. La anoxia y el ácido sulfídrico evitan la existencia de fauna bentónica y la bioturbación, lo que determina que los sedimentos se acumulen en finas laminaciones no disturbadas. Una fina laminación y la ausencia de oxígeno han favorecido la preservación de la fauna y flora fósil.

3. ASPECTOS TAFONÓMICOS

Las características de conservación que presenta la flora y la fauna en el yacimiento estudiado lo incluyen den-

tro de los *Konservat-Lagerstätten*, según la terminología de Seilacher (1970).

Los insectos obtenidos pertenecen, prácticamente en su totalidad, a formas aladas. De los grupos que poseen formas ápteras y a la vez aladas, sólo estas últimas han sido encontradas en Ribesalbes. Dicho fenómeno tendría su causa en la mayor accesibilidad de las formas voladoras a la masa de agua y su mayor probabilidad de ser transportadas por el viento hasta ella.

La preservación se caracteriza por una escasa desarticulación, por la conservación de estructuras delicadas tales como microtriquios, antenas, ojos compuestos y por trazas de coloración original. Estos carácteres se han conservado gracias a una mineralización diagenética temprana (Allison, 1988) y por una elevada decantación de sedimento de grano muy fino en un ambiente anóxico y de baja energía. Estas características coinciden con las que presenta el yacimiento de Rubielos de Mora en Teruel (Martínez-Delclòs *et al.*, 1990).

Los restos conservan cierto relieve, especialmente aquellas formas que en vida presentaban una cutícula más gruesa y dura. Un gran número de los restos se encuentran muy deformados por tectónica.

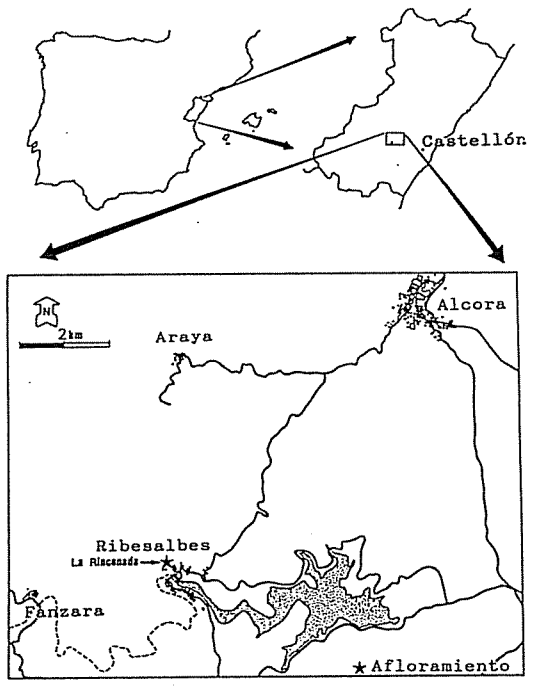


Figura 1. Situación geográfica del yacimiento de "La Rinconada".

4. ASOCIACIÓN PALEOBIOLÓGICA

La flora presenta gran número de géneros, principalmente de gimnospermas (*Pinus*, *Sequoia*, *Taxodium*, etc.), de angiospermas monocotiledóneas (*Potamogeton*, *Phragmites*, etc.) y dicotiledóneas como *Populus*, *Acer*, *Quercus*, *Fraxinus*, etc. (Sampelayo y Cincúnegui, 1926; Fernández Marrón y Alvarez Ramis, 1967; Fernández Marrón 1971 y Vigón, 1980).

Aparte de los insectos, el resto de invertebrados está representado por gasterópodos (posiblemente de las familias Planorbidae y Helicidae), varias formas diferentes de araneidos y ostrácodos.

Entre los vertebrados se ha reconocido un anuro indeterminado y urodelos de los géneros *Epipolysemia*, *Megalotriton* y *Triturus* (Sampelayo y Cincúnegui, 1926 y Sanchiz, 1977). Recientemente ha sido hallado un ejemplar completo de anuro, todavía sin determinar.

5. MATERIAL ESTUDIADO

Para la realización del presente estudio se han consultado las colecciones siguientes: la del Museo Paleontológico Municipal de Valencia (MPV), que posee unos 107 especímenes, la colección del museo del colegio "La Salle" de Paterna en Valencia (MLSPV) que consta de unos 64 ejemplares, además de restos vegetales y plumas, y las colecciones particulares de los señores Manuel Saura Vilar (MSV) y Juan Antonio García (JAG). Todos los especímenes estudiados provienen del yacimiento "La Rinconada".

6. SISTEMÁTICA

6.1. Paleoptera

6.1.1. Odonata

Los odonatos son citados en la cuenca por primera vez por Gil Collado en 1926, que muestra un único ejemplar para el que crea la nueva especie *Platycnemis cincuneguii*.

En el presente trabajo se han identificado 13 ejemplares. Presentan los ojos separados y proyectados lateralmente. Los dos pares de alas son similares y pecioladas en la base. La longitud alar es de unos 15.9 mm y su anchura máxima de 3.3 mm. El nodo se localiza antes de la mitad del ala, existiendo 2 venas transversales antenodales y 10 postnodales (lámina I, figura 1). El estigma es alargado y rectangular cubriendo justamente las dos celdillas subyacentes y al que siguen 5 celdas enteras. La celda discoidal no está dividida y es similar en las 4 alas. La vena R_3 nace aproximadamente a nivel de la 2ª transversal postnodal; las venas longitudinales R_{4+5} e IR_3 nacen entre el árculo y el nodo pero más cerca de aquel; la IR_3 no está bifurcada. Presencia de una vena O. La MA y la Cu_2 se encuentran separadas por una fila de celdillas. La celda discal es libre y triangular. Existe una sola fila de celdillas entre la anal y el borde posterior del ala. Los caracteres anteriores (presencia de la vena O, IR_3 y R_{4+5} que nacen entre el nodo y el árculo, celula discoidal típica de *Lestes*) emplazan a estos especíme-

nes en el género *Lestes* (Zygoptera Lestidae).

El género *Lestes* ha sido citado en el Oligoceno inferior de Cervera (Martínez-Delclòs y Nel, 1991) y en el Mioceno superior de Bellver de Cerdanya (Arillo y Bremond, 1992).

Los anisópteros están representados por un gran número de ninfas y un ala posterior completa que se presenta algo deformada. Las dimensiones del ala son: 27.9 mm de longitud y 14.9 mm de anchura máxima. Sólo conserva dos venas transversas antenodales. Las venas postnodales son trece. El estigma es largo (2.5 mm de longitud) y ancho (0.8 mm de anchura) y está limitado por dos venas finas, cubriendo más de dos celdas. El espacio medial carece de venas transversas. Las venas Rs y M están separadas a nivel del árculo donde surge la Rs más cerca de la R+M que de la Cu. El triángulo o célula discoidal posee 4 celdas y tiene el borde proximal desplazado hacia el ápice del ala. El campo anal presenta 9 celdas. Entre las venas A y Cu, y después del triángulo, hay dos rangos de celdas que se continúan en un rango único. La vena Mspl está presente. La vena IR_3 no está bifurcada cerca del extremo del ala. Existen varios rangos de celdas entre la IR_3 y el Rspl y también entre la M y la Mspl. La vena R_3 se muestra algo curvada, justo antes del inicio del estigma. Este ala se emplaza en el género *Aeshna* (Familia Aeshnidae) y presenta una gran similitud con un ala posterior incompleta de *Aeshna* hallada en el Oligoceno de Cervera (Martínez-Delclòs y Nel, 1990); estas alas sólo se diferencian en que el espécimen de Ribesalbes posee una vena postnodal menos.

El orden más abundante en el yacimiento es el de los Odonata, superado sólo en número por los Diptera.

6.2. Neoptera Polineoptera

6.2.1 Orthoptera

Los ortópteros están representados por unos 20 ejemplares adultos (lámina I, figura 2) y algunas alas aisladas. Sin embargo, pese a su abundancia, no habían sido citados en los estudios anteriores. Los ejemplares se hallan, generalmente, mal conservados y todos pertenecen a la misma forma de acrídidos (Caelífera: Acrididae) que se encuentra también, frecuentemente, en el yacimiento de Rubielos de Mora (Martínez-Delclòs *et al.*, 1991).

En la actualidad la familia Acrididae se presenta en las regiones más cálidas del planeta.

6.2.2. Isoptera

Este orden está representado por un único ejemplar (MSV 48) al que le falta la cabeza. Sólo la nerviación se ha conservado con detalle y corresponde a la familia Hodotermitidae.

La presencia de la familia Hodotermitidae indicaría un clima cálido y húmedo de tipo tropical. El orden Isoptera se distribuye en la actualidad en los trópicos y también en la mayor parte de zonas cálidas y templadas de mayor temperatura.

6.3. Neoptera Paraneoptera

6.3.1. Homoptera

Han sido hallados dos ejemplares pertenecientes a la familia Aphididae (MPV RIB-67 y MPV RIB-89). Se describe el ejemplar MPV RIB-67 (lámina I, figura 3) por ser el más completo. La longitud del cuerpo es de 2 mm. Las antenas son largas (1.3 mm) y filiformes. Las venas C y Sc se unen en un estigma que no alcanza el ápice del ala. Del estigma parte el sector radial y de la Sc parten dos nervios oblicuos que son la M, con tres ramas, y la Cu_1 que es simple. En el abdomen se observa claramente la segmentación y un par de cortos cornículos con morfología de cono truncado; la cola no está bien conservada pero parece que originalmente presentaría una morfología semicircular.

El registro de áfidos en la Península Ibérica se limita a los yacimientos de Ribesalbes y Rubielos de Mora, aunque las formas descritas no coinciden en ambas localidades.

Hasta la fecha sólo se conocía un ejemplar del orden Homoptera en Ribesalbes que fue emplazado por Gil Collado (1926) en la familia Cercopidae.

6.3.2. Heteroptera

De este orden han aparecido dos ejemplares (MSV 41 y MSV 80) que pertenecen a la familia Nepidae, posiblemente del género *Nepa* (subfamilia Nepinae). La longitud del cuerpo es de 13.9 mm. El par de patas anteriores están en posición muy anterior y son de tipo prensor; el fémur se encuentra muy engrosado y la tibia, que es delgada, se abatiría sobre el fémur por la parte anterior (lámina I, figura 4). El resto de patas son marchadoras. En la parte posterior del abdomen se conserva el característico tubo respiratorio o sifón con una longitud de 7.4 mm.

Es la primera vez que se encuentran representantes de la familia Nepidae en el registro fósil de España.

6.3.3. Thysanoptera

Tres son los ejemplares hallados de este orden. El espécimen MPV RIB-68 (lámina I, figura 5) mide 1.4 mm de longitud. El fémur y la tibia son mazudos. Las alas son alargadas, estrechas y puntiagudas pero no conservan claros indicios de nerviación. Poseen los característicos cilios largos, que en este caso son rectos. La terminación del abdomen no se puede considerar como puntiaguda, más bien sería cónica, y conserva parte de la pilosidad anal. Por la morfología tronco-cónica de la parte posterior del abdomen se emplazaría dentro del suborden Terebrantia y por la morfología alar en la familia Thripidae.

Son las primeras citas, en el yacimiento de Ribesalbes, del orden Thysanoptera.

Las familias Thripidae y Aeothripidae han sido citadas en el yacimiento de Rubielos de Mora por Martínez-Delclòs *et al.* (1990). Las formas de los dos yacimientos parecen coincidentes.

6.4. Neoptera oligoneoptera

6.4.1. Neuroptera

Un ejemplar de este orden (JAG 98), casi completo, corresponde a la familia Chrysopidae. Las alas presentan una venación característica con el sector radial (Rs) que surge de

la rama principal, separadamente de la R_1, que no se fusiona distalmente con la Sc. Entre la R y el Rs hay unas 20 venas y en el campo costal hay venas transversas que no se bifurcan. Presenta las venas pseudomedia y pseudocubital. El ala posterior es menos ancha.

Se trata de la primera cita de la familia Chrysopidae en el registro fósil del Cenozoico, de la Península Ibérica.

6.4.2. Coleoptera

De este orden sólo se conocen, además del ejemplar citado por Gil Collado en 1926, dos individuos adultos y un élitro aislado. Todos estos restos son de difícil clasificación incluso a un nivel de familia.

6.4.3. Hymenoptera

Gil Collado (1926) cita un posible bracónido y un posible formícido.

Se estudia una forma de la familia Braconidae (JAG 59), el cuerpo de la cual presenta una longitud de 9 mm. El ala posee las venas esclerotizadas y un pequeño estigma. La celda costal está obliterada y la marginal es ancha y larga y presenta dos celdas submarginales (la 1ª es de menor tamaño). Carece de la vena 2m-cu y presenta las venas r-m, Cu_1b y 2-1A. Las venas 1-M y Rs_1 son rectas, la vena 3-Rs parte de la vena r siendo más larga que ésta y la vena 2-Rs está unida a la r. Este patrón alar lleva a incluir esta forma, provisionalmente, en la subfamilia Helconinae.

Han sido estudiadas, también, varias formas pertenecientes a la familia Ichneumonidae. Uno de los ejemplares (MSV 28) corresponde a una hembra en la que se conserva el oviscapto. Uno de los ejemplares (JAG 97) pertenece a la subfamilia Ophioninae. La venación del par de alas anterior presenta una celda costal obliterada. La vena basal no convexa, la aréola grande y rómbica de lados desiguales, la vena disco-cubital sin ramelus y prácticamente recta y la vena paralela nace del centro de la célula braquial. El estigma se halla mal conservado. El ala posterior conserva solamente la vena costal, la radial, la recurrente, la mediana y el principio del nervelus; el primer sector de la radial es más largo que la vena recurrente. Otros individuos de esta familia han sido citados, también, en el Mioceno de Rubielos de Mora (Martínez-Delclòs *et al.*, 1990).

La familia Sphecidae está representada por un único ejemplar (MSV 40). La nerviación del ala anterior es completa y no llega al borde distal del ala, quedando bastante alejada. Presenta una célula radial corta, tres células cubitales cerradas y la 1ª célula discoidal no es muy alargada. La vena 2ª recurrente se une a la vena cubital a nivel de la 2ª cubital transversal. Los fémures y tibias son algo engrosados y éstas poseen dos fuertes espolones terminales.

6.4.4. Trichoptera

Ha sido hallado un gran número de ejemplares, todos ellos pertenecen a una misma forma del género *Phryganea* (familia Phryganeidae). El espécimen mejor conservado (MSV 7) presenta una longitud aproximada de 6.3 mm. Las antenas son filiformes y con un gran número de artejos. Conserva las cuatro alas con pocas venas transversales y con gran predominio de las longitudinales. Entre otros caracteres, las alas anteriores presentan una célula discoidal de gran longitud y una densa pilosidad. La longitud de este ala es de 12.8 mm y la anchura máxima es de 2.9 mm. Conserva cuatro patas que presentan el fémur y la tibia estrechos con un gran número de espinas.

Arillo y Bremond (1992) citan un ala aislada, de este mismo género, en el Mioceno de Bellver de Cerdanya.

6.4.5. Diptera

Es el orden más numeroso y diverso en la asociación fósil estudiada. "La Rinconada" es el yacimiento tipo de las especies *Hilara royoi* (Empididae) y *Nomochirus sampelayoi* (Chironomidae), descritas por Gil Collado en 1926. De la familia Chironomidae se ha reconocido un estado pupal (MPV RIB-57). La familia Culicidae está representada sólo por estados pupales.

El ejemplar MPV RIB-1 presenta 5 mm de longitud corporal. La longitud alar es 4.7 mm aproximadamente y la anchura máxima 1.7 mm. El ala izquierda se presenta parcialmente solapada con el abdomen. El ala derecha se puede estudiar, prácticamente, toda su nerviación que permite incluirla en el género *Sylvicola* (familia Anisopodidae): las venas R_2 y R_3 y la R_4 y R_5 se presentan fusionadas en una sola vena (R_{2+3} y R_{4+5} respectivamente); el estigma está dividido en dos en la celda radial delimitada por la R_1 y la R_{2+3}; celda discal presente,la M posee 4 ramas y la Cu_1 se curva antes de llegar al borde alar. Sólo una vena anal (1A) llega al borde del ala.

De la familia Mycetophilidae ha sido hallado un ejemplar (MSV 38). La longitud del cuerpo es de 4.5 mm. Presenta antenas largas y filiformes de 2.7 mm y el tórax giboso. Las alas se encuentran algo superpuestas pero se ha reconocido una parte importante de la venación. La costal finaliza en el ápex de la R_{4+5}, la R_{2+3} no existe y la vena M es ahorquillada. La vena M_{3+4} no está conectada con la M_{1+2} (M_{1+2} se bifurca en M_1 y M_2). Las tibias son alargadas y finas con 2 espolones apicales.

El género *Tipula* (Tipulidae) está representado sólo por dos ejemplares (MLSPV 1108 y JAG 42).

La familia Phoridae cuenta con un único ejemplar (MSV 18) que podría pertenecer al género *Puliciphora* o *Aneurina* (lámina I, figura 6). La longitud del cuerpo es de 2.8 mm. La cabeza es pequeña y en ella se conservan las 2 antenas en las que se aprecia un gran segmento redondeado y una larga arista simple en posición dorsal. El tórax es giboso. Las alas, con una longitud de 2.8 mm aproximadamente, presentan la Sc libre en la base y que contacta con R_1. Las venas radiales son cortas, engrosadas y concentradas en la base del ala, no estando R_{4+5} bifurcada. Se distingue una débil nervadura después de R_{4+5} que corre paralela al borde alar. Las venas mediales son débiles y sólo se conservan la M_{1+2} y la M_3 que corren paralelas entre sí. Las patas están muy desarrolladas y en el par posterior se observa la tibia con un gran espolón y el primer segmento tarsal engrosado. Las coxas están también muy desarrolladas.

La familia Mycetophilidae y el género *Tipula* han sido citados en el yacimiento de Rubielos de Mora (Martínez-Delclòs *et al.*, 1990).

La mayoría de los dípteros identificados corresponden a formas cuya larva y/o imago precisan de vegetación en descomposición como Bibionidae, Empididae (*Hilara*), Anisopodidae (*Sylvicola*), Mycetophilidae, Tipulidae (*Tipula*) y Phoridae.

7. CONCLUSIONES

Se ha observado una gran similitud entre las cuencas del Mioceno de Rubielos de Mora y Ribesalbes, tanto desde el punto de vista taxonómico como tafonómico.

La abundancia de insectos fósiles es mucho mayor de lo que reflejan los estudios realizados hasta la fecha. Así la aportación de este trabajo a la paleoentomofauna de Ribesalbes es el reconocimiento de 5 nuevos órdenes (Orthoptera, Isoptera, Thysanoptera, Neuroptera y Trichoptera) y de los subórdenes Anisoptera (Odonata) y Cyclorrhapha (Diptera) entre otros. El número de nuevas familias reconocidas es 16: Aeshnidae y Lestidae (Odonata), Acrididae (Orthoptera), Hodotermitidae (Isoptera), Aphididae (Homoptera), Nepidae (Heteroptera), Thripidae (Thysanoptera), Chrysopidae (Neuroptera), Ichneumonidae y Sphecidae (Hymenoptera), Phryganeidae (Trichoptera), Culicidae, Anisopodidae, Mycetophilidae, Tipulidae y Phoridae (Diptera). Ha sido confirmada la presencia, en el registro, de la familia Braconidae (Helconinae ?). Se han reconocido 5 nuevos géneros (*Aeshna, Lestes, Phryganea, Sylvicola* y *Tipula*) y dos géneros de forma incierta (*Puliciphora* o *Aneurina* y *Nepa*).

El hallazgo de una asociación de ostrácodos con concha lisa, gasterópodos dulceacuícolas y diversas larvas y pupas acuáticas indica una comunidad palustre. En general la ampliación del conocimiento paleoentomológico muestra, de forma más evidente, una típica comunidad de zona lacustre. Hemos identificado una gran abundancia de dípteros cuya larva y/o imago precisan de vegetación en descomposición y otros grupos que precisan de aguas estancadas o tranquilas para su desarrollo como Aeshnidae (*Aeshna*), Lestidae (*Lestes*), Phryganeidae, Chironomidae, etc. Esto puede ser indicativo de la existencia de unos márgenes del lago en donde existiría agua estancada y gran abundancia de materia vegetal en descomposición. Esto mismo ha sido apuntado a partir de la flora registrada, en la que abundan formas típicas de este ambiente, tales como *Typha, Phragmites, Glyptostrobus, Taxodium*, etc. (Vigón, 1980). No obstante, también se hallan representados grupos terrestres e incluso xerófilos, como los acrídidos.

La presencia del orden Isoptera (Hodotermitidae) y de representantes de la familia Acrididae son nuevos indicios que apuntan a un clima subtropical para este área geográfica en el Mioceno inferior.

8. AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento a los señores Manuel Saura y Juan Antonio García que tan amablemente nos han permitido estudiar sus colecciones. Agradecemos a Rafael Adrover el facilitarnos la consulta de la colección del colegio "La Salle" en Valencia.

Agradecemos asimismo a los señores Plinio Montoya y José Bas su colaboración en la realización de este trabajo.

Este trabajo se enmarca dentro del proyecto DGICYT-PB90-0489.

9. BIBLIOGRAFÍA

Agustí, J.; Anadón, P.; Ginsburg, L.; Mein, P. y Moissenet, E. 1988. Araya et Mira: nouveaux gisements de Mammifères dans le Miocène inférieur-moyen des Chaînes Ibériques orientales et méditerranéennes. *Paleontologia i Evolució*, **22**, 83-101.

Allison, P.A. 1988. Konservat-Lagerstätten: Cause and classification. *Paleobiology*, **14**, 331-344.

Anadón, P.; Cabrera, L.; Julià, R.; Roca, E. y Rosell, L. 1989. Lacustrine oil-shale basins in tertiary grabens from NE Spain (western european rift system). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**, 7-28.

Arillo, A. y Bremond, C.S. 1992. Nota sobre la presencia de un Tricóptero y un Odonato en el Mioceno Superior de la depresión ceretana. *Boletín Geológico y Minero*, **103** (6): 16-20.

Fernández Marrón, M.T. 1971. Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español. Tesis Doctoral. Publicación Facultad Ciencias Universidad Complutense. A-152. 177 pp. Madrid.

Fernández Marrón, M.T. y Alvarez-Ramis, C. 1967. Contribución al estudio de las Gimnospermas fósiles del Oligoceno de Ribesalbes (Castellón). *Estudios Geológicos*, **23**, 155-161.

Gil Collado, J. 1926. Nota sobre algunos insectos fósiles de Ribesalbes (Castellón). *Boletín del Instituto Geológico de España*, 3ª serie, **6**, 89-107.

Hernández-Sampelayo, P. y Cincúnegui, M. 1926. Cuenca de esquistos bituminosos de Ribesalbes (Castellón). *Boletín del Instituto Geológico de España*, 3ª serie, **6**, 1-88.

Martínez-Delclòs, X. y Nel, A. 1991. Découverte de trois insectes fossiles dans l'Oligocène inférieur du bassin de L'Ebre (Espagne) (Odonata, Lestidae, Aeshnidae). *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 4ème sér., sec. C, **13**, 157-165.

Martínez-Delclòs, X.; Peñalver, E. y Belinchón, M. 1991. Primeras aportaciones al estudio de los insectos del Mioceno de Rubielos de Mora, Teruel (España). *Revista de la Sociedad Española de Paleontología*, **nº. Extraordinario**, 125-137.

Sanchiz, F.B. 1977. Catálogo de los anfibios fósiles de España (Noviembre de 1977). *Acta Geológica Hispánica*, **12**, 103-107.

Seilacher, A. 1970. Begriff and bedentung der Fossil-Lagerstätten. *Neues Jarhburg fur Geologie und Palaontológie Abhandlungen*, **1**, 34-39.

Vigón, M.A. 1980. Nuevas aportaciones al estudio paleoecológico del yacimiento mioceno de Ribesalbes. Tesis de Licenciatura, Fac. Ciencias Biológicas. Universidad Complutense, 1-69, Madrid.

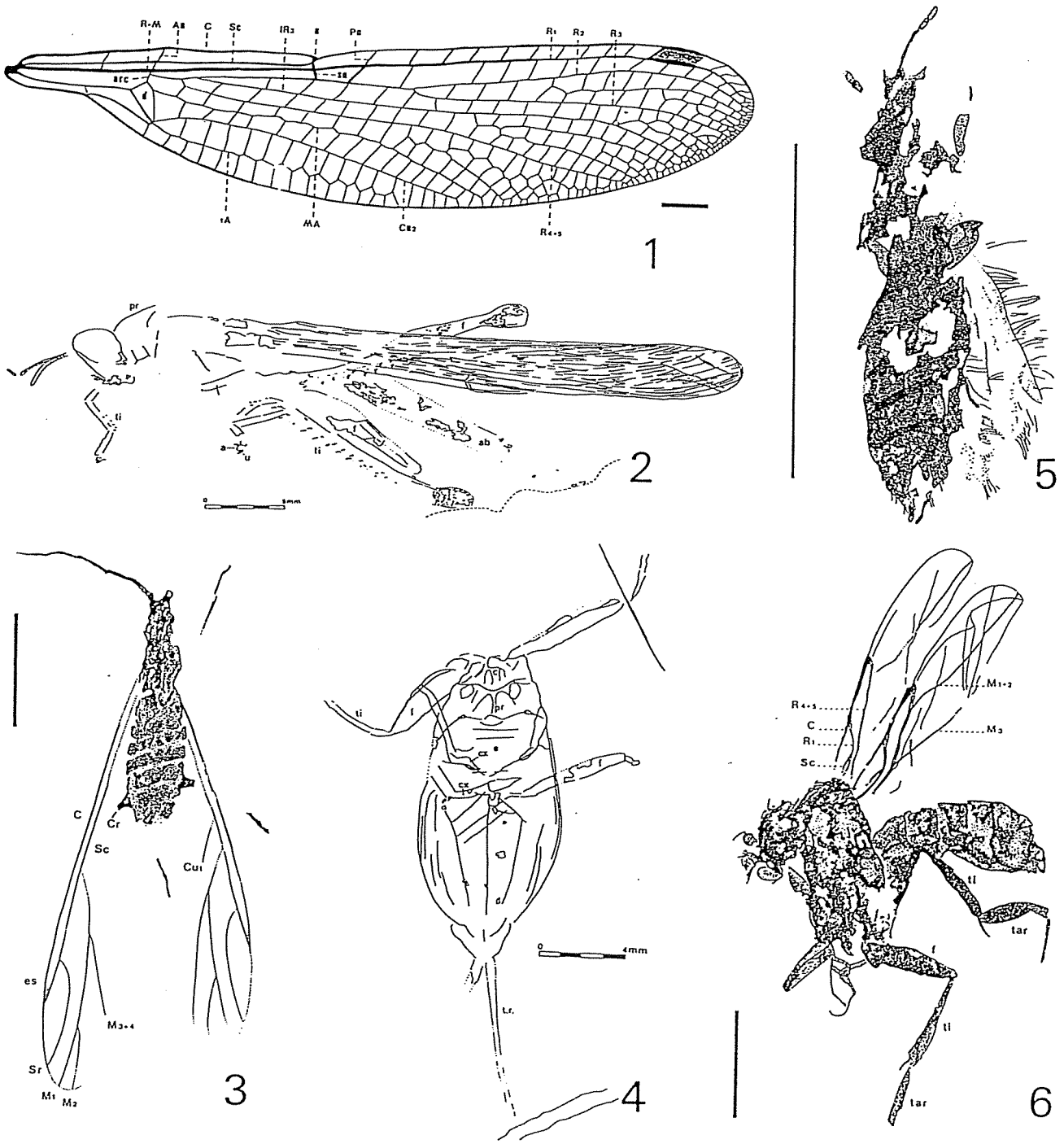


Lámina I: (1) MPV RIB-31, ala de *Lestes* sp (Odonata: Zygoptera: Lestidae); (2) MSV 60b, acrídido indeterminado (Orthoptera: Acrididae); (3) MPV RIB-67, pulgón (Homoptera: Aphididae); (4) MSV 80, escorpión de agua (Heteroptera: Nepidae); (5) MPV RIB-68, tisanóptero (Thripidae) y (6) MSV 18, díptero de la familia Phoridae. Abreviaturas empleadas: A) vena anal; a) arolio; ab) abdomen; Ax) vena transversa antenodal; arc) árculo; C) vena costal; c) cabeza; Cr) cornículo; Cu) vena cubital; Cx) coxa; d) celda discal; e) escutelo; es) estigma; f) fémur; IR_3) vena interradial 3; M) medial; MA) vena media anterior; n) nodo; Pn) vena transversa postnodal; pr) pronoto; R) vena radial; R+M) vena radial+mediana; Sc) vena subcostal; sn) subnodo; Sr) sector radial; tar) tarso; ti) tibia; t.r.) tubo respiratorio o sifón; u) uña. Dibujos realizados a cámara clara. Las escalas, de no indicar nada, representan un milímetro.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 91-92. MÁLAGA, 1993.

FUENTESAÚCO: NUEVO YACIMIENTO DE VERTEBRADOS EN EL LÍMITE EOCENO MEDIO - EOCENO SUPERIOR, DE LA PROVINCIA DE ZAMORA.

M.A. CUESTA, E. JIMÉNEZ y *S. GIL TUDANCA*
Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca

ABSTRACT

A new vertebrate outcrop of the Duero basin Eocene is cited. The determined fauna, *Neochelys* sp. (Chelonia, Pelomedusidae) and *Franzenium durense*, Cuesta 1993 (Perissodactyla, Palaeotheriidae) permit to date it in the boundary between Middle Eocene and Upper Eocene (reference levels MP 16 and 17), first locality of this age in the Zamora province.

Keywords: Chelonia (Pelomedusidae), Perissodactyla (Palaeotheriidae), Middle Eocene, Upper Eocene, Duero basin, Zamora province, Castilla-León.

Palabras clave: Chelonia (Pelomedusidae), Perissodactyla (Palaeotheriidae), Eoceno medio, Eoceno superior, Cuenca del Duero, provincia de Zamora, Castilla-León.

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Fuentesaúco se encuentra a 35 km al NNE de Salamanca y a 40 al SE de Zamora. Desde el punto de vista geológico la zona, ubicada entre los bordes suroccidental y occidental de la Cuenca del Duero, constituye una transición cronoestratigráfica entre los niveles fosilíferos de Casaseca de Campeán, Corrales y Sanzoles (Rhenanienše medio, MP 13/14), en Zamora, y los salmantinos de Cabrerizos, Teso de la Flecha, Babilafuente y San Morales (Rhenaniense superior, MP 16)(Cuesta, 1991; Jiménez, 1992 a), cubierta levemente por sedimentos detríticos miocénicos (sin fauna), que alcanzan su máxima potencia (71 m) precisamente 6 kms al S de Fuentesaúco, en el vértice Castillejo (Jiménez y García Marcos, 1980).

Estas series de transición eocénicas se extienden desde Fuentesaúco hacia el E y ENE, con un ligero basculamiento en dichas direcciones, hasta el río Guareña, donde, en el Molino del Pico y otros puntos (Los Regatones, Los Pradejones) (Jiménez 1977), se han encontrado restos de vertebrados que abogan por una edad no definida con precisión, comprendida entre el Eoceno superior alto y el Oligoceno (Cuesta, 1991; Jiménez, 1992 a).

Estas consideraciones planteaban un problema de datación precisa para la zona de Fuentesaúco, que los escasos fósiles (quelonios y cocodrilos) encontrados hasta ahora no habían podido resolver mas que con aproximación.

Dichos fósiles se descubrieron en dos puntos aislados, en 1977, durante los trabajos de campo para la realización de la hoja geológica 426 (Fuentesaúco) (Jiménez y García Marcos, 1980). Aparecen descritos y figurados posteriormente (Jiménez, 1984: 46 y lám.85).

En 1992, al abrirse un pozo, 2 kms al SW. de Fuentesaúco, en terrenos propiedad de J.Tola, a 15 m de profundidad, fueron encontrados diversos restos de vertebrados. Unos fueron entregados a nuestro colaborador Luis Alonso. Otros al geólogo Esteban González. Se conservan en la Sala de las Tortugas de la Universidad de Salamanca, donde han sido numerados entre el 13662 y el 13681.

El nuevo yacimiento, que llamaremos "FUENTESAÚCO", destaca de los indicios o puntos ya citados en los alrededores ("Teso Mirador", "canteras de Fuentesaúco") por la presencia de mamíferos y de restos mejor conservados de quelonios, que justifican esta comunicación previa.

2. LISTA FAUNÍSTICA DEL NUEVO YACIMIENTO

Reptilia
- Chelonii
  - Pelomedusidae
    - *Neochelys* sp. (talla grande)
    - *Neochelys* sp. (talla mediana)

Mammalia
- Perissodactyla
  - Palaeotheriidae
    - *Franzenium durense*, Cuesta 1993

De *Franzenium durense* se ha estudiado una mandíbula con la rama derecha casi completa, cuya morfología lo diferencia claramente de *F.tetradactylum*, especie-tipo del género, procedente de Llamaquique (Oviedo) (Casanovas y Santafé, 1989, 1992). La especie está descrita y citada en Caenes (Salamanca) y en Mazaterón (Soria) (Cuesta, 1991, 1992, 1993).

De *Neochelys* sp. se citan fragmentos y molde de, al menos, 5 individuos de 3 tallas diferentes, siendo la menor de un inmaduro. Son correlacionables, por comparación anatómica, con ejemplares del Rhenaniense superior del Teso de la Flecha, Caenes y Aldearrubia (Salamanca), incluidos en el Área "Escarpes del Tormes" (Gil, 1992), descartándose una proximidad inmediata con los del Rhenaniense medio de Corrales, Casaseca de Campeán, Valdegallina y Sanzoles (Zamora) (Jiménez, 1992 b, 1993), Áreas "Casaseca" y "Cubillos-Valdegallina" (Gil, 1992).

3. CONCLUSIONES

Los vertebrados fósiles recientemente encontrados en Fuentesaúco (Zamora) indican que las estimaciones previas sobre la posible correlación con los niveles del Teso de la Flecha-Babilafuente, en Salamanca (Rhenaniense Superior,

MP 16) eran correctas (Jiménez y García Marcos, 1980).

Los quelonios, aparentemente poco aptos para un intento de correlación, son apoyados en este caso por la mandíbula de *Franzenium durense*, Cuesta 1993, especie presente en Caenes (Salamanca) y en Mazaterón (Soria).

La edad del nuevo yacimiento puede correlacionarse con la de estos últimos, es decir, comprendida entre los niveles de referencia 16 (Robiac) y 17 (Fons-4), en el límite entre el Eoceno medio (Rhenaniense) y el superior (Headoniense).

4. BIBLIOGRAFÍA

Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé Llopis, J.V. (1989): Dos nuevos Paleotéridos (Perissodactyla, Mammalia) del yacimiento eócenico de Llamaquique (Oviedo). *Trabajos de Geología*, **18**, 327-332.

Casanovas-Cladellas, M.L. y Santafé Llopis, J.V. (1992): Los Paleotéridos (Perissodactyla, Mammalia) de Llamaquique (Oviedo, España). In: *El yacimiento eocénico de Llamaquique (Oviedo, España) y su contenido paleontológico* (coord. M.L.Casanovas, J.V.Santafé y J.Truyols). *Boletín Ciencias Naturales, Instituto de Estudios Asturianos*, **41**, 101-188.

Cuesta, M.A. (1991): *Perisodáctilos del Eoceno de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral, Facultad de Biología, Universidad de Salamanca, 2 vol., 1-322.

Cuesta, M.A. (1992): Perisodáctilos del Paleógeno de Castilla y León. In: *Vertebrados fósiles de Castilla y León* (coord. E.Jiménez Fuentes), Museo de Salamanca, 11-120.

Cuesta, M.A. (1993): Los Palaeotheriidae (Perissodactyla, Mammalia) del Eoceno de la Cuenca del Duero (Castilla y León, España). *Estudios Geológicos*, (en prensa).

Gil, S. (1992): Yacimientos de vertebrados paleógenos de Castilla y León. In "*Vertebrados fósiles de Castilla y León*". (Coord: E.Jiménez Fuentes). Museo de Salamanca, 27-37.

Jiménez Fuentes, E. (1977): Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos de la Provincia de Zamora. *Boletín Geológico y Minero*, **88** (5), 357-364.

Jiménez Fuentes, E. (1984): *Quelonios fósiles de Salamanca*. Ed. Caja de Ahorros y M.P Salamanca, Serie Monografías **1**, 1-2-05, 17 fgs, 137 láms.

Jiménez Fuentes, E. (1992 a): Las dataciones del Paleógeno de Castilla y León. In "*Vertebrados fósiles de Castilla y León*". (Coord: E.Jiménez Fuentes). Museo de Salamanca, 39-41.

Jiménez Fuentes, E. (1992 b): Quelonios fósiles de Castilla y León. In "*Vertebrados fósiles de Castilla y León*". (Coord: E.Jiménez Fuentes). Museo de Salamanca, 71-100.

Jiménez Fuentes, E. (1993): Aclaraciones sobre el status de *Neochelys zamorensis* (Reptilia, Chelonii) de pequeña talla del Eoceno de Zamora (España). *Stvdia Geologica Salmanticensia*, **28**, 141-152.

Jiménez Fuentes, E. & García Marcos, J.M. (1978): Fuentesaúco. *Mapa Geol. España 1:50.000 (MAGNA). 426 (14-17)*, 31 págs, 1 mapa. I.G.M.E. Madrid.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 93-98. MÁLAGA, 1993.

POSIBILIDADES DE APLICACIÓN DEL ANÁLISIS ECOESTRATIGRÁFICO EN MATERIALES DEL JURÁSICO SUPERIOR

F. OLÓRIZ, F.J. RODRÍGUEZ-TOVAR y *J.E. CARACUEL*
Departamento de Estratigrafía y Paleontología e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC).
Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Campus de Fuentenueva. 18002-Granada. España

ABSTRACT

Ecostratigraphy is recognized in the frame of the High Resolution Event Stratigraphy, proposing the use of ecostratigraphic analyses not only for obtaining stratigraphic subdivisions, but to make possible both the recognition and interpretation of ecosedimentary problems in a explanatory context in terms of geo-biological evolution. Methodological considerations are made as well as some comments on the application of ecostratigraphic analyses to sections with Upper Jurassic macroinvertebrate assemblages.

Keywords: Ecostratigraphy, macroinvertebrate assemblages, Upper Jurassic, South Iberia.

Palabras clave: Ecoestratigrafía, macroinvertebrados fósiles, Jurásico Superior, Sur Iberia.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas la tendencia en el análisis de cuencas se encamina hacia una profundización en las interpretaciones de los procesos que condicionan la dinámica ecosedimentaria. En este contexto es necesario un preciso control de los múltiples aspectos registrados en la columna sedimentaria. Para alcanzar este objetivo es indispensable obtener un marco cronoestratigráfico acorde con las exigencias inherentes a lo que en último caso puede ser una interpretación geo-biológica.

La caracterización temporal del registro geológico se ha realizado, tradicionalmente, por medio de estudios bioestratigráficos, geocronológicos ó magnetoestratigráficos. La geocronología y la magnetoestratigrafía se han mostrado resolutivas especialmente en materiales relativamente recientes, pero su utilización en sedimentos más antiguos posee ciertas limitaciones (Odin, 1984; Odin y Odin, 1990; Ogg y Steiner, 1988a, 1988b). Frente a éstas, la bioestratigrafía, extensible a todo el Fanerozoico utilizando diversos grupos taxonómicos, presenta una resolución relativamente alta. En este caso, el rango temporal que podría alcanzarse vendría determinado por el reconocimiento de Pisos, Subpisos, Zonas, Subzonas y Horizontes bioestratigráficos. En el caso de una resolución a nivel de horizonte bioestratigráfico, se pueden obtener divisiones temporales en torno a los 150.000 años. Sin embargo, esta alta resolución sólo se llega a alcanzar de forma ocasional y/o con marcada significación local.

Un intento de establecer rangos temporales más precisos que los permitidos exclusivamente por la tasa de evolución de un determinado taxón, se lleva a cabo por el uso conjunto de datos procedentes del estudio de varios taxones ("Allochronologie" en Tintant, 1972), tal como es sistematizado en la "Guía Estratigráfica Internacional" (trad. esp., Hedberg, 1980), o expuesto por Babin (1987) e incluso obtenido por medio de tratamientos cuantitativos (Gradstein *et al.*, 1985; Guex, 1987). Ejemplos aplicados al Mesozoico con la inclusión de datos de ammonites se encuentran en Rasplus y Fourcade (1987), Sapunov y Tchoumatchenko (1988) y Tavera *et al.*, (1991, en prensa). Conjugando estos datos con los propios de análisis geocronológicos y magnetoestratigráficos, la resolución puede ser incluso mayor (Haq y Eysinga, 1987; Haq *et al.*, 1987, 1988).

En esta búsqueda de una bio-cronoestratigrafía que soporte las tendencias actuales en el análisis de cuencas, nace y se desarrolla a partir de la década de los 80 la Estratigrafía de Eventos de Alta Resolución (HIRES, en inglés) y, como consecuencia, la correlación de alta resolución (Kauffman, 1986, 1988; Kauffman *et al.*, 1991). Este tipo de análisis estratigráficos (HIRES), se fundamenta en la división y correlación de intervalos del registro geológico de una duración menor de 100.000 años, a partir del reconocimiento de ciclos predecibles de *short term* y de eventos episódicos con capacidad de preservación y de correlación a distintas escalas. Estos eventos de período corto pueden ser físicos, químicos, biológicos o compuestos. La aplicación de este tipo de análisis requiere observaciones muy detalladas que pongan de manifiesto los distintos eventos, no sólo en un perfil determinado, sino en varios perfiles, de manera que pueda identificarse su extensión y evaluar su isocronía. Como se acaba de comentar, los tipos de eventos reconocibles pueden ser físicos (capas relacionadas con impactos, vulcanismo, tormentas, etc.), químicos (isótopos estables), biológicos (extinciones, eventos ecoestratigráficos), o bien eventos compuestos de los distintos tipos antes citados. Entre los biológicos cabe significar los eventos ecoestratigráficos, los cuales suponen cambios en la estructura de la población o comunidad, como consecuencia de variaciones en las condiciones ecosedimentarias. La mayoría de estos eventos se identifican por medio de fenómenos de extinción, aparición y/o aumento-disminución de las poblaciones en períodos cortos.

La ecoestratigrafía, sin embargo, no debe ser considerada exclusivamente en su referencia a eventos ecoestratigráficos, en tanto que procesos de período corto, y como una herramienta de trabajo en la estratigrafía de eventos de alta resolución. La capacidad de subdivisión del registro geológico no agota el desarrollo y la aplicación del análisis ecoestratigráfico. La ecoestratigrafía, fundamentada en la asunción de la existencia de interacciones generalizadas entre los organismos y el medio ecosedimentario en el que se

desenvolvieron, y en el que posteriormente fueron enterrados, debe interpretar las fluctuaciones persistentes en los rasgos mayores, tanto de poblaciones como de comunidades. En consecuencia, la gran aportación del análisis ecoestratigráfico, y a la vez su mayor exigencia, radica en la capacidad de integración de datos procedentes de distintas disciplinas al objeto de caracterizar la evolución del medio en términos bióticos y abióticos. Una precisa caracterización de la evolución del medio permitiría mejorar el marco cronoestratigráfico y, por consiguiente, las posibles correlaciones, evidenciando la retroalimentación entre ecoestratigrafía y cronoestratigrafía. En último término, el análisis ecoestratigráfico proporcionará un marco adecuado para la interpretación de fenómenos ecoevolutivos.

2. ASPECTOS METODOLÓGICOS

El análisis ecostratigráfico se fundamenta en un estudio detallado de la sucesión, estrato-a-estrato, teniendo en cuenta tanto aspectos litológicos como paleontológicos.

Desde un punto de vista litológico se pretende reconocer las tendencias de depósito observables a escala de estrato y a lo largo de la sucesión. A nivel de estrato se presta una especial atención a aspectos tales como el espesor, los contactos superior e inferior, el ordenamiento interno y las estructuras sedimentarias, entre otros. Además, aquellos estratos que puedan relacionarse con procesos sedimentarios característicos (turbiditas, tempestitas, etc.) adquieren una especial significación. A escala de la sucesión es de especial interés el estudio del espesor de la misma, de la distribución de espesores promedio por tramos, y de la evolución de las facies, entre otros. La información obtenida a partir del estudio litoestratigráfico macroscópico puede mejorarse con la contribución de análisis complementarios como granulometrías, análisis mineralógicos (arcilla y muestra total), geoquímicos, isotópicos, etc.

En lo que respecta a los aspectos paleontológicos, junto con el muestreo, que se verá a continuación, son de gran importancia los análisis icnológicos y tafonómicos. El estudio de las trazas fósiles (identificación, caracterización, distribución) es de gran utilidad para la interpretación de algunos parámetros del medio ecosedimentario como la salinidad, batimetría, hidrodinamismo, oxigenación, estabilidad del substrato, etc., sin olvidar las discontinuidades en la sedimentación. Por otro lado, las consideraciones tafonómicas (composición, conservación y distribución de las asociaciones fósiles) son de gran importancia para evaluar la significación del registro fósil en la caracterización del medio, así como para complementar informaciones previas sobre éste.

El muestreo paleontológico provee, en primera instancia, la base para la obtención de una bioestratigrafía de detalle, que será la base de la temporización requerida para el análisis ecoestratigráfico. El muestreo paleontológico se realizará a) tan detallado como sea posible y b) con un tamaño muestral estandarizado.

a) Los análisis litológicos previos, así como las consideraciones icnológicas y tafonómicas, permiten una primera aproximación tanto sobre la rentabilidad paleontológica del afloramiento, como sobre la dinámica sedimentaria (condensación, variaciones de facies). Teniendo en cuenta esto y los objetivos pretendidos, el muestreo puede realizarse a distintos niveles de detalle (tramo, capa, intracapa), e incluso se complementará con observaciones en la horizontal (superficie del estrato o en el interior).

b) Para poder realizar consideraciones de manera objetiva, se hace precisa la obtención de datos con significación estadística. Por este motivo el muestreo debe de realizarse con un tamaño de muestra estandarizado, bien en peso, volumen, superficie o número de ejemplares obtenidos. En nuestro caso, dado que trabajamos con macroinvertebrados jurásicos y las características litológicas dificultan la obtención de un volumen o peso determinado (roca cementada), el muestreo se realizará con un número determinado de ejemplares de macroinvertebrados obtenidos sin selección de ningún tipo. Análisis previos han puesto de manifiesto que con un tamaño muestral de 50 ejemplares, las fluctuaciones menores obtenidas ("errores") no sobrepasan el 10% en depósitos pertenecientes al Jurásico superior; por este motivo los muestreos se realizan con un mínimo de 50 ejemplares. En relación con esto resulta crucial la valoración del material fragmentado y/o desarticulado.

Los componentes que forman parte de la representación gráfica de los datos obtenidos (diagramas de sectores en nuestro caso) son distintos en número y tipo dependiendo de los objetivos perseguidos. Así las representaciones más generales (p. ej. ammonites frente a bentónicos) son utilizadas frecuentemente para obtener interpretaciones que involucran procesos de rango comparativamente mayor. Por contra, las representaciones más detalladas (p. ej. fluctuaciones internas en ammonites) permiten interpretaciones de la evolución del medio ecosedimentario en un rango menor y por tanto permiten acceder a problemas ecológicos de mayor detalle y no del todo conocidos en ocasiones.

3. MODELOS TEÓRICOS Y EJEMPLOS EXPERIMENTALES EN PLATAFORMAS EPICONTINENTALES DEL JURÁSICO SUPERIOR

3.1. Modelo teórico

En la figura 1 se representa un modelo teórico esquemático, en el que se ejemplifica la aplicación delanálisis ecoestratigráfico. Macroscópicamente, las diferencias litológicas entre las columnas A y B se materializarán en la relación siliciclásticos-carbonatos; además, se reconoce un mayor desarrollo de horizontes bioclásticos en A. En ambas columnas es posible identificar una discontinuidad a techo de un tramo carbonatado con evidencias de condensación estratigráfica (*s.* Gómez y Fernández-López, 1992), pero en la columna A se generalizó la sedimentación siliciclástica por encima de dicha discontinuidad, en tanto que en B aún se intercalan niveles carbonatados comparativamente calcareníticos respecto a los inferiores en la misma columna.

Otra fuente de información sobre trazas de evolu

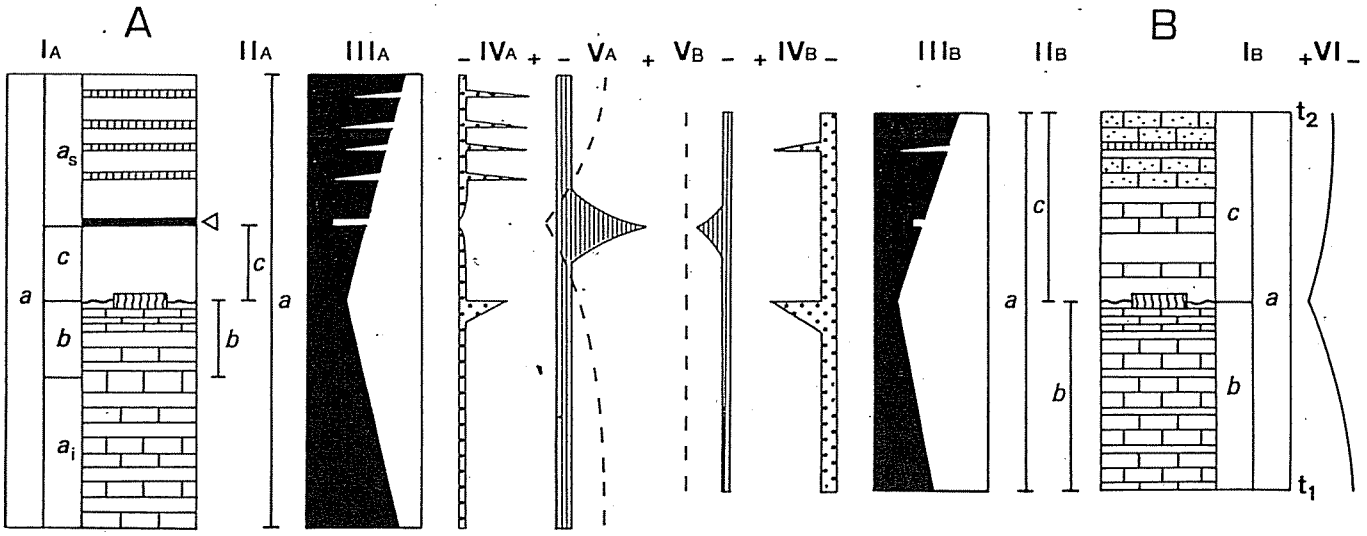


Figura 1: Esquema teórico aplicable en el Jurásico superior epicontinental del Sur de Iberia, con la información obtenida en las columnas A y B. I -Bioestratigrafía, II -Distribución de taxones, III -Macroinvertebrados: blanco para ammonites; negro para otros, especialmente bentónicos, IV -"time averaging", V -Rayado vertical para mineralogía de arcillas (Vrm+Kln); línea discontinua para $\delta^{18}O$, VI -Curva deducida del nivel relativo del mar. ◁ Horizonte tanatobiológico (de vida y muerte). ///// icnofacies de "firmground". \\\\\ icnofacies de "hardground". Explicación en texto.

ción de componentes abióticos controlados ambientalmente puede obtenerse con análisis de arcillas y geoquímicos (isótopos). En la columna A se observa un mayor contenido en Vermiculita (Vrm) y Caolinita (Kln) y además el incremento episódico de sus valores es claramente superior al detectado en la columna B. El análisis isotópico (O^{18} en conchas de braquiópodos) muestra una caída importante del $\delta^{18}O$ en relación con la incursión de Kln+Vrm en la columna A, y un registro constante en la columna B.

Desde un punto de vista paleontológico ambas sucesiones ofrecen un registro de extensión total del taxón **a** (foraminífero planctónico o ammonites), que incluso sería factible de calibrar con métodos de edad absoluta (t_1-t_2). Por el contrario los taxones **b** y **c** presentan distribuciones estratigráficas claramente diferentes sin posibilidad de calibración geocronológica. Como consecuencia, las correlaciones entre las columnas A y B a nivel intrazonal (**intra-biozona del taxón a**) inducirían a errores o simplemente no serían recomendables. En tal caso, las mejores posibilidades de correlación entre las columnas A y B se situarían a nivel de biozona (**biozona del taxón a**), tanto por medios bioestratigráficos como geocronológicos. Las limitaciones a la correlación de las observaciones serían equivalentes por ambos métodos.

Pero el análisis de los aspectos faunísticos obtenidos estrato-a-estrato a partir del control de los macroinvertebrados registrados "*in situ*" (ammonites *vs.* otros macroinvertebrados en la Fig.1), así como las observaciones tafonómicas e icnológicas, permitirán mejorar las posibilidades de interpretación-correlación de las columnas A y B. En primer lugar, el control del "*time-averaging*" (expresión del índice de condensación) a lo largo de la sucesión puede evidenciar diferencias generalizadas; en nuestro ejemplo, los depósitos en la columna B son más "*time-averaged*" como corresponde a su mayor condensación estratigráfica, lo que a nivel de la discontinuidad sedimentaria registrada hacia la mitad de la columna se corresponde con el desarrollo de icnofacies de *hardground* en oposición a las de *firmground* asignadas a la superficie equivalente en la columna A. Otros incrementos en el "*time-averaging*" se han situado preferentemente en la columna A en relación a los horizontes bioclásticos, cuya presencia evidencia fenómenos de condensación tafonómica inducidos por eventos energéticos de período corto. La repentina interrupción del

carácter de "*time-averaged deposit*" en la columna A se corresponde con el registro de una tanatocenosis que reflejaría bastante fielmente la paleobiocenosis conservable. La coincidencia de dicho registro paleontológico con las incursiones de Kln más Vrm y de $\delta^{18}O$, permite considerar que ambas señales están relacionadas; al mismo tiempo, la inexistencia de un registro equivalente en B favorecería la interpretación en términos de evidencias de la demarcación areal de dicha señal en la plataforma representada.

El análisis de los espectros faunísticos registrados de macroinvertebrados "*in situ*", revela la existencia de tendencias persistentes y equivalentes en sus trayectorias, incluso en la configuración de la inflexión mayor. Las desviaciones menores no son generalizadas (no se representan en ambas columnas) y sólo es posible correlacionar la fluctuación correspondiente al nivel de las incursiones detectadas en los minerales de las arcillas y en el registro isotópico. La comparación de los espectros faunísticos puede hacerse a varios niveles, como ya se ha dicho, y aquí nos restringiremos al nivel más general (ammonites *vs.* otros macroinvertebrados, mayoritariamente bentónicos).

Una primera posibilidad es la comparación de espectros faunísticos aislados, obtenidos en columnas litológicas diferentes (aquí A y B). En este caso, que representa un grado mayor de limitaciones a la interpretación, el hecho de que dichos espectros, aún aislados, se enmarcarían en un contexto litoestratigráfico conocido (evolución del medio de

depósito), permitiría acceder a consideraciones sobre la ubicación paleogeográfica (distalidad, fisiografía y efectos relacionados).

Una segunda posibilidad que ofrece mayores oportunidades es la comparación de al menos dos espectros faunísticos por cada columna litológica. Para ello será conveniente que los espectros se encuentren suficientemente separados estratigráficamente en la columna. En esta ocasión se tendrá acceso al reconocimiento de las tendencias faunísticas como respuesta a la evolución de los ecoespacios en la plataforma. Esta segunda posibilidad integra y complementa la comentada anteriormente. Como se verá más adelante, en casos experimentales, un número adecuado de espectros distribuidos estratégicamente en la sucesión litológica proporciona: 1) una información valiosa para las correlaciones a nivel intrazonal, 2) el reconocimiento de intervalos de período relativamente corto, 3) un complemento a las interpretaciones del medio físico obtenidas estrictamente por medios litoestratigráficos, y 4) la posibilidad de identificar/evaluar fenómenos ecoevolutivos.

En el modelo teórico descrito, la interpretación combinada de datos litoestratigráficos y paleontológicos obtenidos de acuerdo con una estrategia de muestreo previamente definida, proporciona las bases para la interpretación ecoestratigráfica. Así, la evolución litológica en ambas columnas permite reconocer dos depocentros, en los que se puede relacionar positivamente el porcentaje de siliciclásticos con una mayor tasa de sedimentación (columna A). La caracterización icnológica de discontinuidades registradas en la parte media de la sucesión y el frecuente registro de horizontes bioclásticos causados por eventos energéticos en la columna A son coherentes con las observaciones anteriores y permiten interpretar una posición comparativamente proximal para el área de depósito correspondiente. El registro desigual de las incursiones en los minerales de las arcillas y en isótopos de oxígeno son asimismo coherentes con la interpretación propuesta, al igual que el menor impacto ecológico registrado por las fluctuaciones en la composición de los espectros faunísticos en el nivel correspondiente en la columna B. En efecto, el impacto negativo sobre el bentos y el brusco descenso del "*time-averaging*" en la columna A permiten reconocer un breve pero acentuado deterioro de las condiciones de vida sobre el fondo, el cual se relaciona con un incremento en la fracción fina procedente de tierras emergidas y una caída en la salinidad, tal como puede deducirse del registro isotópico. Un incremento en la turbidez podría relacionarse sin dificultad con una ingresión de aguas continentales, cuyos efectos combinados serían negativos para el bentos marino suspensívoro en aguas proximales (p. ej. braquiópodos durante el Jurásico superior). La obtención de un número adecuado de espectros faunísticos permite reconocer las tendencias compensadas entre formas esencialmente bentónicas con una movilidad comparativamente limitada (p. ej. bivalvos, braquiópodos, equínidos) y formas vágiles que ocuparían profundidades diferentes en la columna de agua (p. ej. ammonites). La inflexión de la tendencia al descenso del bentos en torno a la discontinuidad antes referida, así como las características de ésta, permiten interpretar una dinámica con efectos transgresivos-regresivos. En principio, la distalidad máxima se relaciona con la mayor presencia de ammonites y la máxima condensación de los depósitos en situación de baja energía.

El comentado registro geológico-paleontológico parece coherente con una fluctuación de orden relativamente bajo del nivel relativo del mar (recuérdese que se trabaja a nivel intrazonal en el Jurásico). Las diferentes posibilidades de subdivisión bioestratigráfica en las áreas proximales (columna A) y distales (columna B) pueden interpretarse en términos ecológicos. Así los taxones **b** y **c** (foraminíferos o ammonites) serían formas con exigencias concretas respecto al volumen del ecoespacio sobre la plataforma, tal como puede deducirse de su registro en torno al máximo transgresivo en áreas proximales. Otros requerimientos ecológicos de los taxones **b** y **c** exigirían una información más pormenorizada, pero al menos para el taxón **c** cabría admitir una cierta dependencia de las condiciones de vida en las proximidades del substrato.

En situaciones como la descrita, la única vía de profundizar en la caracterización ecosedimentaria, y por tanto en los posibles fenómenos ecoevolutivos, será el análisis de los espectros faunísticos, tal como ya se ha comentado. El modelo representado en la Fig. 1 admite varias posibilidades para la consideración teórica en términos ecoestratigráficos.

3.2. Ejemplos experimentales en plataformas del Jurásico superior

Varios casos han sido ya analizados a distintos niveles en el margen Sudibérico y en Mallorca (Olóriz *et al.*, 1988, 1991, 1991 en prensa, 1993, Marques y Olóriz, 1992; Marques *et al.*, 1992 en prensa; Rodríguez-Tovar, 1993). Para una ejemplificación breve se han seleccionado dos ejemplos correspondientes a la base del Kimmeridgiense (Zona Platynota) en el Prebético y a la parte superior del Kimmeridgiense inferior en el margen Sudibérico (Zona Divisum, en el Algarve y el Prebético), que serán analizados en sus rasgos más generales. Olóriz *et al.*, (1991 en prensa) y Rodríguez-Tovar (1993) ofrecen una información más amplia para el primer caso, y Marques y Olóriz (1992) y Rodríguez-Tovar (1993) para el segundo.

En la Fig. 2 se representan tres perfiles correspondientes al Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) en los sectores central y oriental de la Zona Prebética. Diferencias en la estratificación de los cuerpos rocosos y en la distribución reconocida del índice zonal, *Sutneria platynota* (REIN.), dificultan la identificación de tramos litológicos y las correlaciones entre estos perfiles. Además, una notoria escasez en ammonites, así como una conservación limitada, complementan las dificultades aludidas. Apenas los análisis granulométricos y de mineralogía de las arcillas mejoran la situación en los rasgos más generales. Por el contrario, el análisis de espectros-faunísticos-promedio seleccionados permite reconocer tendencias compatibles en las tres secciones analizadas, que además son coherentes con una reducción progresiva del ecoespacio en la plataforma .La causa principal fue un des-

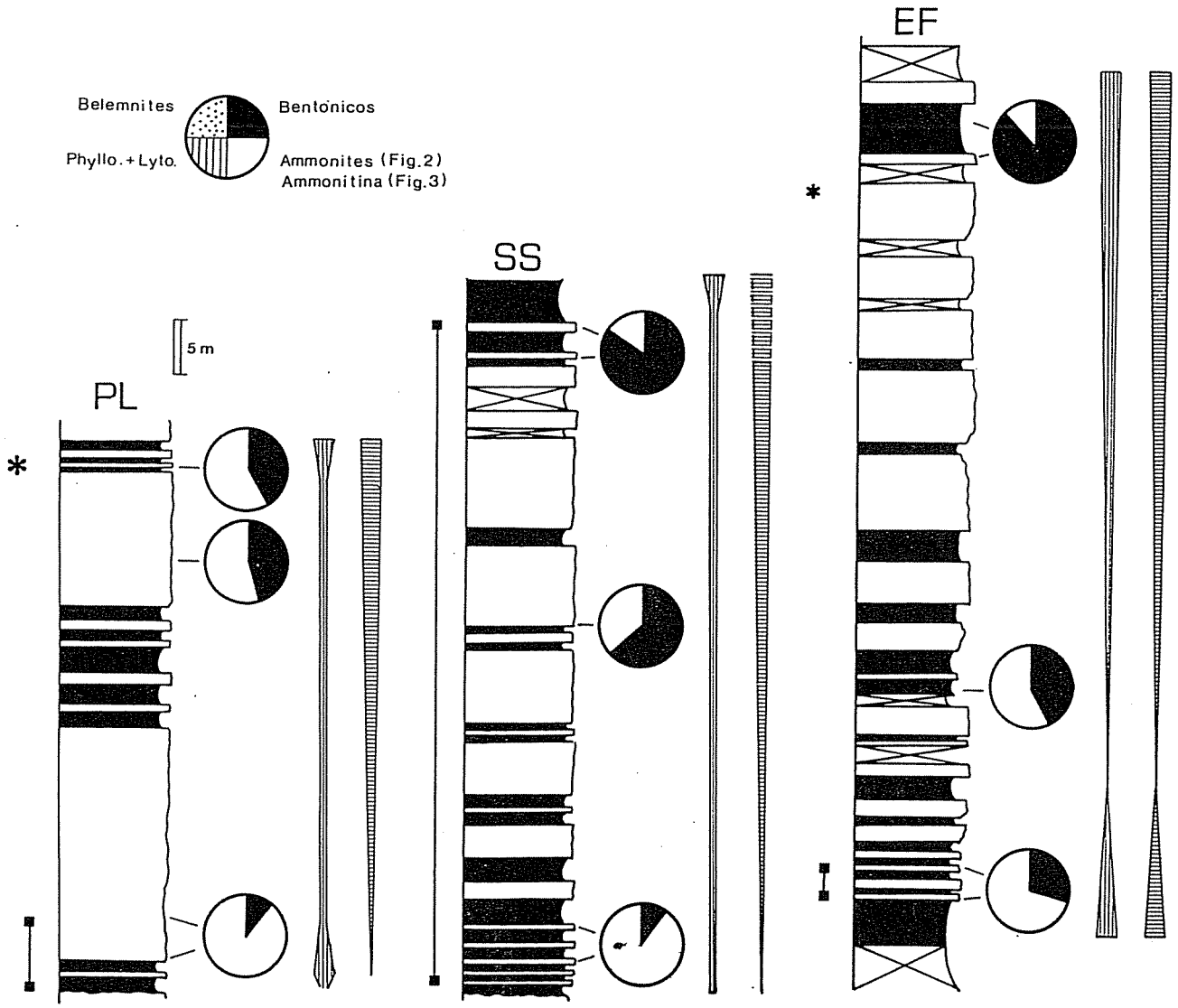


Figura 2: Espectros de macroinvertebrados en el Kimmeridgiense inferior (Zona Platynota) de los perfiles de Puerto Lorente (PL), Segura de la Sierra (SS) y Elche-Férez (EF). ■ *Sutneria platynota*, * fauna asociada en la parte superior de la Zona platynota (* escasa). Rayado vertical (Kln), rayado horizontal (granulometría-diametro medio). Explicación en texto.

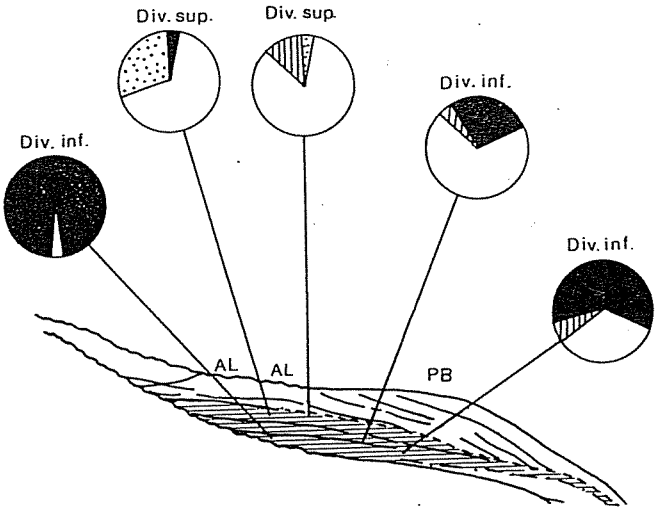


Figura 3: Distribución paleogeográfica y estratigráfica de espectros faunísticos en el sigmoide teórico para el cortejo transgresivo (rayado horizontal) correspondiente a la parte superior del Kimmeridgiense inferior (Zona Divisum). Tramas para macroinvertebrados como en Fig.2. Explicación en texto.

so relativo del nivel del mar. Nótese que el incremento en el porcentaje de bentónicos es compartido en los tres perfiles, independientemente de la situación inicial de referencia (espectro basal). Recuérdese que el muestreo fue estandarizado a un tamaño de muestra correspondiente a los 50 primeros restos de macroinvertebrados obtenidos en cada nivel.

En la Fig.3 se representan los espectros-promedio para la parte superior e inferior de la Zona Divisum (parte terminal del Kimmeridgiense inferior), ubicados en el sigmoide teórico para un cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract*) y de acuerdo con la posición paleogeográfica en la zona Prebética (PB) y en el sur de Portugal (Algarve=AL). Nótese la variación en la composición de los espectros faunísticos de acuerdo con la proximalidad/distalidad del depocentro en un intervalo determinado. Es destacable el incremento de cefalópodos en los niveles más altos del sigmoide, con presencia de formas de mar abierto (Phylloceratidos), en respuesta al incremento del ecoespacio durante las fases de máxima inundación de la plataforma. La meto-

dología de muestreo fue la misma que en el ejemplo anterior.

Como puede deducirse de lo brevemente expuesto a nivel teórico y experimental, las posibilidades del análisis ecoestratigráfico aumentan en la medida en que sea factible precisar las observaciones. Resulta inmediato el reconocimiento del interés de este tipo de análisis en la investigación de la dinámica geobiológica reconocible a nivel de las poblaciones y de las comunidades, tal como fueron registradas en los cuerpos rocosos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de las actividades del Proyecto PB85-0406 (CAICYT) y del Grupo E.M.M.I. (Junta de Andalucía).

BIBLIOGRAFÍA

Babin, C. 1987. Méthodes de la biostratigraphie. In: *Stratigrap hie. Méthodes, principes, applications*. (C. Pomerol et al., Eds.). Doin, Paris, 191-230.

Guex, J. 1987. *Corrélations biochronologiques et associations unitaires*. Presses Polytechniques Romandes,Lausanne, 244 pp.

Gómez, J. y Fernández-López, S. 1992. Secciones condensadas y máximos transgresivos. Una relación equívoca. Conferencia, *Geogaceta*, **11**, 130-137.

Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Brower, J.C. y Schwarzacher, W.S. (Eds.) 1985. *Quantitative Stratigraphy*. Unesco, Paris, 598 pp.

Haq, B.U. y F.W.B. Van Eysinga 1987. Geological Time Ta ble. Elsevier Science Publishing. New York.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea level changes. In: *Sea-level changes-An integrated approach*, SEPM Sp. Publ. **42**, 71-108.

Herberg, H.D. (Ed.) 1980. *Guía estratigráfica Internacional*.U .I.C.G. Reverté, Barcelona, 205 pp.

Kauffman, E.G. 1986. High resolution event stratigraphy: regional and global Cretaceous Bio-events. In: *Global Bio-events* (O.H. Walliser, Ed.). Springer-Verlag. Berlin, 279-335.

Kauffman, E.G. 1988. Conceps and methods of high resolution event stratigraphy. *Annual Review Earth Planetary Science Letters*, **16**, 605-654.

Kauffman, E.G., Elder W.P. y Sageman, B.B. 1991. High-resolution correlation: a new tool in chronostratigraphy. In: *Cycles and Events in stratigraphy* (G. Einsele et al., Eds.). Springer-Verlag. Berlin, 795-819.

Marques, B. y Olóriz, F. 1992. The *Orthaspidoceras uhlandi* (OPPEL) record and the maximum flooding in the Eastern Algarve during the Lower Kimmeridgian. *Revista Española Paleontología*, Extra, 149-156.

Marques, B., Olóriz, F., Caetano, P.S. y Rodríguez-Tovar, F.J. *(in litt.)* Relative sea-level fluctuations and ecostratigraphy. Applications to Middle/Upper Oxfordian fossil assemblages of east-central Algarve, Portugal. *Acta geologica Polonica.*

Odin, G.S. 1984. Geochronology of the Jurassic time: Status in 1984. In: *1st International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, **III**, 768-776.

Odin, G.S. y Odin, Ch. (1990): Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, **35**: (Suppl.).

Ogg, J.G. y Steiner, M.B. 1988a. Magnetostratigraphy of the Callovian and Oxfordian. In: *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, **II**, 1113-1124.

Ogg, J.G. y Steiner, M.B. 1988b. Late Jurassic and early Creta ceous magnetic polarity time scale. In: *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, **II**, 1125-1138.

Olóriz, F.,Marques, B. y Moliner, L. 1988. The platform effect: An example from Iberian shelf areas in the lowermost Kimmeridgian. In: *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, **I**: 543-562.

Olóriz, F., Marques, B. y Rodríguez-Tovar, F.J. 1991. Eusta tism and faunal associations. Examples from the South Iberian Margin during the Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **84**(1), 83-106.

Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J. y Marques B. *(in litt.)*Macroin vertebrate assemblages and ecostratigraphic structuration within a Highstand System Tract. An example from the Lower Kimmeridgian in the Southern Iberia. *Geobios* .

Olóriz, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Marques B. y Caracuel, J.E. 1993. Ecostratigraphy and sequence stratigraphy in the high frequency sea-level fluctuations: Example from Jurassic macroinvertebrates assemblages. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology.*, **101**, 131-145.

Rasplus, L. y Fourcade, E. (Coord.) 1987. Stratigraphie inté grée du sillon citrabétique (Sierra de Fontcalent, province d'Alicante, Espagne). *Geobios*, **20**, 337-387.

Rodríguez-Tovar, F.J. 1993. *Evolución sedimentaria y ecoestra tigráfica en plataformas epicontinentales del margen Sudibérico durante el Kimmeridgiense inferior*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 374 pp (inédita).

Sapunov, I.G. y Tchoumatchenco, P.U. 1988. Bulgarian expe rience in Lower Jurassic Biozonation based on different fossil groups-a retrospection. In: *2nd Interenational Symposium on Jurassic Stratigraphy*, **II**, 699-715.

Tavera, J.M., Aguado, R., Company, M. y Olóriz, F. 1991, en prensa. Integrated biostratigraphy of the Durangites and Jacobi Zones (J/K boundary) at the Puerto Escaño section in Souther Spain (province of Cordoba). *Geobios*.

Tintant, H. 1972. La conception biologique de l'espèce et son application en stratigraphie. *Mémoire Boureau des Researches Geologiques et Minieres*, France, **77**, 77-87.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 99-104. MÁLAGA, 1993.

LOS BRIOZOOS COMO INDICADORES PALEOAMBIENTALES Y COMO FAUNA DE INTERES BIOSTRATIGRÁFICO

SALVADOR REGUANT

Dept de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. España

ABSTRACT

Bryozoans allow us to analyze the paleoecological and sedimentologic conditions of the formation of strata containing them, through the different kinds of zoaria. The evolutionary history of the different orders of bryozoans shows their biostratigraphical potential in some time-rock units. The Paleogene is one of the best time-spans in which the bryozoans can be used in biostratigraphical analysis. In fact the Paleogene successions of Atlantic Plains and Gulf of North America and of the Paris basin contain bryozoological faunas available for use in rock-age analysis.

Keywords: Bryozoa, biostratigraphy, Paleogene, environmental analysis, Atlantic and Gulf region, Paris basin.

Palabras clave: Briozoos, bioestratigrafía, Paleógeno, análisis ambiental, región Atlántica y del Golfo, cuenca de París.

1. INTRODUCCIÓN

El planteamiento acerca del interés estratigráfico de un grupo fósil debe empezar siempre repitiendo que la estratigrafía no se reduce a la cronostratigrafía y, por consiguiente, que la contribución de los fósiles al análisis estratigráfico es mucho más amplia que la que se estudia bajo el epígrafe, tomado en sentido demasiado restringido, de biostratigrafía (Reguant, 1975 y 1981). Aparte de la contribución de los fósiles a la formación de rocas, podemos obtener información estratigráfica a partir del registro fósil en dos aspectos importantes: el paleocológico-sedimentológico y, evidentemente, el biostratigráfico, es decir, el que se refiere a la ordenación y correlación temporal de los estratos.

El uso de los briozoos fósiles para el análisis paleoambiental ha sido, y continúa siendo, frecuente. Se basa en el estudio de las formas zoariales y fue iniciado por Stach (1936). Lagaaij y Gautier (1965), Labracherie y Prud'homme (1967), Schopf (1969), Nelson *et al.* (1988) y Bianchi *et al* (1990) han hecho contribuciones importantes en este sentido. Aquí se presentarán solamente algunas pautas elementales y fáciles de aplicar en referencia a este punto, antes de analizar las posibilidades de usar la fauna briozoológica para definir criterios de orden y tiempo estratigráficos, con especial énfasis para el Paleógeno.

2. EL USO DE LOS BRIOZOOS EN EL ANÁLISIS PALEOECOLÓGICO Y SEDIMENTOLÓGICO

Como hemos indicado, un elemento clave para interpretar el paleoambiente a través de los briozoos, consiste en la observación de los tipos de zoarios presentes en los sedimentos objeto de estudio. Podemos con ello estimar la naturaleza del sustrato donde se fijaron las larvas de los briozoos y donde, casi siempre, permanecieron adheridas las colonias. También nos podemos hacer cargo de la hidrodinámica del fondo oceánico y de las tasas de sedimentación (Schopf, 1969).

Aunque se han creado una serie de nombres, usados por los especialistas, para indicar los distintos tipos de zoarios (membraniporiformes, adeoniformes, lunulitiformes...) es preferible atenerse aquí al uso de términos descriptivos de más fácil comprensión para cualquier paleontólogo. Los tipos de zoarios, para el objeto de este trabajo, pueden dividirse en:

1) zoarios incrustantes unilaminares sobre sustratos blandos y flexibles (algas, gorgonias...) o duros y rígidos (conchas, cantos, arrecifes...).

2) zoarios erectos rígidos ramosos, más o menos robustos.

3) zoarios erectos rígidos foliáceos, con o sin orificios (fenestrados).

4) zoarios erectos flexibles, debido a que el zoario está formado por artejos articulados formados por varios zoecios. En los sedimentos siempre se encuentran los artejos separados.

5) zoarios de vida libre, en forma de disco o sombrero chino.

6) zoarios multilaminares, que presentan, casi siempre, tamaños notoriamente superiores a los de los demás tipos de zoarios (varios centímetros). Ordinariamente se trata de formas incrustantes o de formas fijadas a una base pequeña, de la que algunas veces se desprenden como en las formas rotatorias, llamadas briolitos o ectoproctalitos. Existen también formas esferoidales fijas y colonias creciendo multilaminarmente en forma de costras, y, también digitiformes, foliáceas etc. (Cuffey, 1985; Reguant et al., 1991).

El resultado de las múltiples observaciones realizadas por los diversos autores hasta el presente permite hacer algunas afirmaciones, en relación con las colonias de briozoos halladas en los sedimentos.

Por lo que se refiere al transporte, las formas erectas y las formas libres suelen ser muy frágiles y no parecen resistir, sin destruirse, largos transportes, salvo en condiciones excepcionales. Las formas incrustantes en sustrato duro, dependen en su transporte del de su sustrato y su preservación de su situación, más o menos protegida, dentro de este sustrato. Las formas multilaminares grandes ofrecen diverso grado de resistencia al transporte. Las adheridas a paredes o fondos rocosos suelen encontrarse siempre "in situ". Las rotatorias o que pueden ser desprendidas de su sustrato fácilmente, actúan como gravas o cantos.

Los briozoos incrustantes en conchas o cantos deben ser interpretados con sentido crítico, ya que por lo menos son testigos de dos escenarios, más o menos diferentes y sucesivos: aquél en el que se formaron sobre este sustrato y aquél en que se formó el sedimento con el material que les sirvió de sustrato. Interpretar las colonias que incrustaron sustratos flexibles ya desaparecidos, supone intentar descubrir cuál fuera éste y reconstruir, a partir de aquí, toda la historia tafonómica.

Las formas libres y las erectas flexibles son típicas de fondos "particulados". Son parte de la "sand fauna" en ambientes de aguas agitadas.

Otro aspecto se refiere a las formas de larga vida, es decir, aquellas que han podido formar colonias grandes, muchas veces multilaminares. Es obvio pensar que corresponden a ambientes poco cambiantes. Una de las exigencias para un crecimiento tan dilatado es la pequeña o nula tasa de sedimentación, ya que los briozoos no son capaces de tomar una "dieta" con exceso de partículas inorgánicas. Las condiciones de agitación de las aguas son un aspecto relativamente secundario, ya que cuanto más grandes son las colonias, más resistentes son a la fuerza hidrodinámica. En muchos casos constituyen verdaderas construcciones análogas, en cierto modo, a las de los corales y corresponden así a ambientes análogos. La diferencia con los corales se refieren a aspectos esencialmente de temperatura y profundidad. En el Eoceno de Vic, se ha visto como las formas gigantes son un indicativo muy útil de un área de "by-pass" en zona afótica (Serra-Kiel y Reguant, 1991).

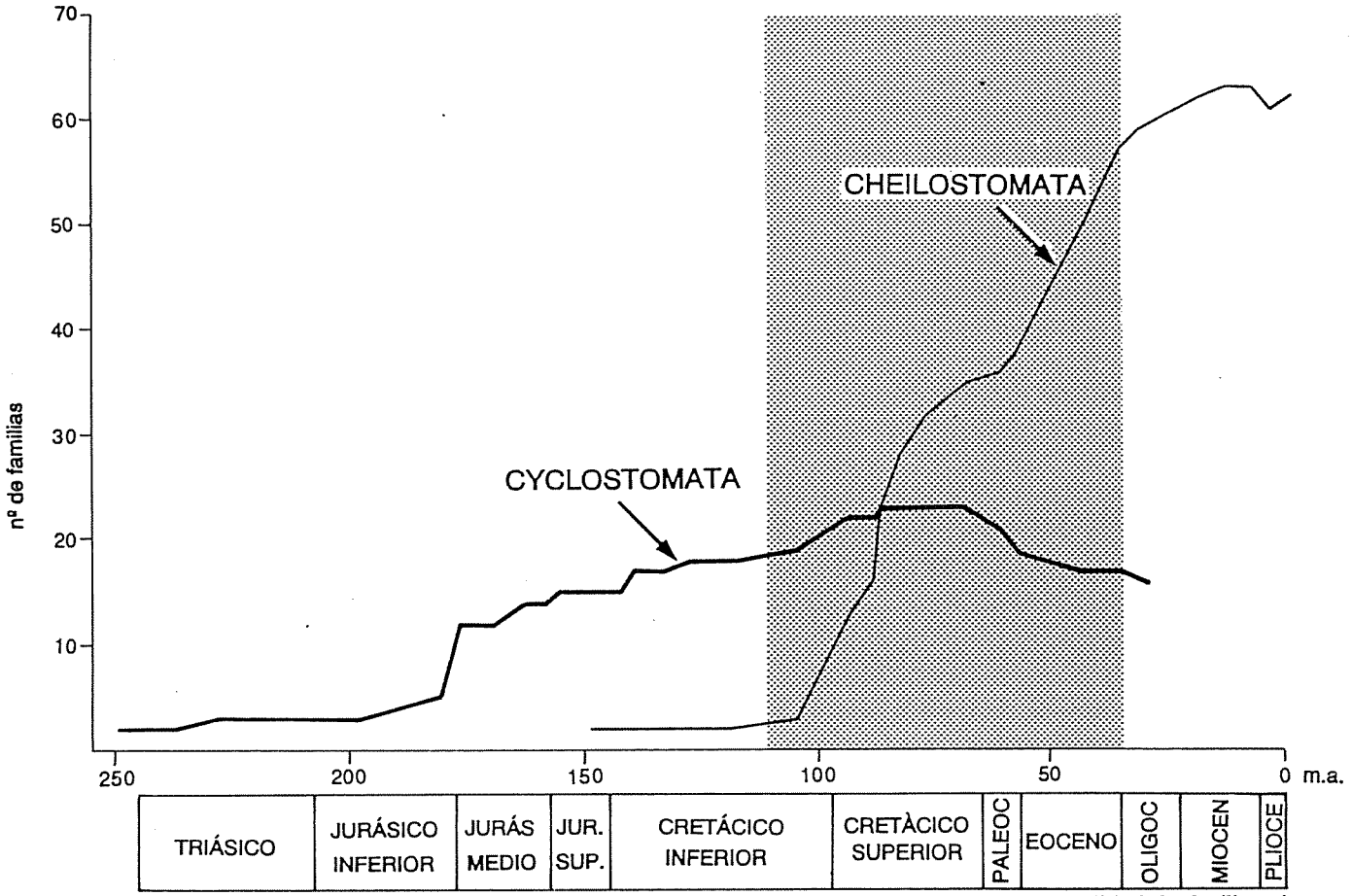


Figura 1. Historia evolutiva de los briozoos queilostomados y ciclostomados desde el Triásico hasta el actual, basada en el análisis de las familias existentes en cada una de las unidades cronoestratigráficas. La trama indica el período de tiempo en el qué el índice de renovación tiene valores superiores a 15. (Datos sobre los briozoos tomados de Sepkoski, 1992. Escala de tiempos de Harland *et al.* 1990).

3. EL USO BIOESTRATIGRÁFICO DE LA FAUNA DE BRIOZOOS

Las condiciones de una fauna o flora fósil para ser utilizada en bioestratigrafía son, fundamentalmente, una amplia extensión geográfica y una evolución rápida. Modernamente la investigación petrolera ha primado el pequeño tamaño y la abundancia en pequeñas muestras como la de los testigos de sondeo. De aquí el gran desarrollo de la micropaleontología.

Los briozoos han sido muy poco utilizados en el análisis biostratigráfico, sobre todo por la complejidad esquelética que hace difícil su identificación y, también, porque no son abundantes en muchas facies. No obstante, son particularmente abundantes en algunas donde otras faunas son netamente deficitarias o inexistentes.

Aún con este, relativamente, pequeño uso de los briozoos en bioestratigrafía, los métodos aplicados han sido múltiples. Según Buge (1972) los principales métodos usados son: (1) métodos de comparación de faunas; (2) cálculo de

índices diversos: ciclostomados *versus* queilostomados; porcentaje de especies actuales en yacimientos fósiles; diferencia entre este porcentaje y el de formas paleógenas para el caso de los yacimientos neógenos; y, finalmente, los clásicos métodos basados (3) en la extensión vertical de los taxones y (4) en el análisis de líneas filéticas. Algunos de estos métodos han sido usados con éxito notable. Así, David (1964) en el Néogeno y, sobre todo Voigt (1972, 1981, 1985) en el Cretácico y en el límite Cretácico/Terciario.

Nuestro particular interés aquí es analizar cuáles son los intervalos de tiempo, dentro de la historia geológica postpaleozoica, en qué los briozoos pueden ser buenos fósiles biostratigráficos. Para ello vamos a analizar la historia evolutiva de la fauna briozoológica postpaleozoica para descubrir en qué momentos se produce una mayor renovación de esta fauna.

3.1. Historia evolutiva de los briozoos: índices de renovación de la fauna briozoológica

Cheetham (1971) estableció la historia evolutiva de los briozoos qucilostomados basándose en el número de familias presentes en cada unidad cronoestratigráfica del Albiense hasta el Actual. Según este autor se producen dos episodios principales en esta historia, cada uno de ellos constituido por una fase cladogenética seguida de una estasigenética. En el primer episodio, que va del Albiense hasta el final del Paleoceno, la fase cladogenética llega hasta final del Cretácico, correspondiendo al Paleoceno la fase estasigenética. En el segundo episodio, la fase cladogenética va del Eoceno al Mioceno inferior inclúsive. A partir del Mioceno medio estamos instalados en la fase estasigenética.

Cheetham basó sus cálculos en los datos aportados por Larwood *et al.* (1967), quienes, a su vez, se basaron fundamentalmente en Bassler (1953). Recientemente Sepkoski (1992) ha revisado la distribución estratigráfica de las familias fósiles de los diversos grupos de animales marinos basándose en una cantidad considerable de trabajos, muchos de ellos, más modernos que los que sirvieron a los autores antes citados. Con esta información se ha elaborado la figura 1 en la qué se muestra la historia evolutiva, no sólo de los queilostomados, sino también de los ciclostomados. Esta curva, para los queilostomados, presenta algunas diferencias con la citada de Cheetham. Se retrotrae al Tithónico la aparición de este orden, pero hasta el Albiense no se advierte una clara fase cladogenética que se ralentiza un poco en el Paleoceno y, sobre todo, a partir del Mioceno inferior en una fase estasigenética bastante bien definida. Por lo que respecta a los ciclostomados, cuya aparición se produce en el Paleozoico inferior, presentan fases cladogenéticas o de expansión en el Jurásico medio y en el Cretácico medio. En cualquier caso, el número de familias existentes es menor y las variaciones de este número, en el Mesozoico-Cenozoico, son sensiblemente menos espectaculares que en los queilostomados.

La historia evolutiva de un grupo fósil no se describe adecuadamente teniendo en cuenta sólo las familias (o cualquier otro taxón) presentes. De alguna manera deben ser conocidas las variaciones de estas mismas presencias. La aparición de una nueva familia representa un cambio en la historia evolutiva, pero también lo representa la no aparición de una familia que era presente en la unidad cronoestratigráfica anterior. Por todo ello puede resultar interesante establecer un *coeficiente de renovación* **C** y a través de él un *índice de renovación* **R.** Con ello se podrán determinar los lapsos de tiempo geológico en los cuales es posible, en este caso, el uso de los briozoos como indicadores bioestratigráficos. El coeficiente **C** se calcula, para cada unidad cronoestratigráfica **i**, sumando al número de primeras apariciones (**F**) en esta unidad, el número de taxones desaparecidos en la misma, es decir el número de familias, en nuestro caso, que estuvieron presentes por última vez (**L**) en la unidad cronológicamente anterior: $C_i = F_i + L_{i-1}$. El índice **R** se calcula por la fórmula siguiente: $R_i = 100/P_i \times (100\ C_i/t_i)$siendo **P** el número de familias presentes y **t** la duración (en 0.1 millones de años) de la unidad cronoestratigráfica considerada.

En la figura 1 se ha marcado con una trama los períodos en que los valores de **R** para los queilostomados son mayores de 15. Los valores obtenidos para los ciclostomados, que no están señalados, son de más difícil interpretación, dada la particular complejidad que presenta la identificación taxónomica de este grupo. No obstante, presentan valores particularmente altos en el límite Jurásico inferior/medio, en el Cretácico superior y en el Paleoceno.

4. ANÁLISIS DE LA FAUNA BRIOZOOLóGICA PALEÓGENA

Los datos acabados de presentar muestran que el Paleógeno inferior y medio están entre los períodos más aptos para el análisis bioestratigráfico a partir de la información que suministra la presencia y renovación de las familias.

	EX	FA	LA	BA
Géneros paleocenos				
Cyclostomata	1	3	5	32
Cheil. Anasca	1	6	1	40
Cheil. Cribr	1	2	1	10
Cheil. Ascophora	1	25	0	12
Géneros eocenos				
Cyclostomata	12	9	2	32
Cheil. Anasca	6	25	1	45
Cheil. Cribri.	2	5	5	7
Cheil. Ascophora	26	76	2	35
Géneros oligocenos				
Cyclostomata	2	3	2	40
Cheil. Anasca	0	7	4	66
Cheil. Cribril	0	0	0	12
Cheil. Ascophora	1	8	5	105

Tabla 1. Número de géneros exclusivos (EX) y no exclusivos: presentes por primera vez (FA), por última vez (LA), o existentes antes y después (BA) en cada unidad considerada y para los distintos órdenes y subordenes de briozoos (datos de Bassler, 1953 y Sepkoski, 1992)

Basándonos en datos de Bassler (1953) y teniendo en cuenta algunas adiciones de Sepkoski (1992) se ha contabilizado el número de géneros exclusivos (**EX**) en cada una

de las series del Paleògeno, incluída también la del Paleógeno superior u Oligoceno. Entre los géneros no exclusivos se ha calculado el número de primeras (**FA**) y últimas (**LA**) apariciones y, también, el número de géneros presentes antes y después de la unidad considerada (**BA**) (Tabla 1).

La observación de esta tabla permite ver que, dentro del Paleógeno es, sobre todo, el Eoceno el que presenta una renovación más importante de la fauna briozoológica a nivel de los taxones genéricos. El número de géneros exclusivos en el Eoceno es alto, sobre todo en los ciclostomados y en los ascóforos. Estos últimos presentan una renovación particularmente notable en el Eoceno, ya que a los 26 géneros exclusivos hay que sumarles los 76 géneros que, aunque no exclusivos, aparecen por primera vez en esta época. Esto supone más del 70 % del total de géneros presentes.

La renovación de la fauna y la riqueza relativa de cada época, dentro del Paleógeno, en cuanto a fauna briozoológica, puede deducirse también del análisis del contenido del *Zoological Record*. Disponemos de los datos, referentes a los briozoos paleógenos, publicados en esta revista del 1900 al 1992. Raup (1976) analizó los años 1900-1970 y nosotros hemos extraído los correspondientes al período 1971-1992. La Tabla 2 muestra los resultados obtenidos.

	Duración en ma	Número de esp. nuev.	N^0 esp. nuev. por ma
Paleoceno	8.5	63	7.4
Eoceno	21.1	229	10.9
Oligoceno	12.1	87	7.2

Tabla2. Especies nuevas de briozoos reconocidas según el *Zoological Record* desde 1900 a 1992

El mayor número de taxones descritos corresponde al Eoceno (10.9 especies por millón de años), pero también son importantes las especies nuevas del Paleoceno (7.4 pm) y del Oligoceno (7.2 pm). Todos estos números están calculados a la baja, ya que en muchos casos la referencia temporal de los autores que han identificado nuevas formas no es suficientemente precisa, hablándose de Terciario o Paleógeno sin más. Consideraciones diversas permiten suponer que el número de especies nuevas reconocidas durante este período es alrededor del doble de las aquí apuntadas. En cualquier caso, las proporciones relativas no debieran ser muy diferentes. Sin que pueda hacerse servir como argumento decisivo es interesante observar que en el período 1971-1992 las especies nuevas, de las que se indica su situación estratigráfica más precisa, corresponden al Paleoceno superior la inmensa mayoría (44) de las correspondientes al Paleoceno, y también son más las reconocidas en el Oligoceno superior que en el inferior (6 sobre 4). En el primer caso parece indicarse, claramente, el inicio de un lapso de tiempo con renovación faunística más intensa y, en el segundo, una ligera inflexión hacia un aumento de diversificación dentro de un tiempo con menor renovación.

4.1. Las faunas briozoológicas paleógenas de las cuencas de París y de la Llanura Atlántica costera y del Golfo en Norteamérica

En la primera mitad de este siglo fueron estudiadas por Canu (1907-10) y Canu y Bassler (1920) las faunas muy abundantes de briozoos de dos cuencas que presentan sucesiones paleógenas importantes y muy conocidas. Posteriores estudios han proporcionado algunas adiciones a esta fauna, en particular a la de la cuenca de París de la que Buge (1964, 1975) da referencia precisa. El contenido de estas faunas permite confirmar el interés potencial de la fauna briozoológica para la discriminación bioestratigráfica en las formaciones marinas paleógenas en el interior de cada una de estas cuencas como puede deducirse de los datos resumidos en la Tabla 3 en la que se presentan el número y porcentaje de especies exclusivas en las distintas unidades consideradas en cada una de las cuencas. Esta tabla ha sido construida con los datos de los trabajos de Buge aquí citados, y de Braga y Bignot (1986) para la cuenca de París y con los de Canu y Bassler (1920, 1923) para las cuencas atlánticas y del Golfo, en Norteamérica.

La correlación entre los pisos americanos citados y la escala estandar se establece según Mancini y Tew (1991)de la manera siguiente: (1) Vicsburgian = Oligoceno; (2) Jacksonian = parte alta del Eoceno medio y Eoceno superior; (3) Claibornian = parte alta del Eoceno inferior y Eoceno medio, excepto la parte más alta; (4) Wilcoxian = parte alta del Paleoceno superior y parte baja del Eoceno inferior; (5) Midwayan = Paleoceno inferior y parte baja del Paleoceno superior. Estas divisiones no están muy alejadas de las dadas por los autores en la cuenca de París. Hay que tenerr en cuenta que, como es sabido, en la cuenca de París el Bartoniense puede representar, aparte de la parte alta del Eoceno medio, también el Eoceno superior.

	n^0 esp. exclusiv.	n^0 total especies	porcent. exclus.
cuencas norteamericanas			
Vicksburgian	123	193	64
Jacksonian	363	431	84
Claibornian	10	31	2
Wilcoxian	11	11	100
Midwayan	62	65	95
cuenca de París			
Oligoceno	9	12	75
Bartoniense	20	32	62
Luteciense	122	154	79
Ypresiense	7	34	21
Paleoceno	14	14	100

Tabla 3. Especies de briozoos exclusivas en dos cuencas paleógenas

El Paleoceno es la época que presenta una mayor diferencia con respecto a las otras unidades paleógenas en la fauna briozoológica: prácticamente todas las especies son exclusivas. El Eoceno inferior, por el contrario, es la época con menos especies exclusivas. Las unidades del Eoceno medio y superior presentan un porcentaje muy elevado de especies exclusivas y una gran riqueza en número de especies. El Oligoceno marino, muy mal representado en la cuenca de París, presenta pocas especies, en contraste con la abundancia en especies del Oligoceno americano.

Todos estos datos aumentan más aun la fiabilidad de los briozoos para un uso bioestratigráfico, por lo menos, en los análisis intracuencas o en cuencas próximas. Su aplicación a nivel regional más amplio no ha sido suficientemente estudiado. Ello requiere un mayor número de estudios briozoológicos en este sentido y, quizá también, el análisis exhaustivo de los "cores" de los programas de sondeos oceánicos en profundidad.

5. NOTA CONCLUSIVA

Los datos aportados permiten afirmar que los briozoos pueden ser utilizados con éxito en determinados tramos de la escala estratigráfica como fósiles de valor bioestratigráfico, en particular en el Paleógeno. Por otra parte, su uso en el análisis paleoecológico y sedimentológico es frecuente y fructífero.

Agradecimientos: Al Sr. Robin Rycroft por su ayuda en la traducción del abstract en inglés; al Josep Agulló por la delineación de la figura 1; al Sr. Jordi Sorribas por su ayuda en la presentación del texto. Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto PB 91-0805 de la DCIGYT.

Referencias

Bassler, R. A. 1953. Part G. Bryozoa. In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*. (Ed. R. C. Moore), G253 pp. Geological Society of America/University of Kansas Press. Lawrence, Kansas.

Bianchi, M., Braga, G., Finotti, F. e Manfredi, M. 1990. Ruolo dei briozoi nelle interpretazioni paleoambientali. *Atti del Quarto Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche. Sorrento 1-5 novembre 198*, 22-33. Museo Regionale di Scienze Naturali. Torino.

Braga, G et Bignot, G. 1986. Les bryozoaires de la formation d'age Paleocene (Danien probable) de Mont Aimé (Marne, Bassin parisien), *Geobios* **19** (3), 279-293.

Buge, E. 1964. Les bryozoaires du Paléogène du Bassin de Paris (Région parisienne et Cotentin): état actuel de nos conaissances et perspectives d'avenir. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **28**, 1049-1065.

Buge, E. 1972. Remarques sur les méthodes d'utilisation stratigraphique des Bryozoaires postpaléozoïques. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **77**, 55-58.

Buge, E. 1975. Les Bryozoaires de l'Oligocène du Bassin de Paris et leur relations avec les faunes des bassins oligocènes d'Europe. *Mitteilungen aus dem Geologish-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* **44**, 45-58.

Canu, F. 1907-1910. Bryozoaires des terrains tertiaires des environs de Paris. *Annales de Paléontologie* **2** (1907), 1-60; **3** (1908), 61-100; **4** (1909), 101-140; **5** (1910), 141-164.

Canu, F. and Bassler, R. S. 1920. North American Early Tertiary Bryozoa. *United States National Museum Bulletin* **106**, 879 pp.

Canu, F. and Bassler, R. S. 1923. North American Later Tertiary and Quaternary Bryozoa. *United States National Museum Bulletin* **125**, 302 pp.

Cheetham, A. H. 1971. Functional morphology and biofacies distribution of Cheilostome Bryozoa in the Danian stage (Paleocene) of Southern Scandinavia. *Smithsonian Contributions to Paleobiology* **6**, 87 pp.

Cuffey, R. J. 1985. Expanded reef-rock textural classification and the geological history of bryozoan reefs. *Geology* **13**, 307-310.

David, L. 1964. Méthode d'utilisation des Bryozoaires pour la stratigraphie de Néogène. *Instituto "Lucas Mallada" C.S.I.C. (España). Cursillos y Conferencias* **9**, 147-151.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. & Smith, D. G. 1990. *A geological time scale 1989*, 263

Labracherie, M. et Prud'homme, J. 1976. Essai d'interprétation de paleomilieux grâce à la méthode de distribution des formes zoariales chez les Bryozoaires. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 102-106.

Lagaaij, R. & Gautier, Y. V. 1965. Bryozoan assemblages from marine sediments of the Rhône delta, France. *Micropaleontology* **11**, 39-58.

Larwood, G. P., Medd, A. W., Owen, D. E. & Tavener-Smith, R. 1967. Bryozoa. In *The Fossil Record* (Eds. W. B. Harland *et al*), 379-395. Geological Society of London. London.

Mancini, E. A. and Tew, B. H. 1991. Relationships of Paleogene stage and planktonic foraminiferal zone boundaries to lithostratigraphic and allostratigraphic contacts in the Eastern Gulf Coastal Plain. *Journal of Foraminiferal Reserach* **21** (1), 48-66.

Nelson, C. S., Hyden, F. M., Keane, S. L., Leask, W. L. & Gordon, D. P. 1988. Application of bryozoan zoarial growth-form studies in facies analysis of non-tropical carbonate deposits in New Zealand. *Sedimentary Geology* **60**, 301-322.

Raup, D. M. 1976. Species diversity in the Phanerozoic: a tabula tion. *Paleobiology* **2**, 279-288.

Reguant, S. 1975. On the content of Biostratigraphy as a science. *Geology* **3** (5), 231.

Reguant, S. 1981. Inaugural adress: The concept of Biostratigraphy: the viewpoint of a stratigrapher. *Acta Geologica Hispanica* **16** (1-2), 3-5.

Reguant, S., Fernández, J., Rodríguez-Fernández, J. & Serra-Kiel, J. 1991. Bryozoan biofacies, zoarial forms and sedimentary environments in the Tertiary of Spain. In: *Bryozoaires actuels et fossiles: Bryozoa living and fossil.* (Ed. F. P. Bigey). *Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr., Mém. HS* **1**, 361-370.

Schopf, T. J. M. 1969. Paleoecology of Ectoprocts (Bryozoans). *Journal of Paleontology* **43**, 234-244.

Sepkoski, J. J. 1992. A compendium of fossil marine animal families. 2nd edition *Milwaukee public Museum. Contributions to Biology and Geology* **83**, 156 pp

Serra-Kiel, J. et Reguant, S. 1991. Biofaciès de plate-forme aphotique silico-clastique avec bryozoaires et spongiaires (Eocène moyen, secteur oriental du Bassin sud-pyrénéen). *Geobios* **24**, 33-40.

Stach, L. W. 1936. Correlation of zoarial form with habitat. *Journal of Geology* **44**, 60-65.

Voigt, E. 1972. Les méthodes d'utilisation stratigraphique des Bryozoaires du Crétacé supérieur. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* **77**, 45-53.

Voigt, E. 1981. Répartition et utilisation stratigraphique des Bryozoaires du Crétacé moyen (Aptien-Coniacien). *Cretaceous Research* **2**, 439-462.

Voigt, E. 1985. The Bryozoa of the Cretaceous-Tertiary boundary. In: *Bryozoa: Ordovician to Recent* (Eds. C. Nielsen and G. P. Larwood) Olsen & Olsen, Fredensborg, Denmark, 329-342.

..... Section 8: Bryozoa (Polyzoa) and Entoprocta 1971-1991/1992. *The Zoological Record* **108-128**.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 105-110. MÁLAGA, 1993.

SOBRE LA EXISTENCIA DE DIMORFISMO EN *NEOGLOBOQUADRINA* (FORAMINIFERIDA, GLOBIGERININA)

J.M. GONZÁLEZ DONOSO y M.I. DE CARRANZA
Departamento de Geología y Estratigrafía. Universidad de Málaga.29018-Málaga. España.

ABSTRACT

The biometric study of ninety specimens of *Neogloboquadrina*, attributed to *N. pachyderma* (Ehrenberg) left and rigth-coiling and "P-D intergrade" *sensu* Kipp (1976), points out that the proloculi sizes have a bimodal distribution, to be expected if these planktonic foraminifera have, as many benthic foraminifera, heterophasic alternation of generations. The microspheric forms tend towards a greater number of chambers but unlike what happens in many benthic foraminifera, they are not bigger than the macrospheric forms. The type of coiling direction bear not relation whatsoever to the size of the proloculus, noting dimorphism in both rigth and left-coiling groups.

Keywords: Planctonic foraminifera. *Neogloboquadrina.* Dimorphism. Macrospherics. Microspherics. Alternation of generations. Proloculus. Coiling directions.

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos. *Neogloboquadrina.* Dimorfismo. Macrosféricos. Microsféricos. Alternancia de generaciones. Direcciones de enrollamiento.

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de las especies de foraminíferos bentónicos cuyo ciclo vital se ha investigado son heterofásicas, con alternancia regular de generaciones haploides y diploides en el caso más sencillo (véase Lee *et al*, 1991 para un detallado resumen de las modalidades observadas). ¿Tienen también, los foraminíferos planctónicos, ciclos vitales complejos o, por el contrario, ciclos vitales simples, con sucesión de generaciones formadas exclusivamente por reproducción sexual o asexual? Por desgracia esta cuestión no está razonablemente resuelta, aunque su importancia desde un punto de vista bionómico es obvia.

Esta nota (que forma parte de un estudio, en curso de realización, sobre la variabilidad fenotípica de los foraminíferos planctónicos actuales y su relación con los cambios medioambientales) tiene como objeto aportar algunos datos, procedentes de un estudio biométrico de la ontogenia de *Neogloboquadrina,* que parecen apoyar la hipótesis de la heterofasia.

2. ANTECEDENTES

Los foraminíferos planctónicos, capturados vivos y mantenidos en el laboratorio, a veces experimentan una serie de transformaciones citológicas y esqueléticas que culminan con la expulsión de varios cientos de miles de células biflageladas muy pequeñas (3-5 μm), fenómeno tras el cual el caparazón queda vacío (véase Hemleben *et al,* 1989, para un amplio resumen de estas cuestiones). Suponiendo, como normalmente se hace, que tales células flageladas son gametos y dado que no se han observado fenómenos que sugieran una división celular, parece lógico pensar que los foraminíferos planctónicos sólo se reproducen sexualmente, aunque en el laboratorio todavía no se haya puesto de manifiesto la singamia (una observación en tal sentido de Ketten y Edmond, 1979, no ha tenido posterior confirmación y ha sido puesta en duda) ni se haya obtenido una segunda generación.

Por otra parte, los ciclos vitales complejos de los foraminíferos bentónicos suelen manifestarse, fenotípicamente, en fenómenos de dimorfismo (en el caso de ciclos de dos generaciones; los ciclos de tres generaciones pueden plasmarse en trimorfismos): las formas que se reproducen sexualmente, los gamontes, suelen tener una concha más pequeña y con un proloculus más grande (de ahí el nombre de macrosférica o megalosférica con que se la designa) que la segregada por los agamontes (concha microsférica); además, en ciertos casos, pueden faltarles estados ontogenéticos presentes al comienzo de la concha microsférica, lo que ha dado lugar a más de un problema taxonómico. Según esto, una bimodalidad en los tamaños de los proloculi de una especie permitiría sospechar la existencia de una alternancia de generaciones. Pero lo contrario no es válido; la unimodalidad de la distribución de tamaños de los proloculi no basta para afirmar que no hay heterofasia, pues hay casos en que los tamaños de los proloculi de gamontes y agamontes son semejantes (e incluso hay casos en que el gamonte tiene el proloculus más pequeño que el agamonte); además, en algunas especies el ciclo vital es homofásico o heterofásico, dependiendo de las condiciones ambientales.

Las observaciones sobre dimorfismo en los foraminíferos planctónicos son escasas. La primera parece ser la de Christiansen (1965) en *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny); este autor indicó, además, que el microsférico tendría un género de vida bentónico (observación ésta que ha sido interpretada, posteriormente, como el posible resultado de la invasión de la concha vacía por foraminíferos bentónicos desnudos (Hemleben *et al,* 1989). Boltovskoy y Boltovskoy (1970) citaron la presencia de dimorfismo en *Turborotalita quinqueloba* (Natland). Bishop *et al.* (1977) indicaron que los Globigerinidae vivientes entre 32 y 50 m -sin citar especies ni tamaños de proloculi- de una localidad del Atlántico ecuatorial son formas macrosféricas, mientras que por debajo de los 100 m se encuentran formas microsfericas. En fin, Arikawa (1983) en un estudio de los foraminíferos planctónicos vivientes a distintas profundidades en dos localidades del Pacífico, observó también una disminución de los tamaños

de los proloculi de *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *N. dutertrei* (d'Orbigny), *Globigerina bulloides* d'Orbigny y *Turborotalita quinqueloba* (Natland) al crecer la profundidad, interpretando también el fenómeno como el resultado de la existencia de conchas macro (en superficie) y microsféricas (en profundidad).

La hipótesis del dimorfismo fue rechazada por Sverdlove y Bé (1985) en un estudio sobre los tamaños de los prolóculi de varias especies de foraminíferos planctónicos. Refiriéndose al trabajo de Arikawa (1983), que incluye una serie de histogramas de los tamaños de los proloculi a distintas profundidades, indicaron que las variaciones de los mismos son graduales (y no bimodales) tanto a una profundidad determinada como entre diferentes profundidades de muestreo. Posteriormente, Brummer *et al.* (1987) y Hemleben *et al.* (1989) se adhirieron al punto de vista de Sverdlove y Bé (*op. cit.*). Nosotros, a la vista de los gráficos de Arikawa (*op. cit.*), pensamos por el contrario que su interpretación es correcta: por ejemplo en la estación 1 (sólo *N. pachyderma* sinistrorsas) por encima de los 50 m predominan las formas de proloculus grande, por debajo, hasta los 150 m, las de proloculus pequeño, pero a 51,9 m (límite entre ambos conjuntos) y por debajo de 154,9 m (profundidad a partir de la cual tendría lugar la reproducción) la población es, o tiende a ser, bimodal; especialmente aparente es la bimodalidad a 51,9 y 477,2 m.

Por último, hay que citar la llamativa hipótesis, propuesta por Thiede (1971) y Tolderlund y Bé (1971), de que, por analogía con lo que ocurre en algunas especies de foraminíferos bentónicos actuales, el sentido del enrollamiento se relacione con el tipo de generación; concretamente, los dextrorsos serían los macrosféricos y los sinistrorsos los microsféricos. El poder explicativo de tal hipótesis es bastante considerable (Lipps, 1976, 1979, González Donoso, 1986) y los datos de Sverdlove y Bé (1985) indican que el tamaño medio del proloculus de las *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) dextrorsas es menor que el de las sinistrorsas. Pero, de acuerdo con lo indicado en el párrafo anterior, los datos de Arikawa (1983) -y los nuestros- no permiten atribuir tal diferencia al dimorfismo, ya que la bimodalidad que lo sugiere se observa en el seno de cada conjunto, dextrorso o sinistrorso.

3.MATERIALES Y MÉTODOS

Se han estudiado las *Neogloboquadrina* contenidas en la cima del sondeo RC-9-219, procedente del océano Atlántico, frente a las costas de Galicia, coordenadas 42°650N, 11° 150O.

Aunque las formas predominantes son las dextrorsas, se pudieron extraer suficientes sinistrorsas como para realizar el estudio estadístico de las mismas. En primer lugar se separaron, al azar, 30 individuos identificables como *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) f. dextrorsa (que, para simplificar, se reseñará en el resto del texto como *pcd*), 30 de la forma sinistrorsa (*pcs*) y 30 de características intermedias entre *pcd* y *N. dutertrei* (d'Orbigny), es decir, el "P-D intergrade" de Kipp, 1976 (que se reseñará como *pcd/dd*). Las formas sinistrorsas correspondientes a esta última categoría son tan escasas que no se tuvieron en cuenta (sólo dos ejemplares en toda la muestra).

Los individuos separados, tras ser fluoritizados (Grayson, 1956, Palmqvist *et al.*, 1989) se fijaron a un portaobjetos y se cubrieron de aceite de inmersión, para observarlos por transparencia en vista espiral.

Una vez obtenido un resultado satisfactorio con la operación anterior, se procedió a tomar las coordenadas de una serie de puntos situados en las periferias de las sucesivas cámaras, utilizándose a tal fin un microscopio Leitz y un dispositivo de análisis de imagen Quantimet 500 de Leica. A partir de las citadas coordenadas se estimaron para cada individuo, entre otras medidas que no son objeto de este trabajo, las dimensiones en μm^2 de la superficie, en vista espiral, de cada cámara

4. RESULTADOS

4.1. Dimensiones de los proloculi

Los proloculi de los 90 individuos se clasificaron en 13 clases de tamaño de la superficie. El histograma de frecuencias de la fig. 1Aa sugiere, claramente, una distribución bimodal, con modas en las clases 3 y 7; el alto valor de la frecuencia de la clase 5 provendría de la coincidencia, en ella, de individuos de los dos grupos. Un test para estimar si existe bimodalidad, diseñado por el Prof. Girón, indica que lo anteriormente expuesto no es una mera impresión visual (Girón, González Donoso y de Carranza, en preparación). Si se compara este histograma con los correspondientes a *pcs* (fig. 1Ab) y a las dextrorsas reunidas (fig. 1Ac) los resultados son comparables, situándose las modas en las mismas clases. Sin embargo, conviene llamar la atención sobre el hecho de que el grupo microsférico predomina en *pcs*, mientras que el macrosférico es más importante entre las dextrorsas. Es evidente, sin necesidad de calcular las medias, que el tamaño medio del proloculus de nuestras *pcs* es menor que el de las *pcd*, aparentemente en contradicción con Sverdlove y Bé (1969) y Brummer *et al.*, *in* Hemleben *et al.* (1989) que reseñan diámetros de proloculi mayores, por término medio, en las formas sinistrorsas. Pero si en sus muestras de *pcs* predominan las formas macrosféricas, la discrepancia anterior deja de serlo. Si se consideran los histogramas de *pcd* y *pcd/dd* separadas, parece razonable asignar una bimodalidad a la distribución *de pcd*, mientras que la de *pcd/dd* es menos evidente, a causa de la ausencia de individuos de la clase 6.

4.2. Relaciones entre los tamaños de los proloculi y los tamaños finales

Es frecuente, en los foraminíferos planctónicos, que la última cámara (o hasta las tres últimas) tenga menores dimensiones que la precedente ("kummerform"), existiendo controversia en cuanto a si esto es una consecuencia del crecimiento en un medio adverso o si la cámara de tales características se forma en circunstancias normales, cuando

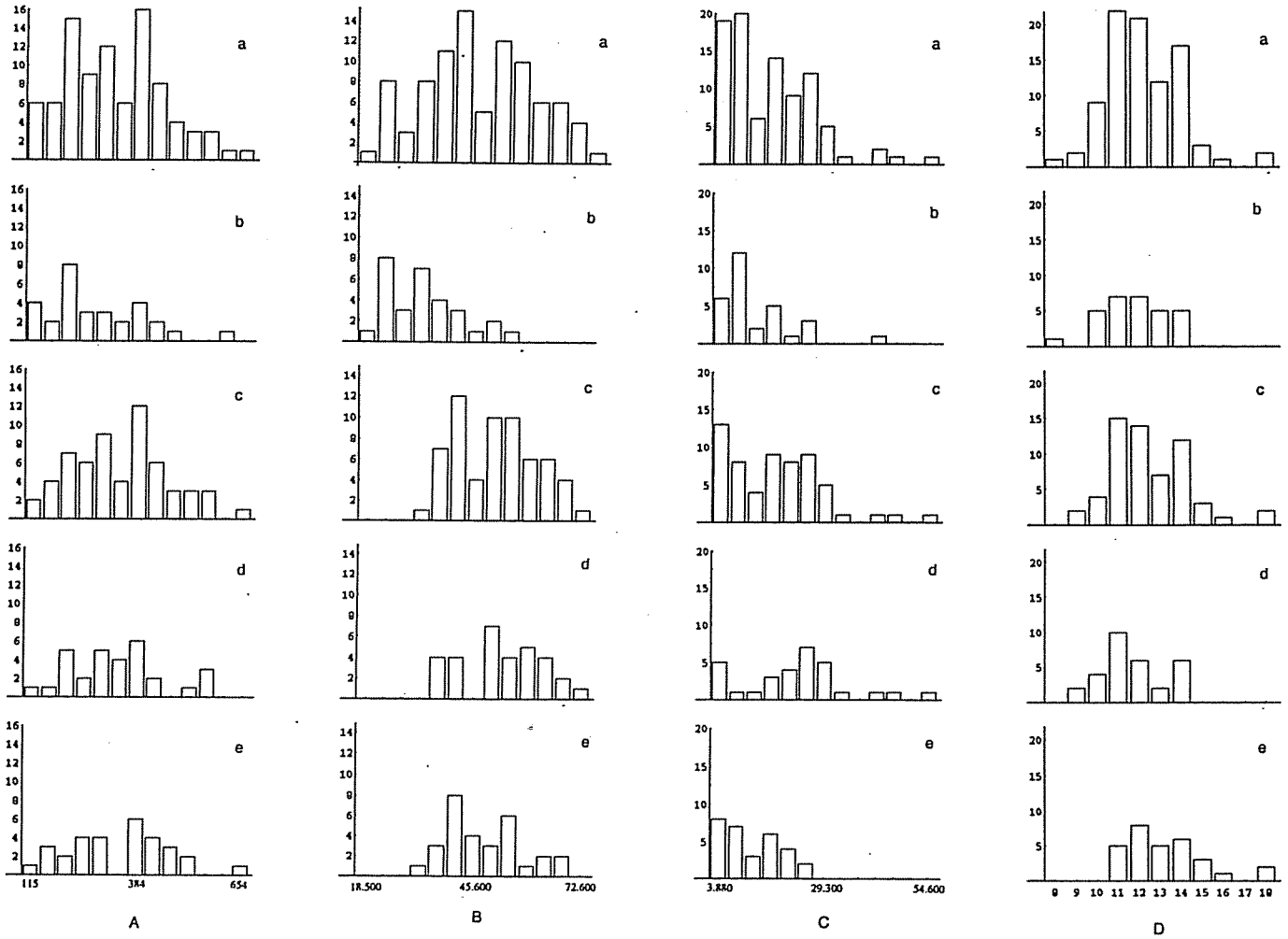


Figura 1. Histogramas de frecuencias de individuos por: A) clases de tamaños de las superficies de los proloculi, en μm^2; B) clases de tamaños de las superficies totales, en μm^2; C) clases de tamaños de las superficies hasta la cámara 9 (inclusive), en μm^2; D) número de cámaras. a) todos los individuos; b) *pcs;* c) todos los dextrorsos; d) *pcd;* e) *pcd/dd*

el organismo va a reproducirse. La inclusión de tal cámara, de dimensiones anómalas en relación a la progresión de las precedentes, en la estimación de las dimensiones finales, disminuye, a igualdad de parámetros de la ecuación del crecimiento y número de cámaras, la superficie total de aquellos individuos que la tienen respecto a las "normal-form", motivo por el cual se ha optado por no tenerla en cuenta.

El histograma de las frecuencias de los tamaños de las superficies totales de los 90 individuos, distribuidas también en 13 clases de tamaño (fig.1Ba) induce a pensar en una trimodalidad, pero la observación del desglose del total en los grupos distinguidos (fig.1Bb-e) sugiere bimodalidades en cada grupo; la trimodalidad se debería al menor tamaño de *pcs*.

¿Qué relación existe entre las dimensiones del proloculus y las del organismo al final de su desarrollo?. En la fig. 2Aa se advierte una correlación entre ambas medidas que se confirma en la tabla I: r=0,3344, un valor que, de acuerdo con el test de significación de los coeficientes de correlación (en Sokal y Rohlf, 1969) permite rechazar la hipótesis nula H_0:ρ=0 para p< 0,01, aunque existe una gran variabilidad del tamaño final entre las formas con tamaño pequeño. El diagrama de correlación correspondiente a *pcs* (fig.2Ab) muestra también una correlación positiva y algo mayor (tabla I) puesto que hay menos dispersión de los tamaños finales de sus individuos con proloculus pequeño, aunque el valor de r es muy próximo al valor crítico del coeficiente de correlación para 28 grados de libertad a α de 0,01. Pero en las formas dextrorsas (fig.2Ac-e) los coeficientes de correlación tienen valores muy bajos (negativo en *pcd/dd*) por lo que la correlación no es significativamente diferente de cero al nivel del 5% de confianza.

4.3. Relaciones entre los tamaños de los proloculi y los tamaños hasta la cámara nueve

La cámara 9 es la de mayor número de orden presente en todos los individuos investigados; nueve es, por tanto, un número de cámaras adecuado para comparar a todos los individuos. La interpretación y comparación de los histogramas de frecuencias de los tamaños de la cámara

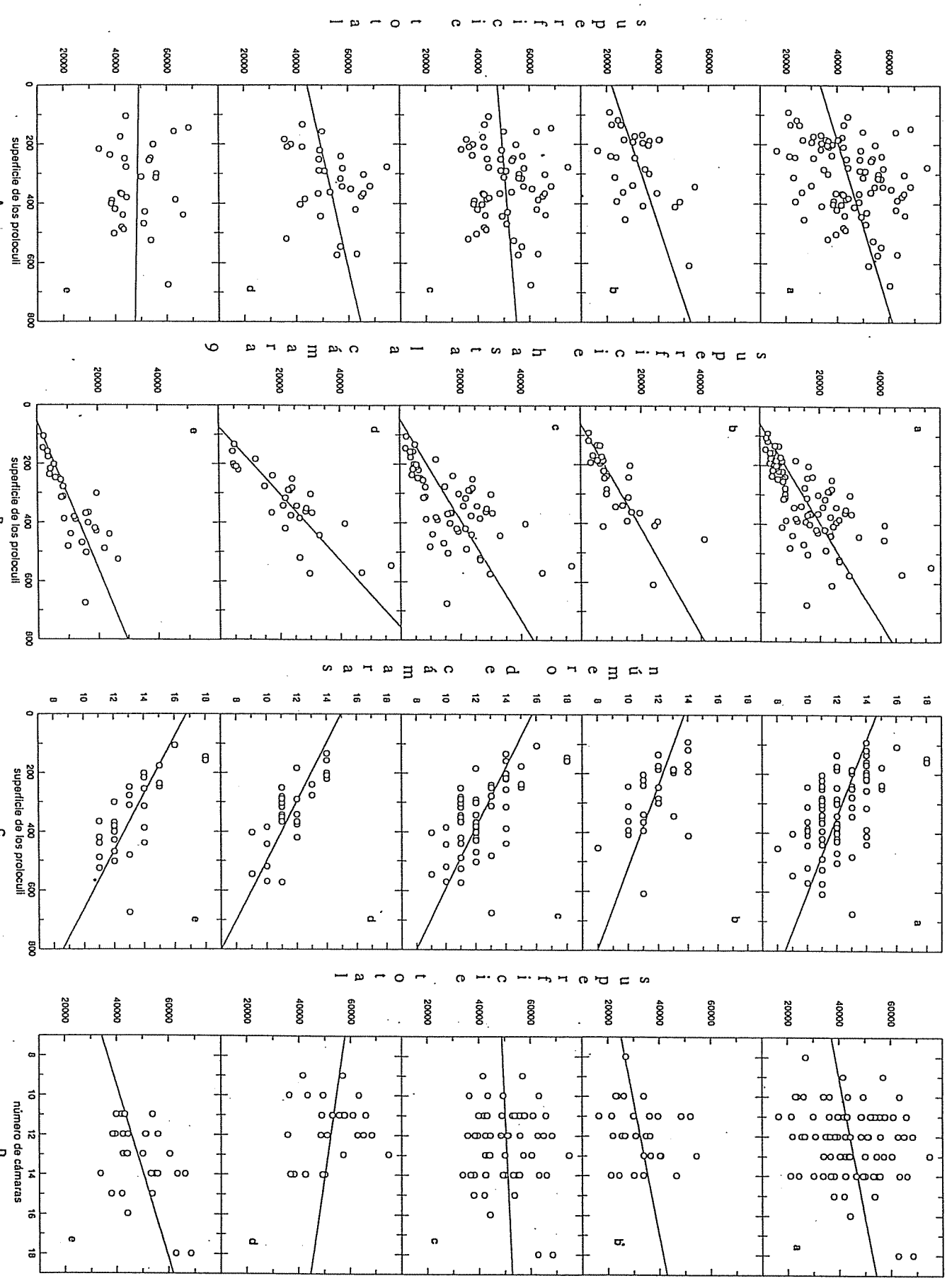


Figura 2. Diagramas de superficies (en μm^2) y números de cámaras. a) todos los individuos; b) *pcs*; c) todos los dextrorsos; d) *pcd*; e) *pcd/dd*

	superficie de los proloculi - número de cámaras.	superficie de los proloculi - superficie acumulada hasta la cámara 9.	superficie de los proloculi - superficie total.	número de cámaras - superficie total.
total	- 0.5459**	0.6863**	0.3344**	0.1937
pcs	- 0.5641**	0.7694**	0.4778**	0.2333
dex	- 0.6447**	0.6348**	0.112	0.05942
pcd	- 0.775**	0.8291**	0.2847	- 0.1589
pdd	- 0.7167**	0.7728**	- 0.02948	0.4659**

Tabla I: Valores de los coeficientes de correlación con sus correspondientes niveles de significacion: **, 99%

nueve (fig. 1C) no es fácil, y se presta bastante a la especulación; lo único evidente es una tendencia a la mayor frecuencia de los tamaños pequeños salvo en *pcd*. Los diagramas de correlación (fig. 2B) muestran, por el contrario, una indiscutible correlación positiva (tabla I) entre el tamaño del proloculus y el del organismo al llegar a la cámara nueve.

4.4. Relaciones entre los tamaños de los proloculi y el numero final de cámaras

El histograma correspondiente al número total de cámaras [excluida(s) la(s) "kummerform"] de todos los individuos (fig.1Da) sugiere una bimodalidad que, en principio, está relativamente apoyada por lo que se observa en los diagramas correspondientes a todos los dextrorsos (fig.1Dc-e); sin embargo, *pcs* no muestra indicios de bimodalidad; lo que sí puede ser interesante reseñar es que *pcd* y *pcs* tienen rangos del número de cámaras similares y menores que el de *pcd/dd*.

La correlación entre el tamaño del proloculus y el número final de cámaras es negativa y significativamente distinta de cero al nivel del 1% en todos los casos (tabla I). O sea, como se advierte en los diagramas correspondientes (fig.2C), los individuos de proloculus pequeño tienen mayor número de cámaras, como fue puesto de manifiesto por Arikawa (1983).

Por el contrario, y como es esperable en función de lo previamente expuesto, la correlación entre el número total de cámaras y las dimensiones finales del organismo no es significativamente distinta de cero, salvo en el caso de las formas *pcd/dd*. (ver tabla I y fig.2D).

5. DISCUSION Y CONCLUSIONES

De lo previamente expuesto se derivan una serie de conclusiones. Hasta qué punto se pueden extender a las *Neogloboquadrina* o al resto de los foraminíferos planctónicos, es cuestión que debe ser investigada.

1) Según los datos aportados, hay dimorfismo en cuanto al tamaño del proloculus en las *Neogloboquadrina*, pero las formas macro y microsféricas no muestran distintos sentidos de enrollamiento, sino que en cada uno de los grupos separados en función del sentido de enrollamiento hay dos tamaños proloculares muestrales. Lo que, por supuesto, no puede afirmarse o negarse, a la vista de los datos aportados, es si el dimorfismo es un resultado de la alternancia de generaciones, aunque, por analogía con los foraminíferos bentónicos, parezca lo más probable.

2) Contrariamente a lo normal en los foraminíferos bentónicos, no hay una relación inversa entre el tamaño del proloculus y el tamaño final del organismo sino que las formas de embrión grande muestran una cierta tendencia (no en todos los casos) a tener tamaño final más grande.

3) Para un determinado número de cámaras, las formas de proloculus pequeño tienen menor tamaño que las formas de proloculus grande; esto es lógico, dado que todas las formas investigadas muestran valores parecidos para la expansión de la espira (González Donoso y de Carranza, en preparación).

4) De acuerdo con lo anterior, si estos organismos tendieran a reproducirse -o, lo que es lo mismo en este caso, a morir- al llegar a una cierta cámara, las formas de proloculus pequeño deberían ser más pequeñas, ya que la expansión no cambia a lo largo del desarrollo. Pero las formas de proloculus pequeño suelen desarrollar más cámaras, lo que da lugar a que la correlación positiva entre el tamaño del proloculus y el tamaño final sea débil o inexistente. A título de hipótesis, puede especularse con tres posibilidades:

a) que el individuo tienda a reproducirse al alcanzar un cierto tamaño, independiente del tamaño inicial del proloculus y con un amplio margen de variación,

b) que el tamaño crítico varíe de acuerdo con los cambios medioambientales (vg., los estacionales) y

c) que, dado que en las formas microsféricas, hacen falta más cámaras (más tiempo) para llegar al tamaño crítico, es más frecuente que el individuo microsférico muera antes de alcanzar el tamaño crítico; de ahí la mayor variabilidad del tamaño final de las formas de tamaño pequeño.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Prof. Dr. F.J. Girón, de la Universidad de Málaga, la realización del test de bimodalidad que se cita en el texto. Este trabajo ha sido realizado en el marco del

proyecto PB90-0797 de la DGICYT. La muestra estudiada (así como otras que servirán para la extensión futura de este trabajo) han sido suministradas por el Lamont-Doherty Geological Observatory Deep-Sea Sample Repository, con el apoyo económico suministrado por las subvenciones OCE91-01689 de la National Science Foundation y N00014-90-J-1060 de la Office of Naval Research.

BIBLIOGRAFÍA

Arikawa, R. 1983. Distribution and taxonomy of *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) off the coast, Northeast Honshu,Japan: *Tohoku Univ. Sci. Repts.*, Ser. 2 (Geol), **53**, 103-157.

Bishop, J.K.B., Edmond , J.M., Ketten, D.R., Bacon, M.P. and Silker, W,B. 1977. The chemistry, biology and vertical flux of particulate matter from the upper 400m of the equetorial Atlantic Sea. *Deep-Sea Res.* **24**. 511-548.

Brummer, G.J.A., Hemleben, Ch., and Spindler, M.1987. Ontogeny of extant globigerinid planktonic foraminifer; a concept exemplified by *Globigerinoides sacculifer* (Brady) and *G. ruber* (d'Orbigny). *Marine Micropaleontol.*, **12**, 357-381.

Christiansen, B.O. 1965. A botton form of the planktonic foraminifer *Globigerinoides rubra* (d'Orbigny). Publ. Staz. Zool. Napoli, **34**,197-202.

González Donoso, J.M.,1986. Algunos problemas paleobiogeográficos en el estudio de los foraminiferos planctónicos. *Paleontología i Evolutió*. **20**, 35-43

Grayson, J.F., 1956. The conversion of calcite to fluorite. *Micropaleontology*, **2**, 71-78.

Hemleben, Ch., Spindler, M. y Anderson, O.R. 1989. *Modern planktonic foraminifera.* Spriner-Verlag. New York.

Ketten, D.R., and Edmond, J.M., 1979. Gametogenesis and calcification of planktonic forminifera. *Nature*, **278**, 546-548.

Lee,J.J., Faber Jr., W.W., Anderson, O.R. and Pawlowski, J. 1991. Life-cycles of foraminifera. In: *Biology of foraminifera* (Eds. J.J. Lee & O.R- Anderson). Academic Press. London. 285-334.

Lipps, J.H. 1976. Coiling ratios in planktonic foraminifera: Adaptive strategy and paleoenvironmental interpretation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **60**, 2184-2185.

Lipps, J.H. 1979. The Ecology and Paleoecology of Plantic Foraminifera. In: *Foraminiferal Ecology and Paleoecology* (Eds. Lips, JH., Berger, W.H., Buzas, M.A., Douglas, R.G., and Ross) *SEPM Short Course* **6**, 62-104.

Palmqvist, P., González-Donoso, J.M., and Serrano, F. 1989. Diferenciabilidad de Turborotálidos del Serravallense y del Messinene mediante análisis multivariante: *Revista Española de Paleontología*, **4**, 53-66.

Sokal, R.R. and Rohlf, F.J. 1969. *Biometry. The principles and practice of statistics in biological research.* W.H. Freeman and C°. 776 pp.

Sverdlove, M.S., and Bé, A.W.H. 1985. Taxonomic and ecological significance of embryonic juvenile planktonic foraminifera. *J. Foram. Res.*, **15**, 235-242.

Thiede, J., 1971. Variations in coiling ratios of Holocene planktonic foraminifera. *Deep-Sea Res.* **18**, 823-831.

Tolderlund, D.S., and Bé, A.W.H. 1971. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic: *Micropaleontology*, **17**, 297-329.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 111-116. MÁLAGA, 1993.

SOBRE LA PRESENCIA DEL GRUPO DE *GLOBOROTALIA FOHSI* EN LAS MARGAS DE VICCHIO (APENINOS SEPTENTRIONALES, ITALIA). IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

F. SERRANO, F. GUERRERA*** y *M. DELLE ROSE***

* Departamento de Geología y Ecología , Universidad de Málaga, 29071-Málaga (España)

** Istituto di Geologia, Universitá di Urbino (Italia)

ABSTRACT

The bioestratigraphic study of the Vicchio Marls Formation (North Apennines) makes clear the presence of relatively evolved components in the planktonic foraminifera group *Fohsella*, including forms assignable to *Globorotalia fohsi*. This structure of the *Fohsella* group is characteristic of tropical or subtropical warm waters, which contrasts with the composition of the group in lower latitudes within Mediterranean realm, such as in the Betic Cordillera. It is concluded that the distribution of the *Fohsella* structure in the Mediterranean realm seems to be conditioned by the communications with the Atlantic and Indian oceans.

Keywords: Appennines, Biostratigraphy, Cronostratigraphy, *Fohsella*, Mediterranean, Miocene, Paleoceanography, Planktonic foraminifera, Vicchio marls.

Palabras clave: Apeninos, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía, *Fohsella*, Foraminíferos planctónicos, Margas de Vicchio, Mediterráneo, Mioceno, Paleoceanografía.

1. INTRODUCCIÓN

La Formación Margas de Vicchio (*Auct.*) constituye el techo de la Unidad Cervarola-Falterona, que se extiende a lo largo de unos 200 km por los Apeninos Septentrionales, desde el Piacentino al Lago Trasimeno. La Unidad de Cervarola-Falterona es la unidad tectónica interpuesta entre el Manto de Toscana y el Complejo Umbro-Marcho-Romagnolo y ambos son cubiertos por el Complejo Alóctono Ligúride.

En la actualidad, el significado estratigráfico de las Margas de Vicchio es aún incierto, existiendo diferentes interpretaciones según los autores (ver Delle Rose *et al., in litt.).*

Las Margas de Vicchio afloran de manera discontinua en los Apeninos Tosco-Romagnolos al Este de Casentino (Fig. 1), en el área comprendida en las Hojas Geológicas 107, 108 y 115 del Mapa Geológico de Italia.

El análisis de diversas secciones de las Margas de Vicchio en los Apeninos Tosco-Romagnolos, dentro del sector más externo y meridional de la cuenca (Monte Fatucchio, Bulciano, Castello di Roti, Viamaggio, Brancialino y Aboca,) ha permitido el reconocimiento de 4 intervalos litoestratigráficos, sustancialmente coincidentes con los que Pizziolo y Ricci-Luchi (1992) han definido en sectores más externos de la cuenca (área de Casentino). Al mismo tiempo, se han caracterizado diferentes niveles guías (horizontes silíceos, niveles ricos en glauconita, intercalaciones volcanoclásticas, intervalos con nódulos de barita, una capa-guía calcarenítica que denominamos *Dante*, etc.) que permiten la correlación en detalle entre las distintas secciones (fig. 2).

La principal sección de referencia es la serie de Monte Fatucchio, en la que las Margas de Vicchio (*Auct.*) alcanzan una potencia de 1800 m y se muestran casi completamente expuestas. En ellas se perciben el mayor número de eventos litoestratigráficos característicos detectados en el conjunto de las Margas de Vicchio.

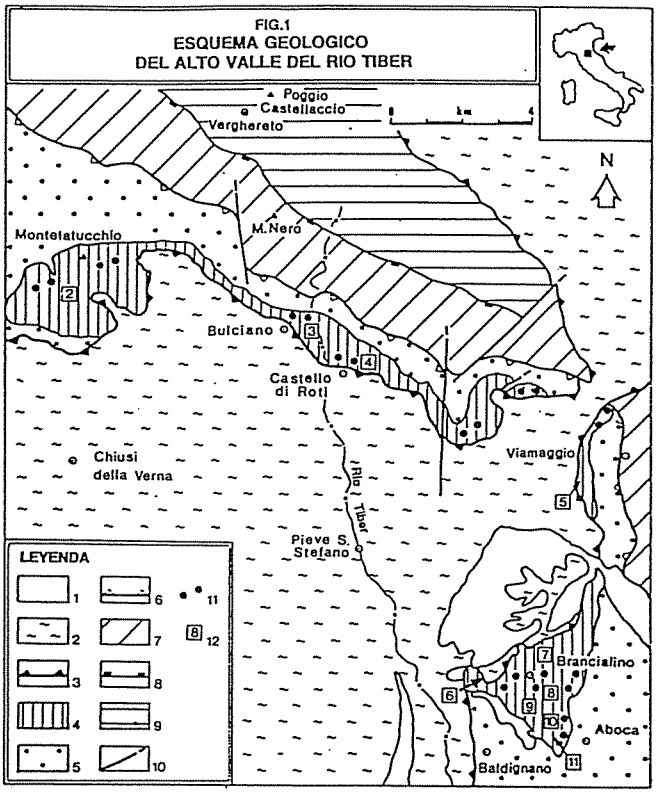


Figura 1: Esquema geológico del Alto Valle del Río Tíber (Delle Rose *et al., in litt.*). 1: Depósitos cuaternarios. 2: Complejo Ligúride. 3: Frente del cabalgamiento de los Ligúrides sobre la Unidad de Cervarola-Falterona. 4: Margas de Vicchio. 5 :Formación de Falterona y Esquistos policromos. 6: Frente del cabalgamiento de la Unidad Cervarola-Falterona (Parautóctono del Complejo Umbro-Marchigiano-Romagnolo. 7: Unidad de Monte Nero. 8: Frente de cabalgamiento de la Unidad de Monte Nero. 9: Unidad de Poggio-Castellaccio. 10: Fallas principales. 11: Área de afloramiento de la capa guía *Dante*. 12: Localización de las secciones estudiadas.

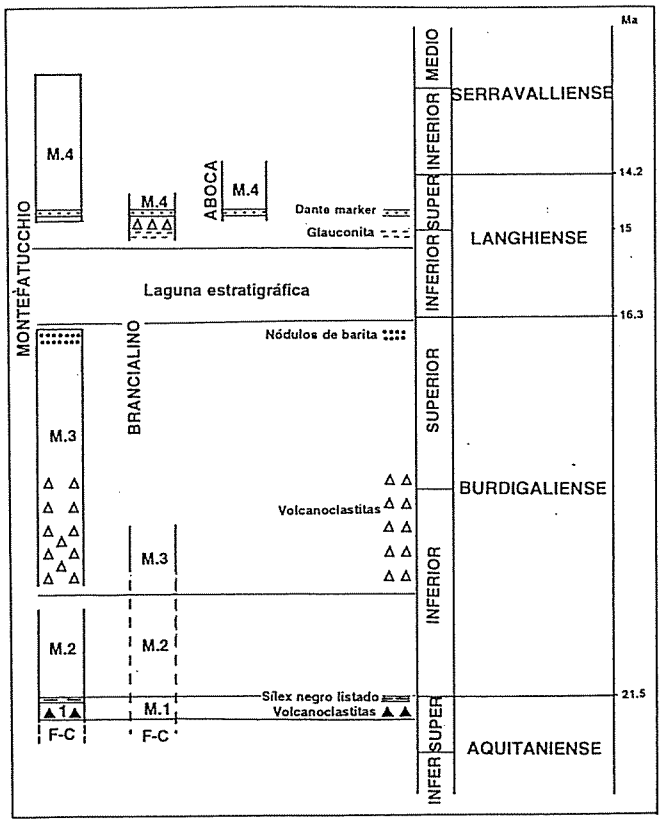


Figura 2. Extensión cronológica de las Margas de Vicchio en las secciones controladas bioestratigráficamente. Cronología de los eventos litoestratigráficos más destacables.

El paso de la Formacion de Falterona al intervalo 1 de las Margas de Vicchio es transicional y puede reconocerse por una reducción en la proporción de arena respecto a la lutita, al tiempo que los niveles turbidíticos se hacen progresivamente más delgados. Hacia la parte alta de este intervalo, las capas se hacen más calcáreas, frecuentemente también silíceas, y aparecen intercalaciones volcanoclásticas (tanto en delgados estratos arenosos como en niveles ocres de materiales finos). El techo del intervalo 1 está caracterizado por la presencia de un típico nivel de sílex negro listado que también ha sido reconocido por otros autores en diferentes áreas de los Apeninos Septentrionales (Pizziolo y Ricci-Luchi, 1992).

El intervalo 2 ha sido observado fragmentariamente, pero en Monte Fatucchio es posible constatar su concordancia geométrica con el intervalo infrayacente. Se caracteriza por las abundancia de margas calcáreas silíceas y la profusión de gránulos verdosos que, al menos en parte, corresponden a glauconita. Esporádicamente aparecen estratos delgados turbidíticos y depósitos volcanoclásticos.

El intervalo 3 está bien desarrollado en Monte Fatucchio, donde alcanza alrededor de 450 m. Está constituido predominantemente por margas silíceas laminadas; en la parte baja son frecuentes los depósitos volcanoderivados en estratos lutítico-arenosos silicificados de colores gris-verdosos, en tanto que la parte superior está constituida por un tramo margoso con nódulos de barita.

El intervalo 4 se dispone en aparente concordancia geométrica con el intervalo inferior, aunque los datos bioestratigráficos ponen de manifiesto una laguna estratigráfica de magnitud variable según las secciones. En Monte Fatucchio, el intervalo 4 es muy potente, alcanzando alrededor de los 1000 m de espesor observable hasta la superficie de cabalgamiento del Complejo Ligúride. El comienzo de este intervalo viene marcado por la aparición de turbiditas margo-arenosas silicoclásticas con abundante mica y, cerca de la base, se encuentra el característico nivel guía *Dante*, una capa turbidítica margo-calcarenítica con abundante glauconita. Los tramos margosos son progresivamente más potentes hacia la parte media-superior y todo el intervalo está afectado por frecuentes deformaciones gravitacionales.

2. BIO Y CRONOESTRATIGRAFÍA

Hasta ahora, los datos bioestratigráficos disponibles han sido escasos. Nochi y Catinelli (1965) atribuyen una edad Oligoceno-Aquitaniense al *Macigno "B"*, equivalente a Falterona-Intervalo 1 de nuestro trabajo, y una edad Langhiense-Helveciense para el resto de la sucesión. Pizziolo y Ricci-Luchi (1992) atribuyen una edad genérica Mioceno inferior para los niveles inferiores a las capas de sílex negro listado que separan los intervalos 1 y 2, mientras que apuntan una edad comprendida entre el Burdigaliense *pro parte* y el Serravalliense superior para las capas superiores.

En Delle Rose *et al.* (*in litt.*) incluimos un estudio bioestratigráfico detallado de las Margas de Vicchio. Este estudio pone de manifiesto que su depósito se desarrolló desde el Aquitaniense superior hasta, al menos, el inicio del Serravalliense medio (fig. 3).

Los niveles más antiguos estudiados, correspondientes a los términos superiores de la Formación Falterona y al intervalo 1, muestran una asociación de foraminíferos planctónicos caracterizada por la presencia de *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez) y *Globigerinoides trilobus* (Reuss), cuya coexistencia se mantiene sólamente durante el Aquitaniense superior y el Burdigaliense inferior. Teniendo en cuenta que no se han encontrado componentes específicos del Burdigaliense, especialmente el grupo de *Globigerinoides parawoodi-altiaperturus*, parece probable que esta parte de las margas de Vicchio se depositara exclusivamente durante el Aquitaniense superior. No obstante, la escasez general de microfauna y su fuerte deformación resta certidumbre a esta delimitación.

Por encima del nivel de sílex negro listado (intervalo 2), aparece *Globigerinoides altiaperturus* Bolli, indicativo de tiempos burdigalienses. En Monte Fatucchio, la persistencia del grupo de *C. dissimilis* junto con *Globorotaloides suteri* Bolli y el grupo de *Globigerina venezuelana* Hedberg (incluyendo *G. tripartita* Koch y *G. euapertura* Jenkins) que limitan la edad al Burdigaliense inferior, se mantiene hasta alrededor de 125 m sobre la base muestreable del miembro 3 (muestra 113). Por encima, las asociaciones de foraminífe-

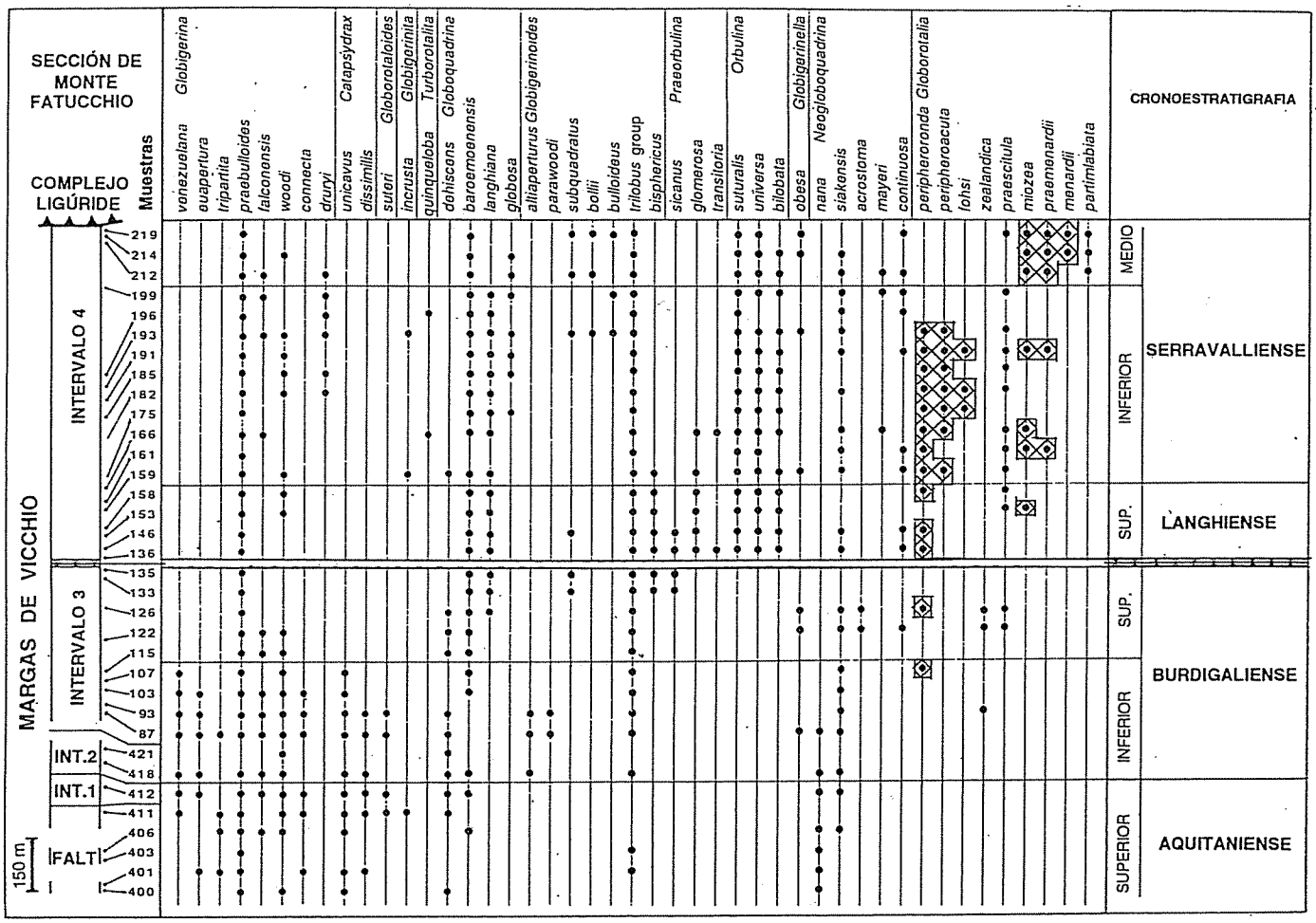


Figura 3. Asociaciones más significativas de foraminíferos planctónicos y cronoestratigrafía de la Formación Margas de Vicchio en la sección de Monte Fatucchio. Estructura de los grupos *Fohsella* y *Menardella* (incluyendo sus posibles ancestrales) a lo largo de la sección.

ros planctónicos suelen estar dominadas por *Globoquadrina* conjunta o alternativamente con el grupo de *G. trilobus*, una asociación que suele ser frecuente en depósitos del Burdigaliense superior. En el tramo con barita, que corona este intervalo, se han encontrado escasos ejemplares atribuibles a *Praeorbulina sicanus* (de Stefani) o formas muy próximas, con tres aberturas en la base de la última cámara; por el contrario, no ha aparecido ningún ejemplar que pueda ser identificado como *Praeorbulina glomerosa* (Blow). Parece, por tanto, que los últimos sedimentos del miembro 3 en Monte Fatucchio pertenecen ya a la zona N.8 y que fueron depositados durante el Burdigaliense terminal, pero sin alcanzar tiempos langhienses.

En el límite entre los intervalos 3 y 4 se localiza una laguna estratigráfica cuya extensión varía según las secciones. En Monte Fatucchio no hay sedimentos pertenecientes a la mayor parte de la zona N.8 y una parte de la zona N.9, es decir, de un intervalo que abarca desde el final del Burdigaliense hasta la primera parte del Langhiense superior. Sobre la base de la escala cronométrica de Harland *et al.* (1990) representa un lapso de tiempo aproximado de 1'5 Ma (tomando el datum de *Orbulina* en 15 Ma).

Los sedimentos del miembro 4 son muy ricos en foraminíferos planctónicos. Hasta unos 100 metros por encima de su base, muestran asociaciones del Langhiense superior. En la muestra 159 aparece *Globorotalia peripheroacuta* Blow y Banner, y algo más arriba, existe un nivel (161) con *G. praemenardii* Cushman y Stainforth. La presencia de uno u otro (ambos raramente coexisten) permite caracterizar el Serravalliense inferior. En los últimos 25 m, *Menardella* está constituida por morfotipos de *G. praemenardii* y formas con desarrollo carenal próximo a *G. menardii* (Parker, Jones y Brady); al mismo tiempo, se denota la presencia de *G. partimlabiata* Ruggieri y Sprovieri. En función de esto, se puede concluir que la sedimentación de las margas de Vicchio se mantuvo, al menos, hasta la parte media del Serravalliense.

3. ESTRUCTURA DEL GRUPO *FOHSELLA* EN LAS MARGAS DE VICCHIO

En la sección de Monte Fatucchio, como en la de Bisola Alta (Baldignano), los primeros representantes de *Fohsella*, pertenecientes al morfotipo *G. peripheroronda*, se han encontrado en niveles no basales del Burdigaliense inferior, algo después de sus citas más antiguas en el dominio mediterráneo (Burdigaliense basal, *cf.* Molina, 1979). No obstante, la parte inferior de las Margas de Vicchio muestra

un contenido en microfauna planctónica generalmente muy escaso, debido a pérdida por disolución, por lo que no es muy significativo su nivel de primera aparición en la formación. A través del Burdigaliense, la frecuencia de *G. peripheroronda* es muy baja, en tanto que las poblaciones suelen estar dominadas por el grupo de *G. trilobus* y *Globquadrina.*

Por encima de la laguna estratigráfica, durante el Langhiense superior, la presencia de *G. peripheroronda* suele ser más frecuente, particularmente a partir de niveles próximos a la aparición de *Orbulina.* En Monte Fatucchio, el espectro morfológico de *Fohsella* se amplía a partir de la muestra 159, donde aparecen morfotipos asignables a *G. peripheroacuta.* Esta estructura morfológica se mantiene hasta la muestra 175, donde se detecta en las poblaciones de *Fohsella* la presencia de escasísimos ejemplares de *G. fohsi* Cushman y Ellisor con desarrollo evolutivo primitivo (*G. praefohsi* Blow y Banner *auct.*), alcanzando el espectro morfológico más amplio. Una estructura similar, con ligeras variaciones a la baja (abarcando *G. peripheroronda, G. peripheroacuta* y formas intermedias con *G. fohsi*) se mantiene hasta la muestra 193. A partir de ese nivel desaparecen los representantes de *Fohsella,* que ya no vuelven a aparecer en el resto de la sección.

Durante el intervalo de aparición frecuente de *Fohsella,* el grupo *Menardella* se encuentra sólo en muestras esporádicas (153 y 161), donde parece relevar a *Fohsella.* En los sedimentos más altos de las Margas de Vicchio, correspondientes a la parte media del Serravalliense, se suelen encontrar abundantes *Menardella* y aumenta notablemente el contenido de *Neogloboquadrina.* No obstante, el grupo de *G. trilobus* y *Globoquadrina* siguen siendo abundantes o frecuentes.

4. DISTRIBUCIÓN DEL GRUPO DE *GLOBOROTALIA FOHSI* EN EL MEDITERRÁNEO. IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS

Desde el punto de vista paleoceanográfico, es especialmente interesante la presencia en las Margas de Vicchio del grupo *Fohsella,* con *G. peripheroacuta* bien representada y algún ejemplar próximo a *G. fohsi,* durante la primera parte del Serravalliense, mientras que *Menardella* sólo se encuentra en niveles localizados. Estos componentes incluidos en unas asociaciones dominadas por el grupo de *G. trilobus, Globoquadrina* y *Orbulina* son propios de aguas tropicales o, al menos, de aguas subtropicales cálidas. Generalmente, en secuencias mediterráneas (Cita, 1976; Iaccarino, 1985) las asociaciones planctónicas son de aguas más frescas, siendo *Menardella* el grupo de globorotálidos dominante, con *G. miozea-praemenardii* acompañado de *G. praescitula-scitula* y sólo en algunos niveles aparece *Fohsella* con *G. peripheroronda-peripheroacuta.*

En la cuencas de la Cordillera Bética, situadas en latitudes claramente más bajas que los Apeninos Toscánides, los sedimentos del Serravalliense inferior también contienen normalmente *G. praemenardii* y suelen caracterizarse por una reducción notable de la representación del grupo de *G. trilobus* y de *Globoquadrina,* siendo sustituidos por *Neogloboquadrina* y *G. praebulloides* como grupos dominantes (Serrano, 1990; 1992). Este cambio no se percibe en el paso Langhiense-Serravalliense de Monte Fatucchio, donde el grupo de *G. trilobus, Orbulina* y *Globoquadrina* siguen constituyendo la mayor parte de las asociaciones.

La aparente inversión de las comunidades planctónicas en relación a la latitud observada en el Mediterráneo Occidental, podría ser explicable si existió un doble flujo de entrada de aguas superficiales. Por el Oeste, siguiendo el corredor bético, entrarían aguas templadas desde el Atlántico, aportando las asociaciones con *Menardella* que se desarrollarían bien en la mayor parte del Mediterráneo occidental. Por el Este, desde el Índico podrían entrar aguas algo más cálidas, aportando las asociaciones con *Fohsella* y cuya corriente circularía bordeando el margen septentrional de la cuenca mediterránea. En este sentido, es destacable la ausencia o escasez de *G. praemenardii* en el Mediterráneo oriental (Baroz y Bizon, 1974; Bizon *et al.*, 1974; Martinotti, 1982), al tiempo que se cita la presencia de *G. peripheroacuta* en el DSDP site 375, al W de Chipre (*fide* Bizon 1985). También Cita y Blow (1969) señalan la escasez de *G. praemenardii* en la parte inferior de las secciones-tipo del Serravalliense del Norte de Italia. En el site 372 del DSDP, realizado en una latitud un poco más baja y más al Oeste que Monte Fatucchio, Bizon *et al.* (1978) señalan la presencia de *G.* cf. *peripheroacuta* en cuatro de las seis muestras que abarca el intervalo de coexistencia con *G. praemenardii* (muestras 21-6 a 22-4) y en sólo dos muestras aparecen conjuntamente.

Algunos autores (Drooger, 1979; Vergnaud-Grazzini, 1985) han indicado que las conexiones marinas del Mediterráneo con el Índico pudieron interrumpirse en el Burdigaliense (alrededor de 18 M.a.) y permanecer hasta tiempos posteriores a la crisis de salinidad del Messiniense. Por el contrario, Steininger *et al.* (1985) han señalado que la transgresión langhiense abre las comunicaciones del Mediterráneo con el dominio Indo-Pacífico, lo que explica la breve interrupción de las migraciones de mamíferos entre África y Eurasia. También hay evidencias de que durante el Langhiense superior y el Serravalliense inferior hubo sedimentación marina (con intervalos salobres) en las áreas que pudieron actuar como canales de comunicación Indo-Mediterránea, principalmente el área del Golfo Pérsico y, con menor probabilidad, el área de Suez-Nilo (El-Heiny, 1979; Adams *et al.*, 1983). Finalmente, Hámor y Bérczi (1986) ponen de manifiesto la presencia de elementos indo-pacíficos en las asociaciones de moluscos del Mioceno medio en el Paratethys Central. En todo caso, es necesario un mayor conocimiento de la paleogeografía de Oriente Medio durante el Mioceno medio para precisar los intervalos de tiempo en los que hubo comunicación marina Mediterráneo-Indico.

Los eventos bioestratigráficos detectados en la parte alta de las Margas de Vicchio debieron estar relacionados con el progresivo enfriamiento de las aguas (Bizón, 1985) acompañado de descenso eustático que se percibe durante el Serravalliense (Haq *et al.*, 1987). Esta caída del nivel del

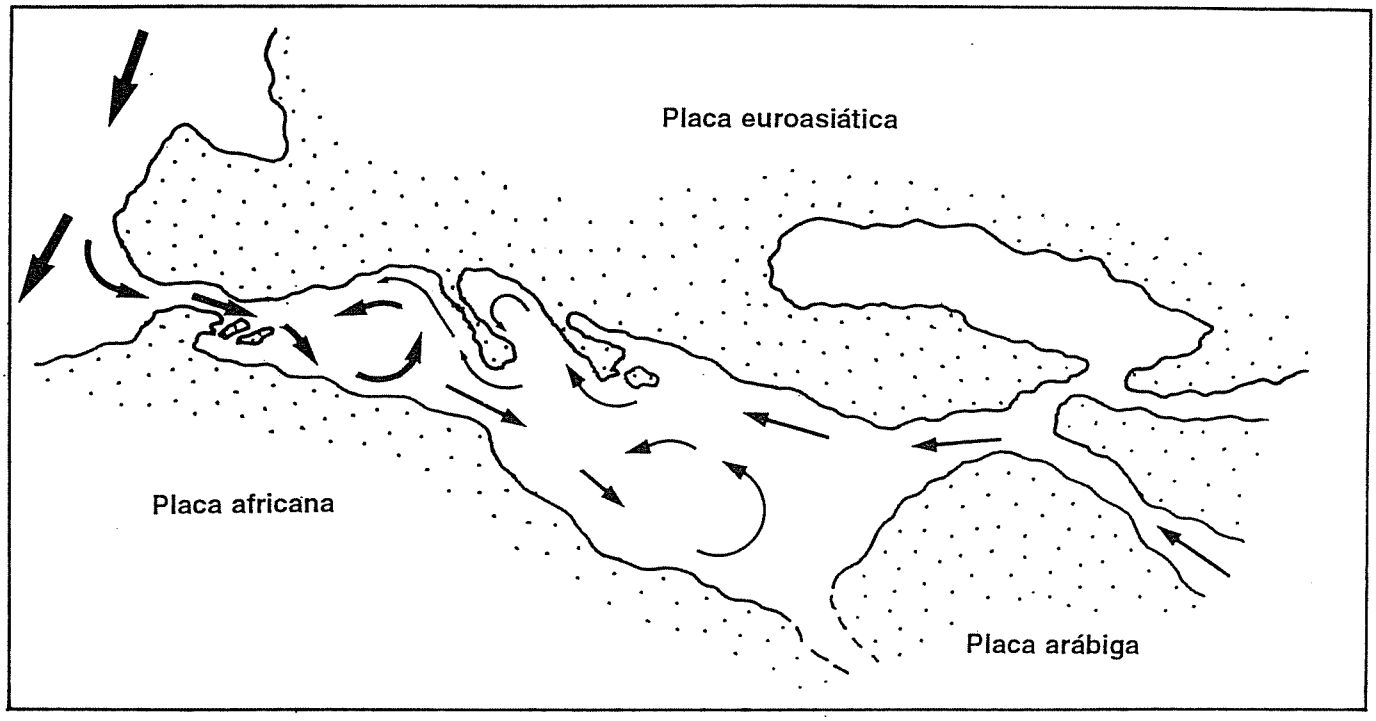


Figura 4. Esquema palogeográfico hipotético del dominio mediterráneo durante el Mioceno Medio y posible distribución de corrientes superficiales.

mar probablemente interrumpió la comunicación marina con el Índico, impidiendo la entrada de aguas cálidas que aportasen asociaciones con *Fohsella*.

5. CONCLUSIONES

La composición de las poblaciones de *Fohsella* en las Margas de Vicchio de los Apeninos Septentrionales incluye morfotipos relativamente evolucionados, alcanzando la morfología de *G. fohsi* primitiva. En el dominio mediterráneo, no se habían citado, hasta ahora, composiciones similares, más propias de latitudes más bajas. Esta estructura del grupo contrasta con la observada en secciones mediterráneas más meridionales, como en la Cordillera Bética, donde el grupo está constituido esencialmente por el morfotipo *G. peripheroronda* y raramente llegan a aparecer morfologías asimilables a *G. peripheroacuta*.

La entrada de aguas cálidas del dominio indo-pacífico por el corredor de Oriente Medio aportando componentes del grupo *Fohsella*, las cuales se distribuirían por el margen septentrional mediterráneo, parece la hipótesis más probable para explicar su presencia en las Margas de Vicchio. Al mismo tiempo, aguas atlánticas de origen septentrional se incorporarían al Mediterráneo a través del corredor Bético, distribuyéndose fundamentalmente por la región occidental. Estas aguas aportarían, esencialmente, las asociaciones con *Menardella*, y probablemente también formas poco evolucionadas de *Fohsella*.

6. BIBLIOGRAFÍA

Adams, C.G., Gentry, A.W. & Whybrow, P.J. 1983. Dating the terminal Tethyan event. *Utrech Micropaleontological Bulletin*, **30**, 273-298.

Baroz, F. & Bizon, G. 1974. Le Néogène de la chaîne du Pentadaktylos et de la partie Nord de la Messaoria (Chypre). *Revue Institute Françcaise du Pétrole*, **29**, 327-358.

Bizon, G. 1985. Mediterranean Foraminiferal Changes as related to Paleoceanography and Paleoclimatology. *In:* (Stanley, D.J. & Wezel, F.C. Eds) *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, 453-470.

Bizon, G. *et al.*, 1974. Nouvelles précisions stratigraphiques concernant les bassins tertiaires du sud de la Turquie. *Institute Française du Pétrole*,**30**, 713-727.

Bizon, G. & Glaçon, G. 1978. Morphological investigations on the genus *Globorotalia* from site 372. *In:* Hsü, K.J., Montadert, L. et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* Washington (U.S. Government Printing Office), **42**, 687-708.

Cita, M.B. 1976. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene. *Progress in Micropaleontology*, Special Publication, Micropaleontology Press, The American Museum of Natural History, New York, 47-68.

Cita, M.B. & Blow W.H. 1969. The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type section in Italy. *Rivista Italiana Paleontologia*, 75, 549-603.

Delle Rose, M., Guerrera, F. Ravasc Baranyai, L. & Serrano, F. *in litt.* Geologia delle Marne di Vicchio dell'Alta Val Tiberina (Appennino Tosco-Romagnolo). *Mem. della Societá Geologica Italia.*

Drooger, C.W. 1979. Marine connections of the Neogene Mediterranean, deduced from the evolution and distribution of larger foraminifera. *Annales Géologuiques des Pays Helléniques,*hors série, 1, 361-369.

El-Heiny, I. 1979. Paleogeography of Neogene deposits in Egypt. *Annales Géologuiques des Pays Helléniques,*hors série, 1, 383-390.

Hámor, G. & Bérczi,I. 1986. Neogene history of the Central Paratethys. *Giornale di Geologia,* **48**, 323-342.

Haq, B.U., Handerbol, J. & Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* **235**, 1156-1167.

Harland, W. A., Armstrong, R.L., Cox,A.V., Craig,L.E., Smith,A.G. & Smith,D.G. 1990. *A Geologic Time Scale, 1989.* Cambridge Univers. Press, 263pp.

Iaccarino, S. 1985. Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. *In:*Bolli, H., Saunders, J. & Perch-Nielsen K. (eds): *Plankton Stratigraphy.* Cambridge University Press, 283-314.

Martinotti, G.M. 1982. Biostratigraphy and planktonic foraminifera of the Late Eocene to Pleistocene sequence in the Ashqelon 2 well. *Revista Española de Micropaleontología,***13**, 343-381.

Molina, E. 1979. *Oligoceno - Mioceno Inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el Sector Central de las Cordilleras Béticas (España).* Tesis, Universidades de Granada y Zaragoza, 342pp.

Nocchi, M. & Catinelli, A. 1965. Cenni sulla stratigrafia della "Serie Toscana" e della "Serie Umbra" nell' alta Valle Tiberina. *Bolletino Societá Geologica Italia,* **83**, 526-542.

Pizziolo, M. & Ricci Lucchi, F. (Cinelli, D. & Ferrari, P. col) 1992. Le Marne di Vicchio nel quadro evolutivo dei bacini oligomiocenici dell'Appennino Settentrionale (Zona del Casentino). *Mem. Carta Geolologica d'Italia,* **46**, 287-300.

Serrano, F. 1990. El Mioceno Medio en el área de Níjar (Almería, España). *Revista Sociedad Geológica de España,* **3**, 65-77.

Serrano, F. 1992. Biostratigraphic control of Neogene volcanism in Sierra de Gata (south-east Spain). *Geologie en Mijnbouw* **71**, 3-14.

Steininger, F.F., Rabeder, G. & Rögl, F. 1985. Land mammal distribution in the Mediterranean Neogene: A consequence of Geokinematic and climatic Events. *In:* (Stanley, D.J. & Wezel, F.C. Eds) *Geological Evolution of the Mediterranean Basin.* Springer-Verlag, New York, 559-572.

Vergnaud-Grazzini, C. 1985. Mediterrenaean Late Cenozoic stable isotope record: Stratigraphy and Paleoclimatic implications. *In:* (Stanley, D.J. & Wezel, F.C. Eds) *Geological Evolution of the Mediterranean Basin.* Springer-Verlag, New York, 413-452.

COMUNICACIONES de las IX JORNADAS DE PALEONTOLOGÍA, pp. 117-124 MALAGA. 1993.

CONTRIBUCIÓN AL CONOCIMIENTO DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS EN LOS FONDOS ATLÁNTICOS Y MEDITERRÁNEOS RECIENTES, A PARTIR DE UN ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

J.M. GONZÁLEZ DONOSO y D. LINARES
Departamento de Geología y Ecología, Facultad de Ciencias. Universidad, 29071- Málaga, España

ABSTRACT

The analysis of R-mode principal components of the frequencies of planktonic foraminifera in a whole of 607 samples from Atlantic and Mediterranean gives rise to the classification of them in a series of groups, corresponding each one to an association of foraminifera dominated by some species and the others with always very low frequencies.The geographic areas occupied by these groups show a certain concordance with the biogeographic zones found for the biocenosis of planktonic foraminifera, but also important differences

Keywords: Plancktonic foraminifera, R-mode principal components, biogeography, Atlantic, Mediterranean

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, análisis de compnentes principales en modo R, biogeogafía, Atlántico, Mediterráneo

1. ANTECEDENTES

Bé y Tolderlund (1971), en un estudio sobre la distribución y ecología de los foraminíferos planctónicos vivientes en las aguas superficiales de los océanos Atlántico e Índico, distinguieron tres provincias biogeográficas mayores: una de aguas cálidas, entre 40° N y 40° S y dos de aguas frías, una en cada hemisferio. Dentro de cada conjunto cálido-frío (es decir, dentro de cada hemisferio) diferenciaron cinco zonas: polar (ártica y antártica), subpolar (subártica y subantártica), transición, subtropical y tropical. Posteriormente, Bé (1977) llamó regiones a las provincias del trabajo anterior y provincias a las zonas, salvo a la de transición, a la que conservó en su categoría primitiva.

El esquema de Bé y Tolderlund (1971) se ha conservado, con algunas modificaciones de detalle. Así Hemleben *et al.* 1989 presentaron otro, compilado de distintas fuentes y que incluye información suministrada por los sedimentos, en el que se añade otra provincia, la de las zonas de "upwelling", que ocupa en el Atlántico la zona cercana a costas entre Galicia y el cabo Palmas. Además, en él se varían algo los límites entre las zonas anteriores: la subpolar llega a las Spitsbergen y desciende al E hasta una latitud entre Bretaña y el golfo de Vizcaya; la de transición se reduce al E a una estrecha franja con un límite S sensiblemente paralelo al límite N; las provincias subtropical y tropical continúan sin modificaciones en lo que respecta al Atlántico del hemisferio N, salvo las disminuciones causadas por la inclusión de la sexta provincia y el descenso del límite S de la provincia de transición.

Kipp, en 1976, realizó un análisis multivariante de los conjuntos de foraminíferos contenidos en 191 muestras de sedimento procedentes del Atlántico N, con el fin de

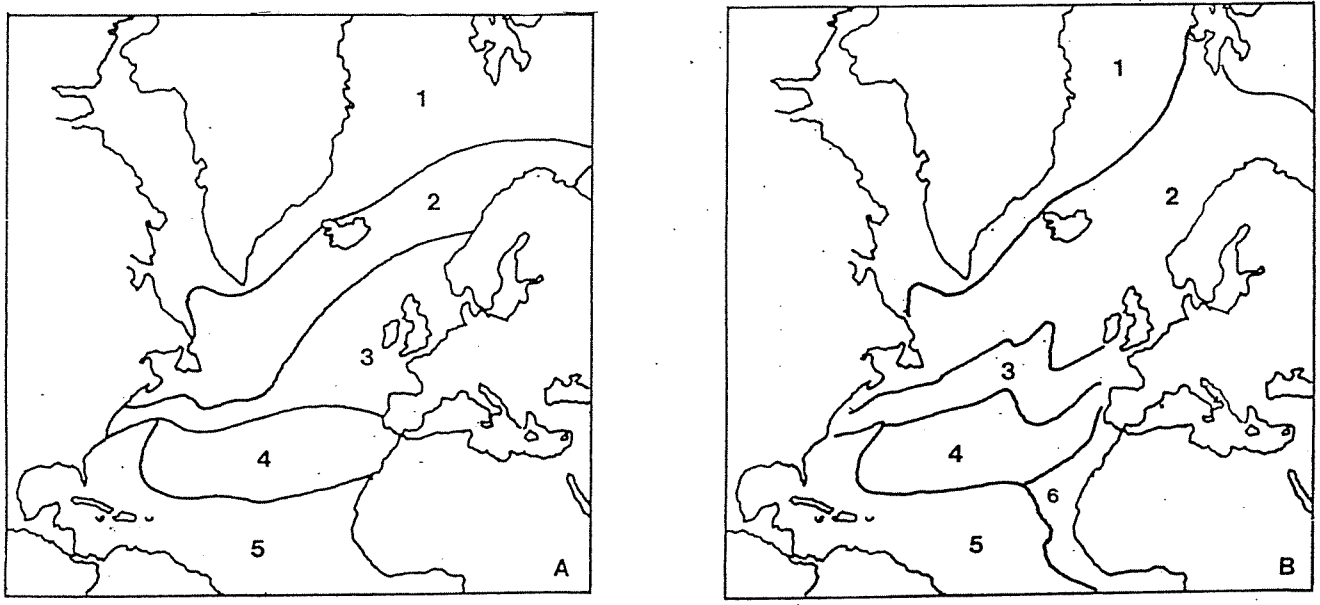


Figura 1. Mapas biogeográficos de los foraminíferos planctónicos recientes. A) Según Bé y Tolderlund (1971); B) Según Hemleben *et al.* (1989). 1) polar; 2) subpolar; 3) intermedia; 4) subtropical; 5) tropical; 6) "upwelling"

		fr. media	desv. típ.	fr. máxima
Globigerina bulloides d'Orbigny	bul	0.0955(3)	0.1014(4)	0.4500(8)
Globigerina calida Parker	cal	0.0068(19)	0.0120(20)	0.0820(24)
Globigerinoides conglobatus (Brady)	con	0.0048(23)	0.0090(23)	0.1000(20)
Globorotalia (Menardella) crassaformis (Galloway y Wissler)	cra	0.0039(24)	0.0079(24)	0.0730(25)
Globorotalia (Menardella) cultrata (d'Orbigny)	cul	0.0292(9)	0.0432(11)	0.3090(12)
Sphaeroidinella dehiscens (Parker y Jones)	deh	0.0015(26)	0.0070(25)	0.0910(22)
Beella digitata (Brady)	dig	0.0028(25)	0.0051(26)	0.0400(26)
Neogloboquadrina dutertrei (d'Orbigny)	dut	0.0377(8)	0.0609(8)	0.5420(5)
Globigerina falconensis Blow)	fal	0.0231(11)	0.0342(13)	0.1970(14)
Globigerinita glutinata (Egger)	glu	0.0573(6)	0.0492(9)	0.3570(10)
Globorotalia (Hirsutella) hirsuta (d'Orbigny)	hir	0.0059(21)	0.0130(19)	0.0830(23)
Globorotalia (Globoconella?) inflata (d'Orbigny)	inf	0.0718(4)	0.0961(5)	0.4320(9)
Pulleniatina obliquiloculata (Parker y Jones)	obl	0.0217(12)	0.0343(12)	0.2560(13)
Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg), f. dextrorsa	pcd	0.1294(2)	0.1848(2)	0.8050(4)
Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg), f. sinistrorsa	pcs	0.0573(7)	0.1798(3)	0.9840(1)
Turborotalita quinqueloba (Natland)	qui	0.0172(14)	0.0445(10)	0.3480(11)
Globoturborotalita rubescens Hofker	rbc	0.0082(18)	0.0142(18)	0.1450(16)
Globigerinoides ruber (d'Orbigny)	rub	0.2464(1)	0.2061(1)	0.8170(3)
Globorotalia (Hirsutella) scitula (Brady)	sci	0.0056(22)	0.0113(22)	0.0930(21)
Globigerinella siphonifera (d'Orbigny)	sph	0.0263(10)	0.0267(15)	0.1410(17)
Globoturborotalita tenella (Parker)	ten	0.0062(20)	0.0114(21)	0.1140(19)
Globorotalia (Truncorotalia) truncorotaloides (d'Orbigy), f. dextrorsa	trd	0.0174(13)	0.0246(16)	0.1380(18)
Globigerinoides trilobus (Reuss)	tri	0.0615(5)	0.0829(6)	0.5130(6)
Globorotalia (Truncorotalia) truncorotaloides (d'Orbigy), f. sinistrorsa	trs	0.0154(17)	0.0338(14)	0.4700(7)
Globorotalia (Globorotalia) tumida (Brady)	tum	0.0163(15)	0.0758(7)	0.8400(2)
Orbulina universa d'Orbigny	uni	0.0162(16)	0.0195(17)	0.1840(15)

Tabla I : Especies y/o morfotipos con las abreviaturas utilizadas en las siguientes figuras y tablas, sus frecuencias medias, desviaciones típicas y frecuencias máximas en el conjunto de muestras analizadas. El número a la derecha de cada valor, entre paréntesis, indica el puesto que ocupa la especie en una ordenación por valores de la medida en cuestión.

establecer una función de transferencia para estimar paleocondiciones oceánicas (este estudio fue precedido por otro de Imbrie y Kipp, 1971, sobre un universo de muestreo mas pequeño). A partir de un análisis factorial en modo Q, seguido por una rotación varimax, definió seis conjuntos, correspondientes a los seis primeros factores; las diferencias entre las distribuciones de sus conjuntos y las provincias de Bé y Tolderlund (*op. cit.*) se deberían a varias razones que enumeró, entre las que se pueden destacar el tamaño de malla (0,2 mm) de las redes de plancton, mayor que el utilizado para levigar los sedimentos (0,15 mm), la disolución diferencial, y que los datos de Bé y Tolderlund (*op.. cit.*) se ciñen a los 10 m superficiales, faltando, por tanto, información sobre las biocenosis profundas. A estas fuentes de discrepancia hay que añadir las variaciones estacionales de las faunas para cualquier localidad y batimetría: una muestra de las utilizadas por Bé y Tolderlund (1971) refleja la composición de las biocenosis de las aguas superficiales durante un determinado día del año, mientras que una muestra de las estudiadas por Kipp (1971) refleja la producción de cadáveres de foraminíferos planctónicos por las distintas biocenosis que han habitado la columna de agua durante un intervalo de tiempo que puede durar miles de años; la conclusión es obvia: una especie abundante en la biocenosis durante un momento del año, puede ser relativamente escasa en la tanatocenosis si su periodo óptimo es corto y/o si su longevidad es grande (no se olvide que el foraminífero planctónico muere al reproducirse).

El problema, a la hora de comparar las distribuciones de Kipp con las citadas previamente, radica en que este autor no suministra un mapa con todos los conjuntos, sino uno para cada conjunto basado en los valores que toman las muestras en el factor correspondiente de la matriz varimax. Sin embargo, "grosso modo", la distribución general que provendría de una imaginaria superposición de todos sus mapas nos dan la impresión de que sería más próxima a la que se induce de nuestros resultados que a la suministrada por Bé y Tolderlund.

2. MÉTODOS

Son numerosos los trabajos sobre foraminíferos planctónicos actuales en los que se incluyen datos sobre frecuencias de estos organismos en los sedimentos recientes del Atlántico N y el Mediterráneo. De entre ellos se seleccionaron varios en los que el tratamiento taxonómico es tal que se permite la transferencia directa de los resultados o su traducción al esquema adoptado para este trabajo: clasificar las formas vivientes en el Atlántico N y Mediterráneo en 26 especies y morfotipos. Esto, obviamente, supuso el tener que desechar una serie de trabajos interesantes, vg., aquellos en que dos de las clases consideradas son incluidas en una sola, pero era inevitable. Al final se retuvieron las listas contenidas en los trabajos de Gardner y Hays (1976), Kellogg (1976), Kipp (1976) y Pujol (1980), a las que se añadieron las de los trabajos de Thunnell (1978), Brunner (1979) y Loubere (1981), no incluidas en sus respectivos trabajos, pero amablemente comunicadas por sus autores.

Con las listas seleccionadas se formó una matriz de frecuencias de foraminíferos planctónicos de 607x26: 607 muestras de sedimentos (esto es, para hablar correctamente en términos estadísticos, una muestra del universo de los sedimentos del Atlántico N y Mediterráneo, consistente en 607 muestras de los sedimentos) y 26 especies y/o morfotipos. Aunque la densidad de muestras es, en general, razonable, existen algunas regiones vacías o con baja densidad (en blanco en los mapas de las figs. 4-6).

La matriz de frecuencias fue sometida a dos análisis de componentes principales por medio del paquete informático NTSYS (Rohlf,1990). En primer lugar se calcularon las matrices de varianzas y covarianzas y de correlaciones entre las 26 especies, a continuación, los valores y vectores propios de cada una de estas matrices y, por último, los valores de cada uno de los 25 primeros factores (25 y no 26, por ser 25 el número máximo admitido por NTSYS) en cada muestra. Las dos matrices 607x25 resultante fueron transferidas a un formato legible para el programa Mathematica (Wolfram,1991) y con él se realizó el resto de los cálculos y manipulaciones de listas necesarios para obtener los datos y resultados que a continuación se expondrán.

2.1. Taxonomía utilizada

La tabla I reseña las denominaciones de las especies y/o morfotipos aceptados. La diferencia esencial -cuestiones nomenclaturales aparte- respecto al listado de Kipp (1976) consiste en que el "P-D intergrade" de este autor, al no estar incluido en algunos de los listados utilizados, se ha añadido a *N. pachyderma* (Ehrenberg), f. dextrorsa.

3. RESULTADOS

3.1. Matrices de relaciones entre las variables

La matriz, **n** x n, de correlaciones entre las variables de una matriz de **m** observaciones y **n** variables es idéntica a la matriz de varianzas y covarianzas entre las variables, si esta última se calcula sobre la matriz **m** x **n** previamente tipificada, esto es, transformada de manera que cada variable tenga, para el conjunto de muestras considerado, media cero y varianza uno. Es decir, las diferencias entre una y otra matriz de relaciones derivan de que los datos se analizan en bruto en una y tipificados en otra. Las consecuencias de la tipificación son obvias: todas las especies pesan por igual en el análisis de componentes principales, mientras que si no se realiza tal tipificación, las especies con mayor varianza (que son las que tienen, en nuestro caso, altas frecuencias en algún sector del universo de muestreo) tienen más influencia.

A causa de la tipificación, los valores absolutos contenidos en la matriz de correlaciones (tabla III) son mucho mayores que los equivalentes de la matriz de varianzas y covarianzas (tabla II): al realizar la tipificación, como ya se ha citado, todas las variables pasan a tener varianza uno, mientras que entre las varianzas originales, la más alta [*Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)] es de 0,04.

3.2. Valores propios

Tabla II : Matriz de varianzas y covarianzas de las especies y/o morfotipos.

Tabla III : Matriz de correlaciones entre las especies y/o morfotipos.

Correlaciones				Varianzas y covarianzas			
Nº	Valor	%	%ac.	Nº	Valor	%	%ac.
1	5.09360	19.59	19.59	1	0.07334	46.65	46.65
2	3.27980	12.61	32.21	2	0.03379	21.49	68.14
3	2.12875	8.19	40.39	3	0.01413	8.99	77.12
4	1.69731	6.53	46.92	4	0.01205	7.66	84.79
5	1.50698	5.80	52.72	5	0.00615	3.91	88.70
6	1.37336	5.28	58.00	6	0.00498	3.17	91.86
7	1.16976	4.50	62.50	7	0.00305	1.94	93.80
8	1.04188	4.01	66.51	8	0.00266	1.69	95.49
9	0.98485	3.79	70.29	9	0.00153	0.97	96.47
10	0.88862	3.42	73.71	10	0.00132	0.84	97.31
11	0.80881	3.11	76.82	11	0.00113	0.72	98.03
12	0.68360	2.63	79.45	12	0.00086	0.55	98.57
13	0.65641	2.52	81.98	13	0.00055	0.35	98.92
14	0.61800	2.38	84.35	14	0.00045	0.29	99.21
15	0.55124	2.12	86.47	15	0.00027	0.17	99.38
16	0.54070	2.08	88.55	16	0.00025	0.16	99.54
17	0.44302	1.70	90.26	17	0.00019	0.12	99.66
18	0.42105	1.62	91.88	18	0.00013	0.08	99.74
19	0.39680	1.53	93.40	19	0.00010	0.06	99.80
20	0.37967	1.46	94.86	20	0.00008	0.05	99.85
21	0.32886	1.26	96.13	21	0.00007	0.05	99.90
22	0.31303	1.20	97.33	22	0.00007	0.04	99.94
23	0.26505	1.02	98.35	23	0.00004	0.03	99.97
24	0.22049	0.85	99.20	24	0.00002	0.01	99.98
25	0.20601	0.79	99.99	25	0.00002	0.01	99.99
26	0.00234	0.01	100.00	26	0.00001	0.01	> 100%.

Tabla IV : Valores propios de las matrices de correlaciones y de varianzas y covarianzas y porcentajes de la varianza del sistema que explican.

La tabla IV muestra los valores propios (o autovalores) de ambas matrices de relaciones entre variables y los porcentajes de varianza que explican; la fig. 2 los histogramas de tales valores. Las diferencias son evidentes: en el caso de la matriz de correlaciones son necesarios 20 componentes principales para explicar el 95% de la varianza total del sistema, mientras que basta con 8 en el caso de la matriz de varianzas y covarianzas.

3.3. Vectores propios

La tabla V muestra las cargas de los siete primeros vectores propios, ordenadas y, además, dimensionadas de manera que cada vector tenga longitud uno. También se indican los puestos que ocupa cada especie dentro de las ordenaciones de las especies por valores de frecuencias medias, desviaciones típicas y frecuencias absolutas.

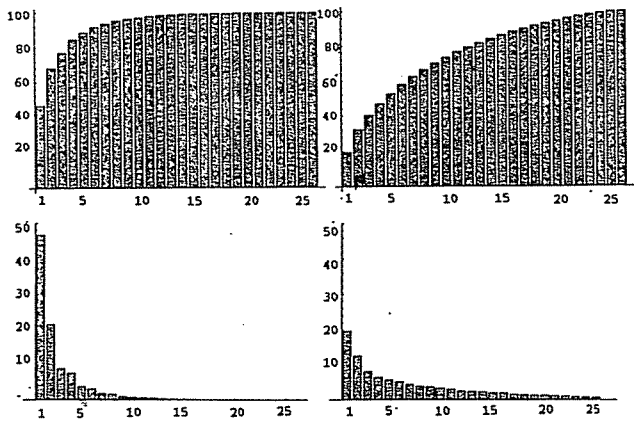


Figura 2. Histogramas de los porcentajes de la varianza explicada por los valores propios de las matrices a) de varianzas y covarianzas, porcentajes acumulativos b) de correlaciones, porcentajes acumulativos c) de varianzas y covarianzas, porcentajes individuales d) de correlaciones, porcentajes individuales.

Las especies con más carga (positiva o negativa) en los siete primeros vectores de la matriz de varianzas y covarianzas son las que tienen frecuencias medias, desviaciones típicas y frecuencias máximas más altas, es decir, las más importantes en el conjunto analizado.

Nótese, por ejemplo, que de los 55 valores mayores de 0,1 o menores de -0,1, sólo 6 corresponden a especies que no forman parte de las doce con mayor desviación típica y que de estas doce, once están entre las doce con mayores frecuencias absolutas y diez entre las doce con mayores frecuencias medias; nótese, tambien, que en cada vector sólo tienen importancia (son mayores de 0,1 o menores de -0,1) unas ocho especies por término medio y que los primeros están dominados por una o a lo sumo dos especies importantes.

La situación de las cargas de la matriz de correlaciones es muy distinta: hay 117 valores mayores de 0,1 o menores de -0,1, que corresponden tanto a especies importantes como a las escasas.

3.4. Valores de los componentes principales en las muestras.

Cada muestra, tras ser proyectada al nuevo sistema de ejes (los componentes principales) toma un valor para

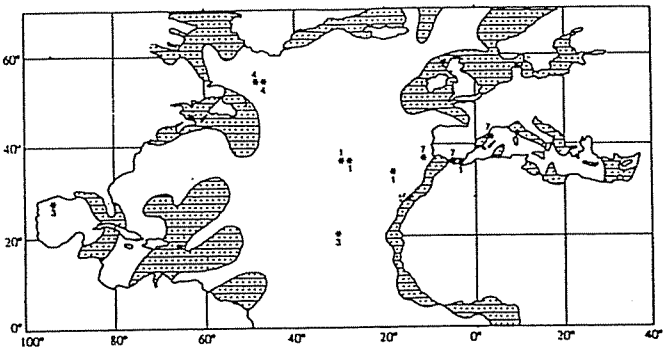


Figura 3. Localización de las muestras que quedan fuera de las áreas ocupadas por sus respectivos grupos. El número indica el grupo a que pertenecería cada una.

cada uno de ellos. Partiéndose de la base de que basta con los ocho primeros componentes de la matriz de varianzas y covarianzas para caracterizar el sistema, las muestras se dividieron en ocho grupos, constituido cada uno de ellos por aquellas muestras en que uno de tales componentes principales es el más importante. El primer grupo (muestras en las que el primer componente principal es el más importante) comprende 283 muestras, 35 el segundo, 188 el tercero, 55 el cuarto, 6 el quinto, 6 el sexto, 34 el séptimo y ninguna el octavo. Localizadas las muestras de cada grupo en un mapa de proyección equirrectangular (se adoptó tal proyección para simplificar la manipulación en éste y en otros trabajos futuros sobre el tema) se procedió a delimitar el área correspondiente a cada grupo (fig. 4). Como puede comprobarse en la fig. 3, son escasas las muestras de cada grupo que quedan fuera del área (o de las áreas) en que se reune el grueso de sus compañeras de grupo.

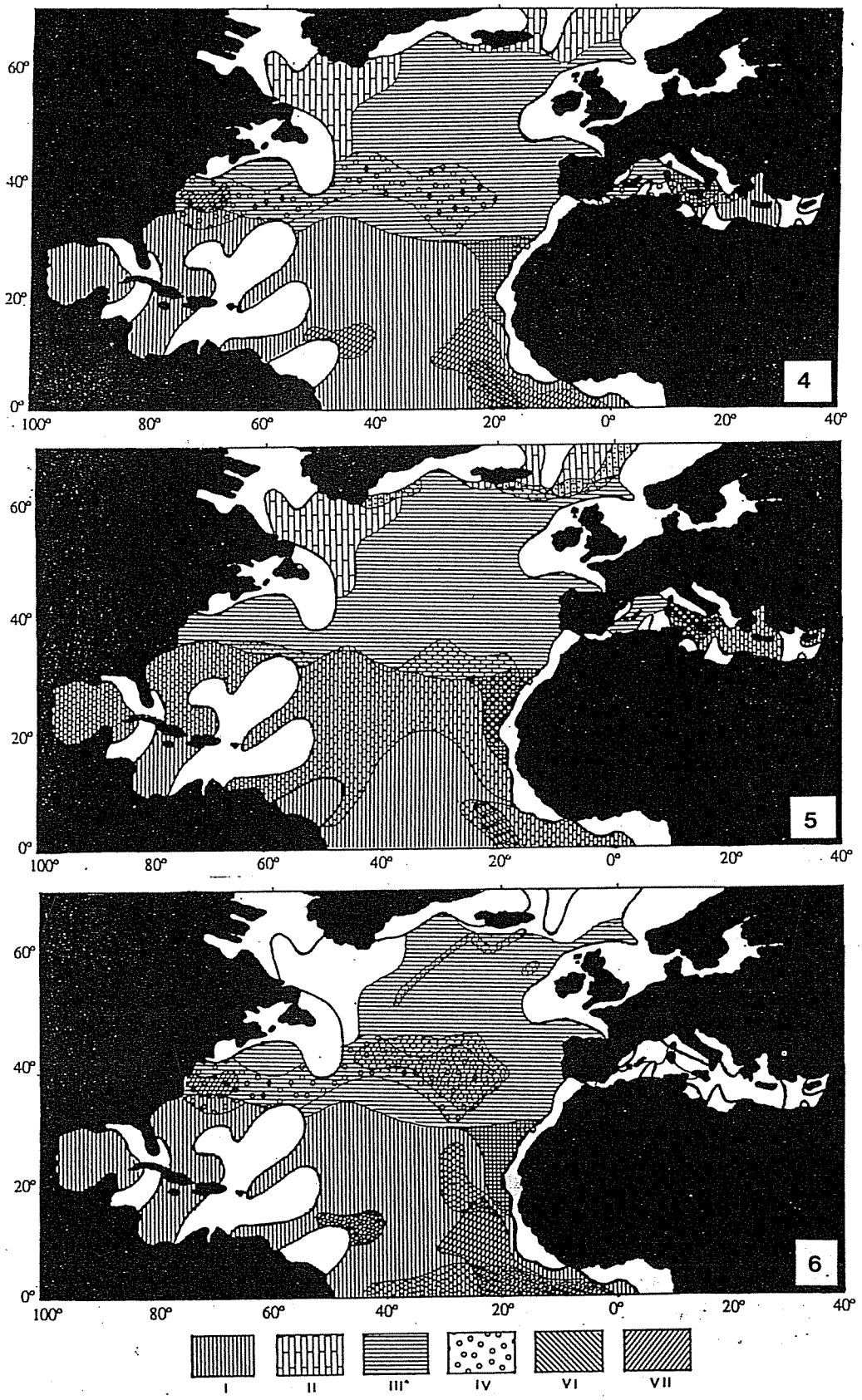
Correlaciones

Cargas del c.p.1					Cargas del c.p.2				Cargas del c.p.3				Cargas del c.p.4				Cargas del c.p.5				Cargas del c.p.6				Cargas del c.p.7			
rub	1	1	3	0.71828	pca	7	3	1	0.87438	rub	1	1	3	0.5421	bul	3	4	8	0.59887	bul	3	4	8	0.53407	tri	5	6	6	0.70625	tri	5	6	6	0.40956
tri	5	6	6	0.14863	qui	14	10	11	0.08235	ped	2	2	4	0.46227	inf	4	5	9	0.4904	tum	15	7	2	0.30879	bul	3	4	8	0.28099	tum	15	7	2	0.39872
sph	10	15	17	0.06581	tum	15	7	2	0.01578	pca	7	3	1	0.23721	tra	17	14	7	0.13036	qui	14	10	11	0.17034	glu	6	9	10	0.16441	bul	3	4	8	0.29836
cul	9	11	12	0.05861	tri	5	6	6	0.01104	bul	3	4	8	0.13662	fal	11	13	14	0.11267	glu	6	9	10	0.15351	qui	14	10	11	0.0887	rub	1	1	3	0.22925
obl	12	12	13	0.04435	cul	9	11	12	0.00784	glu	6	9	10	0.06403	pca	7	3	1	0.04393	dut	8	8	5	0.06937	cul	9	11	12	0.04928	ped	2	2	4	0.19642
trd	13	16	18	0.03706	obl	12	12	13	0.00601	qui	14	10	11	0.04528	hir	21	19	23	0.02861	obl	12	12	13	0.0413	sph	10	15	17	0.03751	pca	7	3	1	0.12046
dut	8	8	5	0.03013	deh	26	25	22	0.00137	ten	20	21	19	0.0203	qui	14	10	11	0.02354	deh	26	25	22	0.02049	sci	22	22	21	0.01712	inf	4	5	9	0.08428
fal	11	13	14	0.02689	cra	24	24	25	0.0008	rbc	18	18	16	0.01932	uni	16	17	15	0.01215	sci	22	22	21	0.01208	cal	19	20	24	0.00183	deh	26	25	22	0.0222
ten	20	21	19	0.01924	ten	20	21	19	-0.00044	trd	13	16	18	0.01311	sci	22	22	21	0.01048	dig	25	26	26	0.00587	cra	24	24	25	0.00168	uni	16	17	15	0.01779
cal	19	20	24	0.01508	cal	19	20	24	-0.00058	sph	10	15	17	0.0073	rbc	18	18	16	0.00299	ten	20	21	19	0.00454	rbc	18	18	16	0.00052	dig	25	26	26	0.01311
rbc	18	18	16	0.0148	con	23	23	20	-0.0011	sci	22	22	21	0.00082	ten	20	21	19	0.00238	cal	19	20	24	0.0041	dig	25	26	26	-0.00306	cra	24	24	25	0.00633
uni	16	17	15	0.01209	dig	25	26	26	-0.00169	qui	14	10	11	-0.00202	dig	25	26	26	0.00131	cra	24	24	25	0.00333	con	23	23	20	-0.00465	con	23	23	20	-0.00811
tra	17	14	7	0.00989	sph	10	15	17	-0.00336	cal	19	20	24	-0.00317	con	23	23	20	-0.011	rbc	18	18	16	-0.00052	hir	21	19	23	-0.00498	rbc	18	18	16	-0.01837
con	23	23	20	0.00862	trd	13	16	18	-0.00545	fal	11	13	14	-0.00455	cal	19	20	24	-0.01107	sph	10	15	17	-0.00927	uni	16	17	15	-0.00654	ten	20	21	19	-0.03252
cra	24	24	25	0.00627	rbc	18	18	16	-0.00688	uni	16	17	15	-0.00948	deh	26	25	22	-0.01229	cul	9	11	12	-0.01349	tra	17	14	7	-0.0183	dut	8	8	5	-0.03819
dig	25	26	26	0.00475	hir	21	19	23	-0.00728	con	23	23	20	-0.01152	cra	24	24	25	-0.0179	trd	13	16	18	-0.01615	ten	20	21	19	-0.02203	cul	9	11	12	-0.04774
deh	26	25	22	0.00022	sci	22	22	21	-0.01101	hir	21	19	23	-0.0122	rub	1	1	3	-0.01904	con	23	23	20	-0.01776	pca	7	3	1	-0.02236	sci	22	22	21	-0.05408
hir	21	19	23	-0.00003	dut	8	8	5	-0.0111	tra	17	14	7	-0.02439	trd	13	16	18	-0.0199	fal	11	13	14	-0.01976	fal	11	13	14	-0.02406	hir	21	19	23	-0.06912
tum	15	7	2	-0.00348	uni	16	17	15	-0.01785	cra	24	24	25	-0.03056	sph	10	15	17	-0.04036	hir	21	19	23	-0.02155	deh	26	25	22	-0.03416	tra	17	14	7	-0.07425
sci	22	22	21	-0.00619	tra	17	14	7	-0.02023	deh	26	25	22	-0.0349	glu	6	9	10	-0.08632	uni	16	17	15	-0.04807	trd	13	16	18	-0.05794	cal	19	20	24	-0.08458
glu	6	9	10	-0.01233	fal	11	13	14	-0.02126	obl	12	12	13	-0.11178	obl	12	12	13	-0.09603	rub	1	1	3	-0.05719	dut	8	8	5	-0.06398	qui	14	10	11	-0.10783
qui	14	10	11	-0.06305	rub	1	1	3	-0.04341	inf	4	5	9	-0.14677	dut	8	8	5	-0.11823	tra	17	14	7	-0.07177	obl	12	12	13	-0.10071	sph	10	15	17	-0.12514
inf	4	5	9	-0.146	glu	6	9	10	-0.07723	cul	9	11	12	-0.17434	tum	15	7	2	-0.13762	pca	7	3	1	-0.0797	ped	2	2	4	-0.10801	obl	12	12	13	-0.13549
bul	3	4	8	-0.16142	inf	4	5	9	-0.18774	tri	5	6	6	-0.23695	cul	9	11	12	-0.15669	ped	2	2	4	-0.08428	inf	4	5	9	-0.15411	trd	13	16	18	-0.18181
pca	7	3	1	-0.27477	bul	3	4	8	-0.1938	dut	8	8	5	-0.32886	tri	5	6	6	-0.2977	tri	5	6	6	-0.20835	rub	1	1	3	-0.19361	fal	11	13	14	-0.21623
ped	2	2	4	-0.56657	ped	2	2	4	-0.38207	tum	15	7	2	-0.42243	ped	2	2	4	-0.44915	inf	4	5	9	-0.70027	tum	15	7	2	-0.53811	glu	6	9	10	-0.56521

Varianzas y covarianzas

Cargas del c.p.1					Cargas del c.p.2				Cargas del c.p.3				Cargas del c.p.4				Cargas del c.p.5				Cargas del c.p.6				Cargas del c.p.7			
cul	9	11	12	0.30739	deh	26	25	22	0.34783	pca	7	3	1	0.31943	dig	25	26	26	0.40101	glu	6	9	10	0.39413	uni	16	17	15	0.30132	tri	5	6	6	0.4658
sph	10	15	17	0.29581	tum	15	7	2	0.34143	qui	14	10	11	0.29786	uni	16	17	15	0.38735	sci	22	22	21	0.36819	ped	2	2	4	0.29975	don	23	23	20	0.26922
rub	1	1	3	0.29561	dut	8	8	5	0.27895	glu	6	9	10	0.12515	rub	1	1	3	0.20862	rbc	18	18	16	0.34925	inf	4	5	9	0.22073	hir	21	19	23	0.25233
obl	12	12	13	0.2953	cra	24	24	25	0.21893	sph	10	15	17	0.11725	tri	5	6	6	0.13668	ped	2	2	4	0.23743	cul	9	11	12	0.16325	glu	6	9	10	0.24394
tri	5	6	6	0.262	cul	9	11	12	0.19948	rub	1	1	3	0.11274	rbc	18	18	16	0.13534	tum	15	7	2	0.18063	tri	5	6	6	0.14693	cra	24	24	25	0.17194
cra	24	24	25	0.21832	pca	7	3	1	0.15358	ten	20	21	19	0.10069	ten	20	21	19	0.11993	deh	26	25	22	0.17888	glu	6	9	10	0.13917	tra	17	14	7	0.16775
trd	13	16	18	0.21093	obl	12	12	13	0.14222	tri	5	6	6	0.07424	tra	17	14	7	0.09131	bul	3	4	8	0.14551	trd	13	16	18	0.1296	dut	8	8	5	0.11533
cal	19	20	24	0.19081	qui	14	10	11	0.10912	rbc	18	18	16	0.06936	inf	4	5	9	0.09057	ten	20	21	19	0.12773	obl	12	12	13	0.12543	rbc	18	18	16	0.06321
dut	8	8	5	0.18034	ped	2	2	4	0.09926	ped	2	2	4	0.02452	bul	3	4	8	0.07843	cra	24	24	25	0.12614	con	23	23	20	0.0976	sph	10	15	17	0.05391
con	23	23	20	0.16956	tri	5	6	6	0.05677	trd	13	16	18	0.02147	sph	10	15	17	0.04538	dig	25	26	26	0.10882	sph	10	15	17	0.09357	rub	1	1	3	0.00178
ten	20	21	19	0.14322	con	23	23	20	0.02313	cul	9	11	12	0.01301	pca	7	3	1	-0.01938	dut	8	8	5	0.07251	cal	19	20	24	0.08691	cul	9	11	12	-0.00276
deh	26	25	22	0.1323	inf	4	5	9	-0.02262	cal	19	20	24	0.01278	sph	26	25	22	-0.03246	uni	16	17	15	0.05169	bul	3	4	8	0.05541	ped	2	2	4	-0.01507
dig	25	26	26	0.11136	dig	25	26	26	-0.02694	obl	12	12	13	-0.03584	cra	24	24	25	-0.03562	cul	9	11	12	0.04422	dut	8	8	5	0.01819	inf	4	5	9	-0.01817
tum	15	7	2	0.1082	uni	16	17	15	-0.06366	cra	24	24	25	-0.11303	dut	8	8	5	-0.03619	tri	5	6	6	0.03341	rub	1	1	3	-0.05415	ten	20	21	19	-0.03988
uni	16	17	15	0.08294	bul	3	4	8	-0.06741	sci	22	22	21	-0.1177	tum	15	7	2	-0.03628	sph	10	15	17	0.03251	cra	24	24	25	-0.07105	qui	14	10	11	-0.0477
rbc	18	18	16	0.07128	cal	19	20	24	-0.16311	con	23	23	20	-0.12383	qui	14	10	11	-0.10675	fal	11	13	14	-0.05188	tra	17	14	7	-0.08579	pca	7	3	1	-0.06237
fal	11	13	14	0.02688	tra	17	14	7	-0.16657	dig	25	26	26	-0.12661	ped	2	2	4	-0.10832	inf	4	5	9	0.05743	dig	25	26	26	-0.12226	sci	22	22	21	-0.06525
glu	6	9	10	-0.03436	trd	13	16	18	-0.17198	uni	16	17	15	-0.14731	con	23	23	20	-0.11304	cal	19	20	24	-0.06976	sci	22	22	21	-0.13044	cal	19	20	24	-0.06721
hir	21	19	23	-0.03497	sci	22	22	21	-0.17421	dut	8	8	5	-0.1571	cul	9	11	12	-0.11332	obl	12	12	13	-0.07482	hir	21	19	23	-0.16867	tum	15	7	2	-0.10059
tra	17	14	7	-0.03725	glu	6	9	10	-0.18112	bul	3	4	8	-0.16231	fal	11	13	14	-0.18618	rub	1	1	3	-0.08141	qui	14	10	11	-0.21445	deh	26	25	22	-0.10074
sci	22	22	21	-0.08616	hir	21	19	23	-0.18768	tum	15	7	2	-0.21078	obl	12	12	13	-0.2362	trd	13	16	18	-0.12465	fal	11	13	14	-0.24199	bul	3	4	8	-0.10175
pca	7	3	1	-0.16236	sph	10	15	17	-0.21769	deh	26	25	22	-0.21894	cal	19	20	24	-0.25855	qui	14	10	11	-0.13197	rbc	18	18	16	-0.25414	dig	25	26	26	-0.15755
qui	14	10	11	-0.19828	rbc	18	18	16	-0.23951	fal	11	13	14	-0.26404	hir	21	19	23	-0.26248	hir	21	19	23	-0.18798	deh	26	25	22	-0.28049	fal	11	13	14	-0.1628
inf	4	5	9	-0.21965	ten	20	21	19	-0.27064	hir	21	19	23	-0.36066	sci	22	22	21	-0.20713	con	23	23	20	-0.25302	pca	7	3	1	-0.30146	uni	16	17	15	-0.3399
bul	3	4	8	-0.298	rub	1	1	3	-0.27495	tra	17	14	7	-0.39659	glu	6	9	10	-0.31198	tra	17	14	7	-0.31132	tum	15	7	2	-0.32954	obl	12	12	13	-0.35857
ped	2	2	4	-0.31015	fal	11	13	14	-0.28608	inf	4	5	9	-0.40476	trd	13	16	18	-0.33083	pca	7	3	1	-0.3695	ten	20	21	19	-0.34259	trd	13	16	18	-0.40771

Tabla V : Cargas de los siete primeros factores de las matrices de varianzas y covarianzas y correlaciones. Los números de las tres columnas situadas entre las abreviaturas y las cargas indican los puestos que ocupan las especies en las ordenaciones de las mismas por valores de las frecuencias medias, desviaciones típicas y frecuencias máximas.



Figuras 4,5 y 6. Áreas ocupadas por los grupos. Las áreas en blanco son las de baja o nula densidad de muestreo.- 4) Todos los grupos; 5) I,II,III y VI; las áreas punteadas corresponden a las muestras codominadas por los componentes I y II, II y III, y I y VI. 6) I, III, IV y VII;las áreas punteadas corresponden a las muestras codominadas por los componentes III y V (las dos más septentrionales), III y IV, y I y VII

Ahora bien, en muchas muestras el componente principal más importante tiene un valor próximo al del siguiente por orden de importancia. Por tal motivo, para cada grupo se distinguieron las muestras en que el componente que lo caracteriza domina sobre el resto y las muestras en que el primer componente por orden de importancia tiene un valor menor que el doble del valor del siguiente componente. Esta división, arbitraria por supuesto, permite distinguir las muestras netamente dominadas por un componente de las codominadas por el componente principal y el segundo por orden de importancia. Las figuras 5 y 6 muestran las áreas ocupadas por los grupos de muestras codominadas más importantes.

4. Discusión y conclusiones

Comparando las frecuencias de las especies en las muestras de la fracción de un grupo dominada por un componente principal con las cargas de éste, y el área que ocupa el grupo con los mapas biogeográficos, se pueden sacar diversas conclusiones sobre el significado de los grupos, algunas de las cuales ponen en tela de juicio la validez de las zonas biogeográficas de los esquemas más difundidos.

Los grupos distinguibles a partir del análisis de componentes principales de la matriz de correlación son, como es de esperar en función de lo previamente expuesto, poco coherentes desde un punto de vista bioestratigráfico. El correspondiente al primer componente tiene una distribución tropical, pero el segundo se extiende por toda el área del muestreo, desde el ecuador a los 70°N. Por tal motivo se desechó este análisis y la discusión que sigue se ciñe al análisis de la matriz de varianzas y covarianzas.

Las muestras del primer grupo (componente principal I dominante) deben tener, según las cargas del componente I, altas frecuencias de *G. ruber,* mientras que las dos formas de *N. pachyderma* y *G. bulloides* deben tener bajas frecuencias pues, si no, la carga negativa de estas especies disminuiría el valor del componente I. Esto se comprueba en la matriz de muestras y frecuencias de especies: todas las muestras en las que el componente I es dominante tienen más de un 30% de *G. ruber;* en algunas muestras se encuentran *G. trilobus* y/o *G. truncatulinoides* f. sinistrorsa y/o *G. cultrata* con frecuencias superiores al 10%, pero del resto de las especies ninguna llega a alcanzar frecuencias del 10%. Comparando el mapa de la fig. 4 con los biogeográficos, parece obvio que la zona ocupada por este grupo es la tropical: los extremos oriental y occidental de su borde N (cabo Hatteras y Sidi Ifni) son los mismos que en el mapa de Bé y Tolderlund (1971), pero la asociación faunística más bien parece corresponder a la subtropical, segun el listado de Bé y Tolderlund (op. cit.).

Las muestras del segundo grupo, de acuerdo con las cargas del componente II, tienen que estar dominadas por *G. pachyderma* f. sinistrorsa, mientras que las especies dominantes en los grupos de las áreas limítrofes, *N. pachyderma f.* dextrorsa, *G. bulloides* y *G. inflata,* dadas sus cargas negativas, deben aparecer con frecuencias bajas. Las muestras correspondientes al componente II dominante tienen, al menos, un 65% de *N. pachyderma* f. dextrorsa y sólo *G. quinqueloba* supera, en algunas muestras, el 10%. Es evidente que el área ocupada por el grupo es la polar, aunque su límite meridional se encuentra a latitudes más bajas que en los mapas biogeográficos: próxima al círculo de los 60°N entre Groenlandia y Escandinavia, quedando al S de Islandia, desciende al O hasta la altura de Nueva Escocia, presumiblemente por la influencia de la corriente del Labrador. De hecho, el límite S del grupo I es más próximo al límite entre las zonas subpolar y de transición de los mapas biogeográficos que al límite entre las zonas polar y subpolar.

El componente III tiene altas cargas de *G. ruber* y *N. pachyderma* f. dextrorsa, lo que lo distingue claramente del I. Así, una muestra con alta frecuencia de *G. ruber* y baja de *N. pachyderma* se dirige al primer grupo, mientras que otra con alta frecuencia de *N. pachyderma* f. dextrorsa o de ambas especies se dirige hacia el tercer grupo. Para reforzar lo anterior, *G. trilobus,* cuya carga es positiva y relativamente alta en el primer factor, la tiene negativa en el tercero.

Las muestras dominadas por el componente III suelen tener altas frecuencias (superiores al 22% en todos los casos) de *N. pachyderma* f. dextrorsa, acompañada en las más meridionales por *G. ruber.* Otras especies que aparecen con frecuencias superiores al 10% son *G. pachyderma* f. sinistrorsa, *T. quinqueloba, G. glutinata, G. bulloides, G. inflata y G. falconensis.* Comparando el área ocupada por este grupo con los mapas biogeográficos, abarcaría las zonas de transición y subtropical aunque, según las faunas presentes en ella y a la vista del listado de Bé y Tolderlund (1971) para cada zona, correspondería mejor a la subpolar y a la de transición sin *G. inflata* dominante. Un rasgo interesante del área ocupada por este grupo es su extensión al S, frente a las costas africanas, a favor de la corrientes de las Canarias.

El componente IV, con sus altas cargas positivas de *G. bulloides* y *G. inflata,* tiene unas características que lo identifican claramente con la zona de transición; el área que ocupa, superpuesta a la del grupo anterior, no es muy diferente de la señalada en la recopilación de Hemleben *et al.,* 1989, salvo que su parte oriental queda más al S.

No existe ninguna muestra dominada por el quinto componente y el grupo en que es el principal sólo contiene seis muestras con localizaciones muy dispares, por lo que no se representó en los mapas.

El sexto componente, con su alta carga positiva de *G. trilobus,* se diferencia del primero a causa de su carga negativa para *G. ruber.* Sólo se localiza en una pequeña área al S de la latitud de Sierra Leona. El séptimo se extiende por tres áreas disyuntas: a) frente a las costas africanas, desde cabo Verde al golfo de Guinea, pero sin llegar al área más cercana a la línea de costas, b) en un área al N de la desembocadura del Amazonas y a la latitud de Trinidad y c) en otra área entre los cabos Hatteras y Cod. También sus muestras son dominadas por *G. trilobus,* pero la carga de *G. ruber* es positiva, aunque más baja. Ambos grupos, sexto y sépti-

mo, de acuerdo con el predominio en ellos de *G. trilobus* sobre *G. ruber*, corresponden a la zona tropical según el listado de Bé y Tolderlund (1971), aunque el área que ocupan sea mucho más restringida.

Mención aparte merece el Mediterráneo; en él se localizan muestras de los grupos primero (hacia el E) tercero y cuarto (hacia el W) e incluso del séptimo, aunque esto debe considerarse una anomalía.

Agradecimientos

A los Drs. Thunell, Loubere y Brunner, que amablemente nos facilitaron los listados de frecuencias de foraminíferos planctónicos de las muestras que figuran en sus respectivos trabajos. A J. Pérez Claros, que realizó la tediosa tarea de formar el fichero de muestras y especies. Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto PB90-0797 de la DGCYT.

Bibliografía

Bé, A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera; In: *Oceanic Micropaleontology*, (Ed. A.T.S., Ramsay). Academic Press. London. 1-100.

Bé, A.W.H. and Tolderlund D.S., 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans; In: *The Micropaleontology of Oceans* (Eds. B.M. Funnel &W.R. Riedel). Cambridge Univ. Press. London.105-149.

Brunner, Ch.A. 1979. Distribution of planktonic foraminifera in surface sediments of the Gulf of Mexico. Micropalerontology, 25, 325-3

Gardner, J.V., and Hay, J.D., 1976. Responses of sea-surface tem perature and circulation to global climatic change durig the past 200,000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean; In: *Investigation of Late Quaternay Paleoceanography and Paleoclimatology* (Eds.R.M.Cline & J.D. Hays), The Geological Society of America, Inc. Memoir 145. 221-246.

Hemleben, Ch., Spindler, M. y Anderson., O.R. 1989. *Modern planktonic foraminifera.* Springer Verlag. New York.

Kellog, T.B., 1976. Late Quaternary climatic changes: Evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenlad Seas; In: *Investigation of Late Quaternay Paleoceanography and Paleoclimatology* (Eds.R.M.Cline & J.D. Hays), The Geological Society of America, **145.** 77-110.

Kipp, N.G., 1976. New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic; In: *Investigation of Late Quaternay Paleoceanography and Paleoclimatology* (Eds.R.M.Cline & J.D. Hays), The Geological Society of America, **145.** 3-40.

Pujol, C., 1980. Les foraminfères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie - Stratigraphie - Environnement: *Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **10,** 1-252.

Rohlf, J.J., 1990. *NTSYS-PC.Numerical Taxonomy and Multivariate Analysis System*, Versión 1.60. Exeter Sofware. New York

Wolfram, S., 1991. *Mathematica: a system for doing mathematics by computer.* Addison-Wesley. Redwood City.1-961.