

Memorias de las I Jornadas de Paleontología



ENRIQUE VILLAS
(Coordinación)
1986

COLECCION ACTAS, 5

**MEMORIAS
DE LAS
I JORNADAS
DE
PALEONTOLOGIA**

ENRIQUE VILLAS
COORDINACION

1986

F781-M-aq

 **DIPUTACION
GENERAL
DE ARAGON**
Departamento de Cultura
y Educación

Los trabajos aquí incluidos fueron presentados a las I Jornadas de Paleontología, celebradas en Zaragoza del 24 al 26 de Octubre de 1985 y organizadas por la Sociedad Española de Paleontología y el Dpto. de Paleontología de la Universidad de Zaragoza, con la colaboración de la C.A.I.C.Y.T.

FICHA CATALOGRAFICA

JORNADAS DE PALEONTOLOGIA (1.^{as} 1985. Zaragoza).

Memorias de las 1.^{as} Jornadas de Paleontología. Coordinación, Enrique Villas.
Zaragoza: Diputación General de Aragón. Departamento de Cultura y Educación, 1986. 247 p.: il.; 24 cm.-(Actas; 5).

ISBN: 84-505-4126-3

I. Paleontología - Congresos, asambleas, etc. I. VILLAS, Enrique, coor.

PONENCIA

Edita: Diputación General de Aragón.
Departamento de Cultura y Educación.
Coordinación y maquetación: José Luis Acín Fanlo.
Cubierta: Víctor Lahuerta.
I.S.B.N.: 84-505-4126-3.
D.L.: Z-1.517-86
Imprime: ARPÍrelieve, S.A.
Blas Ubide, 5 y 7 - 50015 ZARAGOZA.

**IMPORTANCIA DE LOS EQUINODERMOS FOSILES
EN BIOESTRATIGRAFIA**

Bermudo MELENDEZ
Ministro Ibáñez Martín, 6 - 28015 Madrid.

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 7-18, Zaragoza, 1986.

Es sabido que los equinodermos, en especial los equínidos, se cuentan entre los fósiles mejor conservados y más abundantes en determinados yacimientos, llegando a formarse, en otros casos, por acumulación de sus restos, «calizas encriníticas», que caracterizan determinados niveles estratigráficos en el Devónico, en el Carbonífero y en el Jurásico.

Sin embargo, por sí mismos, los restos de equinodermos no tienen condiciones óptimas para fosilizar, al contrario de lo que ocurre con las conchas de los braquiópodos y de los moluscos. Su esqueleto está formado por placas individualizadas, que constituyen el *estereoma*, una trama de finas espículas de carbonato cálcico, entre las cuales se aloja el tejido celular dérmico del equinodermo. Muerto el animal, se destruye el tejido celular y el estereoma se disgrega y disuelve con cierta facilidad en el agua del mar debido a su porosidad, si no concurren circunstancias especiales que impidan su destrucción, que fundamentalmente son un enterramiento rápido y un ambiente geoquímico de pH adecuado, algo superior a 7.

En cambio, cuando las condiciones son propicias, el hecho de que las espículas de carbonato cálcico que forman el estereoma de cada placa, estén orientadas cristalográficamente según una red cristalina romboédrica, como en un cristal de calcita, favorece grandemente su fosilización, pues los huecos del estereoma, son ocupados por moléculas de carbonato cálcico orientadas según la red cristalina de cada placa y así se convierte ésta en un cristal de calcita compacto, el cual presenta la exfoliación romboédrica característica del mineral. Gracias a esta circunstancia, que no se da en ningún otro tipo de fósiles, resulta fácil reconocer los restos fósiles de equinodermos en las rocas sedimentarias.

Un aspecto importante del esqueleto de los equinodermos, que condiciona su fosilización, es que en principio, está formado por placas dérmicas aisladas, que se originan independientemente unas de otras, aunque en muchos casos llegan a unirse entre sí las contiguas, mediante suturas e incluso a soldarse completamente, pero que en otros muchos casos, quedan separadas por tejido dérmico o por cojinetes elásticos, por lo cual, el cuerpo del equinodermo posee una cierta flexibilidad, en algunos casos muy acusada, como ocurre en las holoturias y, en menor grado, en los asterozoos.

Por el contrario es notable la rigidez del caparazón de los equínidos y del cáliz de los pelmatozoos, aunque en este caso los brazos, las braquiolas o las pínulas y el pedúnculo, también presentan una notable flexibilidad.

Es claro que, como consecuencia de esta circunstancia, los equinodermos que mejor fosilizan son aquéllos que tienen un caparazón rígido, es decir, los equínidos post-paleozoicos, los cistideos, los blastoideos y los crinoides pa-

leozoicos, aunque en estos casos se pierden las radiolas de los equínidos y sólo se suele conservar el cáliz de los pelmatozoos, sin el pedúnculo ni los brazos.

Los demás equinodermos precisan condiciones muy estrictas para poder conservarse fósiles; además de las ya indicadas para que el estereoma de lugar a la formación de cristales de calcita, es necesario que el resto del equinodermo quede en un medio de muy baja energía, para que su esqueleto no se disgregue después de muerto, ya que de otra forma, sólo se conservarían sus placas aisladas, que por lo general, son difíciles de identificar, como no sea a niveles taxonómicos elevados, como ocurre con los escleritos de las holoturias, con las placas columnares de los crinoides o con las radiolas de los equínidos. Para estos restos, es frecuente utilizar una nomenclatura de parataxones, ante la imposibilidad de llegar, en la mayoría de los casos, a determinaciones genéricas o específicas seguras.

El valor estratigráfico de los equinodermos es muy variable. En algunos casos, a nivel taxonómico máximo, que corresponde a las «clases», presentan ya una distribución estratigráfica restringida, como ocurre en los Cistoideos (Ordovícico-Devónico), con los Carpoideos (Cámbrico-Devónico), con los Blastoideos (Silúrico-Pérmico), etc., lo cual es muy importante, pues cualquiera de estos grupos y otros menores, sirve para caracterizar una parte del Paleozoico.

A nivel taxonómico más bajo, la limitación estratigráfica puede ser aún más precisa; así, los Periscoequinoideos son paleozoicos y los Euequinoideos post-paleozoicos; los Crinoideos Camerados, Inadunados y Flexibilados son paleozoicos, mientras que sólo los Articulados son post-paleozoicos; los Equínidos exocíclicos no aparecen hasta el Jurásico (Dogger) y los *Clypeastroides* son todos cenozoicos. Los *Nucleolitidos* son jurásico-cretácicos, los *Toxastéridos* son cretácico-eocenos; los *Rotúlidos*, mioceno-actuales, etc.

En otras clases de equinodermos, la limitación estratigráfica suele ser también muy precisa, pero sus fósiles son muy escasos, y en consecuencia, su utilidad en bioestratigrafía es mucho menor.

A nivel taxonómico de género y especie, la importancia estratigráfica de los equinodermos es indudable, y entre sus fósiles se cuentan muchos de los considerados como fósiles-guía, por ejemplo: entre los Cistoideos, el *Calyx rouaulti* que caracteriza al Llandeilo, y el *Heliocrinites rouvillei* que caracteriza el Caradoc en la región mediterránea; entre los Crinoideos, el *Scyphocrinites elegans* característico del Ludlow, el *Trybliocrinus flatheanus* que caracteriza el Emsiense, el *Cupressocrinus crassus* del Eifeliense, el *Encrinurus liliformis* del Muschelkalk, los *Pentacrinus* del Jurásico, los *Pentremites* del Devónico, etc.

Sin embargo la utilización de estos equinodermos fósiles, que se suelen incluir en la denominación general de *Pelmatozoos*, se refiere a casos aislados, por tratarse siempre de especies relacionadas con ambientes muy restringidos que no tienen continuidad en el tiempo ni en el espacio; por ello, salvo

casos excepcionales, sólo se pueden utilizar para caracterizar niveles estratigráficos muy localizados.

Sin duda, son los equínidos post-paleozoicos, los Euequinoideos o Neoequínidos, los que por poseer un caparazón rígido y por haber colonizado los ambientes más variados, nos proporcionan los mejores fósiles con valor estratigráfico.

El paso evolutivo de los endocíclicos a los exocíclicos, está muy bien documentado. Tuvo lugar durante el Jurásico y es un proceso que se desarrolla en dos etapas: primeramente el periprocto pierde contacto con el sistema apical, emigrando hacia atrás en el interrradio posterior, y luego los ambulacros se diferencian por pares, con el anterior destacado, y pasar a ser petaloideos. Este proceso, acaeció por lo menos cuatro veces, en los *Nucleolitidos*, *Holasteroides*, *Holactypoides* y *Pygasteroides*, de tal manera, que estas formas de transición que ya tienen el periprocto en posición excéntrica, pero que conservan la forma general redondeada del caparazón y los ambulacros poco o nada diferenciados, caracterizan el Jurásico y el Cretácico inferior.

Además, debido a la facilidad que tienen estos equínidos para fosilizar, se encuentran con cierta frecuencia series evolutivas, bien documentadas, con un alto valor bioestratigráfico, como son las de los *Micraster* en el Senonense y los *Clypeaster* en el Neógeno.

Son numerosas las familias de equínidos que tienen distribución estratigráfica restringida, como los *Scutellidae* (Oligoceno-Mioceno), los *Mellitidae* y *Rotulidae* (Neógeno-actual), *Clypeolampidae* (Malm-Aptiense), *Micrasteridae* (Cretácico superior-Eoceno), etc., y son muy numerosos los géneros que caracterizan niveles estratigráficos muy concretos.

Los equinodermos ocupan nichos ecológicos muy concretos y limitados, por lo cual sus fósiles suelen ser buenos indicadores paleoecológicos.

En general, los pelmatozoos (Cistideos, Blastoideos, Crinoideos), por tratarse de organismos micrófagos filtrantes, habitan en medios de baja energía, en aguas tranquilas (formas reófbas) o de corrientes poco acusadas (formas reófilas). Son muy característicos los que viven en las lagunas internas de los arrecifes, donde se suelen encontrar fósiles intactos, con brazos y pedúnculo.

Los asterozoos son equinodermos generalmente muy activos, depredadores, que habitan de preferencia la plataforma continental aunque también algunos ofiuroides se encuentran en los fondos abisales.

Los equínidos endocíclicos habitan en fondos rocosos o arenosos que no sobrepasen los 100 m de profundidad, y con frecuencia forman parte de la fauna asociada a los arrecifes de coral.

Los exocíclicos habitan fondos arenosos o cenagosos; los *Clypeastroides* viven semienterrados en la arena, pero en su mayoría forman parte de la infauna, son limnóvoros y trazan galerías a distintas profundidades en los

sedimentos. En las rocas sedimentarias del Cretácico y del Terciario, no es raro encontrar estas galerías de recorrido más o menos tortuoso, rellenas de sedimentos con estructura característica.

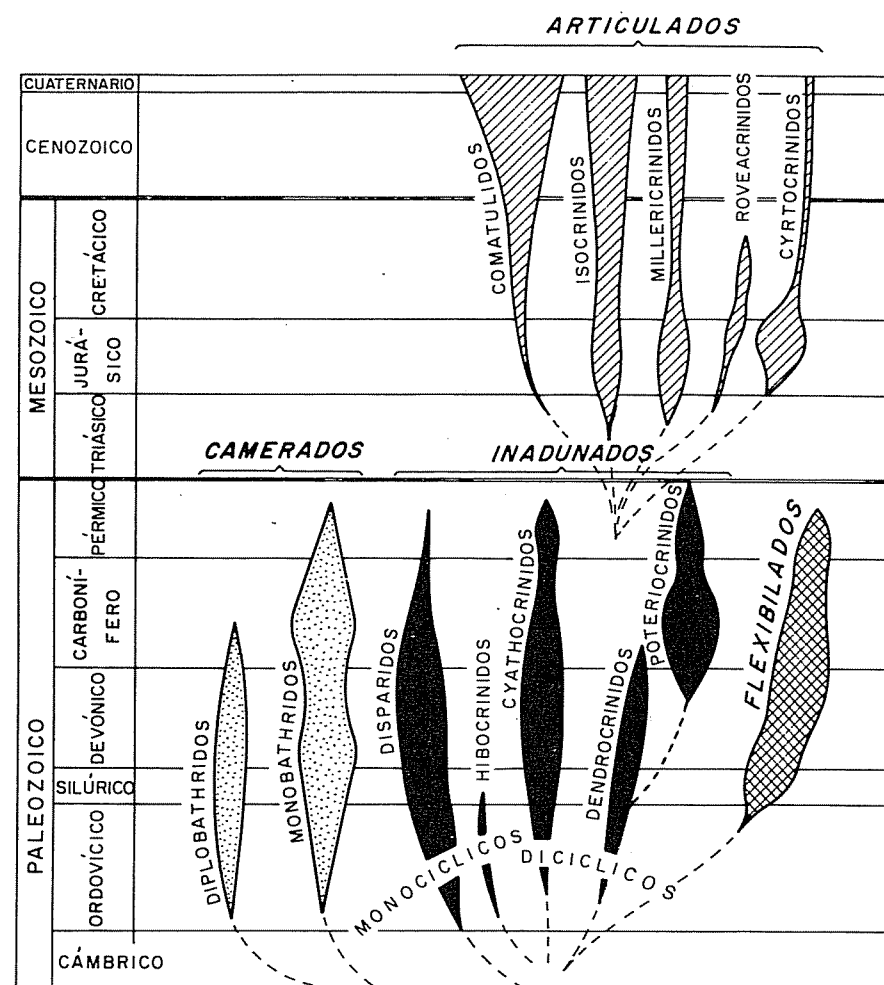


Fig. 1. Distribución estratigráfica de los distintos órdenes de Crinoides, con sus probables enlaces filogenéticos. *Inadunados*, *Camerados* y *Flexibilados*, son exclusivamente paleozoicos, mientras que los *Articulados* son post-paleozoicos. Nótese también, que muchos subórdenes y familias tienen una distribución estratigráfica bien delimitada.

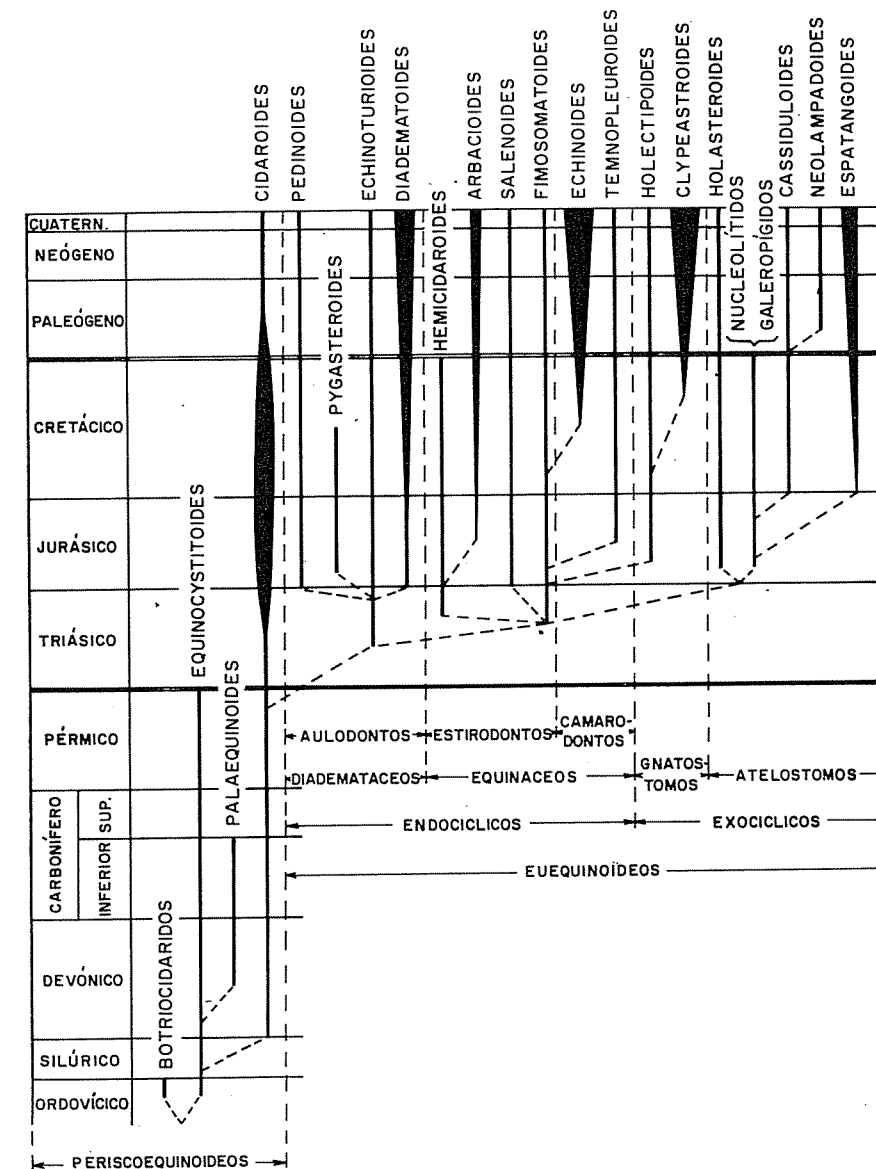


Fig. 2. Distribución estratigráfica de las superfamilias de Equínidos, con sus probables enlaces filogenéticos. Nótese, por una parte, la neta separación entre los *Periscoequinoides* (paleozoicos) y *Euequinoides* (post-paleozoicos), entre estos últimos, los *Endocíclicos* que ya se encuentran desde el Triásico, y los *Exocíclicos*, que no aparecen hasta el Jurásico. Obsérvese, también, que muchas superfamilias tienen una distribución estratigráfica bien delimitada.

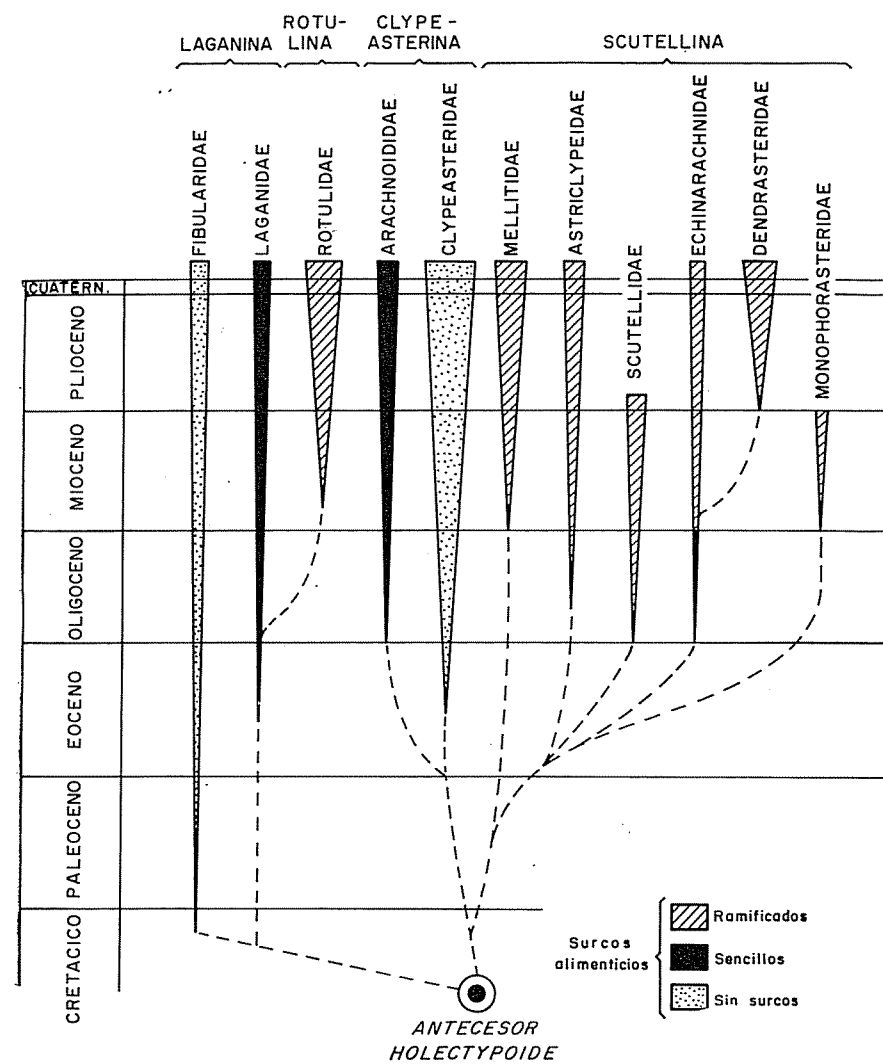


Fig. 3. Distribución estratigráfica de las familias de equínidos *Clypeastroides*, con sus probables relaciones filogenéticas. Estos equínidos se han desarrollado íntegramente en el Terciario y aparecen escalonadamente, de forma que, por ejemplo, los *Escutélidos* caracterizan el Oligoceno-Mioceno; los *Rotúlidos* el Neógeno; los *Dendrastéridos* el Plioceno, etc., aunque la mayoría de las familias llegan hasta la actualidad.

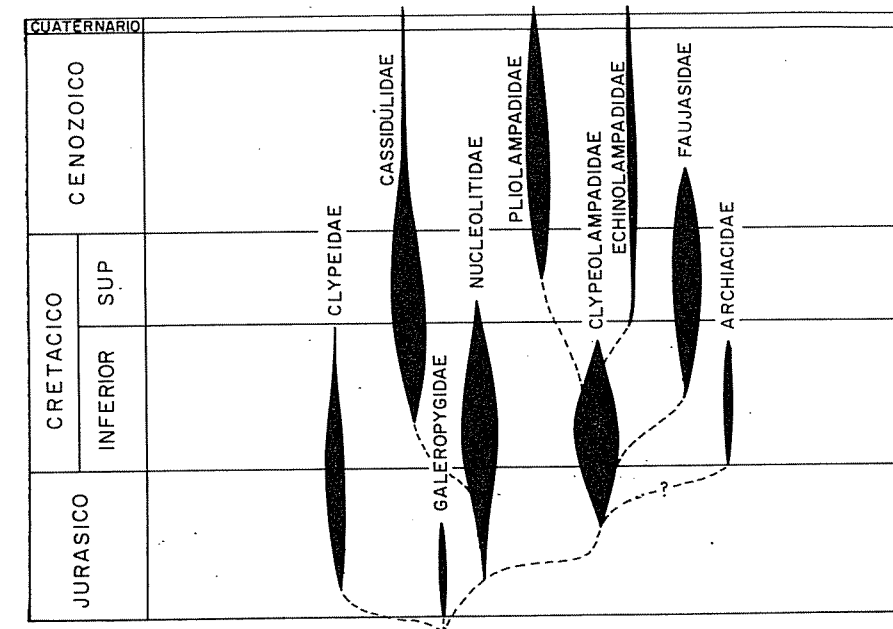


Fig. 4. Distribución estratigráfica de las familias de equínidos *Casiduloides*, con sus probables enlaces filogenéticos. En el Cretácico Superior tiene lugar una profunda transformación en estos equínidos, que da lugar a la sustitución de las familias mesozoicas por otras que se desarrollan en el Terciario, lo cual tiene gran importancia en bioestratigrafía. En las familias que aparecen ya en el Jurásico (*Galeropigidos*, *Clipéidos*, *Nucleolítidos*), se encuentran numerosas formas de transición entre los equínidos endocíclicos y exocíclicos.

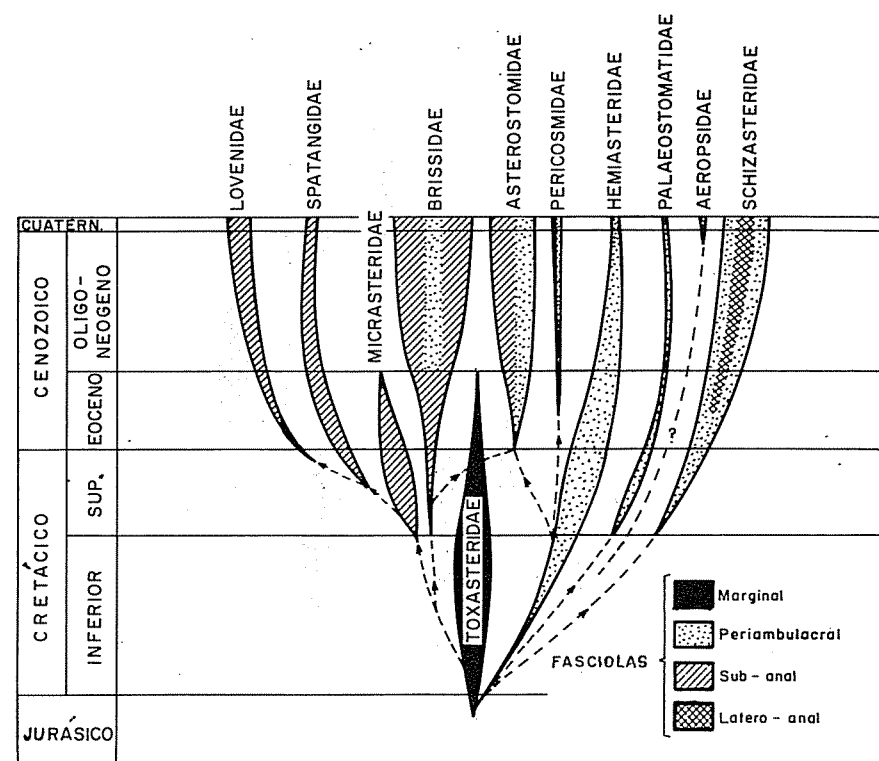


Fig. 5. Distribución estratigráfica de las familias de equínidos *Epatangoides*, con sus probables relaciones filogenéticas. Los *Toxastéridos* y los *Micrastéridos*, son muy importantes en la bioestratigrafía del Cretácico inferior y superior, respectivamente; la mayoría de las familias se han desarrollado en el Terciario, donde son muy importantes en bioestratigrafía: *Lovenidos*, *Epatánguidos*, *Brisidos*, *Esquizastéridos*, etc.

COMUNICACIONES

**UN PROYECTO DE ANALISIS ECOESTRATIGRAFICO
EN EL PLIO-PLEISTOCENO DE LA
DEPRESION GUADIX-BAZA**

Jorge AGUSTI* y Elvira MARTIN SUAREZ**

* Instituto de Paleontología M. Crusafont (Sabadell, Barcelona)

** Dpto. Paleontología, Fac. de Ciencias, Universidad de Granada

RESUMEN

La aplicación de los puntos de vista ecoestratigráficos al análisis de secuencias continentales entraña algunas dificultades relacionadas con la escasez de secciones continuas y con el hecho de que ciertos organismos tales como los Vertebrados, no estaban directamente relacionados con el medio en que se depositaron sus restos. Unicamente para algunos grupos de Micromamíferos, y tras un exhaustivo análisis tafonómico, puede postularse la existencia de una relación entre medio de vida y medio de depósito.

En este trabajo se exponen los resultados preliminares de un intento de análisis ecoestratigráfico en secuencias continentales del Plio-Pleistoceno de la Depresión Guadix-Baza. Algunas de las secciones han sido detalladamente estudiadas en el seno de un proyecto multidisciplinar (Mamíferos, Polen, Ostrácodos, Moluscos, etc.). Se han realizado también análisis magnetoestratigráficos al objeto de contar con un control cronoestratigráfico preciso.

ABSTRACT

In this paper is described an attempt for analysing the Plio-Pleistocene continental sequence of the Guadix-Baza basin (Granada, Southeastern Spain) from an ecostratigraphical point of view. There are some difficulties to translate the ecostratigraphical philosophy to continental paleoenvironments for lack of continuous section. Besides, certain organisms, such as Vertebrates, were not directly related to the sedimentary environment where they have been founded. Only some Micromammals assemblages could be integrated within the ecostratigraphical analysis. But, in this cases, a previous detailed taphonomic study is always necessary.

The project preliminary results comprise the recognition of more than seventy fossiliferous localities and more than fifteen sections, covering from the upper Miocene to the middle Pleistocene. Some selected sections have been detailly studied from a multidisciplinary view (Mammals, Pollen, Ostracods, Molluscs, etc.). Moreover, magnetostratigraphical analysis have been carried out to obtain a higher chronostratigraphic control.

INTRODUCCION

Entre las recomendaciones finales realizadas en el inter-coloquio preparatorio del VIII Congreso del «Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy», celebrado en Montpellier en 1983, su presidente, J.E. MEULENKAMP, hizo especial hincapié en la aplicación de los puntos de vista ecoestratigráficos al análisis de los paleoambientes continentales en el Neógeno mediterráneo.

Tales recomendaciones suponen un giro radical a los planteamientos de MARTINSON (1973) que restringen el uso de la Ecoestratigrafía casi exclusivamente a los estudiosos de la Micropaleontología del Holoceno, por tratarse de niveles en que sistemática y ecología son conocidas para prácticamente todos los organismos y comunidades fósiles.

El término «Ecoestratigrafía» ha sufrido numerosas interpretaciones y ha sido definido de múltiples formas. Según las consideraciones de SISSINGH (1982), se basa en un conocimiento adecuado de la taxonomía, (paleo)ecología y distribución estratigráfica de los taxa (subespecies, especies, etc.) y de sus niveles naturales de organización (subcomunidad, comunidad, etc.). Se trata, pues, de una estratigrafía de eventos ecológicos que puede ser realizada en secuencias en que las únicas discontinuidades sedimentarias existentes sean las correlacionables con las asimetrías que, en los ecosistemas, introduce la operación de la energía externa (ver MARGALEF, 1981). Existe un cierto número de particularidades que permiten diferenciar la Ecoestratigrafía de otras disciplinas afines, como son la Litoestratigrafía o la Bioestratigrafía. Esta diferenciación es tanto más necesaria cuanto que su aplicación a las asociaciones fósiles continentales tropieza con grandes dificultades (especialmente para los paleovertebristas). Es necesario, por tanto, remarcar las consecuencias que para el estudio de los ecosistemas continentales del pasado supone una técnica ideada en el contexto de los ecosistemas marinos.

Una primera consecuencia consiste en la superación de la noción de yacimiento como unidad fundamental del análisis paleontológico y su sustitución por el concepto de secuencia o transecto cronoestratigráfico. Esta superación es muy clara en el campo de la Palinología, pero sólo recientemente comienza a abrirse paso entre los paleovertebristas. El problema de estos últimos reside en que raramente pueden trabajar con series continentales suficientemente continuas. Con frecuencia, los yacimientos se disponen en afloramientos aislados, en los que el contexto estratigráfico es difícil de establecer. Más grave es todavía el caso de los yacimientos kársticos, en donde no hay posibilidad de correlación directa entre distintas localidades. En este sentido, sólo existen tentativas recientes en el campo de los Micromamíferos y, en concreto, dentro de los Roedores, donde la aplicación de técnicas de muestreo micropaleontológicas ha permitido un espectacular avance en los últimos años.

Una segunda «diferencia» con los trabajos puramente bioestratigráficos radica en el mayor poder de resolución que se consigue con la Ecoestratigrafía. Al analizar los cambios cuantitativos que se suceden en los distintos grupos de organismos de una sección, se constata la presencia de acontecimientos globales que afectan al ecosistema en su conjunto. Así, la Ecoestratigrafía se convierte en una Estratigrafía de eventos. El ritmo de sucesión de estos eventos es, normalmente, superior al de los propios procesos evolutivos, procesos cuya velocidad está más regulada por el entorno que por los propios organismos (MARGALEF, 1984). Las variaciones de carácter general (de salinidad o temperatura) dentro de una cuenca, quedan registradas en las proporciones en que aparecen determinados grupos de especies, permitiendo

niveles de resolución superiores a los que permite el cambio morfológico o la especiación. Dicho lo anterior, no deja de ser sorprendente que los principales valedores de la Ecoestratigrafía, después de los cuaternaristas, hayan sido precisamente especialistas en Paleozoico.

Una tercera consecuencia a la hora de aplicar una concepción ecoestratigráfica radica en su evidente multidisciplinariedad, ya que se trata del estudio de la evolución conjunta de un ecosistema. Esta multidisciplinariedad debería ir más allá de la mera yuxtaposición de Bioestratigrafías particulares e intentar llegar, como mínimo al estudio de los pares de reciprocidad ecológicos (LAWRENCE, 1971). Una importante dificultad a la hora de aplicar este último punto a las secuencias continentales radica en el hecho de que una alta proporción de los restos contenidos en ellas corresponden a organismos cuyos medios y modos de vida no estaban directamente relacionados con el ambiente sedimentario en el que se depositaron (como es el caso de Mamíferos o Polen). Únicamente para algunos grupos de Micromamíferos, como son determinadas especies de Insectívoros y Roedores puede postularse una relación más o menos estrecha con el medio sedimentario en que fueron encontrados y, aun así, esta asunción es muchas veces dudosa.

ANTECEDENTES

Algunos organismos, debido a la abundancia de sus restos en medios continentales, se prestan fácilmente al análisis de transectos a lo largo de una secuencia sedimentaria. Dejando de lado el ejemplo obvio de los Palinogramas y de los Foraminíferos, están las Diatomeas y Ostrácodos, por citar dos casos muy claros. Dentro de esta categoría podrían incluirse, asimismo, los Gasterópodos. Por el contrario, en el caso de los Vertebrados, la problemática es mucho más compleja. En efecto, las acumulaciones de restos de Macromamíferos («yacimientos») son ocasionales y la información que aportan es meramente puntual. Cuando se estudian secuencias continentales, los restos encontrados raramente alcanzan niveles estadísticamente significativos. Tan sólo los restos de Micromamíferos, por su frecuencia en algunas facies sedimentarias, ofrecen una información comparable a la aportada por otros organismos. Aunque las técnicas micropaleontológicas comenzaron a aplicarse a la prospección de Microvertebrados a finales de los años 50, sin embargo, no ha sido hasta VAN DE WEERD y DAAMS (1978) que se ha tratado el estudio de las asociaciones de Roedores desde un punto de vista cuantitativo. El trabajo de VAN DE WEERD y DAAMS (op. cit.) contiene, cuanto menos, tres importantes innovaciones con respecto a estudios anteriores.

1) Introduce el tratamiento cuantitativo de la representación de las distintas familias y géneros a lo largo de una secuencia que se pretende continua.

2) Proporciona una interpretación paleoclimática de las variaciones observadas en la proporción de cada familia.

3) Intenta correlacionar las fases climáticas deducidas con las ya elaboradas para Europa occidental por parte de los palinólogos.

El trabajo de VAN DE WEERD y DAAMS permite, por tanto, la integración de la Micropaleomastología dentro del análisis ecoestratigráfico de una secuencia continental, junto a Gasterópodos, Nannoplancton, etc. Ciertamente, el trabajo, tal como fue planteado presentaba algunos inconvenientes, como lo era el hecho de basarse en una escala bioestratigráfica y no en secuencias continuas. Ello no afecta demasiado al problema pues es posible encontrar este tipo de secuencias continuas en las cuencas continentales (ver por ejemplo DAAMS y FREUDENTHAL, 1981). Más problemático resulta el intento de extrapolar como condiciones climáticas globales datos que, muchas veces, son de aplicación restringida a áreas muy concretas (el oasis de un desierto dará, muy probablemente, una asociación de tipo húmedo). Existen, no obstante, instrumentos que permiten obviar este tipo de cuestiones. De un lado el análisis sedimentológico de una cuenca proporcionará información suficiente para discernir en qué medida las condiciones en que se depositó un nivel determinado son más o menos extrapolables lateralmente. Sin embargo, los factores biostratigráficos en juego son, en lo que hace a las acumulaciones de Micromamíferos, muy numerosos.

PARTICULARIDADES DE LAS ASOCIACIONES DE MICROMAMIFEROS

El estudio tafonómico de un yacimiento es un requisito previo e indispensable para abordar cualquier análisis paleoecológico; si tenemos en cuenta, además, la problemática de los depósitos de Micromamíferos, la tafonomía es un aspecto que no puede ser obviado. Se trataría, pues, de analizar las pérdidas de información desde la comunidad original al registro fósil a partir de datos geológicos y de modelos actuales.

Generalmente los estudios de tanatocenosis se llevan a cabo como si de comunidades naturales se tratara. Pero lo cierto es que en los yacimientos queda sólo una parte restringida y, lo que es más importante, selectivamente disminuida de la comunidad original.

Tradicionalmente se han considerado dos hipótesis para explicar el origen de las asociaciones de Micromamíferos fósiles: fluvial y escatológica.

La hipótesis escatológica, planteada inicialmente por MELLET (1974), considera que la mayoría de los restos de las asociaciones de Micromamíferos fósiles han pasado primero a través del tracto digestivo de predadores o carroñeros (SIMONETTI et al., 1984) y depositados, en forma de excrementos o egagrópilas, en las proximidades de un curso de agua donde han sido subsecuentemente cubiertos de sedimento. Propone el término COPROCENOSIS para denominar este tipo de tanatocenosis.

Entre los autores que han tratado el tema, únicamente CHALINE (1970) ha hecho distinción entre los dos tipos más frecuentes de yacimientos de

Micromamíferos. A saber: rellenos kársticos y depósitos fluvio-lacustres en sentido estricto. Ambos tipos de yacimientos son tanatocenosis indígenas o exóticas pero entre ellas existe una diferencia clara y es que los restos procedentes de rellenos kársticos estaban acumulados antes del inicio del proceso tafonómico, lo que explica las elevadas densidades de fósiles que en ellos se encuentran. Existen en la actualidad sistemas kársticos que presentan «fondos de saco» en los que se acumulan egagrópilas en cantidades considerables; constituyen, al menos potencialmente, yacimientos para el futuro.

Es indudable que los yacimientos kársticos se formaron a partir de acumulaciones de restos de Micromamíferos de origen escatológico (ANDREWS, 1983; BEHRENSMEYER, 1978; DODSON, 1979; MAYHEW, 1976; MELLET, 1974). Las rapaces diurnas descarnan minuciosamente las presas e incluso rompen el cráneo para extraer el encéfalo; tragan, pues, pocos huesos que son sometidos a un proceso digestivo con una gran capacidad destructora (el caso del Quebrantahuesos es quizá el más espectacular aunque no el más apropiado en este contexto); sus egagrópilas incluyen mayoritariamente restos de pelos, plumas, y estructuras con colágeno; los pocos dientes que contienen presentan claros signos de digestión (MAYHEW, 1976). Las nocturnas se tragan la presa entera y sus egagrópilas contienen, además de la piel y sus derivados, gran cantidad de huesos y dientes que son los materiales de mayor interés para el paleontólogo. Hay otras aves que no son rapaces en sentido estricto pero que también se alimentan de pequeños animales vivos o muertos como la garcilla garrapatera, la gaviota y todo un conjunto de carroñeras y oportunistas que se ceban con todo aquello que es susceptible de ser comido, pueden contribuir también —aunque en menor medida— a la acumulación de restos. Los carnívoros, debido fundamentalmente a los hábitos relacionados con el comportamiento territorial, producen también acumulaciones de restos (BEHRENSMEYER, 1979), pero sus modos peculiares de ingestión y digestión del alimento hacen que los restos que sobreviven en las defecaciones estén tan debilitados por el proceso que la posibilidad de superar el stress de la fosilización sea muy baja (ANDREWS et al., 1983). Por ello consideramos que son las rapaces nocturnas las principales acumuladoras de restos de Micromamíferos, al menos en este tipo de yacimientos. Y entre ellas las que tienen sitios especiales para la deyección de egagrópilas, como las actuales lechuzas. Los estudios de etología de rapaces son muy abundantes y, posiblemente, una revisión de los mismos pueda desvelar muchas incógnitas sobre el tema.

Entre los yacimientos sedimentarios en sentido estricto hay que diferenciar los de origen fluvial y los lacustres. La hipótesis fluvial (WOLFF, 1973 y KORTH, 1979) considera que los restos de animales muertos por debilidad, parásitos, condiciones climáticas extremas (sequía prolongada) o predación se incorporan a un curso de agua donde se comportan como cualquier partícula y sufren, por tanto, los mismos procesos (selección, abrasión, etc...). En el segundo caso AGUSTI et al. (1980) plantean que en los márgenes de las áreas lacustres y donde las láminas superficiales debían ser menos estables, se desarrollaron ambientes palustres. En éstos, la sedimentación carbonatada

era restringida y se produjo edafización bajo régimen hidromorfo. Ello, unido a la profusión local de restos de gasterópodos tan abundantes en este tipo de yacimientos, señala la persistencia de condiciones de drenaje restringido. En estos contextos se dan las condiciones adecuadas para que se formen acumulaciones de restos de microvertebrados: Existencia de áreas de cobertura vegetal bien desarrollada, sometidas a la acción de corrientes de escasa competencia que pudieron transportar y concentrar los restos dentarios y óseos; tendencia al encharcamiento de los flujos acuosos... Condiciones que permitirían el desarrollo de ambientes reducidos capaces de conservar los restos.

En cualquier caso los restos han de ser enterrados rápidamente porque la exposición subaérea de los pequeños huesos los destruye en muy corto plazo de tiempo (BEHRENSMEYER, 1978).

ENSAYO EN LA CUENCA GUADIX-BAZA

La Depresión Guadix-Baza (NE de la provincia de Granada) es una cuenca postorogénica intramontañosa de las Cordilleras Béticas. Su historia geológica para el Neógeno superior y gran parte del Cuaternario ha supuesto la existencia de unas condiciones con depósitos continuos y sin fases de desmantelamiento o erosión aparentemente importantes. En este sentido se trata de una cuenca privilegiada incluso cuando se la compara con otras cuencas próximas, como las de Granada, Ronda, etc. Los medios continentales son, en general, poco estables en el tiempo y las épocas de sedimentación y erosión se alternan dando lugar a la destrucción parcial de los propios depósitos sedimentarios. No es frecuente la existencia de regiones continentales en las que el depósito haya sido continuo durante un período de tiempo relativamente amplio. Sólo ambientes tectónicos muy concretos dan lugar a sucesiones de este tipo. El trabajo en curso en esta cuenca ha permitido el establecimiento de una secuencia continua desde el Mioceno superior (Turoliense superior, zona MN 13) hasta el Pleistoceno medio (AGUSTI, 1985; AGUSTI et al., 1985). Los materiales que rellenan la Depresión han sido estudiadas por VERA (1970), que distingue, discordantes sobre una unidad basal deformada de edad miocénica, tres grandes formaciones relacionadas por cambios laterales de facies:

1) *Formación Guadix*. Corresponde al depósito de un sistema de abanicos aluviales que lateralmente pasan a un sistema fluvial trenzado y, posteriormente, se hace meandriforme. Cubre la mayor parte del sector occidental de la cuenca y los márgenes del sector oriental. La presencia de *Hipparion gromovae granatensis* en Abia (CUEVAS et al., 1984) permite datar la base de la formación como Mioceno medio (zona MN 13).

2) *Formación Gorafe-Huélago*. Lateralmente, la red fluvial endorreica de la formación anterior pasa a depósitos de precipitación química formados por calizas micríticas, dolomías y yesos con intercalaciones lignitosas, que constituyen la formación Gorafe-Huélago. Por el momento, han podido ser

detectados en esta formación el Plioceno inferior (Rusciniense inferior, MN 14) en Gorafe 1 y 4 y Botardo B, C, 2 y 3. El Plioceno medio (Rusciniense medio, MN 15) se localiza en los yacimientos de Gorafe 2, 3 y 5 y Fonelas-2, con una asociación faunística que incluye *Cricetus* cf. *angustidens*, *Trilophomys* cf. *castroi*, *Paraethomys meini*, *Stephanomys* cf. *margaritae*, *Apodemus* aff. *dominans*, *Castillomys crusafonti crusafonti*, *Eliomys intermedius*, *Prolagus michauxi*, *Gazella borbonica* y *Suinae* indet., entre otros.

3) *Formación Baza*. Es, con diferencia, la unidad geológica que ha proporcionado una mayor densidad de yacimientos de Vertebrados, especialmente en el sector delimitado por las poblaciones de Orce-Galera-Huéscar. Dentro de este sector, se pueden diferenciar tres miembros superpuestos (VERA et al., 1985). El miembro inferior, predominantemente calizo, aunque con intercalaciones de lutita y limos calcáreos, presenta los materiales ligeramente deformados. En este miembro ha podido ser detectado el Rusciniense medio (MN 15) en las localidades de Cañada del Castaño-1, Galera-1 y Huéscar-1, con *Stephanomys* cf. *thaleri*, *Paraethomys meini*, *Apodemus* cf. *dominans*, *Castillomys crusafonti*, *Muscardinus pliocaenicus* y *Prolagus* cf. *michauxi*. El Villanyense inferior, con *Mimomys* (*Kislangia*) *cappetai*, aparece en las localidades de Galera-2, Zújar, Cañada del Castaño-2 y Cañada de Murcia-3. Todavía dentro de este miembro inferior, se localiza el Villanyense superior (MN 17) en las localidades de Alquería, Fuentenueva-1, Orce-C y Galera-3, caracterizado por la presencia de *Mimomys* cf. *reidi*.

Discordante sobre el anterior, se depositó un miembro detrítico rojo, en un medio de llanura aluvial con canales poco estabilizados. Concordante sobre éste, se depositó el miembro calizo superior, constituido fundamentalmente por materiales de facies de tipo lacustre, localmente evaporítico. La base de este miembro pertenece todavía al Villanyense superior (Zona MN 17), como el techo del miembro inferior. Debuta en la localidad de Orce-D, con una asociación típica que incluye *Mimomys* cf. *pliocaenicus* y *Mimomys* cf. *pusilus*. Posteriormente, encontramos ya niveles con *Mimomys* cf. *ostramosensis* (Orce 1 y 2, Barranco de los Conejos, Cortijo D. Diego, Cortijo D. Alfonso, Cementerio de Orce A y B, Fuentecilla 5 y 6) y con *Allophaiomys pliocaenicus* numerosas localidades (Venta Micena 1 y 2, Barranco León 1-3, Orce 3, 4 y 7, Cañada de Murcia-1, Fuentenueva C, Fuentenueva-2, etc.). Niveles posteriores a estos se encuentran en los alrededores de Huéscar (zona con *Mimomys savini*: Puerto Lobo 1-4, Loma Quemada-1, Huéscar 2 y 3) y en los alrededores de Cúllar de Baza (niveles ya cromerenses con *Arvicola cantiana*).

En la actualidad, dentro de la depresión Guadix-Baza, se trabaja en casi una quincena de secciones estratigráficas continuas, con más de medio centenar de localidades fosilíferas registradas. Para cada sección, además del análisis sedimentológico de la secuencia, se pretende obtener el máximo de datos posibles relativos al contenido faunístico y florístico de los distintos niveles muestreados. En este sentido, junto a los datos de Micro y Macromamíferos, están en curso de estudio y elaboración los correspondientes a otros grupos de

Vertebrados (Reptiles, Anfibios, Osteíctios), Gasterópodos, Bivalvos, Ostrá-codos, Foraminíferos, Carofíceas. Asimismo, se están realizando análisis magnetoestratigráficos de las secciones más representativas de la Cuenca, al objeto de contar con un control cronoestratigráfico preciso que permita la correlación a gran escala con otras secuencias del Plio-Pleistoceno europeo.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al Dr. M. DELIBES de la Estación Biológica Doñana de Sevilla las informaciones y datos que nos ha proporcionado referentes a etología de rapaces y poblaciones actuales de Micromamíferos.

Asimismo agradecemos al Dr. P. RIVAS, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Granada, la revisión crítica del manuscrito.

El trabajo se ha realizado en el seno del proyecto 1929/82 de la Comisión Asesora para la Investigación Científica y Técnica titulado «Paleontología, Bioestratigrafía y Magnetoestratigrafía del Neógeno superior y Cuaternario continental de las Cuencas del Levante Español».

REFERENCIAS

- AGUSTI, J. (1985): Bioestratigrafía de los depósitos Plio-Pleistocenos de la Depresión Guadix-Baza. *Paleont. Evol.* (en prensa)
- AGUSTI, J. y CABRERA, L. (1980): Nuevos datos sobre la biozonación del Burdigaliense continental de la cuenca del Vallès-Penedès. *Acta Geol. Hispánica*, 3: 81-84
- AGUSTI, J. y MARTIN-SUAREZ, E. (1985): El Plioceno continental de la Depresión Guadix-Baza y su fauna de Micromamíferos. *Acta Geol. Hispánica* (en prensa)
- ANDREWS, P. & NESBIT EVANS, E. M. (1983): Small mammal bone accumulations produced by mammalian carnivores. *Paleobiology*, 9 (3): 289-307
- BEHRENSMEYER, A. (1978): Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, 4 (2): 150-162
- BEHRENSMEYER, A.; WESTERN, D. & DECHANT BOAZ, E. (1979): New perspectives in vertebrate paleoecology from a recent bone assemblage. *Paleobiology*, 5 (1): 12-21
- CHALINE, J. (1970): La signification des rongeurs dans les depots quaternaires. *Bull. A.F.E.Q.*, 4: 229-241
- CUEVAS, F.; MARTIN-PENELA, A.; RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1984): Première datation du Turolien a la base de la formation de Guadix (secteur d'Abla, Almeria, Espagne). *Geobios*, 17 (3): 355-361
- DAAMS, R. & FREUDENTHAL, M. (1981): Aragonian: the Stage concept versus Neogene Mammal Zones. *Scripta Geol.*, 62: 1-17
- DODSON, P. & WEXLAR, D. (1979): Taphonomic investigation of owl pellets. *Paleobiology*, 5 (3): 275-284
- KORTH, W. W. (1979): Taphonomy of microvertebrate fossil assemblages. *Ann. Carn. Mus. Nat. Hist.*, 48 (15): 235-285
- LAWRENCE, D. R. (1971): The nature and structure of paleoecology. *J. of Paleont.*, 45 (4): 593-607
- MARGALEF, R. (1981): Asimetrías introducidas en la operación de la energía externa en secuencias de sedimentos y de poblaciones. *Acta Geol. Hispan.*, 16 (1/2): 35-38
- MARGALEF, R. (1984): El ritmo de la evolución en el marco cambiante de la Biosfera. In: SANCHEZ i VALLS (Ed): *Darwin à Barcelona*: 51-59. Barcelona.

- MARTISON, A. (1973): Editor's column: Ecostratigraphy. *Lethaia*, 6: 441-443
- MAYHEW, D. F. (1977): Avian predators as accumulators of fossil mammal material. *Boreas*, 6: 25-31
- MELLET, J. S. (1974): Scatological origin of microvertebrate fossil accumulations. *Science*, 185: 349-350
- SIMONETTI, J. A.; YAÑEZ, J. L. & FUENTES, E. R. (1984): Efficiency of rodent scavenger in Central Chile. *Mammalia*, 48 (4): 608-609
- SISSINGH, W. (1982): Ecostratigraphical outline history of the Late Cenozoic ostracode of the Central and Eastern Mediterranean Basin. *Kon. Ned. Akad. Wetens.*, Series B, 85 (3): 299-322
- VERA, J. A. (1970): Estudio estratigráfico de la Depresión Guadix-Baza. *Bol. Geol. Minero*, LXXXI-V: 429-462
- VERA, J. A.; FERNANDEZ, J.; LOPEZ-GARRIDO, A. C. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1985): Geología y estratigrafía de los materiales Plioceno-Pleistocenos del sector de Orce-Venta Micena (Provincia de Granada). *Paleont. Evol.* (en prensa)
- WEERD, A. van de & DAAMS, R. (1978): Quantitative composition of rodent faunas in the Spanish Neogene and paleoecological implications. *Kon. Ned. Akad. Wetens.*, Series B, 81 (4): 448-473
- WOLFF, R. G. (1973): Hydrodynamic sorting and Ecology of a Pleistocene Mammalian assemblage from California (USA). *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 13: 91-101

**COMPOSICION Y DESARROLLO DE UN ARRECIFE
EMSIENSE EN LA PLATAFORMA DE ARNAO
(ASTURIAS, NO. DE ESPAÑA)**

Hipólito ALVAREZ-NAVA* y Miguel ARBIZU*

* Departamento de Paleontología, Universidad de Oviedo.

RESUMEN

Se aborda en este trabajo el estudio paleoecológico de un conjunto de capas del Emsiense (Devónico Inferior) en la Plataforma de Arnao en Asturias.

El abundante contenido faunístico y la excelente exposición de las capas estudiadas, permite recomponer los distintos biotopos que existieron durante el tiempo en que se formaron estos depósitos.

Según nuestras observaciones se pueden distinguir las distintas etapas de la formación de un arrecife, según WALKER y ALBERSTADT, en el cual después de una etapa de estabilización se produce la colonización por organismos arrecifales seguido de su diversificación y posterior dominación por un solo taxón.

ABSTRACT

This work deals with the paleoecological study of a series of beds of Emsian age (Lower Devonian) in the Arnao Platform in Asturias (NW. Spain).

The abundant faunal content and the excellent exposure of the beds, permit the reconstruction of the different biotopes existing during the deposition time of these beds.

On the basis of our observations, the different stages of reef development can be distinguished, according to WALKER & ALBERSTADT. After a stabilization stage, the colonization by reef organisms takes place followed by the diversification and posterior domination by only one taxon.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene como fin realizar el estudio paleoecológico de un sector del Devónico asturiano, cuyos niveles, por sus características y abundante contenido faunístico, se vienen utilizando de una manera tradicional como límite entre las Formaciones Ferroñes y Arnao propuestas por BARROIS (1882). En esta última época y de manera mas adecuada a nuestro entender, se tiende a denominar a esta última Formación con el nombre propuesto por RADIG (1962) de Aguión y que viene a corresponder a la parte superior de lo que COMTE (1959) denominó Complejo de Rañeces.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

Para realizar este estudio paleoecológico se ha escogido como zona de trabajo la que ya desde antiguo se viene denominando «Plataforma de Ar-

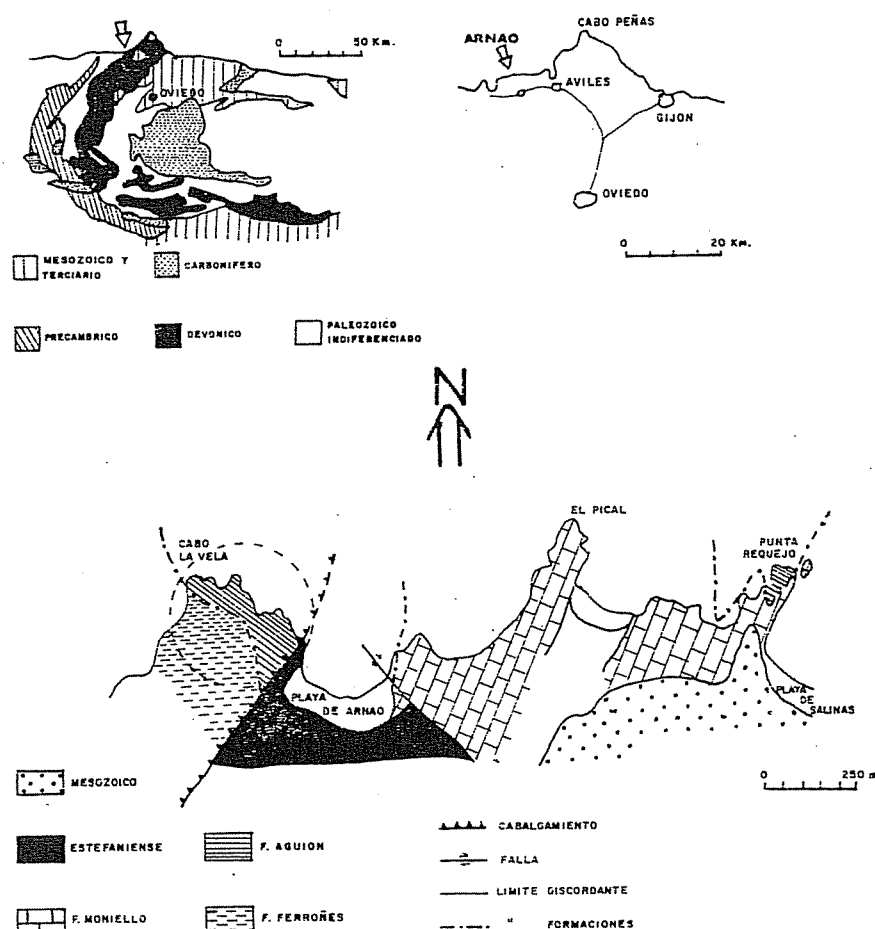


Fig. 1. Situación geográfica y geológica.

nao». Esta zona, situada en la costa asturiana entre la Playa de Santa María del Mar y la Playa de Baños de Arnao, forma un saliente en el mar denominado Cabo de la Vela (fig. 1).

Desde el punto de vista geológico, la zona se encuentra situada en la región de Pliegues y Mantos (JULIVERT 1967) y comprende materiales propios del Devónico Inferior, que forman el frente del clásicamente llamado «Cabalgamiento de Arnao» sobre el Estefaniense.

Debido a que en la Plataforma de Arnao las capas están expuestas en condiciones excepcionales, hemos podido realizar estudios muy detallados sobre amplias superficies de los estratos que nos han permitido apreciar las variaciones faunísticas y valorar las posibles relaciones de unos organismos con otros, así como las de éstos con el medio. Estas observaciones se han podido tener en cuenta no sólo horizontalmente de manera espacial, sino también a lo largo del tiempo, reflejado por las distintas asociaciones faunísticas presentes en los diferentes niveles. En este estudio hemos podido identificar gran número de formas que representan de manera aproximada las distintas comunidades existentes en momentos determinados.

LA SERIE ESTRATIGRAFICA

Los materiales Devónicos que aparecen entre el Cabo la Vela y el Estefaniense de Arnao, parte de ellos objeto de este estudio, corresponden a los 58 metros basales de la Formación Aguión.

En la columna estratigráfica realizada en este sector se han diferenciado tres conjuntos principales de capas que hemos denominado de muro a techo:

- Conjunto Calcáreo (CC).
- Conjunto Pizarroso-margoso (CP).
- Conjunto de margas Rojas y Verdes (CR).

Estos conjuntos están caracterizados por su litología y a su vez han sido subdivididos en distintos niveles y subniveles en base a su contenido faunístico (fig. 2A). Los tres conjuntos principales, al menos aproximadamente, corresponden a los que distinguió SCHMIDT (1931) en base a los datos estratigráficos suministrados por KEGEL.

Esta serie se ha comparado con la existente al Este del Cabo de Peñas.

Los 58 metros que afloran en Arnao son comparables de una manera muy precisa con los 66 metros basales de la Formación Aguión en su corte tipo, entre Moniello y Bañugues, donde se han podido reconocer los tres conjuntos principales de capas, cuya litología y contenido faunístico son prácticamente los mismos.

De estos tres conjuntos de capas, el superior de Margas Rojas y Verdes posee en la localidad de Arnao un espesor de 25 metros y faunísticamente se caracteriza por la gran abundancia de *Trybliocrinus flatheanus*, especie que

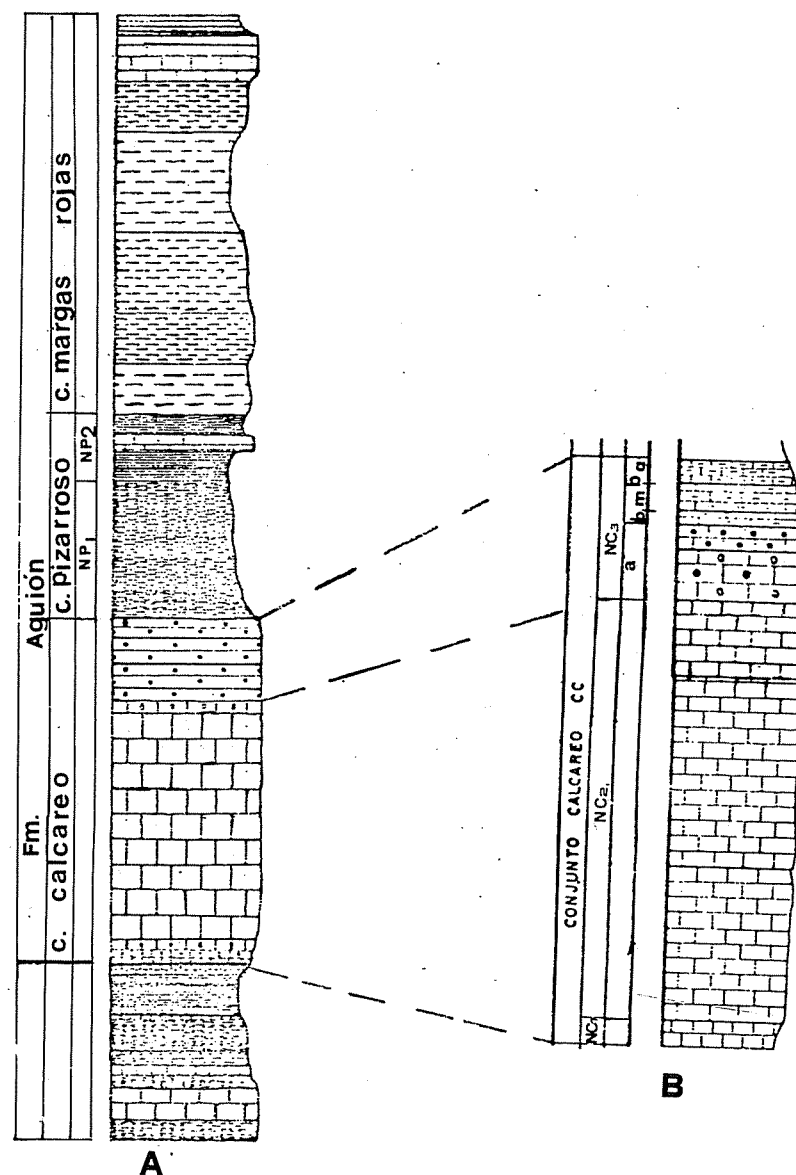


Fig. 2. Columna estratigráfica de la formación Aguión en la "Plataforma de Arnao".

indica unas condiciones paleoecológicas muy diferentes a las de los otros dos conjuntos inferiores y será objeto de un próximo trabajo.

En cuanto a la edad, la serie se inicia en la base del Emsiense superior, observándose la desaparición o disminución en número de formas que son muy abundantes en los materiales inferiores, como son *Pleurodictyum problematicum* (GOLDFUSS), *Delocare rostrata* ARBIZU, *Vandercammenina trigeri* (VERNEUIL), *Leptaenopyxis bouey* (BARRANDE), *Uncinulus pila* (SCHNUR) etc. y por otra parte hacen su aparición otras formas que son abundantes durante el Emsiense Superior tales como *Trybliocrinus flatheanus* (GEINITZ), *Anathyris ezquerrai* (VERNEUIL y ARCHIAC), *Anathyris phalaena* (PHILLIPS), *Schizophoria vulvaria* (SCHLOTHEIM), *Schizophoria beaumonti* (VERNEUIL), *Euryspirifer paradoxus* (SCHLOTHEIM), etc.

Conjunto Calcáreo

Este conjunto tiene 22 metros de potencia y está constituido por una caliza masiva de tonos grisáceos y composición eminentemente bioclástica (fig. 2B). Dentro de este conjunto se han diferenciado tres niveles, denominados de muro a techo:

- Nivel calcáreo encrinítico rojo (NC₁)
- Nivel calcáreo encrinítico masivo (NC₂)
- Nivel calcáreo arrecifal (NC₃)

Nivel calcáreo encrinítico rojo (NC₁). Este nivel de un metro de potencia está constituido por una caliza bioclástica de tipo Grainstone, compuesta por fragmentos de Crinoideos y Briozoos; posee una fuerte coloración rojiza que permite utilizarlo como excelente nivel guía.

Nivel calcáreo encrinítico masivo (NC₂). Este nivel corresponde a una caliza masiva de tonos grises que posee una potencia de 16 metros. Está constituido por una caliza bioclástica de tipo packestone en la base y packestone-wackestone hacia el techo; los fragmentos de la misma están constituidos por restos de Crinoideos y Briozoos muy desgastados junto con algún Coral Tabulado.

Nivel calcáreo arrecifal (NC₃). Este nivel de unos 5 metros de potencia posee un marcado carácter arrecifal y está constituido por una caliza de aspecto tableado que contiene gran cantidad de fauna, contituida principalmente por Tabulados y Briozoos. Atendiendo a su composición faunística se han diferenciado dos partes: Subnivel inferior NC_{3a} y Subnivel superior NC_{3b}.

Subnivel inferior NC_{3a}. Este subnivel, con una potencia de 3 metros, está constituido por una caliza de tipo floodstone, con una matriz de tipo packestone formada por restos de Crinoideos y Briozoos. Los fósiles de mayor tamaño corresponden, casi exclusivamente, a tabulados ramificados muy bien conservados. Hacia el techo van apareciendo numerosos Alveolítidos lamelares junto con algún Briozoo lamelar y algún Rugoso colonial masivo.

Subnivel superior NC_{3b}. Este subnivel posee un espesor de 2,5 metros y

su aspecto exterior, debido a la gran cantidad de Briozoos y Tabulados lamelares existentes, es el de una caliza laminada. En conjunto sería una caliza tipo bindstone, con una cantidad pequeña de matriz formada por restos de Crinoideos y Briozoos que hacia el techo presenta una mayor proporción de material arcilloso. Atendiendo al contenido faunístico se han distinguido tres partes diferentes: inferior, media y superior.

Parte inferior. Su espesor es de 0,5 metros y está caracterizada por la presencia de Alveolítidos lamelares de tamaño medio y Tabulados ramificados. Además de éstos existe una moderada cantidad de Rugosos coloniales fasciculados de tamaño grande.

Parte media. Esta parte posee un espesor de 1,10 metros y se caracteriza por la gran abundancia de Alveolítidos lamelares de gran tamaño junto con algún Briozoo lamelar. En las zonas protegidas bajo los Alveolítidos se encuentra una gran cantidad de fauna, destacando los Braquiópodos cementantes, Aulopóridos, Briozoos Fenestélidos y algún Rugoso solitario de pequeño tamaño.

Parte superior. El espesor de esta parte es de 0,90 metros y está caracterizada por la gran abundancia de Briozoos lamelares de tamaño muy grande. Además de éstos se encuentran algunos Alveolítidos lamelares y Tabulados ramificados, ambos de pequeño tamaño.

Conjunto Pizarroso-margoso

Este conjunto está formado por pizarras y margas. Se diferencia fácilmente como otra unidad independiente entre las calizas inferiores y los niveles rojos superiores por su litología, contenido faunístico y sus tonos de color marrones y grises. Este conjunto posee un espesor de 12 metros y presenta dos niveles diferentes:

- Nivel Margoso de Briozoos (NP₁)
- Nivel Pizarroso Superior (NP₂)

Nivel Margoso de Briozoos (NP₁). Este nivel de 8 metros de potencia está caracterizado por la gran abundancia de Briozoos de formas muy variadas, destacando los Fenestélidos, además de Crinoideos y algunos Braquiópodos. En los primeros metros de este nivel son muy abundantes los Braquiópodos de gran tamaño pertenecientes a los géneros *Euryspirifer*, *Leptostrophella*, *Plicostropheodonta* y *Schizophoria*.

Nivel Pizarroso Superior (NP₂). Este nivel es similar al anterior pero presenta intercalaciones de materiales típicos de medios submareales o intermareales.

EVOLUCION DE LAS COMUNIDADES: LA SUCESION ECOLOGICA

Además de las diferentes características, tanto litológicas como faunísticas, expuestas en la parte estratigráfica, ha sido posible realizar una recons-

trucción de los hábitos de vida de las diferentes comunidades bióticas, situando dichas comunidades bajo unas condiciones físicas. También se han estudiado las comunidades en conjunto con el fin de ver su evolución, que como es obvio, están ligadas a las variaciones del medio. El estudio de esta evolución nos ha permitido establecer la sucesión ecológica de los materiales de la Plataforma de Arnao.

Desde el punto de vista paleoecológico, las capas que forman los Conjuntos Calcáreo y Pizarroso-margoso, están relacionadas con el desarrollo de un arrecife. Dentro de este desarrollo se diferencian tres tipos de condiciones diferentes que están representadas por tres grupos de comunidades bióticas distintas:

- Comunidades relacionadas con barras bioclásticas.
- Comunidades arrecifales.
- Comunidades relacionadas con las zonas protegidas del arrecife.

Las comunidades del primer grupo constituyen la parte inferior de esta serie y se desarrollan en los niveles NC₁ y NC₂. Estas comunidades están representadas, principalmente, por pequeños Tabulados y Briozoos incrustantes (fig. 3), que vivirían de manera dispersa sobre barras bioclásticas originadas por la acumulación de fragmentos arrastrados de otros organismos, principalmente Crinoideos y Briozoos. Estas barras constituirían la base necesaria para la implantación de un arrecife (fig. 11-I).

El proceso arrecifal que se desarrolla sobre el relieve creado por las barras bioclásticas tiene lugar en dos estadios diferentes: un estadio inicial de colonización y un estadio final formado por el arrecife sensu estricto.

El estadio inicial de colonización está representado por las comunidades bióticas del subnivel NC_{3a} (fig. 11-II), constituidas casi exclusivamente por Tabulados ramificados que colonizan y fijan las barras, siendo los pioneros en el desarrollo de este arrecife (fig. 4).

Esto permite la formación progresiva de un relieve cada vez mayor, dando lugar a un aumento progresivo de la energía del medio y debido a ello aparecen en estas barras, cada vez más colonizadas, otras formas coloniales como Alveolítidos lamelares de pequeño tamaño junto con Rugosos masivos y algún Briozoo lamelar, tal como se puede ver en la parte superior de este subnivel (fig. 5).

La gran abundancia de Tabulados ramificados en las comunidades de este subnivel y la falta de organismos propios de zonas energéticas altas, sitúa este estadio inicial en una zona de relativa baja energía comparable a una zona infraturbulenta; sin embargo la presencia en la parte alta de este subnivel de Alveolítidos y Rugosos masivos indicarían unas condiciones energéticas ligeramente más elevadas.

El estadio final puede considerarse ya como un verdadero arrecife y debido a su morfología hay que considerarlo como un arrecife de tipo bios-tromo. Este estadio final, con formación del verdadero arrecife, tiene lugar en

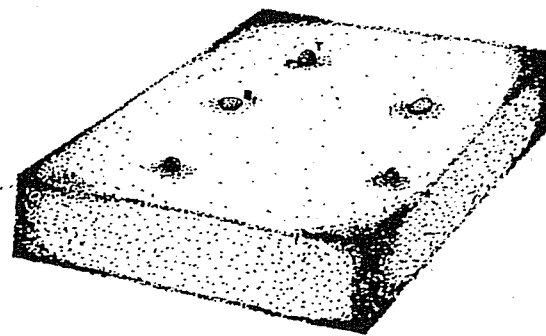


Fig. 3. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NC_1 y NC_2 .
Br. Briozoos incrustantes. T. Tabulados.

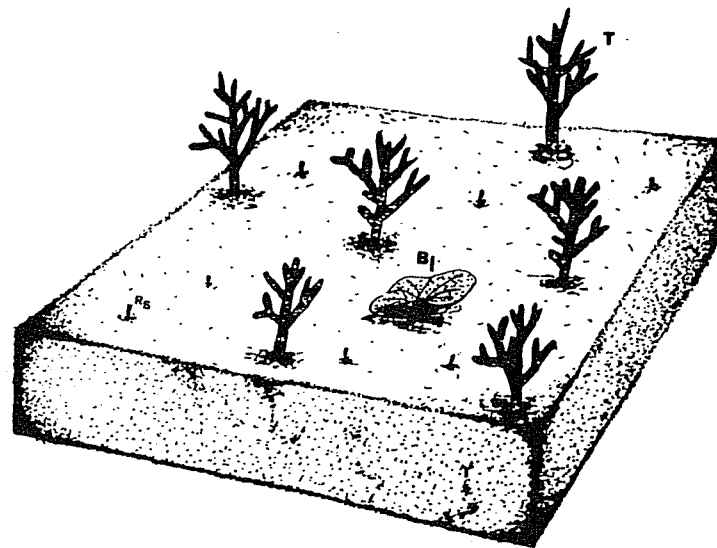


Fig. 4. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NC_{3a} .
T. Tabulados ramificados. Bl. Briozoos lamelares.
Rs. Rugosos solitarios.

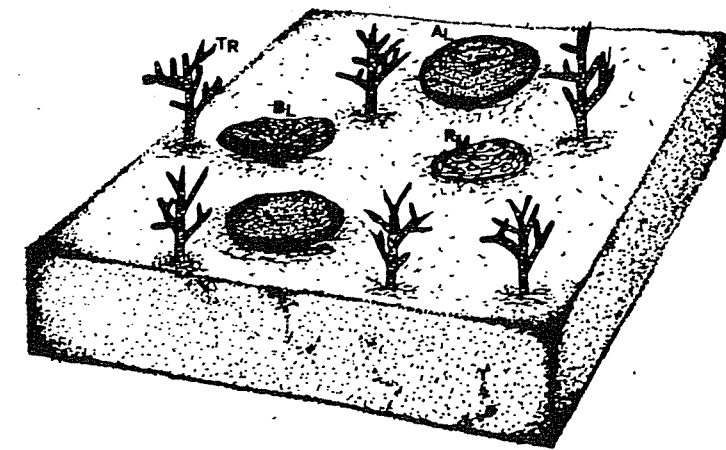


Fig. 5. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NC_{3a} (alta).
Tr. Tabulados ramificados. Rm. Rugosos masivos.
Al. Alveolítidos. Bl. Briozoos lamelares.

tres fases representadas cada una de ellas por distintas comunidades bióticas. La primera de ellas corresponde a la comunidad biótica de la parte inferior del subnivel NC_{3b} ; esta comunidad está representada por una fauna muy variada de Alveolítidos lamelares, Tabulados ramificados, Rugosos fasciculados y Briozoos lamelares que aparecen en porcentajes similares (fig. 6). Esta comunidad representa la migración desde el estadio inicial hacia una zona energética más alta y más propicia para el desarrollo del arrecife (fig. 11-III). Esto se evidencia por el aumento en proporción de los Alveolítidos aunque el tamaño de los mismos, no excesivamente grandes, y la presencia, todavía abundante, de Tabulados ramificados nos sitúa estos niveles en una zona que todavía es de relativa baja energía que podríamos comparar a una zona situada entre las zonas infraturbulenta y subturbulenta.

La segunda comunidad de este estadio final corresponde a la comunidad biótica de la parte media del subnivel NC_{3b} , que está formado casi exclusivamente por Alveolítidos lamelares de un tamaño muy grande; en las zonas protegidas bajo los Alveolítidos se observó una colonización muy importante llevada a cabo por organismos muy variados tales como Braquiópodos cementantes, Briozoos de formas cilíndricas y Fenestélidos, Aulopóridos y Rugosos solitarios de pequeño tamaño (fig. 7). Este gran aumento en proporción y tamaño de los Alveolítidos lamelares nos indicaría el paso del arrecife a una zona de energía más alta, relativamente alta, que sería comparable a una zona subturbulenta (fig. 11-IV A).

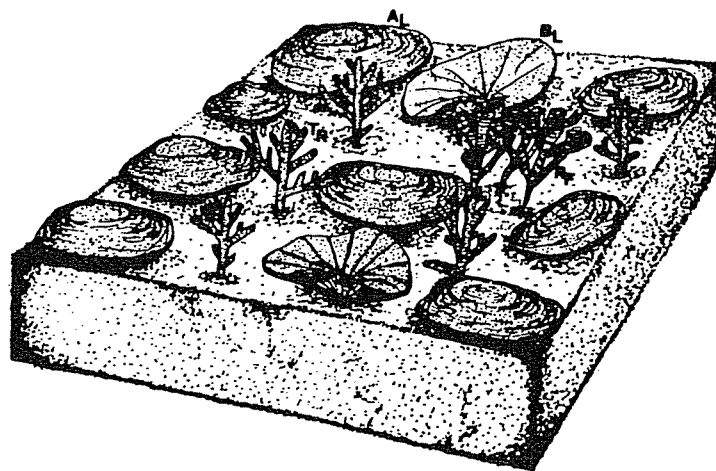


Fig. 6. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NC_{3b} (baja).

Al. Alveolíticos. Rf. Rugosos fasciculares.
Tr. Tabulados ramificados. Bl. Briozoos lamelares.

La tercera comunidad corresponde a la comunidad biótica de la parte superior del subnivel NC_{3b}, la cual está formada por Briozoos lamelares, en proporción muy elevada, junto con algún Alveolítico lamelar y algún Tabulado ramificado (fig. 8); esto nos indica que el arrecife ha pasado otra vez a situarse en condiciones más bajas de energía comparables a las de una zona infraturbulenta (fig. 11-IV B).

El siguiente grupo de comunidades corresponde a las comunidades que se desarrollaron en medios propios de las zonas protegidas del arrecife. La primera comunidad, en este grupo, es la comunidad biótica de la parte baja del nivel NP₁, la cual está formada principalmente por especies de Braquiópodos de gran tamaño pertenecientes a los géneros *Euryspirifer*, *Leptostrophiella*, *Plicostropheodonta* y *Schizophoria*, junto con algún Crinoideo y abundantes Briozoos (fig. 9). El excelente estado de conservación de los Braquiópodos, Crinoideos y Briozoos presentes, nos indican unas condiciones muy tranquilas propias de un medio protegido en una zona próxima al back-reef (fig. 11-IV C).

La comunidad de la parte superior del nivel NP₁, la cual sigue a la anterior en la serie, está caracterizada por la gran abundancia de Briozoos de formas muy variadas, entre los que destacan los Fenestélidos, extraordinariamente bien conservados, junto con algún Crinoideo (fig. 10).

Esto nos indica unas condiciones mucho más tranquilas que serían propias de un medio sublagunar (fig. 11-IV D).

Esta serie arrecifal termina con el nivel NP₂ que sigue presentando

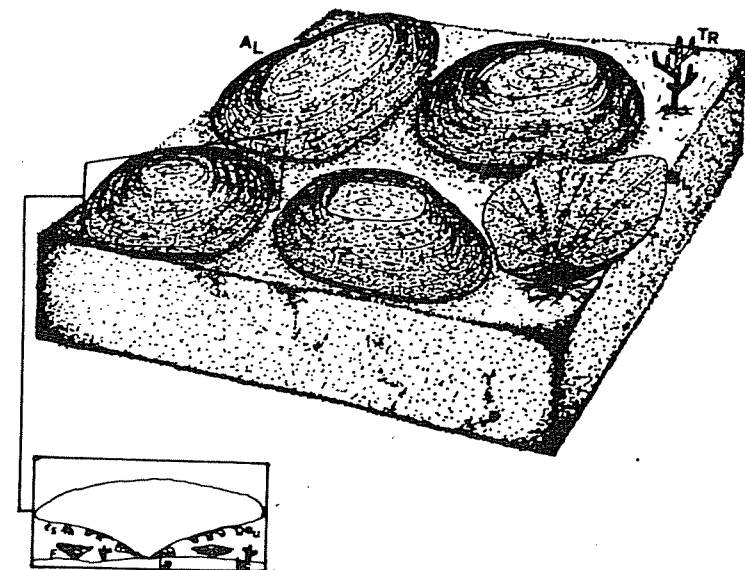


Fig. 7. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NC_{3b} (media).

Al. Alveolíticos. Bl. Briozoos lamelares.
Tr. Tabulados ramificados. F. Fenestélidos.
Au. Aulopóridos. Bc. Briozoos cilíndricos.
Rs. Rugosos solitarios. Lp. Leptaenomendas sp.

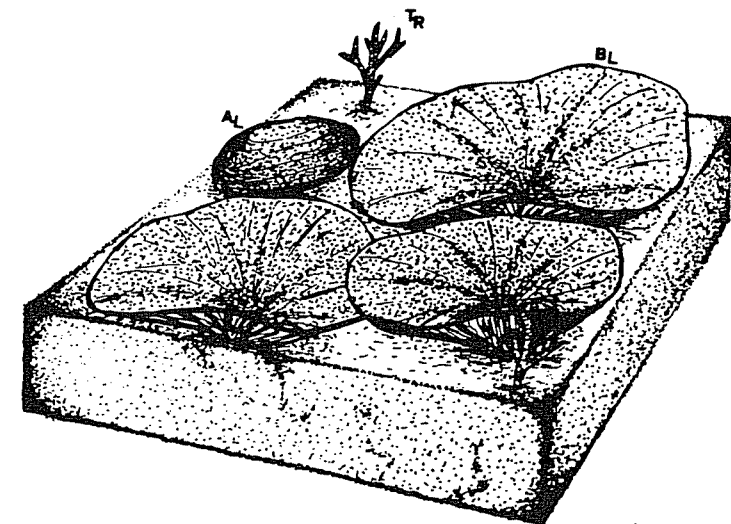


Fig. 8. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NC_{3b} (alta).

Bl. Briozoos lamelares. Al. Alveolíticos.
Tr. Tabulados ramificados.

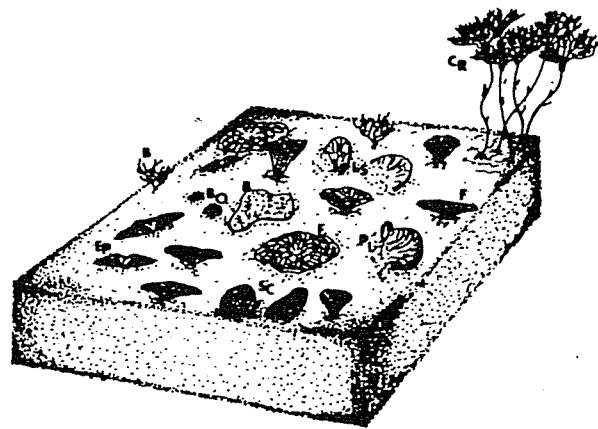


Fig. 9. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NP₁ (baja).

Ep. *Euryspirifer paradoxus*.
Ls. *Leptostrophia* sp.
Sc. *Schizophoria* sp.
Pl. *Plicostropheodonta* sp.

F. Fenestélidos.
B. Otros Briozoos.
Cr. Crinoideos.
Bq. Otros Braquiópodos.

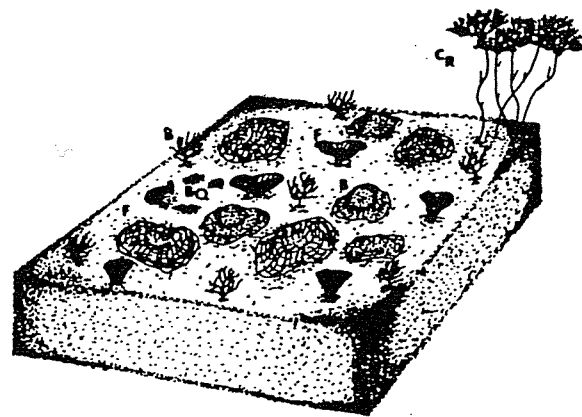
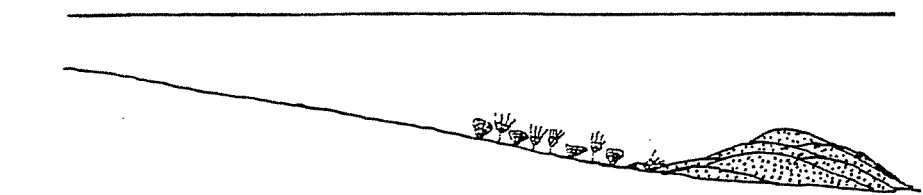


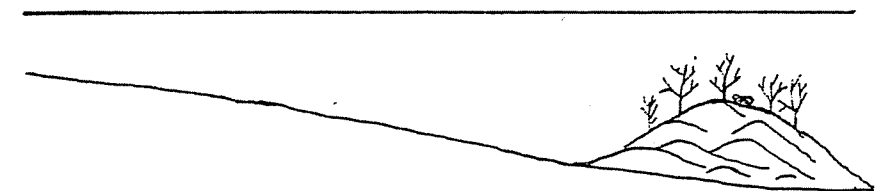
Fig. 10. Reconstrucción de los hábitos de vida de la Comunidad Biótica del nivel NP₁ (alta).

F. Fenestélidos.
B. Otros Briozoos.

Bq. Braquiópodos.
Cr. Crinoideos.



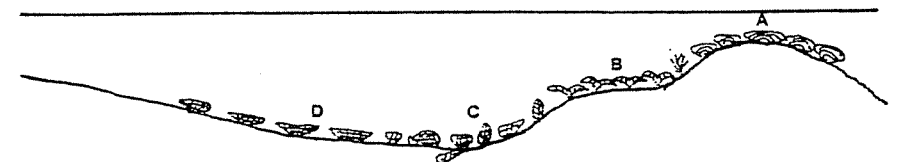
I: Formación de barras bioclasticas



II: Estadio inicial de colonización



III: Formación del arrecife



IV: Desarrollo final del arrecife. A: Comunidad de Alveolíticos, B: com. de briozoos lam., C: zona de back-reef, D: zona sublagunar

Fig. 11. Representación gráfica de las diferentes etapas del desarrollo arrecifal.

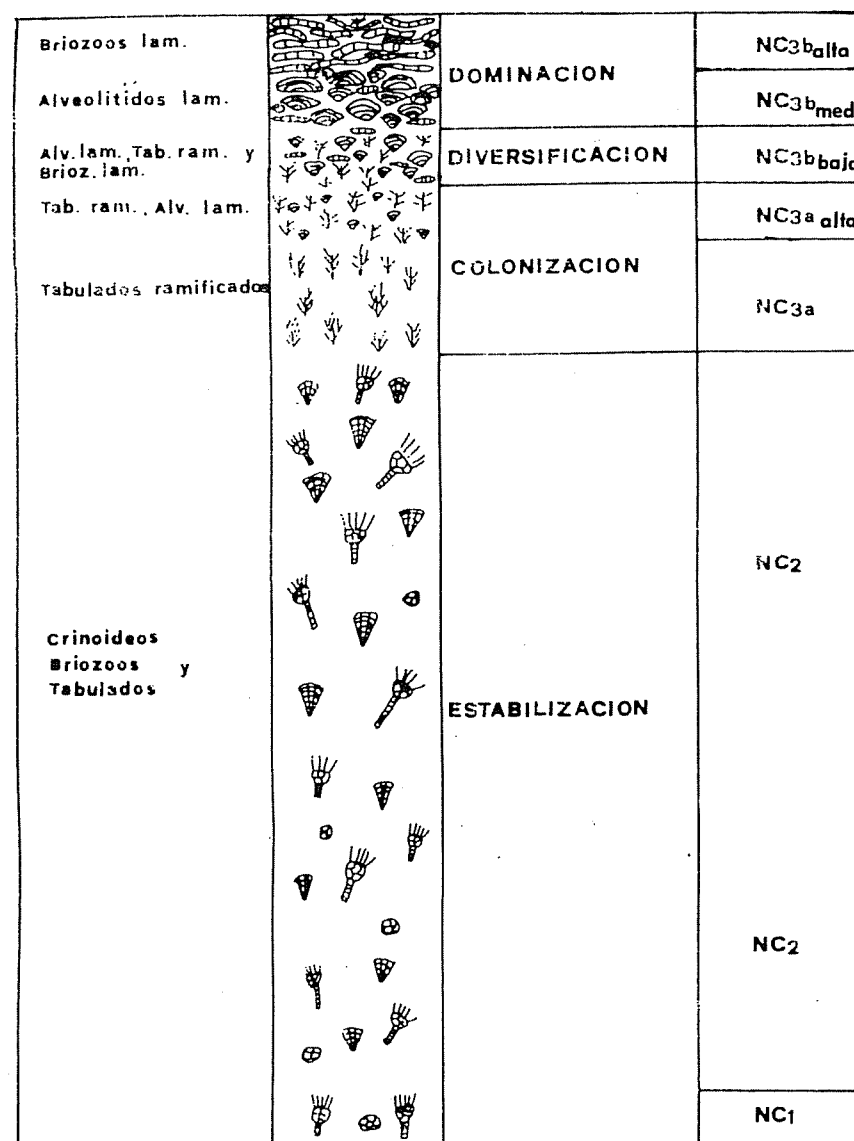


Fig. 12. Evolución ecológica de la serie arrecifal.

comunidades propias de un medio sublagunar pero con algún episodio típico de medios submareales.

En conjunto estas capas representan la evolución de un modelo arrecifal desde su inicio sobre barras bioclásticas, hasta el desarrollo del mismo y posterior migración a la zona protegida del mismo.

La sucesión ecológica que presenta esta unidad es comparable a la «sucesión arrecifal» descrita por WALKER y ALVERSTAD (1975). Dichos autores describen cuatro estadios en la evolución de estas sucesiones: estabilización, colonización, diversificación y dominación, los cuales vienen representados en la figura 12 y de una manera resumida se pueden explicar de la siguiente manera:

Estabilización. Representa la preparación del sustrato para el emplazamiento del arrecife. En este caso viene representado por las comunidades de los subniveles NC₁, NC_{2a} y NC_{2b}, y es producida por la acumulación de restos de Crinoideos y Briozoos.

Colonización. Este estadio se caracteriza por el asentamiento de organismos que pueden provocar la formación de un arrecife. En este arrecife este estadio está representado en su parte inferior por las comunidades del subnivel NC_{3a} en donde aparecen y posteriormente se desarrollan, de una manera importante, los Tabulados ramificados.

Diversificación. Esta etapa está representada por un aumento en número de taxones distintos dentro de la comunidad. En esta serie este estadio no se encuentra bien desarrollado, aunque puede corresponder al subnivel NC_{3b1} donde hay un gran desarrollo de Alveolítidos, Briozoos lamelares y Rugosos coloniales.

Dominación. Representa el estadio final de la evolución arrecifal; se presenta cuando el arrecife es dominado por un taxón. En este arrecife la dominación es producida por dos taxones diferentes y de forma sucesiva; en primer lugar dominan los Alveolítidos y posteriormente fueron sustituidos por Briozoos lamelares. Este cambio de fauna va acompañado de una marcada disminución de la energía del medio.

BIBLIOGRAFIA

- AGER, D. V. (1963). *Principles of Paleocology*. McGraw-Hill, New York, 371 pp.
- ANDERSON, E. J. (1971). Enviromental models for Paleozoic Communities, *Lethaia*, 4: 287-302. Oslo.
- ARBIZU, M. (1972). El Devónico Inferior de la costa asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Astúrica*, 3: 33-38. Oviedo.
- ARBIZU, M. et al. (1979). Biostratigraphical study of the Moniello Formation (Cantabrian Mountains, Asturias, NW Spain). *Geologica et Paleontologica*, 13: 103-124. Marburg.
- BARROIS, Ch. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 2 (1), 630 pp. Lille.
- BRETSKY, P. (1969). Evolution of paleozoic benthic marine invertebrate communities. *Paleogeog., Paleoclimat., Paleoecol.*, 6: 45-59. Amsterdam.
- COMTE, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60: 440 pp. Madrid.
- EMBRY, A. F. y KLOVAN, J. E. (1972). Absolute water Depthlimits of late Devonian Paleocological zones. *Geol. Rundschau*, 61, 2: 672-686, Stuttgart.
- GARCIA-ALCALDE, J. et al (ed.) (1979). Meeting of the international subcommission on Devonian Stratigraphy. Guidebook of the field trip: 4-31, *Serv. Publ. Univ. Oviedo*.
- JOHNSON, R. G. (1960). Models and methods for the analysis of the mode of formation of fossil assemblages. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71 (7): 1075-1086.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1973). Memoria explicativa del Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 de Avilés. *Inst. Geol. Min. de España*: 30 pp. Madrid.
- LECOMPTE, M. (1967). Le Devonien de la Belgique et le Nord de la France. in: *International Symposium on the Devonian System*, Vol. I: 15-53. Calgary.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1976). Biofacies y litofacies de la formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la cordillera cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 9: 93 pp. Oviedo.

- MENDEZ-BEDIA, I. y SOTO, F. (1984). Paleocological Sucesion in a Devonian Organic Build up (Moniello Fm., Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geobios Num. Special*, 8: 150-157. Lyon.
- MISTIAEN, B. (1980). Niveaux construits à Bryozoaires Fistuliporides dans le Devonien de L'Haryarafat, Afghanistan central. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), t. XXII, n.º 1: 103-113. París.
- RADIG, F. (1962). Zur stratigraphie des devons in Asturiem (Nord-Spanien). *Geol. Rundsch.*, 50: 249-267. Stuttgart.
- TSIEN, H. H. (1971). The middle and Upper Devonian Reef-complexes of Belgium. *Petroleum Geology of Taiwan*, 8: 119-173.
- WALKER, K. R. y ALBERSTADT, L. P. (1975). Ecological sucesion as an aspect of structure in fossil communities. *Paleobiology*, 1: 238-257.
- WILLIAMS, L. A. (1980). Community sucesion in a Devonian patch-reef (Onondaga Formation, New York) physical and biotic controls. *Journal of sedimentary Petrology*, 50 (4): 1169-1182.

**HALLAZGO DEL PRIMER EDRIOASTEROIDEO EN EL
PALEOZOICO DE LA PENINSULA IBERICA**

Miguel ARBIZU

Departamento de Paleontología, Universidad de Oviedo.

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 53-60, Zaragoza, 1986.

RESUMEN

Se documenta el primer hallazgo de un Edrioasteroideo en la Península Ibérica. Consiste en un único ejemplar, de tamaño relativamente grande para el grupo, que se encuentra prácticamente completo.

Probablemente la forma corresponda a un nuevo género que por sus caracteres debe situarse próximo a *Agelacrinites*.

El ejemplar ha sido encontrado entre las puntas de Aguión y Moniello en la costa Asturiana, en capas que debieron depositarse en condiciones someras durante el Emsiense Superior.

ABSTRACT

The first finding of an Edrioasteroid in the Iberian Peninsula is documented. It consists of only one specimen, in an excellent state of preservation and of a relatively big size for the group. Probably, the form corresponds to a new genus which, on the basis of its features, must be placed close to *Agelacrinites*.

The specimen has been found in beds located between the headlands of Aguión and Moniello on the Asturian coast, with conditions of deposition suggesting a shallow marine environment during the Upper Emsian.

INTRODUCCION

El Devónico de Asturias posee una gran variedad de faunas fósiles entre las que destacan Corales, Braquiópodos, Trilobites y Equinodermos principalmente.

Si bien los Equinodermos son muy variados en esta región, nunca se había realizado ninguna cita en la que se señalase la presencia de representantes del grupo de los Edrioasteroideos. Esta nota constituye la primera referencia, no sólo en la Cordillera Cantábrica sino en toda la Península Ibérica, sobre este grupo de Equinodermos.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El ejemplar ha sido recogido en la costa asturiana en los alrededores de Luanco entre las Puntas del Aguión y de Moniello (fig. 1).

El yacimiento se encuentra en el tercio superior de la Formación Aguión y su edad es Emsiense Superior (fig. 1).

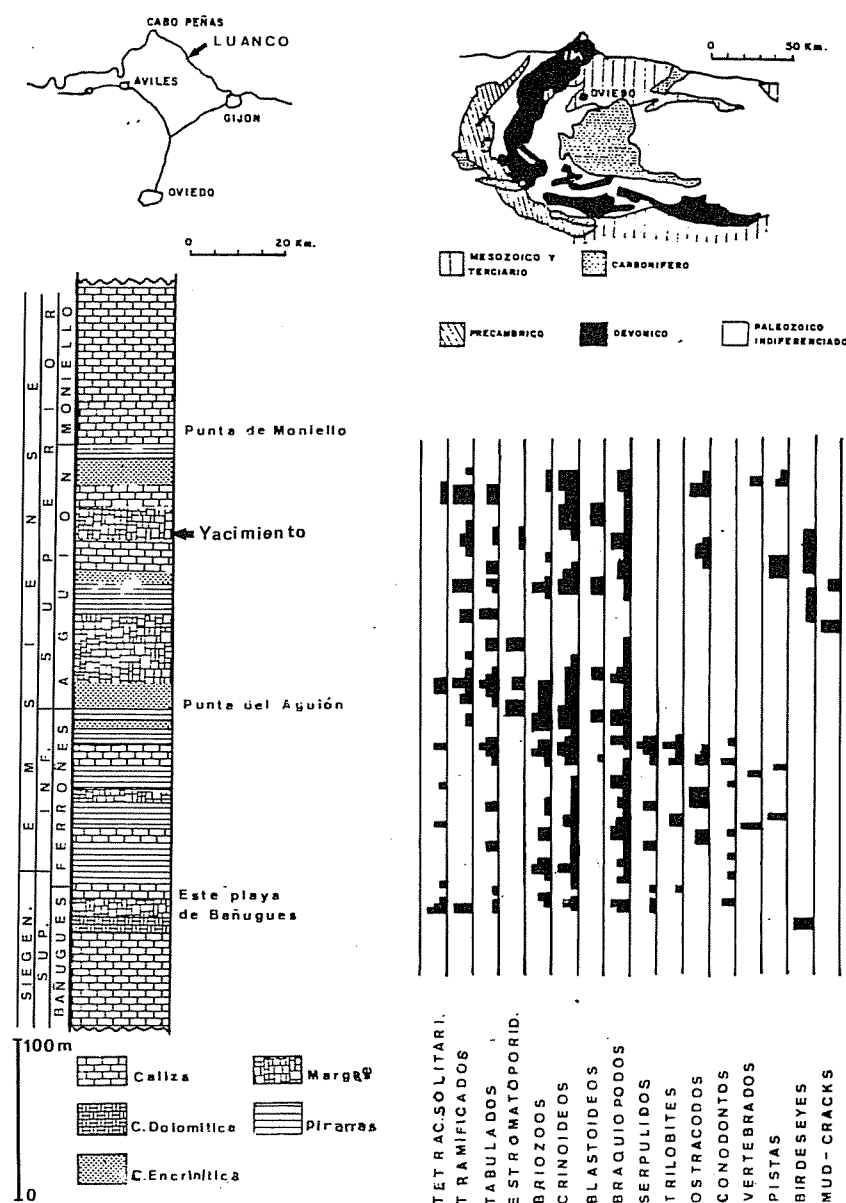


Fig. 1. Situación geográfica y geológica.

EL YACIMIENTO

De acuerdo con las características de los sedimentos en donde se han encontrado Edrioasteroideos, así como de la fauna asociada, se deduce que estos organismos vivieron preferentemente en medios litorales de aguas claras.

Las condiciones óptimas de desarrollo, aparentemente, se dieron sobre sustratos calizos aunque también se han encontrado en margas y pizarras e incluso el género *Stromatocystites* pudo soportar suelos arenosos.

Como se puede observar en la columna (fig. 1), esta forma se ha encontrado en una serie cuyas características litológicas nos indican que el depósito de estos materiales se realizó en unas condiciones litorales, intermareales para algunos niveles y muy próximos a la zona intermareal (submareales) para otros.

El nivel preciso donde se ha recogido el ejemplar es un delgado lecho margocalcáreo, de unos pocos milímetros de espesor, con gran contenido en organismos sésiles (Braquiópodos, Rugosos, Tabulados, Crinoideos, etc.) y algunos libres como los Trilobites.

Este nivel correspondería a un medio submareal muy bien oxigenado, con aguas claras y abundancia de nutrientes.

EL EJEMPLAR

Este primer hallazgo de un Edrioasteroideo en el Paleozoico de la Península Ibérica, corresponde a un individuo de 32 milímetros de diámetro, tamaño que puede considerarse grande dentro del grupo. El estado de conservación de este ejemplar es muy bueno aunque algunas partes, especialmente su región peristomial, no se encuentran perfectamente conservadas (Lám. 1 figs. 1 y 3).

Por su aspecto general y la presencia de un gran número de placas en la región peristomial, el ejemplar debe situarse dentro de la familia Agelacrinitidae y próxima al género *Agelacrinites* VANUXEM (fig. 2 y Lám. 1 fig 2).

Sin embargo este individuo presenta claras diferencias con el género mencionado, principalmente por el tipo de curvatura de los ambulacros, los cuales presentan una disposición solar en los ambulacros A, B y C, mientras que los D y E se disponen de manera contrasolar. Este tipo de disposición, hasta la actualidad, no se ha encontrado en ningún género de Edrioasteroideo y probablemente represente un nuevo género dentro de la familia Agelacrinitidae (fig. 2 y Lám. 1 fig. 1).

El estudio minucioso de la región peristomial permitirá conocer exactamente como se realiza la inserción de los ambulacros con dicha región, así como la morfología y disposición precisa de las placas cobertoras ambulacrales y las placas basales ambulacrales. Esto permitirá una descripción precisa de este ejemplar que por el momento es prudente dejarlo en nomenclatura abierta, como *Agelacrinites* ? sp., hasta que no sea más perfectamente conocido.

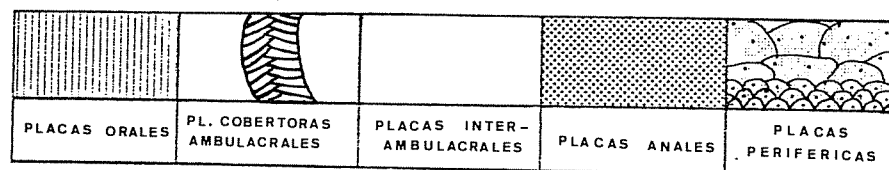
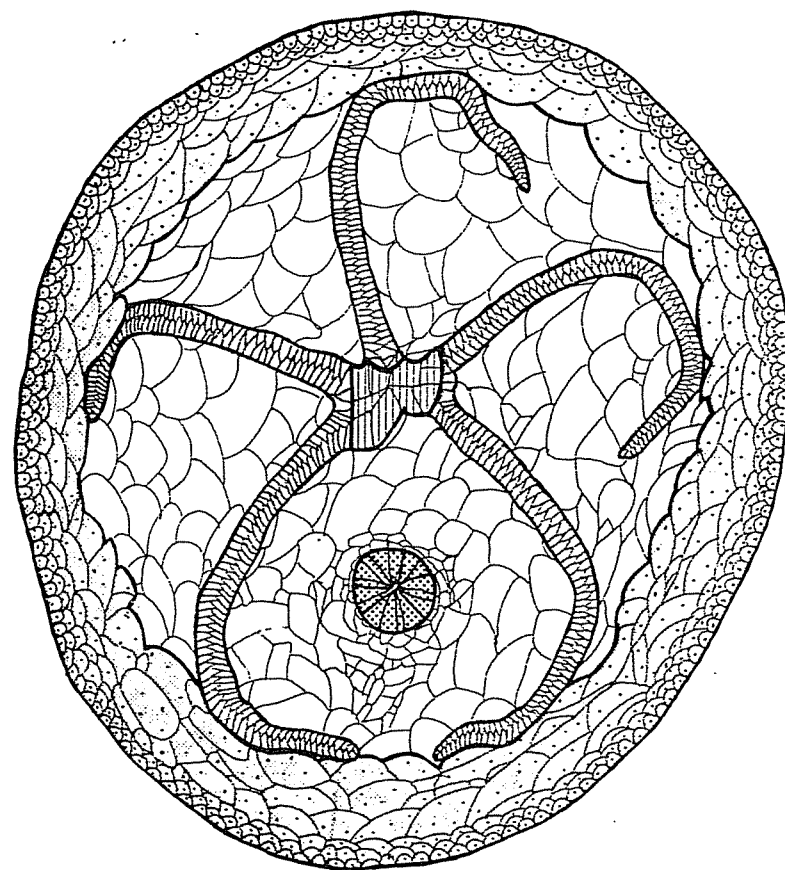
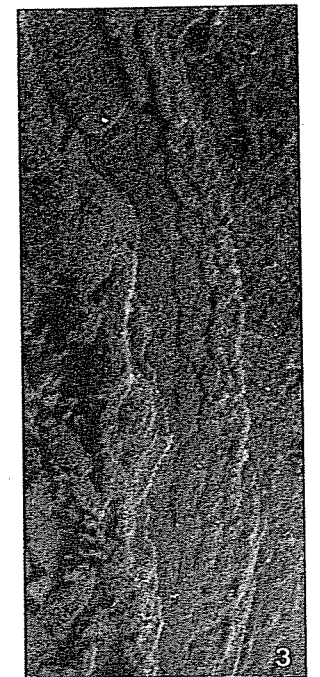


Fig. 2. Reconstrucción de *Agelacrinites?* sp.

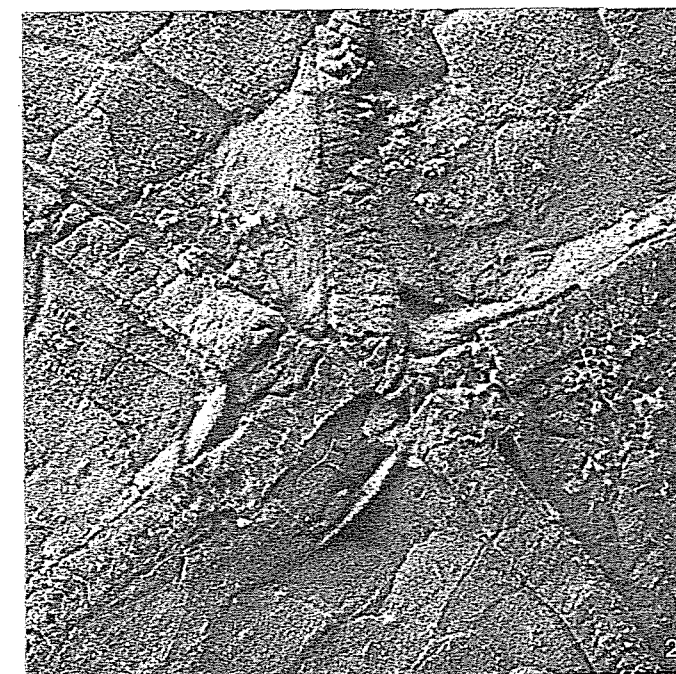
LAMINA 1



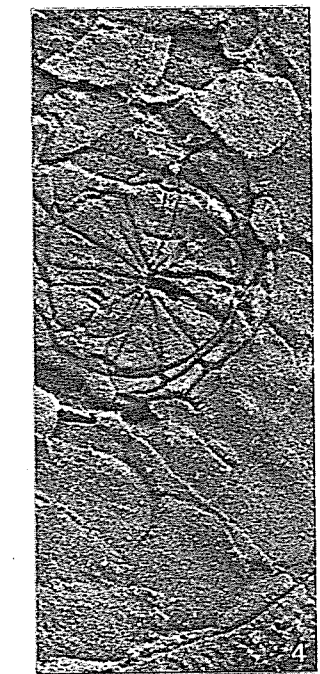
1 Vista general del ejemplar $\times 3$.



3 Detalle de las placas de la región marginal $\times 8$.



2 Detalle de la región peristomial $\times 8$.



4 Detalle de las placas anales $\times 8$.

BIBLIOGRAFIA

- ARBIZU, M. (1972). El Devónico Inferior de la costa asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Astúrica*, 3: 33-38. Oviedo.
- BARROIS, Ch. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 1 (2): 630 pp. Lille.
- BELL, B. M. (1966). Phylogenetic implications of ontogenetic development in the class Edrioasteroidea (Echinodermata). *J. Paleont.*, 50: 1001-1019. Menasha.
- (1976). A study of North American Edrioasteroidea. *Mem. N. Y. St. Mus. Sci. Serv.*, 21: 446 pp.
- FOERSTE, A. F. (1914). Notes on Agelacrinitidae and Lepadocystinae, with descriptions of *Thresherodiscus* and *Brockocystis*. *Bull. Sci. Labs. Denison Univ.*, 17 (14): 399-487, Granville. Ohio.
- RADIG, A. B. (1961). Zur stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, 1 (51): 249-267. Stuttgart.
- REGNELL, G. (1950). *Agelacrinites ephraemovianus* (BOGOLUBOV) and *Lepidodiscus fistulosus* ANDERSON (Edrioasteroidea). *K. Fysiogr. Sällsk. Lund Förh.*, 20 (20): 218-237.
- REGNELL, G. (1966). Edrioasteroids. En: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, V. (Echinodermata 3): U 136-U 173, Lawrence. Kansas.
- SMITH, A. B. (1983). British Carboniferous Edrioasteroidea (Echinodermata). *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.)*, 37 (3): 113-138. London.

SI HOY ES MARTES ESTO ES BELGICA
(Problemas bioestratigráficos y recurrencias morfológicas en los ammonoideos del Jurásico inferior)

Juan Carlos BRAGA* y Pascual RIVAS*

* Departamento de Paleontología, Universidad de Granada.

RESUMEN

Los ammonoideos se han considerado clásicamente un grupo privilegiado como indicadores biocronológicos debido a su amplia dispersión y rápidos cambios que dan lugar a sucesiones morfológicas características.

Los ejemplos analizados del Jurásico inferior plantean un panorama algo distinto. Aún trabajando con material relativamente bueno no es fácil su determinación ni el establecimiento de una biocronología. El escaso número de elementos con que se juega en la construcción de las conchas de los ammonoideos del Jurásico inferior y la escasa variedad de los ambientes, repetidos a lo largo del tiempo, dan lugar a recurrencias morfológicas.

Por otra parte las limitaciones biogeográficas determinan que aun conociendo las formas de una región y sus relaciones temporales sea difícil su correlación con las escalas cronoestratigráficas standard.

ABSTRACT

The Ammonoidea have classically been considered as a privileged group for biochronology mainly due to its wide geographical range and its high rate of morphological change that lead to characteristic successions of morphologies.

By the study of the Lower Jurassic forms a different picture may be drawn. Even when we work with well preserved examples they may appear difficulties in their determination and in establishing a biochronology. The low number of morphological elements implied in the shell of the Lower Jurassic ammonites as well as the scarcity of different environments repeated along the time, gives place to morphological recurrences.

In the other hand the biogeographical distribution of some taxa makes it difficult to insert them in the standard chronostratigraphic scales even if we know their age relations with other forms.

La importancia de los ammonoideos en la bioestratigrafía es tradicionalmente reconocida. Los comienzos de la formalización de las unidades bioestratigráficas se basaron en gran medida en los ammonoideos y en la actualidad sigue siendo el grupo que constituye la base de las escalas zonales para gran parte del Mesozoico. A estas escalas, en mayor o menor grado, deben adaptarse las compuestas con otros organismos. Por otro lado, las unidades cronoestratigráficas estables del Mesozoico refieren sus límites en gran medida a las escalas zonales basadas en ammonoideos.

Esta importancia biocronológica esta ligada a que el grupo cumple frecuentemente los requisitos exigidos a un buen fósil característico: evolu-

ción rápida, amplia distribución geográfica, tolerancia ecológica, abundancia y características morfológicas fáciles de reconocer (RAUP & STANLEY, 1971).

Esta importancia esta sobrevalorada en Europa debido a la gran extensión de los afloramientos mesozoicos con facies pelágicas ricas en ammonioideos. Históricamente, además, los inicios de la Paleontología y de la Bioestratigrafía se sitúan en Europa en un área con un contexto paleobiogeográfico bastante homogéneo para el Mesozoico, que acentúa el valor dado inicialmente a los ammonites como elementos de correlación estratigráfica.

Estas características, indudablemente positivas, de los ammonioideos como fósiles índice han sido extremadas hasta tal punto que se ha llegado a considerar la utilidad bioestratigráfica de los ammonioideos al margen de su conocimiento paleontológico. De hecho se ha asumido de modo habitual que se puede realizar una bioestratigrafía previamente al estudio paleontológico de los ammonioideos involucrados. A título de ejemplo, GUÉX (1979) considera que una mera determinación tipológica es suficiente en el trabajo bioestratigráfico, en un intento de formalización del método bioestratigráfico. Actitudes similares son frecuentes en la literatura bioestratigráfica del Mesozoico.

Reconocemos que se pueden hacer aproximaciones biocronológicas tentativas dadas las características peculiares del grupo (morfologías muy típicas en numerosos casos, etc.) a las que se añaden, aunque sea inconscientemente, datos cronoestratigráficos, litoestratigráficos, geológico-regionales, etc. Estas aproximaciones tentativas, sin embargo, pueden ser erróneas y son, en cualquier caso, de difícil valoración.

Ejemplificando a partir de los ammonioideos del Jurásico inferior pretendemos poner de manifiesto que sin un conocimiento paleontológico adecuado no es posible realizar una bioestratigrafía fiable y científica. Sólo a través de este conocimiento se puede establecer, criticar y valorar una bioestratigrafía basada en un grupo determinado.

1. En los Ammonitina del Lias la aparición y desarrollo de cada superfamilia conlleva la explotación de las morfologías de concha posibles.

En el Lias las superfamilias de los Ammonitina presentan un relevo temporal bastante neto. Cada una de las tres superfamilias (Psilocerataceae, Eoderocerataceae e Hildocerataceae) tiene su desarrollo en una etapa y éstas corresponden respectivamente con el Lias inferior, Lias medio y Lias superior (fig. 1). Esta sucesión, más marcada aún cuando se trata de una región determinada, contrasta con la distribución de los ammonioideos a lo largo del Dogger y Malm, en los que las superfamilias se mantienen paralelamente unas a otras durante largos períodos.

La aparición y desarrollo de cada superfamilia supone una radiación adaptativa en un medio prácticamente vacío de Ammonitina de forma que la

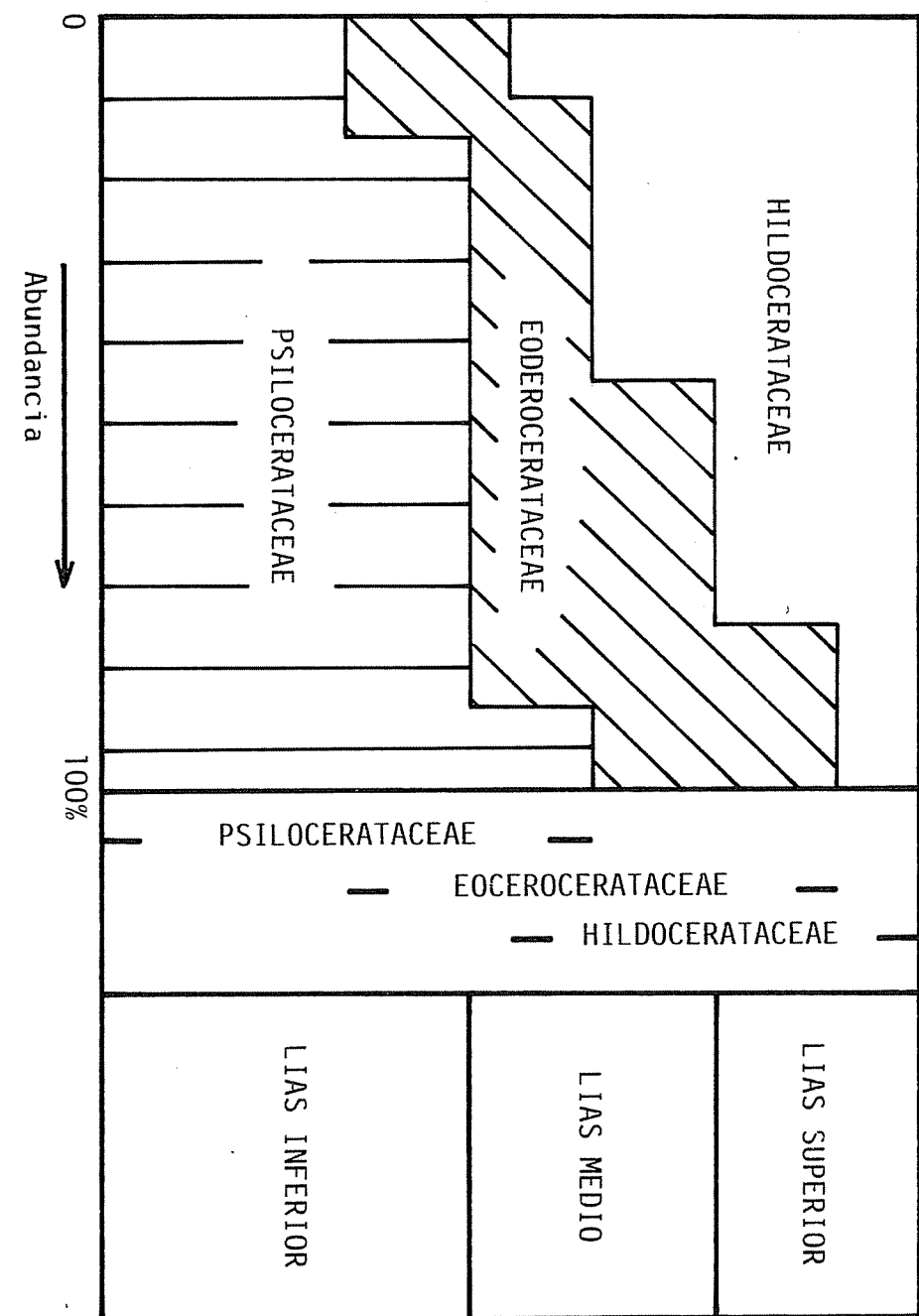


Fig. 1. Distribución temporal y frecuencias relativas de las Superfamilias de Ammonitina en el Jurásico inferior.

instalación de cada una de ellas supone la expresión de morfologías muy diversas (KENNEDY, 1977).

Siguiendo este esquema, en cada una de las etapas de expansión de una superfamilia se alcanza, por los miembros de ésta, una gran parte de los tipos morfológicos básicos en los cefalópodos con concha externa planiespiralada, si bien la frecuencia y/o persistencia de estos grupos varía de unas superfamilias a otras.

Estos tipos morfológicos básicos se pueden concretar en:

- Platiconos débilmente ornamentados.
- Platíconos a serpenticonos fuertemente ornamentados.
- Platiconos a oxiconos con ornamentación densa.
- Oxiconos con ornamentación poco marcada.
- Cadiconos a serpenticonos con ornamentación compleja (costillas bifurcadas y/o tuberculación).

Al alcanzarse estos tipos morfológicos en cada superfamilia, el relevo de las mismas supone la existencia de recurrencias morfológicas con la posibilidad de que se den todos los tipos coetáneamente; de hecho existen en momentos muy diferentes del Lias asociaciones que incluyen los cinco tipos morfológicos.

Estos tipos básicos se pueden ejemplificar con formas diversas, convergentes, de diferentes superfamilias y edad:

- Platiconos débilmente ornamentados. Corresponden a las morfologías más simples en los Ammonitina liásicos. En general son de pequeño tamaño. Ejemplos típicos son:

Psiloceras (Psilocerataceae, Hettangiense inferior)

Gemmellaroceras (Eoderocerataceae, Carixiense inferior ?)

Fieldingiceras (Hildocerataceae, Domeriense inferior).

- Platiconos a serpenticonos fuertemente ornamentados. Formas muy frecuentes en el Lias, cuyos ejemplos más típicos son:

Arnioceras (Psilocerataceae, Sinemuriense-Lotharingiense)

Echioceras (Psilocerataceae ?, Lotharingiense)

Tropidoceras (Eoderocerataceae, Carixiense medio)

Emaciatoceras (Hildocerataceae, Domeriense medio).

- Platiconos a oxiconos con costulación densa y, por lo general, de tipo sigmoidal, ejemplificados por:

Oxynticeras (Psilocerataceae, Lotharingiense)

Dayiceras (Eoderocerataceae, Carixiense inferior)

Fuciniceras (Hildocerataceae, Carixiense superior, Domeriense inferior)

Pseudogrammoceras (Hildocerataceae, Toarciense superior).

- Oxiconos poco ornamentados, ejemplificados por:

Discamphiceras (Psilocerataceae, Hettangiense medio)

Oxynticeras (Psilocerataceae, Lotharingiense)

Amauroceras (Eoderocerataceae, Domeriense).

Lioceratoides (Hildocerataceae, Domeriense-Toarciense)

- Cadiconos a Serpenticonos con ornamentación compleja, con ontogenias cambiantes. Los ejemplos pueden ser:

Canavarites (Psilocerataceae, Hettangiense)

Dactylioceras-Nodicoeloceras (Eoderocerataceae, Toarciense)

Erycites (Hildocerataceae ?, Toarciense-Aalenense).

2. En el interior de cada superfamilia estos tipos morfológicos condicionan en gran medida la separación en familias.

En el interior de cada superfamilia (y/o familia) cada una de estas morfologías tiene un esquema de distribución temporal diferente, así:

- Los platiconos débilmente ornamentados aparecen en una misma región de forma esporádica y discontinua ligados por lo general al inicio de secuencias pelágicas.

- Los platiconos a serpenticonos fuertemente ornamentados, predominan en muchas etapas, por lo general amplias, a lo largo de todo el Lias.

- Los platiconos a oxiconos de costulación densa, son poco frecuentes hasta el Lias medio en que se hacen constantes y dominantes en los dominios oceánicos mesogeos; en nuestra opinión este incremento está relacionado con la ampliación del Tethys en la región del actual Mediterráneo occidental durante el Lias medio. Su generalización en las cuencas epicontinentales noreuropeas coincide con la gran transgresión toarciense.

- Los oxiconos poco ornamentados tienen una aparición esporádica a lo largo de todo el Lias y con carácter discontinuo.

- Los cadiconos y serpenticonos de ornamentación compleja tienen un esquema de aparición similar a los anteriores y son, en casos, muy abundantes en niveles concretos.

Cualquiera de estos tipos morfológicos puede usarse para caracterizar unidades bioestratigráficas que, por lo apuntado, tendrán distinto valor en cuanto a su generalización y correlación.

Como ejemplos de la recurrencia, en el seno de cada superfamilia o familia de faunas separadas cronológicamente se pueden citar:

- *Psiloceras planorbis* (Hettangiense inferior) - *Waehneroceras aphanoptychum* (Hettangiense medio).

- *Oxynticeras* (Lotharingiense) - *Radstockiceras* (Carixiense)

- *Lioceratoides* (Domeriense-Toarciense inferior) - *Osperlioceras* (Toarciense superior)

- *Arnioceras* (Sinemuriense-Lotharingiense) - *Echioceras* (Lotharingiense).
- *Fuciniceras* (Carixiense-Domeriense inferior) - *Hildaites* (Toarciense inferior).
- *Coeloceras* (Carixiense inferior) - *Nodicoeloceras* (Toarciense inferior-medio)

3. Diferencias biogeográficas.

Existen asimismo en áreas biogeográficas diferentes, formas convergentes, con mayor o menor grado de parentesco, cuyo comportamiento biocronológico es distinto.

Con un grado de parentesco del nivel de la subfamilia y morfologías prácticamente idénticas, el rango bioestratigráfico es diferente en provincias faunísticas distintas (p. ej. *Acanthopleuroceras* y ciertos *Tropidoceras*, o el grupo de formas de los Phymatoceratinae, cuya adscripción taxonómica y distribución a lo largo del Toarciense es aún problemática (GABILLY, 1974).

Un caso distinto lo constituyen los taxones que al trasladarse de provincia faunística tienen rango vertical y/o comportamiento bioestratigráfico diferentes a los de su área de origen. A nivel genérico *Phrycodoceras* es un caso típico.

Mención especial merecen dentro de este apartado las formas de una misma especie que siguen distintos esquemas en su aparición en la región de origen y en aquellas a las que emigran. Así *Amaltheus margaritatus*, fósil índice de una zona del Pliensbachense en el Norte y centro de Europa, se encuentra también en la zona siguiente (Zona de Spinatum), y aparece de forma esporádica aunque con cierta frecuencia en las regiones mediterráneas. La correlación de estas apariciones mediterráneas con el intervalo de máxima frecuencia de la especie, que sería la hipótesis más lógica, es claramente errónea, pues *A. margaritatus* aparece en las Cordilleras Béticas en buena parte en el intervalo correspondiente a la Zona de Spinatum (BRAGA et al, 1982).

4. Problemas ontogenéticos.

Los casos hasta ahora discutidos se basan en el análisis de ontogenias completas. Los problemas pueden ser más complicados cuando se utilizan sólo partes del desarrollo ontogenético. Aparecen así casos de convergencias morfológicas muy importantes entre distintas etapas de desarrollo ontogenético como:

- *Radstockiceras-Fanninoceras* (convergentes en etapas adultas y muy diferentes en las preadultas)
- *Lioceratoides-Protogrammoceras* (convergentes en etapas adultas y diferentes en las preadultas)

- *Coeloceras-Reynescocoeloceras* (convergentes en etapas preadultas y diferentes en las adultas)

5. Diferencias morfológicas sin significación taxonómica.

También se pueden encontrar casos aparentemente opuestos: formas con morfologías diversas que pertenecen a un mismo taxón. Un ejemplo típico puede ser *Hildaites* cuya morfología (tamaño y ornamentación) cambia al pasar de facies de plataforma a facies de cuenca.

Todos estos ejemplos no son casos puramente teóricos y anecdóticos sino que condicionan el trabajo bioestratigráfico.

(1) En primer lugar, en la práctica, hacen que un ejemplar o grupo de ellos aislados no puedan determinarse sin conocer su edad o posición estratigráfica respecto a otras «formas más características». Se llega así al caso más frecuente de: «SI HOY ES MARTES ESTO ES BELGICA» o a su forma más frecuente de formulación «¿cuál es su posición en la columna estratigráfica?».

(2) Sólo un profundo conocimiento de la paleontología de los ammonioides permite su utilización precisa para el reconocimiento y la caracterización de unidades bioestratigráficas, dados por hechos tanto su muestreo correcto y suficiente como el análisis tafonómico. Este conocimiento pasa por: (a) Un análisis sistemático amplio, a fin de conocer y explicar la variabilidad intrataxonal dando el máximo sentido biológico a la taxonomía empleada. (b) Otro de tipo paleoecológico que relacione la variabilidad morfológica y los cambios en el medio de vida expresados más o menos directamente por los cambios faciales. (c) Otro biogeográfico que permita eliminar las suposiciones simplistas sobre la identidad de las sucesiones faunísticas en cuencas distintas; o lo que es lo mismo, que en cualquier región las secuencias de faunas se comportan igual que lo hacen en las áreas mejor conocidas o en las áreas tipo, que en la mayor parte de los casos lo son sólo por razones históricas.

(3) Las formas características, objetos fácilmente identificables independientemente de su entidad biológica, de distribución geográfica amplia, pueden pretender ser una excepción ya que han sido utilizadas como hitos estratigráficos típicos: «llaves de oro de la bioestratigrafía». Incluso en esos casos, por otra parte excepcionales, el conocimiento en profundidad de su comportamiento bioestratigráfico demuestra que no son tales llaves de oro y es necesario su conocimiento paleontológico, aunque esto no suponga negar su valor para una primera aproximación bioestratigráfica. Un buen ejemplo de esto lo constituye *Dactylioceras*, cuya aparición se ha usado ampliamente como datum del inicio del Toarciense. Un mejor conocimiento del grupo fuera de las cuencas noreuropeas ha permitido establecer diferenciaciones

- *Arnioceras* (Sinemuriense-Lotharingiense) - *Echioceras* (Lotharingiense).
- *Fuciniceras* (Carixiense-Domeriense inferior) - *Hildaites* (Toarciense inferior).
- *Coeloceras* (Carixiense inferior) - *Nodicoeloceras* (Toarciense inferior-medio)

3. Diferencias biogeográficas.

Existen asimismo en áreas biogeográficas diferentes, formas convergentes, con mayor o menor grado de parentesco, cuyo comportamiento biocronológico es distinto.

Con un grado de parentesco del nivel de la subfamilia y morfologías prácticamente idénticas, el rango bioestratigráfico es diferente en provincias faunísticas distintas (p. ej. *Acanthopleuroceras* y ciertos *Tropidoceras*, o el grupo de formas de los Phymatoceratinae, cuya adscripción taxonómica y distribución a lo largo del Toarciense es aún problemática (GABILLY, 1974).

Un caso distinto lo constituyen los taxones que al trasladarse de provincia faunística tienen rango vertical y/o comportamiento bioestratigráfico diferentes a los de su área de origen. A nivel genérico *Phrycodoceras* es un caso típico.

Mención especial merecen dentro de este apartado las formas de una misma especie que siguen distintos esquemas en su aparición en la región de origen y en aquellas a las que emigran. Así *Amaltheus margaritatus*, fósil índice de una zona del Pliensbachense en el Norte y centro de Europa, se encuentra también en la zona siguiente (Zona de Spinatum), y aparece de forma esporádica aunque con cierta frecuencia en las regiones mediterráneas. La correlación de estas apariciones mediterráneas con el intervalo de máxima frecuencia de la especie, que sería la hipótesis más lógica, es claramente errónea, pues *A. margaritatus* aparece en las Cordilleras Béticas en buena parte en el intervalo correspondiente a la Zona de Spinatum (BRAGA et al, 1982).

4. Problemas ontogenéticos.

Los casos hasta ahora discutidos se basan en el análisis de ontogenias completas. Los problemas pueden ser más complicados cuando se utilizan sólo partes del desarrollo ontogenético. Aparecen así casos de convergencias morfológicas muy importantes entre distintas etapas de desarrollo ontogenético como:

- *Radstockiceras-Fanninoceras* (convergentes en etapas adultas y muy diferentes en las preadultas)
- *Lioceratoides-Protogrammoceras* (convergentes en etapas adultas y diferentes en las preadultas)

- *Coeloceras-Reynesocoeloceras* (convergentes en etapas preadultas y diferentes en las adultas)

5. Diferencias morfológicas sin significación taxonómica.

También se pueden encontrar casos aparentemente opuestos: formas con morfologías diversas que pertenecen a un mismo taxón. Un ejemplo típico puede ser *Hildaites* cuya morfología (tamaño y ornamentación) cambia al pasar de facies de plataforma a facies de cuenca.

Todos estos ejemplos no son casos puramente teóricos y anecdóticos sino que condicionan el trabajo bioestratigráfico.

(1) En primer lugar, en la práctica, hacen que un ejemplar o grupo de ellos aislados no puedan determinarse sin conocer su edad o posición estratigráfica respecto a otras «formas más características». Se llega así al caso más frecuente de: «SI HOY ES MARTES ESTO ES BELGICA» o a su forma más frecuente de formulación «¿cuál es su posición en la columna estratigráfica?».

(2) Sólo un profundo conocimiento de la paleontología de los ammonioides permite su utilización precisa para el reconocimiento y la caracterización de unidades bioestratigráficas, dados por hechos tanto su muestreo correcto y suficiente como el análisis tafonómico. Este conocimiento pasa por: (a) Un análisis sistemático amplio, a fin de conocer y explicar la variabilidad intrataxonal dando el máximo sentido biológico a la taxonomía empleada. (b) Otro de tipo paleoecológico que relacione la variabilidad morfológica y los cambios en el medio de vida expresados más o menos directamente por los cambios faciales. (c) Otro biogeográfico que permita eliminar las suposiciones simplistas sobre la identidad de las sucesiones faunísticas en cuencas distintas; o lo que es lo mismo, que en cualquier región las secuencias de faunas se comportan igual que lo hacen en las áreas mejor conocidas o en las áreas tipo, que en la mayor parte de los casos lo son sólo por razones históricas.

(3) Las formas características, objetos fácilmente identificables independientemente de su entidad biológica, de distribución geográfica amplia, pueden pretender ser una excepción ya que han sido utilizadas como hitos estratigráficos típicos: «llaves de oro de la bioestratigrafía». Incluso en esos casos, por otra parte excepcionales, el conocimiento en profundidad de su comportamiento bioestratigráfico demuestra que no son tales llaves de oro y es necesario su conocimiento paleontológico, aunque esto no suponga negar su valor para una primera aproximación bioestratigráfica. Un buen ejemplo de esto lo constituye *Dactylioceras*, cuya aparición se ha usado ampliamente como datum del inicio del Toarciense. Un mejor conocimiento del grupo fuera de las cuencas noreuropeas ha permitido establecer diferenciaciones

taxonómicas y estratigráficas (*Eodactylites*, *Orthodactylites*) en el interior del género, al tiempo que reducir otras debido al descubrimiento de la existencia de cambios morfológicos importantes sin significación sistemática (*Dactylioceras-Nodicoeloceras*) (TINTANT, 1977).

Por todas las consideraciones anteriores los muestreos deficientes, ejemplares aislados y/o fragmentarios, etc. y, en general, una aplicación mecánica de los «conocimientos bioestratigráficos», tan frecuentes en el trabajo geológico-estratigráfico, suponen un método peligroso para la realización de una bioestratigrafía y originan gran cantidad de errores aunque éstos sean de pequeña envergadura.

La bioestratigrafía, en resumen, cifra su precisión y valoración en la fiabilidad de las hipótesis paleontológicas que la sustentan. Las conclusiones bioestratigráficas pueden considerarse una consecuencia de las paleontológicas, o, si se quiere, la aplicación estratigráfica de un conocimiento paleontológico, sea cual sea el grupo de organismo implicado.

REFERENCIAS

- BRAGA, J. C.; COMAS RENGIFO, M. J.; GOY, A. y RIVAS, P. (1982). Comparaciones faunísticas y correlaciones en el Pliensbachense de la Zona Subbética y Cordillera Ibérica. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 80: 221-244.
- GABILLY, J. (1974). Paleobiogeographie et taxonomie des Hildocerataceae (Ammonitina) du Toarcien. *C. R. Acad. Sc. Paris, (Serie D)*, 279: 1245-1248.
- GUEx, J. (1979). Terminologie et methodes de la biostratigraphie moderne: commentaires critiques et propositions. *Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne*, 234: 170-216.
- KENNEDY, W. J. (1977). Ammonite evolution. In HALLAM, a. (Ed.): *Patterns of Evolution*. Elsevier, Amsterdam: 251-304.
- RAUP, D. M. & STANLEY, S. M. (1971). *Principles of Paleontology*. Freeman, San Francisco. 388 pp.
- TINTANT, H. (1977). Le polymorphisme intraspecifique en paleontologie (exemples pris chez les Ammonites). *Haliotis*, 6: 49-69

BIOSTRATIGRAFIA APPLICATA ALL'EVOLUZIONE PALEO-GEOGRAFICA DEL MARGINE DELLA PIATTAFORMA LAZIALE -ABRUZZESE (ITALIA) TRA IL CRETACEO SUPERIORE E L'OLIGOCENE INFERIORE.

Roberto COLACICCHI*, Marisa NOCCHI*, Guido PARISI*,
Paolo MONACO* y Angela BALDANZA*

* Dip. Scienze della Terra Università degli Studi, 06100 Perugia (Italia)

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 71-79, Zaragoza, 1986.

RESUMEN

En el ámbito de los estudios sobre las relaciones existentes entre plataforma carbonatada y cuenca, desde el Cretáceo superior al Oligoceno inferior, han sido efectuados análisis sedimentológicos y bioestratigráficos sobre las secuencias pelágicas pertenecientes a la Formación «Scaglia» del Apenino Umbro-Marchigiano (Italia Central).

Las sucesiones estudiadas están caracterizadas por calizas, margocalizas y margas entre las cuales se intercalan sedimentos detríticos provenientes del margen de la plataforma Laziale-Abruzzesa. Actualmente el margen de la plataforma, que bordeaba la cuenca al Este, no se conserva por motivos tectónicos. Por tanto, la reconstrucción de dicho margen puede ser efectuada únicamente a través del análisis de la componente detrítica contenida en los sedimentos pelágicos.

Han sido efectuados análisis comparados entre la fauna nerítica proveniente del margen de la plataforma y la fauna planctónica de la cuenca pelágica, el estudio ha permitido un control cronológico cruzado entre los sucesos bioestratigráficos y los sedimentológicos.

ABSTRACT

In the Central Apennines (Italy), from the Late Cretaceous to Oligocene, the Latium-Abruzzi carbonate Platform was the source area of detrital material discharged by turbiditic currents in the adjacent Umbrian-marchean basin.

The Apennine tectonism destroyed later the platform border, so that the morphology of the platform edge and the paleoenvironment of the shelf area can be inferred only by the biogenic content and time-spatial distribution of the detrital bodies included in the autochthonous pelagic deposits of the basinal areas belonging to the «Scaglia» group. This informal stratigraphic unit consists of marls and marly limestones interbedded with calcirudites and calcarenites containing shallow-water skeletal debris.

The comparative biostratigraphic and sedimentological study of several sequences belonging to the «Scaglia» unit, allows to recognize a correspondence among heterochronous reworkings, detrital events and hiatuses in some chronological intervals, during a period of time ranging from the Late Cretaceous to the Early Oligocene. The concurrency of these events could be interpreted as result of synsedimentary tectonic activity which influenced the platform margin that emerged in the Oligocene.

INTRODUZIONE

Nell'ambito degli studi sui rapporti esistenti tra piattaforma carbonatica e bacino, dal Cretaceo superiore all'Oligocene inferiore, sono state effettuate

analisi sedimentologiche e biostratigrafiche su sequenze pelagiche appartenenti alla Formazione della «Scaglia» dell'Appennino Umbro-Marchigiano (Italia centrale).

Le successioni studiate sono caratterizzate da calcari, calcari marnosi e marne cui si intercalano sedimenti detritici provenienti dal Margine della Piattaforma Laziale-Abruzzese. Attualmente il margine della Piattaforma, che bordava il bacino ad oriente, non è più conservato per motivi tettonici. Pertanto la ricostruzione di tale margine può essere effettuato unicamente tramite l'analisi della componente detritica contenuta entro i sedimenti pelagici.

Sono state effettuate analisi comparate tra faune neritiche provenienti dal margine della piattaforma e faune planctoniche del Bacino pelagico antistante, lo studio ha permesso un controllo cronologico incrociato tra eventi biostratigrafici ed eventi sedimentologici.

METODOLOGIE DI STUDIO

Le metodologie affrontate per la ricostruzione del margine della piattaforma, non più conservato, si possono così riassumere:

a) Studio dei Foraminiferi planctonici e biozonazione delle sequenze pelagiche continue prive di intercalazioni detritiche.

b) Studio dei Foraminiferi planctonici e biozonazione delle successioni con apporti detritici allo scopo di riconoscere la presenza e l'entità dei rimaneggiamenti ed eventuali hiatus.

c) Studio delle associazioni a Foraminiferi di mare basso (Macroforaminiferi, grandi e piccoli Foraminiferi bentonici) e dei resti di altri organismi neritici, loro significato ambientale e cronologico.

d) Individuazione dell'entità dei rimaneggiamenti nelle associazioni neritiche.

e) Correlazione stratigrafica tra faune neritiche e faune pelagiche.

f) Analisi sedimentologica degli eventi detritici e ricostruzione dei meccanismi deposizionali.

g) Distribuzione spazio-temporale degli eventi detritici, dei rimaneggiamenti e degli hiatus.

La metodologia seguita ha permesso di riassumere i principali eventi sia sedimentologici che biostratigrafici; nella figura 1 vengono evidenziati nel tempo i rimaneggiamenti isocroni ed eterocroni in relazione agli eventi detritici e agli hiatus. Viene notata una buona corrispondenza tra rimaneggiamenti eterocroni, eventi detritici e hiatus in tre precisi intervalli cronologici: il primo è localizzato fra il Santoniano superiore e il Campaniano inferiore, il secondo fra il Maastrichtiano e il Paleocene inferiore, e il terzo nell'Eocene medio. Inoltre, nel Paleocene inferiore e al passaggio Eocene inferiore-

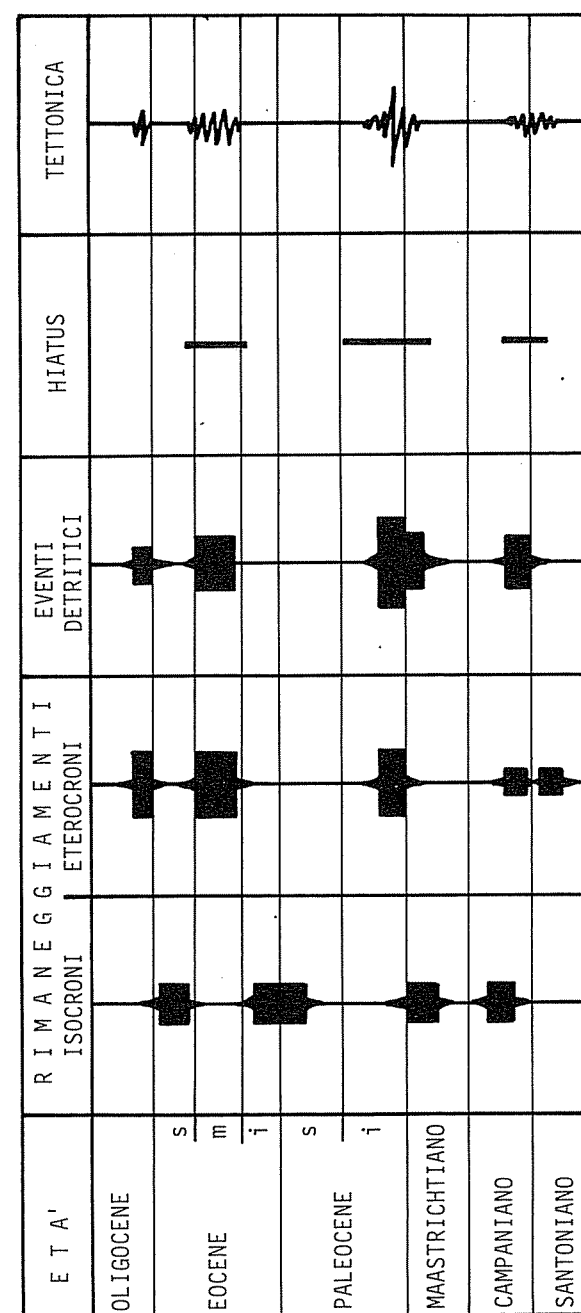


Fig. 1. Tabella di correlazione fra rimaneggiamenti, eventi detritici e hiatus fra il Santoniano e l'Oligocene inferiore. La corrispondenza fra rimaneggiamenti eterocroni, eventi detritici e hiatus non sembrano riflettere una normale attività del margine della piattaforma, ma è necessario invocare l'influsso determinante della tettonica.

Eocene medio, è presente un cospicuo apporto detritico con evidenti fenomeni di rimaneggiamento eterocrono.

Il rimaneggiamento isocrono fra faune neritiche e pelagiche risulta essere parte della attività normale di un margine, mentre i rimaneggiamenti eterocroni, per la loro correlazione con hiatus ed eventi detritici risultano fatti eccezionali che richiedono una ulteriore spiegazione. La concomitanza tra questi eventi in ben determinati periodi, ci spingono ad invocare la tettonica sinsedimentaria come causa dominante. D'altra parte evidenze di tettonica in questi intervalli sono state documentate anche nel bordo orientale della piattaforma Laziale-abruzzese.

DISCUSSIONE

Il confronto fra i dati ottenuti sia dallo studio sedimentologico che biostratigrafico ha permesso di fornire indicazioni sulla paleogeografia del margine e sui rapporti piattaforma-bacino dal Cretaceo superiore all'Oligocene inferiore, sintetizzati mediante i quattro profili riportati in fig. 2.

1) CRETACEO SUPERIORE. In questo periodo esisteva una morfologia organizzata in laguna, scogliera, scarpata e bacino. La laguna era protetta: vi era notevole accumulo di fango con sviluppo di faune bentoniche di bassa energia (Miliolidi) e alghe verdi. Verso l'esterno la laguna era bordata da una barra costituita da *patch-reef* a Rudiste e abbondanti Alghe corallinacee incrostanti, nonché rari coralli. Questo margine era attivo e produceva detrito che si depositava nel bacino antistante scivolando lungo una scarpata piuttosto ripida su cui non avveniva sedimentazione. La transizione tra scarpata e bacino era costituita da uno *slope* in cui a causa di scivolamenti e rideposizione dei sedimenti si potevano avere *hiatus*, ispessimenti delle sequenze e rimaneggiamenti isocroni. Nel bacino distale giungevano solo le parti più fini della sedimentazione detritica.

2) PALEOCENE. Nel Paleocene inferiore diminuisce la produttività del margine della piattaforma, mentre la barriera cretacea a Rudiste viene erosa e distrutta. La maggioranza dei granuli detritici ridepositati nel Paleocene, infatti, è costituita da organismi neritici del Cretaceo superiore (*Orbitoides*, *Siderolites* e scarse Alveolinidae). La distruzione della barriera a Rudiste crea una piattaforma marginale a bassa profondità, in cui si sviluppano Nummulitidi, Discocyclinidi ed Alghe corallinacee.

Questa rappresentava un riparo meno funzionale per la laguna retrostante infatti non si sono rinvenute forme di bassa energia.

Nell'intervallo Paleocene medio - Eocene inferiore non si rinvencono rimaneggiamenti di tipo eterocrono.

3) EOCENE MEDIO. In questo periodo si ha un nuovo brusco incremento della sedimentazione detritica, associata a *slumping* e *debris flows* mentre ricompaiono i rimaneggiamenti eterocroni; si rinvencono faune più antiche del Paleocene con frequenti *Nummulites*, *Assilina* e *Fasciolites*. Tale

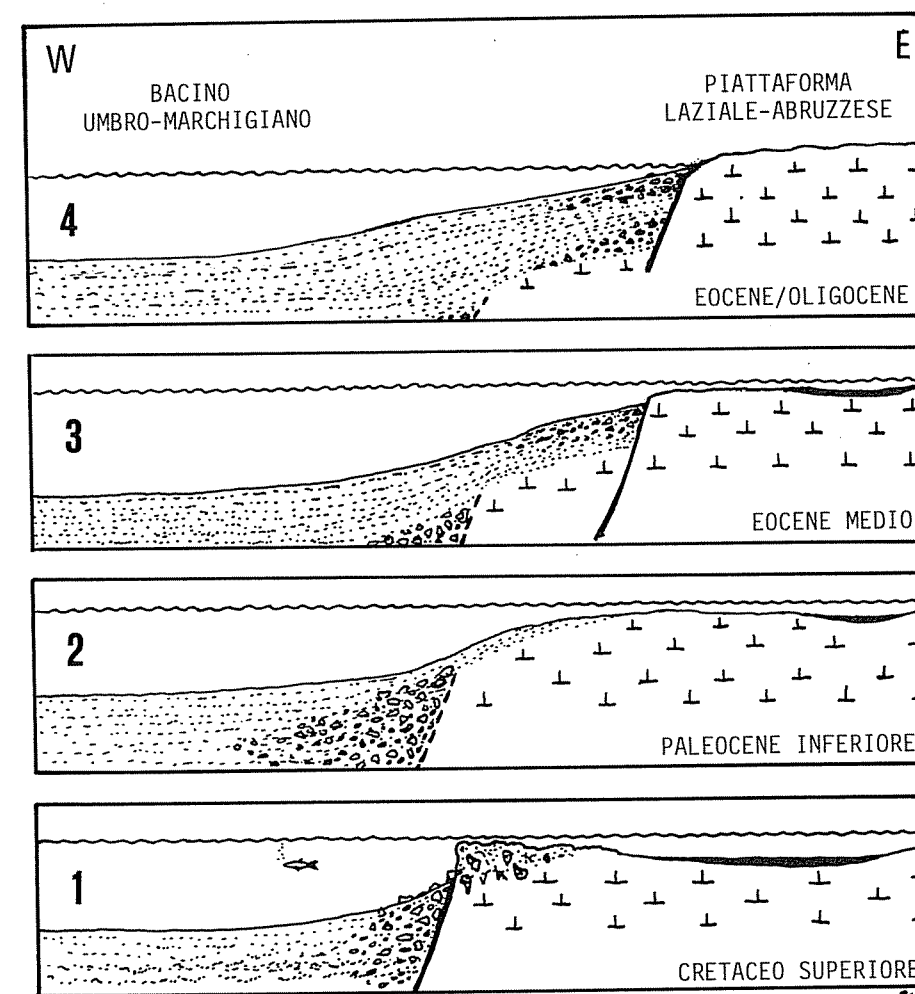


Fig. 2. Ricostruzione del margine della Piattaforma Laziale-abruzzese fra il Cretaceo superiore e l'Oligocene inferiore. I quattro profili evidenziano l'evoluzione morfologica nei quattro intervalli dove più significativa risulta l'influenza della tettonica. Da un margine ben differenziato e caratterizzato da un «patch-reef» a Rudiste nel Cretaceo superiore, si passa gradatamente a una rampa carbonatica nell'Eocene superiore; con la base dell'Oligocene buona parte della piattaforma emerge e la sua attività organogena si arresta.

fenomeno implica una fase tettonica attiva che ha dislocato il margine della piattaforma mettendo a nudo sedimenti più antichi. Nello stesso periodo sono state documentate megabrecce tettoniche in altre aree fiancheggianti la piattaforma (COLACICCHI *et al.* 1978).

Nella parte alta dell'Eocene medio la laguna diviene una laguna aperta e la parte più esterna della piattaforma si espande. Allo stesso tempo si ha un'alta produttività organogena con abbondanti Discocyclinidae e Nummulitidi di grandi dimensioni.

4) EOCENE/OLIGOCENE. Nell'Eocene superiore si sviluppa una rampa carbonatica piuttosto estesa ed inclinata, molto produttiva, con Discocyclinidae, abbondanti Alghe corallinacee ed Homotrematidae. In questo periodo i rimaneggiamenti sono isocroni.

Verso la sommità dell'Eocene, la produttività organogena della rampa diminuisce, l'apporto detritico aumenta alimentato dall'erosione di termini più antichi e di conseguenza i rimaneggiamenti sono prettamente di tipo eterocrono. La mancanza di produttività organogena della piattaforma in corrispondenza della base dell'Oligocene corrisponde ad una fase generale di emersione che interessa tutta la piattaforma.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- CARBONE, F. (1984). Evoluzione tettonico sedimentaria delle unità carbonatiche centroappenniniche durante il Meso-Cenozoico. C.N.R., Centro di Studi per la Geologia dell'Italia centrale, 1-34, Roma.
- CASTELLARIN, A., COLACICCHI R. & PRATURLON, A. (1978). Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la «Linea Ancona-Anzio», dal Lias medio al Pliocene. *Geologica Romana*, 17, 161-189.
- COLACICCHI, R., PIALLI, G. & PRATURLON A. (1978). Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di brecce e megabrecce: l'esempio della Marsica (Appennino centrale). *Quad. Fac. Ing. Univ. Ancona*, edizione Nuove Ricerche, 29, 5-328.
- COLACICCHI, R., BALDANZA, A. & PARISI, G. (1986). Torbiditi carbonatiche nella Scaglia Rossa del bacino Umbro-marchigiano: stratigrafia, sedimentologia e confronto con le torbiditi silicoclastiche. *Geologica Romana* (in stampa).

- MONACO, P., NOCCHI, M. & PARISI, G. (1986). Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore. *Boll. Soc. Geol. It.* (in stampa).
- NOCCHI, M., PARISI, G., MONACO, P., MONECHI, S., MADILE, M., NAPOLEONE, G., RIPEPE, M., ORLANDO, M., PREMOLI SILVA, I., & BICE, D. (1986). The Eocene/Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences, Italy. *Palaeog. Palaeocl. Palaeoec. Sp. Publ.*, Pomerol Ed. (in stampa).
- PREMOLI SILVA, I., CAVAGNA, M., PARISI, G., NOCCHI, M. & MONACO, P. (1986). Correlazioni e significato paleoclimatico delle modificazioni nelle associazioni a foraminiferi planctonici e a grandi foraminiferi fra l'Eocene e l'Oligocene nell'Umbria (Italia). (In stampa in questo volume).

**EL GENERO *MESOCENA* (SILICOFLAGELLATA):
UN EJEMPLO EN QUE LO SIMPLE
ES SINONIMO DE COMPLEJO**

Joan Antoni CURTO I HOMEDES
Dpto. de Paleontología - Fac. de Geología
Universitat de Barcelona - Gran Vía, 585
08007 Barcelona

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 81-96, Zaragoza, 1986.

RESUMEN

El presente trabajo quiere resaltar la importancia que pueden tener los silicoflagelados en correlaciones bioestratigráficas cuando no se tiende a simplificar los parámetros de observación o a escoger los de más fácil visualización. Se presenta la distribución cronoestratigráfica de *Mesocena*, y formas afines a este género, en los sedimentos terciarios de las Béticas, y se abordan los problemas que ha ocasionado la variabilidad del sencillo esqueleto de *Mesocena* en la asignación cronológica de las especies de este género.

ABSTRACT

The *Mesocena* (SILICOFLAGELLATA) genus structural simplicity originated a taxonomy based on simple morphological characteristics such as the number of basal spines and the shape of the basal ring. BACHMANN & PAPP (1968) used the difference in size to create *Mesocena elliptica minoriformis* whereas DUMITRICA (1973) and BUKRY (1978) considered ornamentation as a specific element of *Mesocena elliptica verrucosa* and *Mesocena diodon nodosa*, respectively.

When studying the Tertiary diatomaceous earth of the Béticas (Spain). I found out that classifying *Mesocena* according to traditional criteria, the population showed a continuous extension along the Upper Oligocene-Pliocene. On the other hand if I used the ornamentation, size, mode of the number of spines, and the relation between the length of the spines and the basal ring as the specific characteristics, a rather more limited specific distribution resulted.

The more complex characteristics of observation and obtainment simplify the biostratigraphy use in organism of simple morphology.

INTRODUCCION

Los silicoflagelados son organismos unicelulares, plantónicos asociados a medios de alta productividad. Se caracterizan, por tener un flagelo, por la presencia de cromatóforos y por la posible emisión de pseudópodos. Pertenecen a la clase SILICOFLAGELLATA, dentro del reino PROTISTA o PROTOCTISTA. Tienen un endoesqueleto tubular silíceo interno, de tamaño comprendido entre las 25μ y 150μ , compuesto de un anillo basal poligonal y un aparato apical más o menos complejo. Su reproducción se efectúa por simple bipartición asexual, caracterizada por la duplicación simétrica del esqueleto en la fase de pre-división.

La primera mención de los silicoflagelados fue realizada en 1836 por EHRENBURG (en LOCKER, 1974) en sedimentos terciarios; posteriormente

Bachmannocena diodon o *M. diodon diodon*, que algunas veces solamente reflejan variaciones de dos espinas basales de otras especies (Fig. n.º 1).

Con el desarrollo de las campañas de prospección oceanográfica durante los años 1960-1980 se empezó a considerar la utilidad de los silicoflagelados en correlaciones bioestratigráficas en áreas de latitud elevada o en zonas asociadas a ascensiones de corrientes profundas. JOUSE & MUHINA (1973) resaltaron el valor cronoestratigráfico que poseía *M. elliptica* para sedimentos del Cuaternario mientras que formas parecidas (*M. elliptica minoriformis*) caracterizaban el Mioceno Medio según BACHMANN & PAPP (1968).

Al intentar establecer una biozonación mediante los silicoflagelados en los sedimentos terciarios de las Béticas me encontré con la imposibilidad de efectuar una correcta asignación cronoestratigráfica de las muestras no sin antes haber establecido perfectamente los límites específicos de cada taxón. En el caso del género *Mesocena* la aplicación de los caracteres taxonómicos clásicos (n.º de espinas, forma del anillo basal) ofuscaba la distribución cronológica de las especies pues resultaba una ocurrencia uniforme a lo largo del Mioceno y base del Plioceno (Fig. n.º 2).

ESTUDIO MORFOLOGICO

El estudio realizado se ha basado en la observación y conteo mediante microscopio óptico y electrónico de barrido de 70.000 individuos, obtenidos con el levigado de muestras de 4 gr. tratadas con HCl, de las que se depositaron 75 µl en una preparación englobada con EUKITT, estudiándose 5 líneas de 24 x 32 mm a 300, 600 y 1.000 aumentos.

Se diferenciaron tres elementos característicos: tamaño, ornamentación y espinas basales. Se fijaron los siguientes parámetros: longitud del anillo basal (L), anchura del anillo basal (A), longitud de las espinas del eje mayor (spl), longitud de las espinas del eje menor (spa); así como las siguientes relaciones: alargamiento $D=L/A$, y espinosidad $R=spl/L$.

Las observaciones se pueden extractar en los siguientes puntos:

1) TAMAÑO

1.1. Presencia de bimodalidad de tamaños en una misma preparación

BACHMANN & PAPP (1968) observaron este fenómeno y asignaron subespecies diferentes para cada tamaño (*M. elliptica elliptica* y *M. elliptica minoriformis*). En las preparaciones del Mioceno Medio también obtuve esta diferenciación de tamaños (Fig. n.º 3). La bimodalidad de la distribución de frecuencias era más o menos patente según las muestras, presentando generalmente las dos poblaciones morfológicas muy semejantes.

1.2. Ausencia de variación de tamaño en poblaciones con número de espinas variable

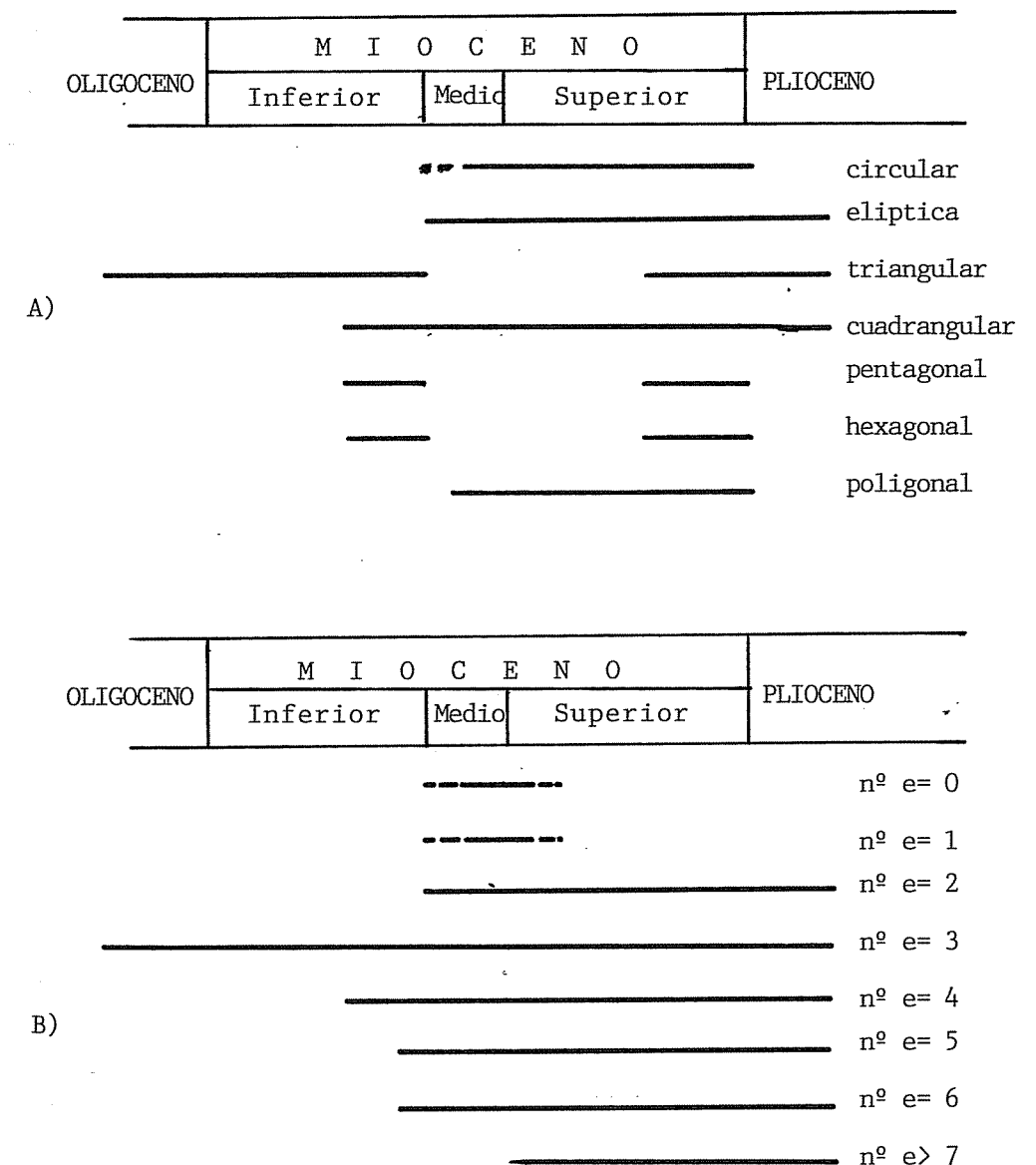


Fig. 2. Distribución cronoestratigráfica de los esqueletos con sólo el anillo basal. A) Según la forma del anillo basal, B) Según el número de espinas basales.

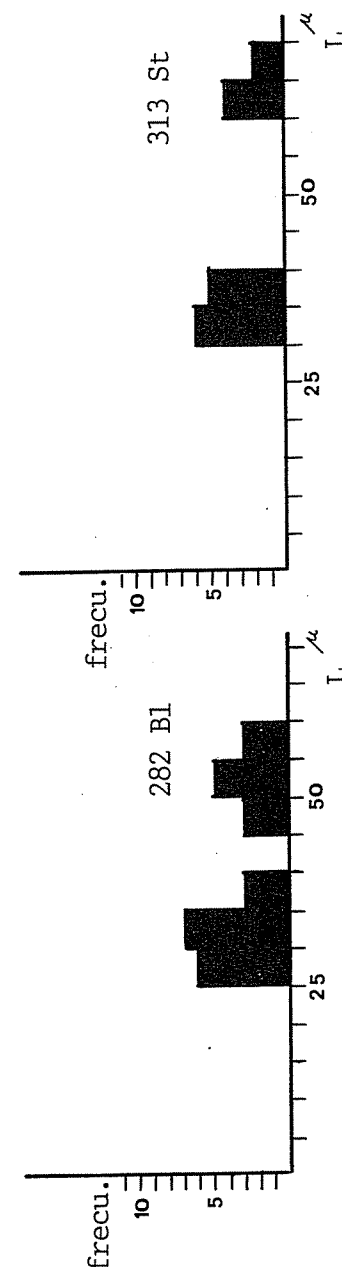


Fig. 3. Histogramas de las frecuencias de la longitud del anillo basal en las formas mesocenoidales de Benialí (Alicante) y Santiago de Calatrava (Jaén).

Las poblaciones con un número de espinas variable de una misma preparación, mostraban un tamaño parecido, principalmente las formas elípticas, posiblemente debido a que el aumento de número de espinas no tiene que comportar necesariamente una variación en la morfología del anillo basal (Fig. n.º 4)

2) ORNAMENTACION

DUMITRICA (1973) y BUKRY (1978) consideraron la ornamentación como elemento subespecífico en *M. elliptica verrucosa* y en *M. diodon nodosa*, respectivamente. En el presente trabajo proponemos el valor específico que puede tener esta característica debido a las siguientes observaciones:

2.1. Diferente ornamentación en formas semejantes y número de espinas equivalente

En muestras del Mioceno Medio aparecieron poblaciones con, forma elíptica semejante, número de espinas equivalente (2-4) y tamaño casi idéntico, cuya única diferencia estribaba en que el esqueleto poseía una ornamentación distinta. Mientras una población presentaba una ornamentación de botones y cordones cruzados (ornamentación reticular), la otra mostraba una serie de barreras perpendiculares al tubo del anillo basal (ornamentación crenular, Fig. n.º 5).

2.2. Igual ornamentación en formas y número de espinas diferentes y tamaño parecido

La agrupación de las poblaciones de *Mesocena*, según la ornamentación, dada una acotación cronoestratigráfica de las especies consideradas muy bien delimitada; en consecuencia *Mesocena* durante el Mioceno Inferior se caracterizaría por la presencia de la ornamentación onal *Septamesocena apiculata* (SCHULZ) y *Mesocena unda* CURTO. En el Mioceno Medio predominaría la ornamentación reticular respecto la crenular (*Mesocena elliptica* EHRENBERG, *Mesocena* sp 1), mientras que las proporciones se invertirían en la base del Mioceno Superior (*Mesocena* sp. 3, *Mesocena diodon* EHRENBERG), siendo la ornamentación nodosa mayoritaria en el Mioceno terminal *Mesocena nodosa* (BUKRY).

3) ESPINAS BASALES

3.1. Variabilidad del número de espinas

En casi todas las muestras estudiadas, las formas de *Mesocena* presentaban una gran variabilidad del número de espinas que podía comportar un cambio en la estructura del anillo basal (forma elíptica $e=2$, forma triangular $e=3$, forma cuadrangular $e=4$, forma pentagonal $e=5$, etc.) o bien presentar la misma forma del anillo basal para los diferentes números de espinas (forma elíptica n.º $e = 2, 3, 4, 5$).

La distribución de frecuencias no presentaba siempre una disposición

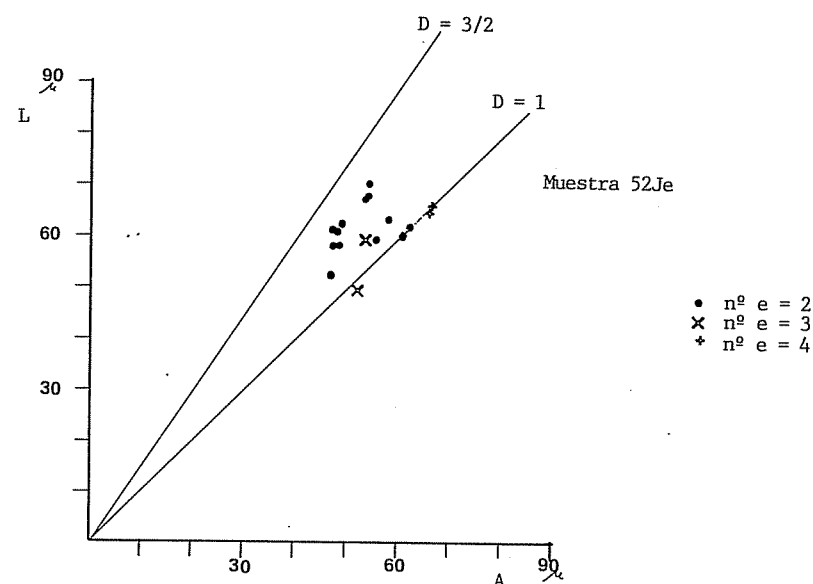


Fig. 4. Distribución de la longitud y anchura, según el número de espinas, de *Mesocena nodosa* (BUKRY) de la localidad de Jerez de la Frontera.

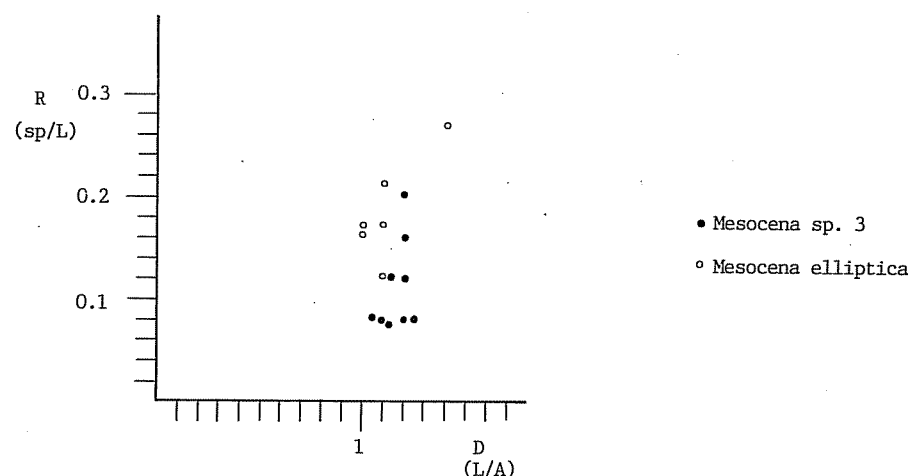


Fig. 5. Distribución del alargamiento (D) respecto la espinosidad (R) de *Mesocena elliptica* EHRENBURG (ornamentación reticular) de Ecija (112 Ec. Sevilla y *Mesocena* sp. 3 (ornamentación crenular) de Campo de San Juan (191 CjC, Murcia)

normal sino que algunas poblaciones formaban distribuciones bimodales o asimétricas. Las disposiciones bimodales eran debidas a dos factores principalmente: Presencia de dos especies en una misma preparación con dos grados de variabilidad diferentes (ver los puntos 1.1. y 3.1.1.) y debido a la baja frecuencia de las formas impares ($n^{\circ} e = 1, 3, 5$), siendo principalmente relevante en los anillos basales triespinosos. La interpretación de este caso fue más complejo, aunque posiblemente sería debido a que sólo las formas pares formarían esqueletos estables específicamente, mientras que las formas impares serían formas originadas por el escaso desarrollo o pérdida de una espina basal. Nos encontraríamos delante de especies con variabilidad de frecuencias discontinuas alternantes. Las disposiciones asimétricas se podrían interpretar como una respuesta morfológica a la mejor funcionalidad de la población (movilidad, sustentación, etc.).

Debido a la variabilidad del anillo basal no se podía considerar correcto el describir o caracterizar las especies a partir de una sola forma. Se observó que la amplitud de la variabilidad, así como su valor modal, presentaban distribuciones características:

3.1.1. Especificidad de la amplitud de la variabilidad

Las poblaciones de una misma localidad, con la misma ornamentación, tamaño similar, presentaban una distribución del número de espinas característica. Esta podía ser de tres tipos: según el grado de variabilidad: invariables, cuando tenían siempre el mismo número de espinas, oligovariabiles, cuando el orden de variación no era superior a 5 y polivariabiles cuando superaba este número. Las formas invariables solamente se observaron en esqueletos triangulares de tres espinas (*Septamesocena apiculata*) y en anillos basales cuadrangulares de cuatro espinas (*Mesocena* sp. 1). Las formas oligovariabiles comprenderían la mayoría de especies, oscilando el número de espinas entre 0-1, 2-5, 4-6. En el tercer tipo se agruparían las formas con gran número de espinas (*Mesocena circulus* y *Paradictyocha apiculata*).

3.1.2. Especificidad del carácter modal de la variabilidad

Las diferentes especies consideradas presentaban una distribución característica (ver Fig. 8) excepto en *Mesocena diodon*, que modificaba el valor modal de la distribución según la edad de la muestra. Así en los sedimentos del Mioceno Medio el valor modal era de dos espinas mientras que en el Mioceno Superior era de 4 espinas basales (Fig. 6).

3.2. Variabilidad de la longitud de las espinas

Los valores medios de la longitud de las espinas basales eran característicos respecto a la longitud del anillo basal de cada especie considerada. Su comparación mostró que las formas del género *Mesocena* que poseían un máximo de espinosidad, tenían un anillo basal pequeño, mientras que las formas de gran tamaño tendían a espinosidades mucho más reducidas (Fig. 7). Aun así, la correlación entre espinosidad y tamaño no resultaba elevada debido a que las formas sin espinas no presentaban las mayores dimensiones.

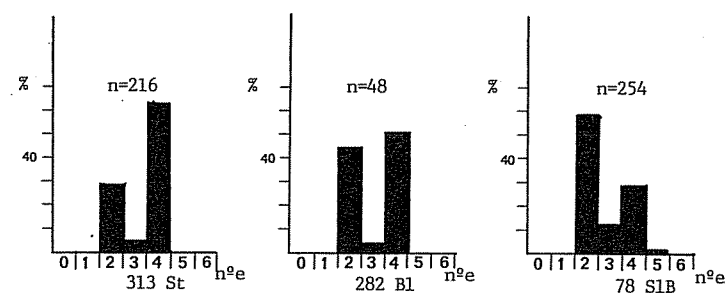


Fig. 6. Histogramas del porcentaje de frecuencias de la variabilidad del número de espinas de *Mesocena diodon* EHRENBURG en Santiago de Calatrava, Benialí (Mioceno Medio) y San Lucar de Barrameda (Mioceno Superior).

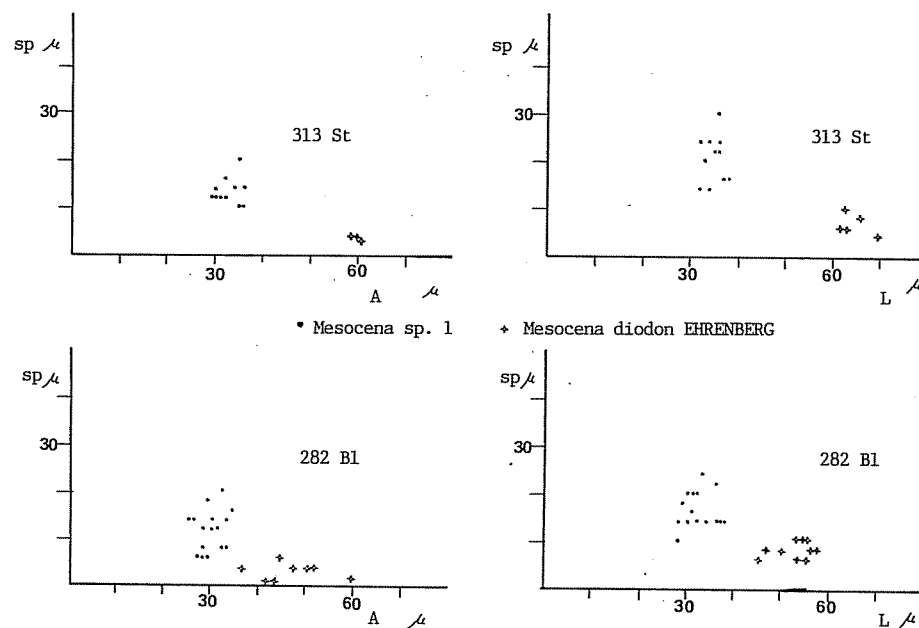


Fig. 7. Distribución de la longitud y anchura del anillo basal respecto la longitud de las espinas basales de *Mesocena sp. 1* (•) y *Mesocena diodon* EHRENBURG (+) de Santiago de Calatrava y Benialí.

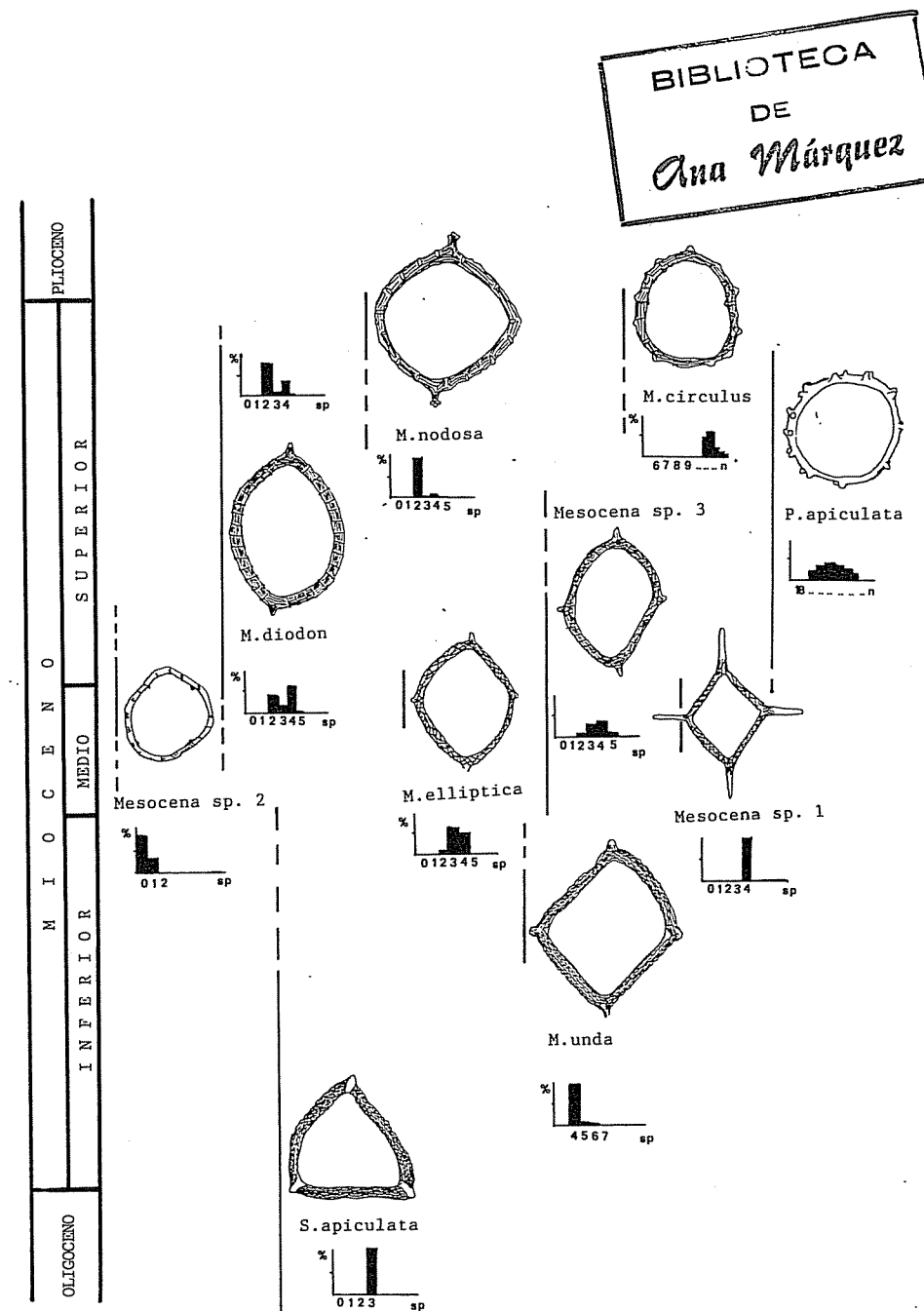


Fig. 8. Distribución de la silicofragelados de un sólo anillo basal (género *Mesocena*, *Septamesones apiculata* y *Paradictyochoa apiculata*) con el porcentaje de la distribución del número de espinas basales de los sedimentos diatomíticos terciarios de las Béticas.

CONCLUSIONES

Resumiendo: de los parámetros observados, el número de espinas y la forma del anillo basal eran los más variables, tanto en una misma preparación como en diferentes poblaciones de edades diferentes. En cambio, la ornamentación, el tamaño, la espinosidad (R), la distribución de frecuencias del número de espinas y, con algunas reservas, el alargamiento del anillo basal (D), caracterizaban más perfectamente las poblaciones de *Mesocena*. A partir de estas premisas se consideraron las siguientes especies: *Mesocena diodon* EHRENBERG, *Mesocena nodosa* (BUKRY) CURTO, *Mesocena circulus* (EHRENBERG) EHRENBERG, *Mesocena elliptica* (EHRENBERG) EHRENBERG, *Mesocena unda* CURTO, *Mesocena* sp. 1, *Mesocena* sp. 2, *Mesocena* sp. 3, mientras que se situaron en otros géneros, *Septamesocena apiculata* (SCHULZ) BACHMANN y *Paradictyocha apiculata* (LEMMERMANN) FRENGUELLI, por la presencia de septos y doble hilera de espinas basales divergentes. Una vez fijadas las especies, la repartición cronoestratigráfica de estas presentaba una acotación más clarificada (Fig. 8) que las obtenidas considerando como elementos específicos los parámetros clásicos.

De todo lo expuesto podemos deducir que la utilización de este grupo de protistas en la elaboración de biozonas ha de basarse principalmente, en la fijación de los caracteres taxonómicos (supraespecíficos, específicos e infraespecíficos), en la cuantificación de las variaciones morfológicas y en la observación de los esqueletos con sistemas de elevada resolución. Los parámetros simples y fácilmente diferenciables (número de espinas, forma del anillo basal) se han revelado ineficaces a la hora de confeccionar una biozonación en los sedimentos terciarios de las Béticas, mientras que los caracteres de observación y tabulación mucho más complejos (ornamentación, espinosidad, etc.) han permitido elaborar una distribución más correcta, pasando pues de un simple conteo a una elaboración de los datos obtenidos.

El género *Mesocena* es un ejemplo, tanto a nivel taxonómico como bioestratigráfico de que la sencillez existe mientras no se manifiesta la complejidad.

BIBLIOGRAFIA

- BACHMANN & PAPP (1968). Vorkommen und verbreitung der silicoflagellaten im Neogen Österreichs. *Giornale di Geologia* (2) XXXV, fasc. II pp. 117-126, lam. III, tab. 1. Bologna.
- BUKRY (1978). Cenozoic coccolith, silicoflagellate, and diatom stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 44. *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*; Rep. BESON, SHERIDAN & alii, V. XLIV, pp. 807-863, 19 lam., 6 fig., Washington.
- BUKRY (1981). Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maestrichtian to Quaternary marine sediment. *Soc. of Eco. Paleo. and Miner. Special Publication* N.º 32, pp. 433-444, 2 fig. 1 tab.
- COLOM (1940). Arqueomonadineas, silicoflagelados, discoastéridos fósiles de España. *Las Ciencias* (sec. Cuarta, Naturales). Año V, N.º 2, pp. 343-356, 11 fig.
- CURTO (1986). Los silicoflagelados de los sedimentos diatomíticos terciarios de las Béticas. Universitat de Barcelona, Tesis Doctoral (inédita) 450 pp., 30 fig., 50 lam. Barcelona.
- CURTO & MARTINELL (1979). Estudi dels silicoflagellats de les diatomites de Sierra Columbares (Murcia). *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.* V. 43 (Sec. Geol., 2) pp. 79-99, 2 fig. Barcelona.
- DUMITRICA (1973). Miocene and Quaternary silicoflagellates in sediments from the Mediterranean Sea. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, V. XIII, par. 2, pp. 902-939, 2 lam., 4 fig. Washington.
- EHRENBERG (1854). Mikrogeologie. Das Erden und Felsen schaffende Wirken des unsichtbar kleinen selbständigen Lebens auf der Erde. 374 pp. 41 lam. (Leopold Voss). Leipzig.
- GEMEINHARDT (1930). Silicoflagellatae, en: RABENHORST, Dr. L., Kryptogamen Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. *Akademische Verlagsgesellschaft*, V. 10, pp. 1-87, 10 lam. Leipzig.
- HAECKEL (1887). Report on the radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. *Rep. Sci. Res. Voyage Challenger*, V. 18/2, 1803 pp.
- JOUSE & MUHINA (1973). The *Mesocena elliptica* EHR., Zone in the Pleistocene Sediments of the Pacific. *Publishing House «Nauka», the Academy of Sciences of the URSS*, V. XIII, pp. 467-475, 3 fig. Moscow.
- LEMMERMANN (1901). Silicoflagellatae. *Deutsche Bot. Ges.* V. 19, pp. 247-271, lam. 10, 11. Berlin.

- LOCKER (1974). Revision der Silicoflagellaten aus der Mikrogeologischen Sammlung von C.G. Ehrenberg. *Eclogae geologicae Helvetiae*, V. 67, N.º 3, pp. 631-646, 4 lam. Basel.
- LOEBLICH, A.; LOEBLICH, L.; TAPPAN, H. & LOEBLICH, A. (1968). Annotated index of fossil and recent silicoflagellates and ebridians with descriptions and illustrations of validly proposed taxa. *Memoir The Geol. Soc. of America*, V. 106, 319 pp, 53 lam., 12 fig.
- SCHULZ (1928). Beiträge zur Kenntnis fossiler und rezenter Silicoflagellaten. *Bot. Arch*, V. 21, pp. 225-292, 83 fig.
- VAN VALKENBURG & NORRIS (1970). The growth and morphology of the silicoflagellate *Dictyocha fibula* EHRENBURG in culture. *Journal of Phycology*, V. 6. N.º 1, pp. 48-54, 12 fig.

DIVERSIDAD NOMENCLATORIAL Y UNICIDAD CONCEPTUAL DE LAS LLAMADAS ZONAS OPPELIANAS

Sixto FERNANDEZ LOPEZ

Dpto. de Paleontología. Univ. Complutense de Madrid

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 97-106, Zaragoza, 1986.

RESUMEN

A juzgar por los trabajos bioestratigráficos publicados durante los últimos años, los nombres de lo que distintos autores llaman zonas oppelianas son establecidos con criterios diferentes. Sin embargo, este tratamiento diferencial no parece estar justificado por razones teoréticas, lógicas, metodológicas o lingüísticas, y, en consecuencia, debería ser eliminado en favor del más adecuado. A fin de proponer una solución, en este artículo tratamos el significado de algunos términos bioestratigráficos y biocronológicos, además de sus implicaciones nomenclatoriales.

ABSTRACT

According to the recently published biostratigraphic papers, the names of what different authors call oppelian-zones are established on the basis of separate criteria. However, such differential treatment does not appear to be justified by theoretical, logical, methodological or linguistic reasons, and should, therefore, be rejected in favour of the most appropriate one. The meaning of some biostratigraphical and biochronological terms is here discussed, as well as their nomenclatorial implications, in order to propose a valuable solution.

I

Con anterioridad al verano de 1858, época en la que Charles Robert DARWIN expuso su hipótesis de la Selección Natural ante la Sociedad Linneana de Londres, Albert OPPEL (1856-58) precisó y aplicó el concepto de zona que otros autores habían utilizado de maneras más o menos arbitrarias y ambiguas. También introdujo el concepto de «perfil ideal» de sucesivas especies fósiles, teniendo en cuenta las características de numerosas sucesiones locales de fósiles, pero independientemente de cualquier sucesión local. Y nominó, en la mayoría de los casos con el nombre de una especie de ammonites, cada una de las zonas así establecidas; pero hizo constar que podían ser igualmente nominadas con otras clases de nombres, por ejemplo topónimos. Es decir, la especie índice de cada zona sólo tenía un valor nomenclatorial, según OPPEL. Y, aunque debido a su muerte prematura no desarrolló muchos de los conceptos utilizados en sus publicaciones, la mayoría de los autores posteriores le han atribuido el honor de haber establecido las bases conceptuales de la Bioestratigrafía. Desde entonces, los descubrimientos científicos realizados durante más de un siglo han aumentado los conocimientos bioestratigráficos; y en los últimos lustros numerosos autores han hecho esfuerzos para precisar las propiedades diagnósticas y el dominio de aplicabilidad de los diversos conceptos zonales que se emplean en la

actualidad (cf. CALLOMON, 1985; HOLLAND *et. al.* 1978; BERGGREN y COUVERIN, 1978; HANCOCK, 1977; HEDBERG, 1976; CALLOMON y DONOVAN, 1974; CARIOU *et. al.* 1974; MOUTERDE *et. al.*, 1971; KRUMBEIN y SLOSS, 1969). Pero este desarrollo conceptual y metodológico, además de la ausencia de un código internacional de nomenclatura estratigráfica, también ha dado lugar a una diversificación nomenclatorial de las zonas, incluso dentro de un mismo idioma y por autores o editores que pretenden designar con sus distintos términos lo que están de acuerdo en llamar zonas oppelianas. Así, una vez consultadas las revistas españolas de los últimos años, puede comprobarse que en los artículos referentes a temas bioestratigráficos y escritos en español se utilizan criterios nomenclatoriales tan arbitrarios que una zona puede ser nombrada de maneras tan distintas como indican los siguientes ejemplos:

Zona de *Stephanoceras humphriesianum*
 biozona de *Stephanoceras humphriesianum*
 biocronozona de *Stephanoceras humphriesianum*
 zona de *Humphriesianum*
 Zona de *Stephanoceras*
 zona de *Humphriesianum*
 zona *Stephanoceras humphriesianum*
 Zona *Humphriesianum*
 Zona *humphriesianum*
 Biozona *Humphriesianum*
 biocronozona *Humphriesianum*
 Cronozona *Humphriesianum*

Estos diversos ejemplos, seleccionados entre los 128 lógicamente posibles, son suficientes para afirmar que los autores de dichos trabajos (o los editores de las revistas) no están de acuerdo respecto al valor que debe ser asignado a los términos zonales. Y cabe preguntarse si el sistema conceptual de la Bioestratigrafía ha evolucionado hasta tal punto que es necesario aplicar normas nomenclatorias contrarias a las formuladas por OPPEL, o si es que los diversos conceptos zonales utilizados en la actualidad deben recibir distinto tratamiento nomenclatorial. Para responder a estas preguntas, analizaremos a continuación el significado de algunos términos estratigráficos y biocronológicos, así como sus implicaciones nomenclatorias.

II

Los términos de las llamadas unidades lito-, bio- o cronoestratigráficas denotan entidades reales; es decir, el término de cualquier formación, biozona o cronozona designa un concepto y refiere un(os) cuerpo(s) rocoso(s) que ha(n) sido caracterizado(s) por alguna(s) propiedad(es) concreta(s).

III

En el caso de las cronozonas, que son unidades estratigráficas utilizadas para denotar cuerpos rocosos de una edad concreta, la edad de los materiales correspondientes puede estar justificada o no con argumentos paleontológicos; y puede haber cronozonas a las que no les corresponda biozona alguna o que carezcan de fósiles conocidos; es decir, las unidades cronoestratigráficas pueden estar basadas o no en datos paleontológicos. Sin embargo, para algunos sistemas como el Jurásico, han sido establecidas numerosas cronozonas mediante criterios principalmente paleontológicos, a las cuales se les ha llamado zonas estándar («standard zones»), y han sido nominadas con taxones nominales al igual que las biozonas correspondientes pero utilizando un procedimiento nomenclatorial distinto. Con este fin, se utilizan términos tales como «Humphriesianum Cronozone», en inglés, o Cronozona *Humphriesianum*, en español. Los nombres de estas unidades cronoestratigráficas tienen un valor exclusivamente nomenclatorial, no denotan entidades biológicas, y es evidente que no pueden ser sustituidos por razones taxonómicas (aunque algunos autores hayan hecho lo contrario).

IV

También se utilizan nombres taxonómicos para denotar algunas unidades litoestratigráficas, aunque dichas unidades no hayan sido establecidas con criterios paleontológicos. Por ejemplo: «Clypeus Grit» o «Belemnite Bed». Y la mayoría de los autores escriben sin caracteres itálicos los nombres de estas unidades litoestratigráficas, para lograr una distinción nomenclatorial respecto a las unidades bioestratigráficas.

V

De acuerdo con las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional, los materiales de cualquier biozona sólo pueden ser establecidos con criterios paleontológicos: las unidades bioestratigráficas son cuerpos rocosos tangibles cuyos límites se establecen mediante criterios paleontológicos; además, dichos cuerpos rocosos pueden tener espesores diferentes y no ser temporalmente equivalentes en distintas localidades. También estamos de acuerdo en que cada biozona puede ser nominada con un(os) taxón(es) nominal(es) elegido(s) como índice zonal, o bien con uno de los términos del bionomio que constituyen una especie nominal. Sin embargo, no consideramos necesario, ni recomendable, utilizar caracteres itálicos en términos como por ejemplo: Biozona *Stephanoceras* o «*Stephanoceras* Biozone», Biozona *Humphriesianum* o «*Humphriesianum* Biozone» y Biozona de *Stephanoceras humphriesianum* o «*Stephanoceras humphriesianum* Biozone». Y tampoco parece recomendable utilizar un «de» en tales expresiones españolas.

A tenor de las afirmaciones explícitas o implícitas de la mayoría de los

autores, el llamado contenido fósil de los cuerpos rocosos puede ser considerado como una propiedad de dichos cuerpos o bien como entidades biológicas que tienen al menos una propiedad diferencial respecto a las entidades biológicas vivientes. Pero respecto a estas afirmaciones ya hemos argumentado que las entidades fosilizadas o registradas son restos y/o señales de entidades biológicas pretéritas cuya producción ha sido biogénica (producción original, producción por entidades biológicas) o tafogénica (producción secundaria, por entidades previamente conservadas) y autogénica o alogénica, que están en cuerpos rocosos (FERNANDEZ LOPEZ, 1982, p. 250; 1984); es decir, las entidades registradas tienen existencia propia. Por tanto, para denotar los cuerpos rocosos que contienen (o en los cuales están registrados) los restos y/o señales de entidades biológicas pretéritas podemos utilizar conceptos de clase o conceptos individuales y nombres propios, o bien predicados que hagan referencia a dicha propiedad, pero no necesitamos términos que denoten relaciones entre cuerpos rocosos y entidades biológicas pretéritas. Además, es un error nominalista afirmar que los nombres de las biozonas deben estar sujetos a las reglas de nomenclatura zoológica o botánica y que pueden ser sustituidos por razones taxonómicas: el dominio de aplicabilidad de los conceptos designados por taxones nominales son las entidades biológicas, no los cuerpos rocosos. Y, si se utilizan taxones nominales para denotar cuerpos rocosos, el valor de los nombres taxonómicos utilizados en las unidades bioestratigráficas ha de ser exclusivamente nomenclatorial o, de lo contrario, la denotación será falsa. En consecuencia, los nombres de las biozonas no denotan entidades biológicas, sino cuerpos rocosos en los que hay entidades registradas.

Además, para que el nombre de una biozona tenga un significado exacto e inequívoco no se requiere de una definición o de un corte tipo: es suficiente con explicitar las propiedades diagnósticas de los cuerpos rocosos para los cuales ha sido establecido el nombre zonal. La existencia de un corte elegido como tipo de una zona facilita la contrastación del significado del término zonal o de las proposiciones estratigráficas y paleontológicas relativas a los correspondientes cuerpos rocosos, pero no aumenta la precisión lingüística o conceptual de la zona en cuestión. El nombre de una biozona tampoco es impreciso, ambiguo o vago, si se dispone de una referición operativa o coordinativa del dominio de aplicabilidad del término zonal; dicha referición puede vincular el nombre de la biozona con unos cuerpos rocosos particulares, incluso sin hacer mención a un corte tipo, pero no establece equivalencia alguna entre términos o entre conceptos y, por tanto, no es una definición en sentido estricto. En cualquier caso, cuando se utilizan las propiedades diagnósticas y/o el dominio de aplicabilidad del concepto zonal, pueden no ser denotados los restos y/o señales de los organismos pertenecientes a la especie cuyo nombre ha sido elegido como índice zonal.

En conclusión, los nombres de las biozonas no deberían ser sustituidos aduciendo razones taxonómicas, aunque algunos autores todavía afirman lo contrario y a pesar de las recomendaciones que tradicionalmente han hecho algunas escuelas. También debemos señalar que las normas calificadas de

tradicionales en la investigación bioestratigráfica son relativamente recientes si se las compara con las de otras ciencias. Y una de las pruebas más evidentes de que el operativismo radical ha estado y está vigente en las Ciencias Geológicas es la frecuente confusión de refericiones con definiciones en los textos de Bioestratigrafía.

VI

Los conceptos referentes a las llamadas unidades geocronológicas, que corresponden a divisiones de tiempo geológico, también pueden ser considerados con correlato real o físico si son utilizados para denotar entidades sustanciales que son espacio-temporales (biológicas o no), pero carecen de correlato físico si denotan exclusivamente acontecimientos, procesos, etc. Más exactamente, podemos afirmar que las entidades biológicas pretéritas son entidades reales con una composición y estructura espacio-temporal concretas, si aceptamos que la realidad es histórica y natural (lo cual es compatible con los conocimientos científicos actuales, pero negar la validez de dicha afirmación implicaría negar la validez del concepto de duración). Ahora bien, los acontecimientos, procesos, etc. (evolutivos o no) de las entidades biológicas pretéritas no tienen existencia propia, aunque en Geología al igual que en otras ciencias históricas también se designan los acontecimientos históricos singulares con nombres propios en vez de utilizar exclusivamente predicados. Una vez hechas estas salvedades, podemos afirmar que las distintas composiciones y estructuras de las sucesivas entidades biológicas pretéritas, hayan experimentado procesos evolutivos o no, permiten establecer diferentes unidades escalas biocronológicas; por tanto, al igual que en el caso de las biozonas, para denominar a cualquier biocronozona sólo se necesita un nombre propio que designe un concepto individual o un concepto de clase. Más aún, para utilizar el concepto de biocronozona no se requiere de la teoría de la evolución biológica (lo cual no quiere decir que dicha teoría carezca de relevancia biocronológica o que sea conveniente prescindir de ella en las investigaciones bioestratigráficas); para establecer las unidades biocronológicas, en vez del principio de continuidad del proceso de la evolución biológica (o su carácter irreversible), puede utilizarse el principio de continuidad del proceso de la evolución tafonómica y su irreversibilidad concomitante.

En cuanto a los nombres taxonómicos que a menudo se emplean para nombrar las biocronozonas conviene destacar que una especie nominal es un binomio y el segundo de sus términos puede ser un adjetivo o un sustantivo (este último, en genitivo o en aposición). Por ello, cuando con el nombre de la biocronozona se pretende hacer referencia a una especie biológica y la especie nominal o uno de los elementos que la constituyen se utiliza para denotar el atributo diagnóstico de la biocronozona, el término zonal puede tener distintas connotaciones según se utilice en un contexto bioestratigráfico o taxonómico. Así por ejemplo, el término «Biocronozona de *Stephanoceras humphriesianum*» o «Zona de *Stephanoceras humphriesianum*» puede consi-

derarse que designa un concepto relacional o un concepto de clase, pero ¿cuál es su denotación exacta: la relación entre dos entidades reales, la propiedad de una entidad real o una entidad real? y, en estos dos últimos casos, ¿qué es lo denotado: el taxón, su duración o su edad?. Y es para soslayar estos problemas y para respetar la prioridad nomenclatorial por lo que muchos autores no escriben con letra cursiva la especie nominal cuando la utilizan como nombre zonal, o bien sólo emplean el segundo término del binomio latino, e incluso escriben con mayúscula la primera letra del segundo término latino.

Ya hemos indicado que las entidades biológicas históricas son entidades reales con una composición y estructura espacio-temporal concretas; pero, respecto a esta afirmación, también debemos recordar que las entidades supraespecíficas sólo son entidades conceptuales sin correlato real o físico; en consecuencia, si se denomina a una biocronozona con el nombre de un taxón supraespecífico, entonces no se hace referencia a una propiedad de la biocronozona. Y tampoco se refiere necesariamente una propiedad diagnóstica de la biocronozona cuando se utiliza una especie nominal como término o índice zonal: la biocronozona puede ser identificada aunque no haya evidencias materiales o positivas de la especie biológica utilizada como índice zonal. Tampoco se puede pretender que haya un ejemplar registrado de la especie utilizada como criterio diagnóstico (es decir, de la especie guía) en cualquier porción del cuerpo rocoso que constituye una biozona concreta, ni se puede esperar que haya existido al menos un individuo de la especie guía en cualquier lugar del área de distribución del taxón en cuestión. Y, por la diferente naturaleza de las biozonas (cuerpos rocosos) y las biocronozonas (entidades biológicas y relaciones entre ellas, de una determinada edad y una estructura espacio-temporal concreta), cabe esperar que tengan distintas propiedades; por ejemplo, la extensión geográfica de una biozona no debe ser confundida con la extensión de la biocronozona correspondiente o con la distribución paleogeográfica de un taxón particular; y, en principio el área de distribución de los elementos registrados en cuerpos rocosos no ha de ser necesariamente coincidente con la distribución paleogeográfica de los organismos de una determinada entidad biológica supraindividual.

VII

Por último, y con el propósito de resolver los problemas tratados en el presente trabajo, destacaremos que es suficiente con un nombre propio para denominar adecuadamente cualquier unidad estratigráfica o biocronológica. Por razones lógicas, al nombre de cualquier zona debe dársele un valor exclusivamente nomenclatorial; y, en consecuencia, puede servir para tales fines incluso términos sin significado literal. Por razones teóricas, en muchos casos (pero no en cualquier caso) podemos admitir a los cuerpos rocosos como de la misma edad que la(s) entidad(es) biológica(s) cuyos restos y/o señales están registrados en dichos cuerpos rocosos. Y por razones metodológicas conviene distinguir entre biozonas, biocronozonas y cronozonas o zonas estándar; ahora bien, lo menos que puede exigirse a los nombres zonales es

que no sean arbitrarios: cada zona será denotada por un solo nombre y cada nombre denotará una sola zona; además, es conveniente que los nombres de las zonas estén sujetos a las reglas de prioridad nomenclatorial pero, al igual que en Taxonomía, dichas reglas deben ser aplicadas para lograr la estabilidad nomenclatorial, no para ponerla en peligro o para defender nombres tradicionalmente injustificados e incompatibles con las teorías vigentes.

En conclusión, los argumentos científicos que acabamos de exponer, a pesar de estar basados en teorías que eran desconocidas en la época de OPPEL (por ejemplo, la teoría de la evolución biológica, la teoría de la significación y la teoría de la evolución tafonómica), obligan a dar a los nombres de las llamadas zonas oppelianas el mismo valor que tenían en el siglo pasado. Y tampoco hemos encontrado razones lingüísticas que justifiquen las diversas maneras utilizadas para expresar dichos nombres en nuestro idioma: la primera letra de los nombres propios se escribe con mayúscula en español. Por todo ello, entendemos que términos tales como Biozona Humphriesianum, Biocronozona Humphriesianum y Cronozona Humphriesianum son los más adecuados. Estas construcciones gramaticales con aposiciones yuxtapuestas de sólo dos sustantivos; y, para evitar que el segundo sustantivo en aposición sea confundido con un complemento del primer nombre, es recomendable no utilizar un «de» expletivo entre los dos sustantivos.

BIBLIOGRAFIA

- BERGGREN, W.A. & COUVERIN, J.A. (1978). Biochronology. En: G.V. COHEE; M.I. GLAESSNER & H.D. HEDBERG (Eds.). *The Geologic Time Scale*, pp. 39-55, 6 figs. (Amer. Ass. Petr. Geol.) Tulsa, Oklahoma.
- CALLOMON, J.H. (1985). Biostratigraphy, chronostratigraphy and all that - again. En: O. MICHELSEN & A. ZEISS (Eds.) *Internat. Symp. Jurassic Stratigr.* Erlangen, 1984, pp. 612-624, 4 figs. (Geol. Surv. Denmark). Copenhagen.
- CALLOMON, J.H. & DONOVAN, D.T. (1974). A Code of Mesozoic stratigraphical nomenclature. II. *Coll. Jurassique*, Luxembourg, 1967. *Mém. B. R. G. M.*, 75, (1971), pp. 75-81. París.
- CARIOU, E.; DUBAR, G.; ELM, S.; ENAY, R.; GABILLY, J.; GUERIN-FRANCIATTE, S.; MANGOLD, Ch.; MATTEL, J.; MOUTERDE, R.; RIOULT, M.; RUGET-PERROT, Ch.; THIERRY, J. & TINTANT, H. (1974). Problemes de zonation de quelques étages du Jurassique en Europe. II *Coll. Jurassique*, Luxembourg. *Mém. B. R. G. M.*, 75, (1971), pp. 511-512. París.

- FERNANDEZ LOPEZ, S. (1982). La evolución tafonómica (un planteamiento neodarwinista). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., (Geol.)*, 79 (1981), pp. 243-254, 2 figs. Madrid.
- FERNANDEZ LOPEZ, S. (1984). Nuevas perspectivas de la Tofonomía evolutiva: tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios Geol.*, 40, pp. 215-224. Madrid.
- HANCOCK, J.M. (1977). The Historic Development of Concepts of Biostratigraphic Correlation. En: E.G. KAUFFMAN & J.E. HAZEL (Eds.). *Concepts and Methods of Biostratigraphy*, pp. 3-22 (Hutchinson & Ross, Inc.). Stroudsburg.
- HEDBERG, H.D. (1976). *International Stratigraphic Guide*, 200 p. 14 figs., 3 cuad. (J. Wiley & Sons). New York.
- HOLLAND, C.H.; AUDLEY-CHARLES, M.G.; BASSET, M.G.; COWIE, J.W.; CURRY, D.; FITCH, F.J.; HANCOCK, J.M.; HOUSE, M.R.; INGHAM, J.K.; KENT, P.E.; MORTON, N.; RAMSBOTTOM, W.H.C.; RAWSON, P.F.; SMITH, D.B.; STUBBLEFIELD, C.J.; TORRENS, H.S.; WALLACE, P. & WOODLAND, A.W. (1978). A guide to Stratigraphical procedure. *Geol. Soc. Lond. Spec. Rep.*, 11, 18 pp., 3 figs. London.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L. (1969). *Estratigrafía y sedimentación*, 778 p., (UTEHA). México.
- MOUTERDE, R; ENAY, R; CARIOU, E.; CONTINI, D.; ELMI, S.; GABILLY, J.; MANGOLD, Ch.; MATTEI, J.; RIOULT, M.; THIERRY, J. & TINTANT, H. (1971). Les zones du Jurassique en France. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 2, París.
- OPPEL, A. (1856-58). *Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands*, 857 pp. (Ebner & Seubert) Stuttgart.

BIOESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA HUMANA

Josep GIBERT CLOLS

Instituto de Paleontología «Miquel Crusafont». Sabadell. Barcelona

RESUMEN

En este trabajo se resumen los diversos criterios existentes con respecto a la biozonación del Pleistoceno. Se describe la zonación efectuada en el Barranco de Orce en el que se ha encontrado el evento Olduwai, lo que permite complementar la magnetoestratigrafía con la bioestratigrafía, y como consecuencia de ello precisa la datación de los yacimientos de la Depresión Guadix-Baza, así como, de manera indirecta, de otros yacimientos del Pleistoceno inferior con presencia humana como es el de Cueva Victoria.

SUMMARY

This work summarises the various existing criteria in respect of the double siting of the Pleistocenes. It describes the established siting in Barranco de Orce and that which was found unexpectedly in Olduwai, which permitted a comparison of the magnostratigraphy and the biostratigraphy, and how there followed precise documentation of the mineral deposits of the Guadix-Baza Depression, and also, in an indirect way, other mineral deposits of the lesser Pleistocenes with human presence, as in Cueva Victoria.

INTRODUCCION

La zonación del Pleistoceno europeo se realiza en estos momentos a través de dos criterios diferentes. En la escuela francesa siguen primando los criterios geológicos basados en las Glaciaciones Alpinas, es decir, el Pleistoceno está subdividido según los diversos períodos glaciales e interglaciales. Recientemente se ha intentado establecer una correlación entre estos períodos glaciales y la escala magnetoestratigráfica, con resultados discutibles.

Hace ya algún tiempo, KRETZOI (1941), intentó una biozonación del Pleistoceno inferior en base a los macromamíferos obtenidos en los yacimientos cársticos de Hungría, dividiendo este período en un conjunto de zonas de las que el Villaniense y Bihariense son las más conocidas y mejor establecidas. Con posterioridad, en otros lugares de Europa, se intentó correlacionar esta biozonación con la escala magnetoestratigráfica y si procede con las dataciones absolutas. Nosotros creemos que este procedimiento es, sin duda alguna, el mejor y más fiable para establecer una cronología del Pleistoceno.

En este período debemos distinguir dos grandes etapas: el Pleistoceno inferior, del que pueden encontrarse series continuas en la Península Ibérica (Guadix-Baza) y en Paratetys (Rumanía), y el Pleistoceno medio y superior

caracterizados por la abundancia en yacimientos cársticos aislados. El criterio de biozonación por el que optamos es indudable que puede ser muy eficaz para el Pleistoceno inferior, y también lo sería para el Pleistoceno medio y superior en caso de encontrar series continuadas, lo que es muy difícil dada la escasa actividad tectónica en estos períodos, aunque existe la probabilidad de que en la Depresión Guadix-Baza se puedan localizar. Es por lo tanto lógico que para el Pleistoceno medio y superior se sigan aplicando los criterios geológicos basados en los períodos glaciales.

En este artículo comentaremos los progresos realizados por nuestro equipo en la Depresión Guadix-Baza, en la que se ha intentado establecer una bioestratigrafía precisa con micro y macromamíferos, correlacionada con la escala magnetoestratigráfica, lo que permite precisar la datación de los yacimientos de Venta Micena (Orce, Granada) y Cueva Victoria (Cartagena, Murcia).

DATAIONES DEL MACIZO CENTRAL FRANCES

El Macizo Central francés es una región privilegiada para el estudio del Pleistoceno, ya que en esta zona se localizan multitud de yacimientos con abundante macrofauna y en algunos de ellos existe probada acción antropogénica (Soleihac, La Roche Lambert, Sinzelles, Chilhac) (Fig. 1). Sin embargo, existen ciertas dificultades para establecer una correcta biozonación, como son:

1. La dispersión de los yacimientos, que dificulta la correcta correlación geológica debido especialmente a la intensa actividad tectónica y volcánica de la zona. Se han propuesto algunas columnas sintéticas (Fig. 2) en las que pueden verse las dificultades antes mencionadas.

2. Algunos yacimientos están situados en depósitos de pendiente, como ejemplo Chilhac, por lo que ofrecen grandes inconvenientes de datación y excavación.

3. Es escasa la microfauna encontrada. En toda la zona sólo se han localizado seis especies del género *Mimomys* entre los yacimientos de Perrier (Touaires) y Le Crozas. Es evidente que una escala bioestratigráfica correcta debe basarse en la evolución de los micromamíferos, en especial de los roedores, y esto es difícil de establecer en el Macizo Central Francés con los datos actualmente disponibles.

En esta zona, sin embargo, se han podido establecer dataciones absolutas en cuatro yacimientos que son claves para el conocimiento del Pleistoceno inferior, como son Seneze, Sinzelles, Soleihac y Vialettes.

BIOZONACION DE LA DEPRESION GUADIX-BAZA

En la Depresión Guadix-Baza hay una sedimentación continuada desde el Mioceno superior MN-14 hasta el Pleistoceno medio (0,7 m.a.) aunque

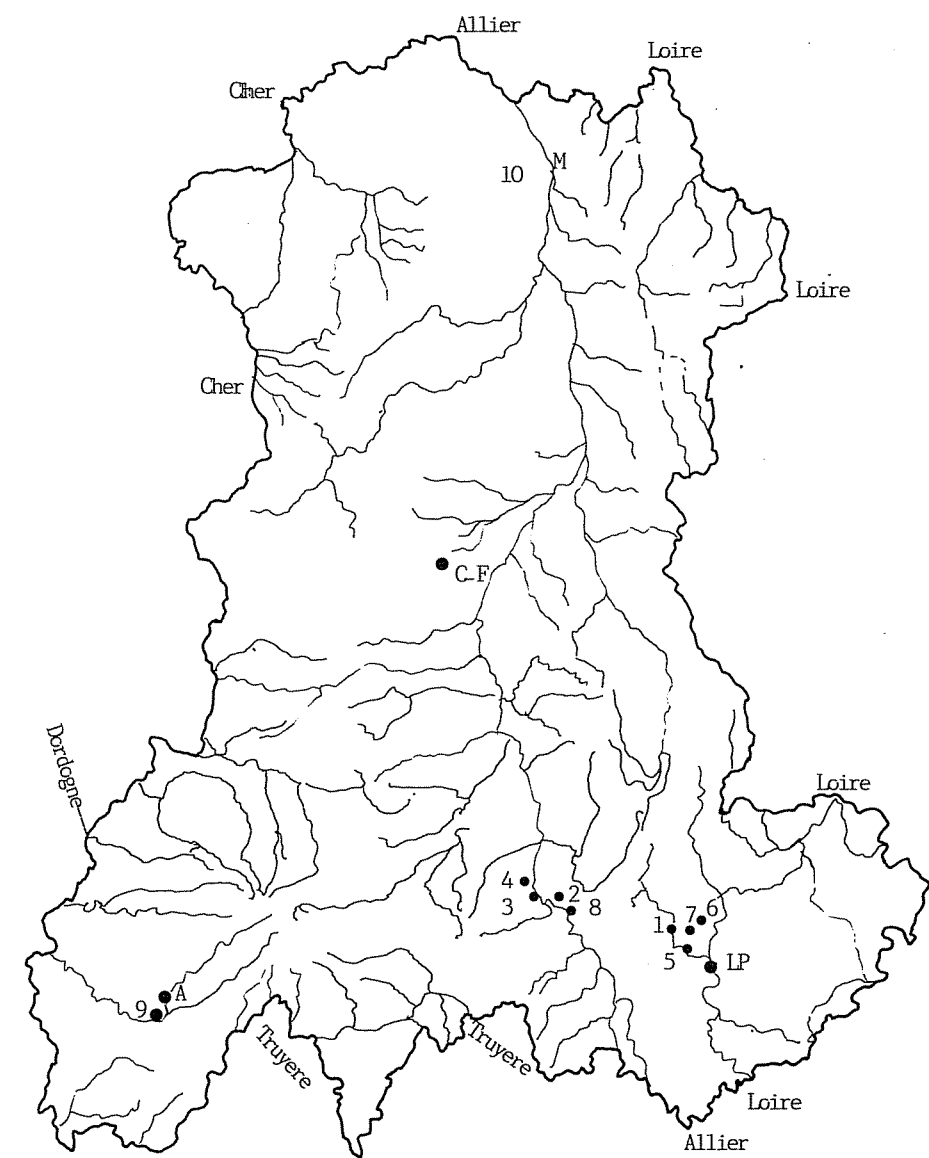


Fig. 1. Distribución geográfica de los principales yacimientos de Auvergne y Velay.

1. La Rochelambet; 2. Les Varennes (Chilhac, Alto-Loira); 3. Les Battants (Blassac, Alto Loira); 4. La Girondie (Blassac, Alto Loira); 5. Sinzelles (Polignac, Alto Loira); 6. Ceyssaguet (Lavoute sur Loire, Alto Loira); 7. Soleihac (Blanzac, Alto Loira); 8. Le pié du Roi (Cerzat, Alto Loira); 9. Aurillac (Cantal); 10. Meillers (Allier).

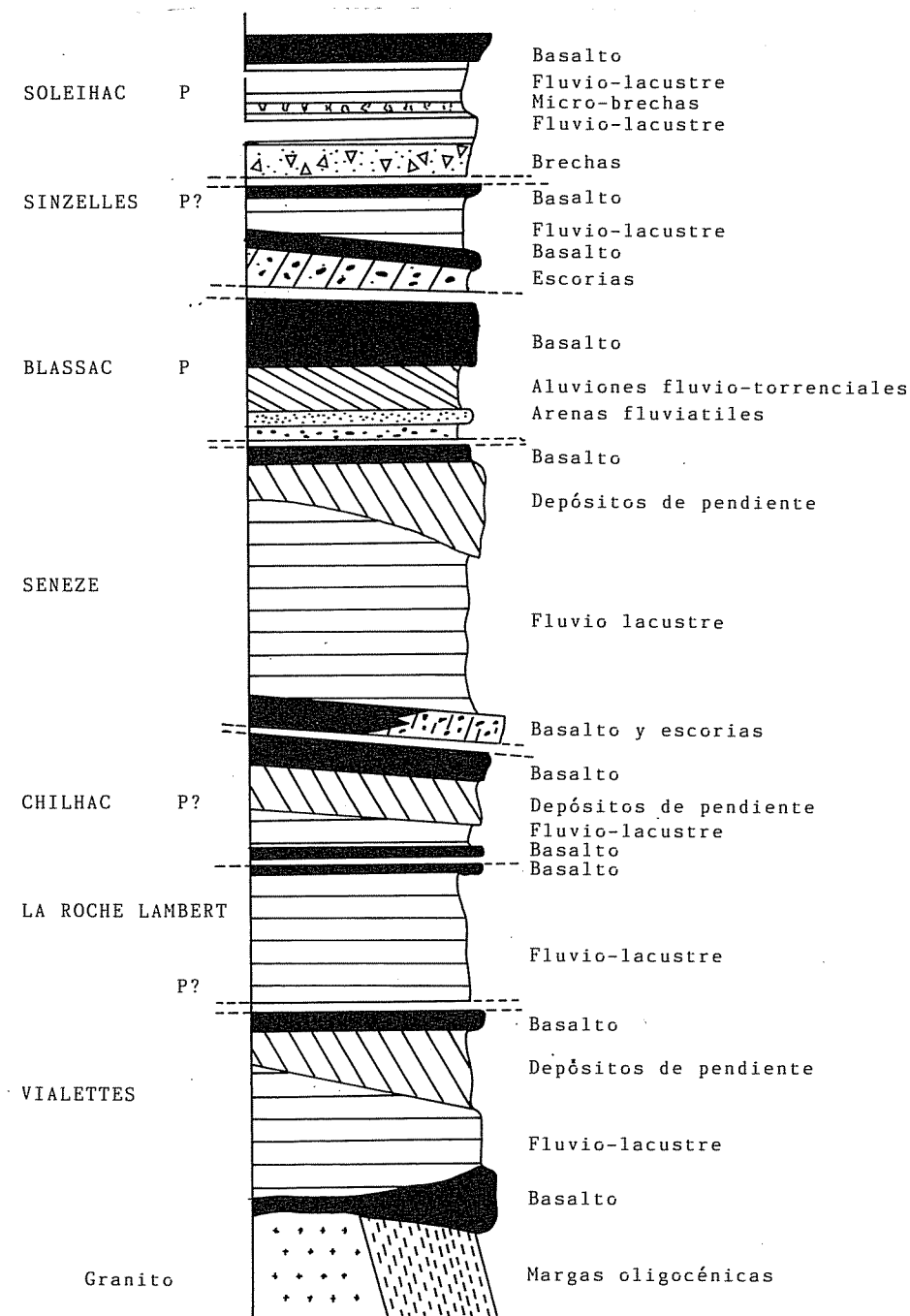


Fig. 2. Columna estratigráfica del Macizo Central Francés

probablemente ésta se prolongue hasta la actualidad. Las condiciones geológicas han favorecido la formación de numerosos yacimientos estratificados con abundante microfauna y algunos de ellos con macrofauna. La geología de la región es bien conocida, lo que permite correlaciones muy fiables. Es decir, se cumplen las condiciones idóneas para establecer una escala bioestratigráfica correcta para el Pleistoceno inferior. En el reciente VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, celebrado en Budapest (AGUSTI, GIBERT, MOYA-SOLA y VERA, 1985) hemos propuesto una biozonación que queda reflejada en la figura 3.

Las recientes campañas de paleomagnetismo realizadas conjuntamente con el Laboratorio de Prehistoria del Museo de Historia Natural, Laboratorio de Geomagnetismo e Instituto de Paleontología en la Depresión, han dado resultados positivos para el Barranco de Orce (SEMAH, 1985) en el que hemos podido detectar el período Olduwai, por lo que el yacimiento de Orce III con fauna de *Allophaiomys* tiene una edad próxima a 1,6 m.a. (Fig. 5). Este yacimiento está en la base del Bihariense inferior (Fig. 4) por lo que a buena parte del período inverso superior a Olduwai-Gilsa puede aplicarse una bioestratigrafía precisa en la Depresión Guadix-Baza. En próximas campañas magnetoestratigráficas intentaremos detectar el evento Jaramillo con el fin de realizar una correcta correlación entre ambas escalas. Si esto diera resultados positivos es indudable que Guadix-Baza se convertiría en una zona privilegiada para la datación del Pleistoceno inferior.

BIOZONACION DEL LITORAL MEDITERRANEO

En el transcurso de estos últimos años se han encontrado numerosos yacimientos cársticos en el litoral mediterráneo, que conjuntamente con los localizados por nosotros en la última campaña pueden dar lugar a una serie continuada que vaya desde el final del Mesiniense hasta el Bihariense medio, lo que es muy importante ya que puede establecerse una complementariedad entre los yacimientos estratificados de la Depresión Guadix-Baza y los del litoral mediterráneo, caracterizados por la enorme riqueza faunística, lo que ayudaría a establecer una mejor escala bioestratigráfica de este período.

Por el momento hemos localizado yacimientos con abundancia de gerbílidos que deben situarse al final del Mesiniense y otros con presencia de *Allophaiomys*, lo que cubre un período situado aproximadamente entre los 3 m.a. y 1,4 m.a. Estamos convencidos de que este lapso de tiempo se verá ampliado en las nuevas campañas de prospección por la zona.

En la figura 5 se esquematiza la distribución bioestratigráfica de los principales yacimientos del Plio-Pleistoceno de Europa. Como puede verse en ella, la Península Ibérica es una zona óptima para la datación del Pleistoceno inferior, tanto a través de yacimientos estratificados como cársticos, con los que podría establecerse una estrecha correlación con la escala magnetoestratigráfica.

Por lo que se refiere al Pleistoceno medio es de esperar que encontremos

PISOS MASTOLOGICOS	BIOZONAS	LOCALIDADES	ASOCIACIONES FAUNISTICAS
BIHARIENSE SUPERIOR	ZONA CON A. CANTIANA	CULLAR DE BAZA, I,II	Arvicola cantiana, Microtus brecciensis, Allocricetus bursae durancien- sis, Apodemus aff. sylvaticus, Eliomys quercinus.
	ZONA CON P. ARVALIDENS	CULLAR DE BAZA, A, B, C	Pitymys cf. arvalidens, Castillomys crusafonti, Eliomys quercinus, Oryc- tolagus cf. lacosti, Insectivora indet., Carnivora indet.
BIHARIENSE MEDIO	ZONA CON M. SAVINI	LOMA QUEMADA -1, 2 HUESCAR -2, 3 PUERTO LOBO -1, 4	Mimomys savini, Allophaiomys cf. nutiensis, Apodemus aff. sylvaticus, Equus stenonis, Archidiskodon meridionalis, Dicerorhinus etruscus, Hippopotamus incognitus, Cervidae indet.
BIHARIENSE INFERIOR	ZONA CON M. OSTRAMOSSENSIS ZONA CON A. PLIOCAENICUS	CAÑADA DE MURCIA -1, 2 VENTA MICENA, -1, 2 FUENTENUEVA -2 ORCE -6, 7 BARRANCO LOS CONEJOS BARRANCO LEON -1, 2, 3 FUENTENUEVA -C ORCE -4, 5, P. CAÑADA DE BALMAEZ ? CAMINO YESERAS ? FUENTECILLA -5 CEMENTERIO DE ORCE - B CORTIJO D. ALFONSO CORTIJO D. DIEGO ORCE -1, 2, 3	Allophaiomys pliocaenicus, Castillomys crusafonti. Apodemus aff. sylva- ticus, Apodemus aff. mystacinus, Eliomys intermedius, Hystrix primigenia, Oryctolagus cf. lacosti, Desmana sp., Soricidae indet., Canis etruscus, Pachycrocuta brevirostris, Homotherium crenatidens, Ursus aff. etruscus, Archidiskodon meridionalis, Equus stenonis, Dicerorhinus etruscus, Hippo- potamus incognitus, Megacerini indet., Cervidae indet., «Cervus» elapho- ides, Praeovibos n. sp., Hemitragus n. sp., Ovis sp., Bison sp., Bovidae indet. Mimomys ostramosensis, Mimomys cf. pusillus, Apodemus aff. sylva- ticus, Castillomys crusafonti, Eliomys aff. quercinus, Equus stenonis, Leptobos etruscus, Dicerorhinus etruscus, Archidiskodon meridionalis.
VILLANYIENSE	MN 17	ORCE -D ORCE -C FUENTENUEVA -1 ALQUERIA FUENTECILLA -2 ? CORTES DE BAZA -3 ?	Mimomys cf. reidi, Apodemus aff. dominans, Castillomys crusafonti, Eliomys intermedius, Equus stenonis vireti, Gazella borbonica, Cervidae indet, Carnivora indet., Leporidae indet.
RUSCINIENSE SUPERIOR	MN 16	CAÑADA DE MURCIA -3 GALERA -2	Kislangia cappetai, Stephanomys cf. tahleri, Apodemus aff. dominans, Castillomys crusafonti, Eliomys intermedius.
RUSCINIENSE MEDIO	MN 15	HUESCAR -1 CAÑADA DEL CASTAÑO GALERA -1 ZUJAR ?, BAZA ? GORAFE-2, 3, 4, 5	Mimomys cf. occitanus, Paraethomys meini, Stephanomys cf. thaleri, Occi- tanomys brailloni, Castillomys crusafonti, Apodemus aff. dominans, Mus- cardinus pliocaenicus, Anancus arvernensis. Cricetus cf. angustidens, Trilophomys cf. castroi, Mimomys cf. occitanus, Paraethomys meini, Stephanomys cf. margaritae, Castillomys crusafonti, Apodemus aff. dominans, Eliomys intermedius, Prolagus michauxi, Le- poridae indet., Soricidae indet., Gazella borbonica, Suinae indet.
RUSCINIENSE INFERIOR	MN 14	GORAFE -1	Ruscinomys sp., Cricetus cf. barrierei, Protatera sp., Trilophomys cf. castroi, Paraethomys meini, Stephanomys cf. medius, Occitanomys sp., Castillomys crusafonti, Apodemus cf. dominans, Eliomys intermedius, Atalantoxerus adroveri, Prolagus michauxi, Desmana sp., Microstonix sp., Trischirrolagus maritsae.

Fig. 3. Biozonación Guadix-Baza

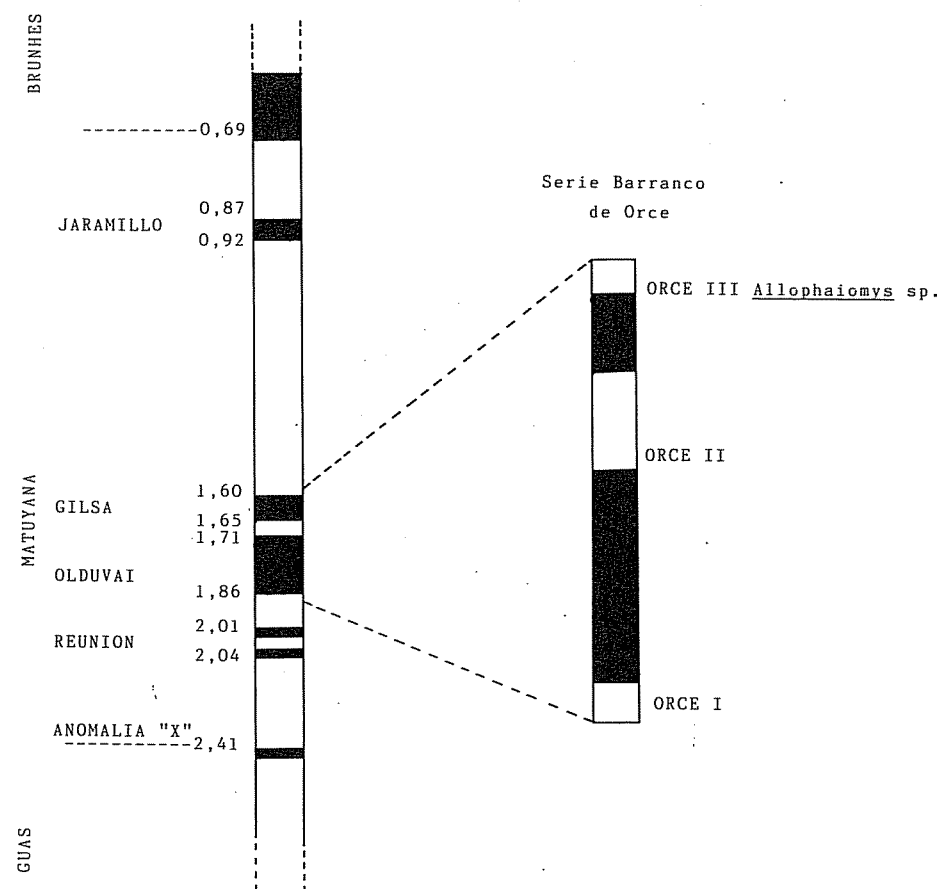


Fig. 4. Magnetoestratigrafía Barranco de Orce. En la sección Barranco de Orce, 1 cm. equivale a 3,5 m.

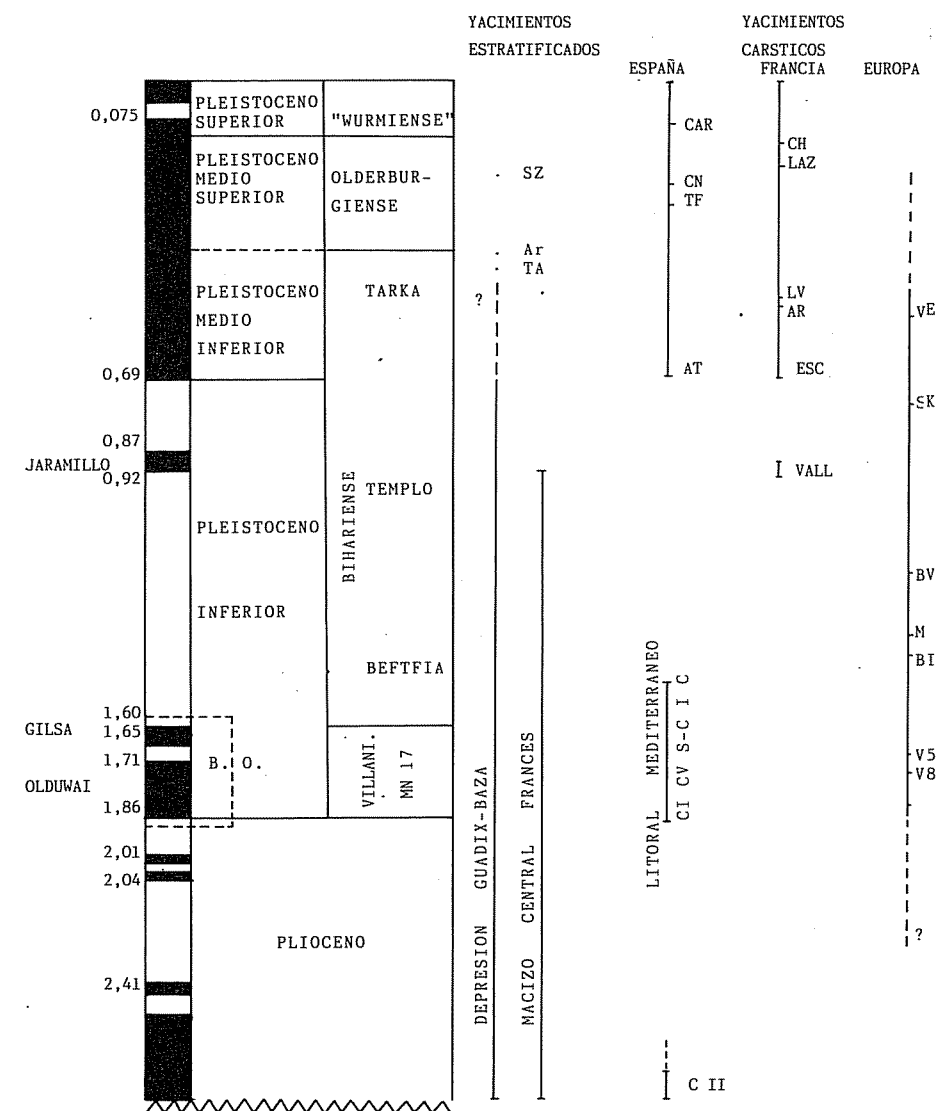


Fig. 5. Distribución bioestratigráfica de los principales yacimientos del Plio-Pleistoceno de Europa (SZ: Solana del Zamborio; TA: Torralba-Ambrona; SK: Stransk-Skala; CN: Cova Negra; VE: Vertesszöllös; TF: Tossal de la Font; CV: Cueva Victoria; C: Casablanca; S-C: Sueca-Culella; VALL: Le Vallonet; ESC: L'Escalet; LV: Lunel Viel; LAZ: Le Lazaret; CH: La Chasse; I: Incarcal; C: Castelldefels; CAR: Carhuela; AT: Atapuerca; Ar: Aridos; MA: Mauer; B: Beftia; V: Villani; M: Magy; AR: Aragón).

YACIMIENTO	RESTO HUMANO	TIPO YACIMIENTO	TIPO DATAION	EDAD
BAÑOLAS	MANDIBULA	LACUSTRE SEDIMENTARIO	MACROFAUNA TERRAZAS	WURN ANTIGUO RISS - WURN
TOSSAL DE LA F. CASTELLON	NUMERO COXAL	CARSTICO	MICROFAUNA MACROFAUNA	WURN ANTIGUO RISS - WURN
COVA NEGRA VALENCIA	PARIETAL	CARSTICO	MACROFAUNA	RISS
PINILLA DEL VALLE	MOLARES	CARSTICO	MACROFAUNA	RISS
OLOPTE	MOLARES	CARSTICO	MACROFAUNA V. DENINGERI	Mindel PLEISTOCENO MEDIO
ATAPUERCA	MANDIBULA MOLARES FALANGES FRAGMENTOS PARIETAL ?	CARSTICO	MACROFAUNA V. DENINGERI	Mindel PLEISTOCENO MEDIO
ORCE	FRAGMENTO ? PARIETALES OCCIPITAL	SEDIMENTARIO	MICROFAUNA MACROFAUNA PALEOMAGNET	PLEISTOCENO INFERIOR BIHARIENSE FASE BETFIA
CUEVA VICTORIA	FALANGE	CARSTICO	MICROFAUNA MACROFAUNA	FASE BETFIA

Fig. 6. Datación de los homínidos del Pleistoceno inferior y medio, en la Península Ibérica.

en la Depresión Guadix-Baza sedimentos estratificados correspondientes a este período. Aun así, en la Península Ibérica hay numerosos yacimientos cársticos de singular importancia para la datación de este período.

DATAION DE LOS HOMINIDOS DEL PLEISTOCENO INFERIOR Y MEDIO EN LA PENINSULA IBERICA

En la figura 6 se esquematizan los fósiles humanos, el tipo de yacimiento y el modelo de datación de los principales restos encontrados en este período. El yacimiento mejor datado es el de Venta Micena, en el que se ha localizado un probable resto humano y existen evidencias e indicios (industria lítica, estrías de descarnación, huesos rotos intencionadamente...) de presencia humana. El yacimiento de Cueva Victoria se data de manera indirecta a través de la comparación de la macrofauna con la de Venta Micena. Este procedimiento, si bien es inexacto en cuanto a la escala cronológica absoluta, permite una datación relativa fiable que nos lleva a asegurar que es algo más antiguo que el de referencia, Venta Micena.

Para todos los yacimientos del Pleistoceno medio los métodos de datación son por macrofauna y se hace siempre referencia a la cronología alpina, lo que introduce ciertas imprecisiones, en especial cuando se intenta correlacionar estos datos con la cronología absoluta.

BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI, GIBERT, MOYA-SOLA y VERA (1985). Neogene-Quaternary boundary in the continental sediments of the Guadix-Baza Basin (SE Spain). Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. VIIIth Congress of the RCMNS. Budapest. Hungary.
- BONIFAI (1983). «La recherche Archeologique en Haute-Loire». Histoire et prehistoire. Annales du Centre Regional de documentation pedagogique de Clermont-Ferrand.
- KRETZOI, M. (1941). Die unterpleistozäne Säugetierfauna von Beftia bei Nagyvarad. Földt. Közl., 71.
- SEMAH (1985). Analyses paléomagnétiques dans la dépression de Guadix-Baza (Grenade, Espagne). Informe de difusión interna.

**PROBLEMATICA DEL USO DE LOS RUDISTAS
(BIVALVIA) EN BIOESTRATIGRAFIA**

Eulalia GILI*, José M. PONS* y Enric VICENS*

* Departament de Paleontologia, Universitat Autònoma de Barcelona,
Bellaterra (Barcelona).

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 121-130, Zaragoza, 1986.

RESUMEN

Los rudistas eran organismos bentónicos, epifaunales que, al menos en su etapa juvenil, necesitaban un sustrato firme (o un trozo de sustrato firme) donde fijarse para crecer. Los rudistas fueron elementos faunísticos muy comunes en depósitos marinos someros en el Cretácico y algunos de ellos fueron importantes constructores de estructuras orgánicas en los mares del Tethys durante este período.

La abundancia y amplia distribución de los rudistas los hace especialmente aptos para la bioestratigrafía. Sin embargo, el hecho de que su distribución y morfología esté altamente influenciada por parámetros ambientales hace que sea conveniente tener cierta precaución al utilizarlos en trabajos de este tipo.

A pesar de que otros factores pueden haber estado también involucrados, el sustrato fue probablemente el parámetro más importante en el control de distribución de los rudistas. La distribución de las diferentes especies de rudistas parece estar en función de su adaptación a crecer en diferentes sustratos.

ABSTRACT

All rudists are benthonic, epifaunal organisms that, at least in their juvenile stage, required a hard substrate (or a small piece of hard substrate) to grow on. They were a fairly common faunal element in shallow marine deposits in the Cretaceous and a number of species of them were important organic builders in the Tethyan seas during that time.

The abundance and widespread distribution of rudistid bivalves make them especially useful in biostratigraphy. However, special care is needed for such studies with this group because of the great influence of environmental parameters on their occurrence and morphology.

Although many factors may be involved, substrate is probably the major parameter that controlled rudist distribution. The distribution of rudist species seems to be a function of their adaptation to growth on different substrates.

INTRODUCCION

Se conoce como rudistas a un grupo peculiar y aberrante de bivalvos heterodontos que constituyen la superfamilia Hippuritacea. Dentro de ella se distinguen nueve familias que aparecen como grupos monofiléticos al estudiar la evolución de su morfología funcional (SKELTON, 1978).

Eran peculiares, por el hecho de que un animal de tamaño relativamente pequeño podía fabricar una concha de gran tamaño y considerable grosor. La

concha presentaba una capa externa de calcita y otra interna de aragonito. El desarrollo relativo de una capa con respecto a la otra, así como su estructura particular son caracteres diagnósticos de las distintas familias.

Eran aberrantes, por las diferencias morfológicas que a lo largo de su historia evolutiva presentan al compararlos con el modelo de bivalvo típico. Pueden darse conchas con aspecto de bastón o columnares.

Los rudistas más primitivos y por lo tanto menos «modificados», pertenecen a la familia Diceratidae y aparecieron durante el Jurásico superior. Eran de valvas subiguales, con enrollamiento espiral y umbos muy prominentes y vivían fijos por el umbo de la valva derecha o de la izquierda. La dentición, las grandes impresiones de los músculos aductores en la pared interna de la concha y el largo ligamento externo, son caracteres morfológicos que sugieren un movimiento rotacional para la abertura de las dos valvas, como es habitual en los demás bivalvos.

Los Requiieniidae, representados durante todo el Cretácico, tenían características primitivas semejantes a las de los Diceratidae. Con ambas valvas enrolladas espiralmente pero marcadamente inequivalvos, normalmente de espira más alta la valva izquierda y más baja la valva derecha que en algún caso puede ser operculiforme, vivían fijos por el umbo de la valva izquierda.

Todos los representantes de las demás familias se fijaban por la valva derecha, por lo que se les ha denominado rudistas «inversos».

Los rudistas «inversos», en mayor o menor grado según las distintas familias, presentan invaginación y reducción del ligamento, lo que permite un crecimiento de la concha alejando la comisura del umbo, sin necesidad de un enrollamiento en espiral, pudiendo dar valvas derechas cónicas o cilíndricas. Pueden presentar valvas izquierdas más o menos enrolladas, cónicas, operculiformes o planas.

El crecimiento sin enrollamiento representa una economía de material esquelético, economía que puede aún acentuarse mediante estructuras no compactas para la concha o la presencia de tábulas.

Las familias Radiolitidae e Hippuritidae incluyen las formas más típicamente desenrolladas, de valvas derechas cónicas o cilíndricas y valvas izquierdas operculiformes. La valva izquierda presentaba dos largos dientes que se implantaban verticalmente a ambos lados del único diente de la valva derecha, así como dos apófisis miofóricas, para inserción de los músculos aductores, de desarrollo semejante a los dientes. La implantación vertical de los dientes impedía el movimiento rotacional para la abertura de las dos valvas y la poca longitud de los aductores sugiere una mínima abertura y la posibilidad de una rápida y fuerte oclusión de las valvas.

En la familia Radiolitidae es característico el gran desarrollo en la valva derecha de la capa externa de calcita, en forma de láminas superpuestas con estructura celular, dando un labio o superficie de contacto entre las dos valvas muy amplio. Las discontinuidades en el labio se reflejan en la ornamentación exterior, por la superposición de láminas.

En la familia Hippuritidae es característico el complejo sistema de poros, canales radiales, ósculos y pilares que debían permitir la circulación de agua, necesaria para la alimentación y respiración así como para la expulsión efectiva de heces y pseudoheces, con un mínimo de abertura entre las dos valvas.

Los rudistas se han usado desde antiguo como fósiles estratigráficos, aún antes de que se reconociera su posición sistemática dentro de los bivalvos. Hippuritidae y Radiolitidae, las familias de más éxito durante el Cretácico superior, han sido los más utilizados, principalmente a partir de los trabajos de TOUCAS (1903-4, 1907) donde, después de un estudio y revisión de las especies conocidas en su época y de su posición estratigráfica, reconoce una serie de grupos de especies o líneas evolutivas caracterizadas por un conjunto de caracteres morfológicos fáciles de identificar y de reconocer su evolución desde las especies más antiguas a las más modernas de cada grupo.

Los cuadros de TOUCAS (*op. cit.*), aunque actualmente muy superados, aún constituyen un esquema aprovechable. La mayor parte de autores, al establecer una nueva especie intentan referirla a los grupos o líneas evolutivas de TOUCAS.

Las zonaciones con rudistas se realizan normalmente a escala regional y se basan en zonas de asociación o cenozonas. En la práctica se sigue el proceso habitual de determinación de especies e identificación de asociaciones para proceder al reconocimiento de zonas, pero pueden presentarse dos tipos de dificultades relacionadas con la influencia del medio sedimentario sobre la morfología de la concha en un caso o sobre la distribución espacial de especies en el otro (Fig. 1).

En el primer caso, pueden llegar a confundirse adaptaciones a condiciones ambientales locales y «patologías» con caracteres diagnósticos en taxonomía. Un buen conocimiento de la morfología funcional y de la variabilidad es imprescindible para obviar estas dificultades.

En el segundo caso, surgirán tantos menos inconvenientes cuanto mayor información se disponga sobre el medio sedimentario de las localidades donde se establecieron las asociaciones que caracterizan las zonas, así como de nuestra localidad problema.

INFLUENCIA DEL MEDIO EN LA MORFOLOGIA DE LOS RUDISTAS

En este artículo no expondremos con detalle las diferentes morfologías que presentan los rudistas (ver PERKINS, 1969 y PHILIP, 1972 para una revisión de las clases de tipos de conchas de los rudistas) ni intentaremos explicar la mecánica de la relación morfológica de la concha/medio sedimentario (tema parcialmente tratado por SKELTON, 1979), sino que pretendemos exponer unos hechos que sirvan de punto de partida para futuros trabajos que contribuyan en el entendimiento de la naturaleza del rudista.

Organismos exclusivamente bentónicos, la morfología de la concha de los rudistas está estrechamente ligada al medio sedimentario en el que se desarrollaron. La diversidad morfológica que presentan parece tener su origen en la gran capacidad que tuvieron estos organismos para adaptarse a diferentes condiciones ecológicas y consecuentemente a diferentes substratos.

Todos los rudistas eran organismos sésiles, que vivían o bien fijos a substratos duros o bien anclados o recostados en substratos blandos. Sin embargo, parece ser que la mayoría de los individuos, que habitaban substratos inestables, necesitaron en la fase juvenil, un substrato duro, tal como otra concha o un trozo de concha para desarrollarse. Las diferentes adaptaciones morfológicas dieron lugar a tres tipos básicos de formas: (1) enrolladas, (2) cónicas y (3) cilíndricas, que pueden ser parcialmente relacionadas con los paradigmas funcionales sugeridos por SKELTON (1979) y que reflejan diferentes respuestas a los parámetros ambientales.

El hecho de que los rudistas disfruten de una forma de crecimiento altamente variable, hace que a las diversas variaciones morfológicas, de los tres tipos básicos de formas citados, se le sumen otras variaciones morfológicas, de segundo grado, que no son otra cosa que adaptaciones de la morfología a las condiciones ambientales locales.

Por ejemplo, MASSE (1979) hablando de especies semi-implantadas en sedimentos inestables (formas cónicas más o menos alargadas), señala que según el grado de elongación de la concha y su modo de enrollamiento se puede calcular la facultad de adaptación de la especie a velocidades de sedimentación más o menos elevadas. Así, las especies subcilíndricas alargadas o aquellas que tienen una espira alta parecen mejor adaptadas a una sedimentación alta que sus homólogas menos alargadas o con una espira más baja.

Los rudistas (principalmente los de forma cilíndrica), tienen también la facultad de enderezarse si por algún que otro mecanismo pierden el equilibrio en un substrato inestable. El rudista empieza a desarrollarse sobre un pequeño objeto duro que perderá su función de soporte tan pronto como el rudista alcance un tamaño adecuado para sostenerse por sí solo, parcialmente enterrado en el sedimento. Cuando el rudista se vuelca o es movido por algún otro proceso, experimenta una torsión que le permite reemprender su crecimiento hacia arriba. Este hecho puede también observarse en construcciones de rudistas densamente pobladas, pero en éstas, además, si el rudista no disponía de espacio suficiente reaccionaba de la misma manera y era capaz de adaptar su crecimiento al espacio de que disponía. Es frecuente encontrar en construcciones de rudistas densas, tanto individuos torsionados haciendo sitio a otros organismos, como rudistas trenzados, lo cual implicaría una acomodación mutua a los respectivos crecimientos (GILI, 1983).

INFLUENCIA DEL MEDIO EN LA DISTRIBUCION DE LOS RUDISTAS

Diversos autores han señalado la influencia del medio sedimentario en la

distribución de los rudistas (son, por ejemplo: KAUFFMAN & SOHL, 1973; PERKINS, 1974; MASSE & PHILIP, 1981; SCOTT, 1981 y GILI, 1983). El control que ejerce el medio en la distribución de las diferentes especies de rudistas es, por una parte consecuencia directa del control que éste tiene sobre la morfología de la concha, y por otra de la dependencia de estos organismos de conseguir inicialmente un substrato firme donde fijarse. Esta última particularidad es también, en parte, responsable de la abundancia relativa de las especies y en el caso de las formas gregarias, de la distribución y abundancia de las bioconstrucciones.

En la bibliografía, no se encuentra ninguna cita de rudistas en ambientes profundos, y todo parece indicar que los rudistas se desarrollaron en las cálidas aguas de los ambientes someros del Tethys, en zonas alejadas o protegidas de aportes terrígenos importantes.

La influencia del medio sedimentario en la distribución de los rudistas es un hecho que ha de tenerse en cuenta en trabajos de bioestratigrafía regional. En el reconocimiento de unidades bioestratigráficas, es factible que nos encontremos con dos tipos de complicaciones: (1) los rudistas pueden estar presentes en una serie y no estar presentes en depósitos sedimentarios lateralmente equivalentes, y (2) las especies que se encuentran en secuencias sedimentarias lateralmente equivalentes pueden ser diferentes. En el primer caso la dificultad para correlacionar una secuencia con otra estriba en la ausencia de fósiles, en el segundo en la diferente asociación de especies distintivas que presentan ambas secuencias.

La ausencia de rudistas en una secuencia o en ciertos episodios de una secuencia, puede ser debido a que los sedimentos deficitarios fueron depositados en ambientes hostiles a los rudistas y por lo tanto en facies diferentes de las que contienen rudistas. Por ejemplo, PHILIP & BILOTTE (1983) citan la desaparición regional de formaciones de rudistas en el Campaniense superior debido a un cambio en las condiciones ecológicas. Pero no siempre, la ausencia de rudistas en un área determinada supone que los sedimentos fueran depositados en condiciones ambientales no favorables a estos organismos. En algunos casos puede atribuirse a que los rudistas simplemente no llegaron a establecerse en dicha área. En las facies garumnienses del Maastrichtiense de la Zona Surpirenaica Central, los yacimientos de rudistas son relativamente escasos y no todos los sedimentos hipotéticamente fosilíferos contienen rudistas. Este hecho puede imputarse a la dificultad de dispersión de las larvas en episodios regresivos, dificultad provocada por la formación de barreras físicas que originan numerosas discontinuidades acuáticas.

Volviendo al punto 2 anteriormente mencionado, señalaremos que si dos secuencias sedimentarias lateralmente equivalentes contienen rudistas pero las especies que forman las asociaciones características de ambas secuencias son diferentes, es muy probable que dichas secuencias fueran depositadas en facies diferentes. Así, sedimentos de una misma edad pueden contener asociaciones completamente diferentes de rudistas. De hecho en la bibliografía se encuentran algunos ejemplos que lo demuestran. Por ejemplo, POLSAK (1969) define para el Santoniense-Campaniense inferior de los Dinárids una

zona de rudistas caracterizada por dos asociaciones diferentes de especies distintivas. Un caso parecido de definición de una zona de rudistas con dos asociaciones diferentes para depósitos sedimentarios de características litológicas diferentes es el que presenta PONS (1974) para el Santoniense medio-superior del Prepirineo de Lérida.

Así pues, un punto importante que cabe señalar y que concierne a la bioestratigrafía de los rudistas es que muchas especies parecen estar confinadas a ciertas facies y por lo tanto un cambio lateral de facies puede implicar un cambio en la composición de las asociaciones de rudistas. De hecho en los ambientes de plataformas calcáreas es frecuente observar que los rudistas presentan diversas zonaciones laterales que coinciden con zonas sedimentarias sujetas a diferentes condiciones ambientales.

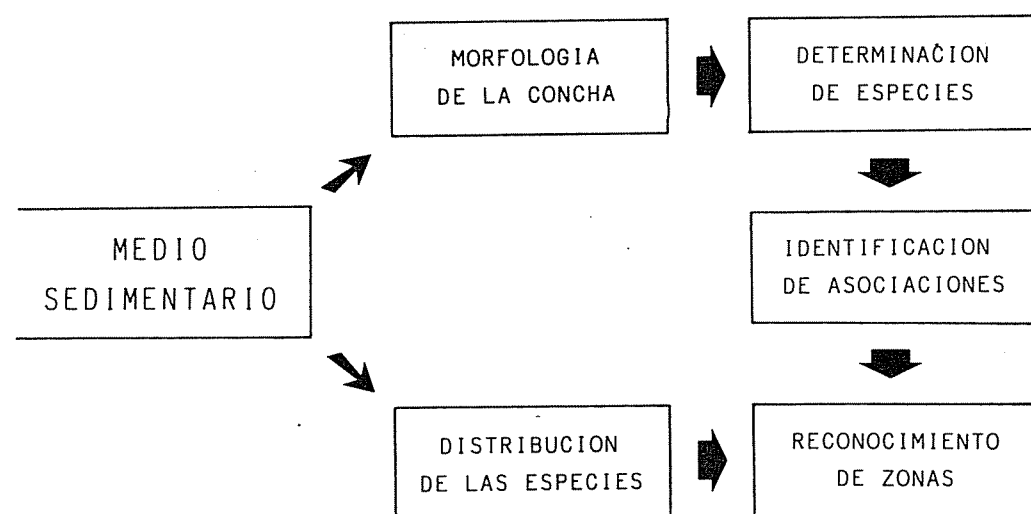


Fig. 1. Influencia del medio sedimentario dentro del proceso de utilización de los rudistas en bioestratigrafía

BIBLIOGRAFIA

- GILI, E. (1983). Interaccions sedimentològiques i biològiques a les formacions calcàries de rudistes (Bivalvia) de les Collades de Basturs (Cretaci superior, zona sudpirinenca central). *Tesis Doct. Fac. Ciències U.A.B. Bellaterra*, 1-104 p. (resumen 42 p. publicado en 1984).
- KAUFMAN, E.G. & SOHL, N.F. (1973). Structure and Evolution of Antillean Cretaceous Rudist Frameworks. *Verh. Natuf. Ges. Basel*, 84 (1), 399-467 p.
- MASSE, J.P. (1979). Les rudistes (Hippuritacea) du Crétacé inférieur. Approche paléoécologique. *Geobios. Mém. Special*, 3, 277-287 p.
- MASSE, J.P., PHILIP, J. (1981). Cretaceous coral-rudist buildups of France. *S.E.P.M. Special Publ.*, 30, 399-426 p.
- PERKINS, B.F. (1969). Rudist faunas in the Comanche Cretaceous of Texas. En: *Comanchean Stratigraphy of the Fort Worth-Waco-Belton Area. Shreveport Geol. Soc. Guidebook*, 121-137 p.
- (1974). Paleocology of a rudist reef complex in the Comanche Cretaceous Glen Rose Limestone of Central Texas. *Geosci. Man.*, 8, 131-174 p.
- PHILIP, J. (1972). Palaeoecologie des formations a Rudistes du Crétacé Supérieur - l'exemple du Sud-Est de la France. *Palaeogeo. Palaeocol. Paleoclim.*, 12 (3), 206-222 p.
- PHILIP, J. BILOTTE, M. (1983). Les Rudistes du Sènonien de la France. Précision stratigraphiques sur le Dordonien. *Geologie Méditerranéenne*, 10 (3-4), 183-192 p.
- POLSAK, A. (1967). Macrofaune Crétacée de l'Istrie Méridionale (Yougoslavie). *Palaeontologia Jugoslavica*, 8, 1-219 p.
- PONS, J.M. (1974). Estudio estratigráfico y paleontológico de los yacimientos con Rudistidos del Cret. Sup. del Prepirineo de la Provincia de Lérida. *Tesis Doct. Fac. Ciencias U.A.B. Publicada 1977. Publ. de Geología U.A.B.*, 3, 1-105 p.
- SCOTT, R.W. (1981). Biotic relations in Early Cretaceous coral-algal-rudist reefs, Arizona. *Jour. of Pal.*, 55 (2), 463-478 p.
- SKELTON, P.W. (1978). The evolution of functional desingn in rudists (Hippuritacea) and its taxonomic implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 284, 305-318 p.
- (1979). Gregariousness and Proto-cooperation in Rudists (Bivalvia). *Syst. Assoc. Special Volume*, 11, 257-279 p.

- TOUCAS, A. (1903-4). Etudes sur la classification et l'évolution des Hipurites. *Mem. Soc. Geol. France. Paleontologie*, 30, 1-128 p.
- (1907). Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés. *Mem. Soc. Geol. France. Paleontologie*, 36, 1-132 p.

**CONSIDERACIONES SOBRE ALGUNOS PROBLEMAS
BIOESTRATIGRAFICOS: UTILIDAD Y UTILIZACION DE
LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS**

José M.^a GONZALEZ DONOSO, Dolores LINARES
y Francisco SERRANO*

* Dpto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Málaga

RESUMEN

Se destacan las peculiaridades de los foraminíferos planctónicos que determinan las ventajas e inconvenientes de su uso en bioestratigrafía. Se realizan una serie de reflexiones sobre el tipo de biozona más adecuado para la datación de materiales por medio de estos organismos, sobre las dificultades de la correlación con la escala cronoestratigráfica y sobre los problemas de la identificación de las biozonas.

ABSTRACT

We detach the peculiarities of the planktonic foraminifera that determine the advantages and disadvantages of their use in a biostratigraphy. We realize a series of reflections about the type of biozone more adequate to date the materials through these organisms, about the difficulties in the correlation with the chronostratigraphic scale and the problems in the identification of the biozones.

1. INTRODUCCION

La presente nota contiene algunas consideraciones sobre el interés, limitaciones y dificultades del empleo de los foraminíferos planctónicos en la resolución de problemas bioestratigráficos. Estas consideraciones, en muchos aspectos (en especial los relativos a limitaciones y dificultades) pueden extenderse a otros grupos de organismos, salvando las peculiaridades de los foraminíferos planctónicos derivadas de su constancia, abundancia, amplia distribución geográfica y gran duración —en muchos casos— de las especies, características éstas que se relacionan, en mayor o menor grado, con el género de vida, medio ambiente y tamaño de estos organismos.

2. UTILIDAD BIOESTRATIGRAFICA DE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS

El trabajo del bioestratígrafo, aparte de tratar de establecer clasificaciones de las rocas sedimentarias en función de su contenido fosilífero y de identificarlas en el marco de tales clasificaciones, intenta dar contestación a una serie de interrogantes sobre las rocas que contienen restos fósiles, interrogantes que pueden resumirse en dos: cuál es la edad relativa de un material y cuáles eran las características del medio ambiente en que se formó.

Los distintos grupos de organismos con buen registro fósil, ofrecen un rendimiento diferente según el objetivo bioestratigráfico que se persiga. Entre

tales grupos, los foraminíferos planctónicos constituyen, actualmente, uno de los instrumentos más adecuados para estimar la edad relativa de los materiales cretácicos y cenozoicos, gracias a una serie de características ventajosas, aunque su utilización —como la de cualquier otro grupo de organismos— no está exenta de restricciones y dificultades.

Para poner de manifiesto unas y otras, supongamos, por un momento, que pudiéramos disponer de un grupo de organismos absolutamente idóneo para establecer la edad relativa de los materiales. ¿Cuáles serían las características del grupo y de sus especies y hasta qué punto las cumplen los foraminíferos planctónicos?. Quizás las más destacables sean las siguientes:

Duración: la extensión vertical del grupo debería cubrir todo el tiempo geológico con registro sedimentario. Los foraminíferos planctónicos aparecen hace unos 175 m.a., aunque son utilizables, bioestratigráficamente, sólo en los últimos 110 m.a. Pero ningún grupo de organismos es bioestratigráficamente útil para todo el tiempo geológico, ni siquiera para todo el Fanerozoico.

Ubicuidad: para cumplir esta condición, las especies del grupo deberían ser totalmente euríticas; concretamente, deberían ser capaces de vivir en todos los medios en que tiene lugar sedimentación. Evidentemente, los foraminíferos planctónicos —como cualquier grupo de organismos— no cumplen tampoco esta condición, pues están restringidos a los medios marinos y sólo abundan en los relativamente profundos; además, sus especies están, en mayor o menor grado, limitadas latitudinalmente y/o batimétricamente. Pero la extensión ocupada por los medios en que viven es muy grande y, por tanto, son abundantes las rocas sedimentarias en que pueden encontrarse.

Constancia y abundancia: Cualquier especie debería estar presente y localizarse, fácilmente, en los materiales depositados dentro de su medio ambiente y durante el intervalo de tiempo en que vivió. Posiblemente, con la excepción del nannoplancton, las especies de ningún grupo de organismos cumplen tan bien estas condiciones como las de foraminíferos planctónicos.

Comprender especies sucesivas que permitan una división del tiempo en intervalos geológicamente cortos: esta división puede establecerse, bien porque las especies tengan una extensión vertical pequeña, bien porque aparezcan y/o desaparezcan de manera escalonada. Lo ideal sería lo primero, pero muchas de las especies de foraminíferos planctónicos no lo cumplen, pues tienen una extensión temporal larga; sin embargo, la combinación de dichas extensiones permite establecer una serie de biozonas de duración adecuada. Por ejemplo, en el caso de las biozonas utilizadas por nosotros en la Cordillera Bética, para el intervalo Aptense-Reciente, la duración es de 1,5 m.a. por término medio.

Fácil reconocimiento: las especies del grupo deberían identificarse sin lugar a confusión. Aunque entre los foraminíferos planctónicos hay fenómenos de convergencia, paralelismo e iteratividad (que, en algunos casos, pueden confundir al micropaleontólogo más avezado), las especies asociadas permiten, la mayoría de las veces, poner de manifiesto tales fenómenos y

solucionar los problemas bioestratigráficos que originan. Por ejemplo, algunos individuos de *Turborotalia siakensis* (LE ROY) (Oligoceno superior-Serravallense superior, no terminal) son indistinguibles, morfológicamente, de otros individuos de grupos *T. acostaensis* (BLOW)-*T. humerosa* (TAKAYANAGI y SAITO) (Tortonense inferior, no basal-Reciente) pero la asociación con individuos de otras especies permite identificarlos como pertenecientes a una u otra.

Ausencia de problemas tafonómicos: los organismos del grupo ideal fosilizarían bien en todas las circunstancias y, además, no deberían encontrarse resedimentados; evidentemente, ambas condiciones no pueden cumplirse simultáneamente. Los foraminíferos planctónicos suelen fosilizar bien por encima del nivel de compensación de carbonatos (aunque hay especies más susceptibles a la disolución que otras) pero se encuentran resedimentados con relativa frecuencia, aunque el micropaleontólogo con experiencia puede, en general, advertir fácilmente esta circunstancia a partir del estudio de la asociación. Mayor problema presenta el discernir si han sufrido un transporte inmediatamente posterior a la muerte, lo que, si bien no influye de cara a la datación relativa de la roca, si puede resultar un escollo a la hora de determinar el medio de depósito.

En lo que se refiere al segundo objetivo citado, poner de manifiesto las características del medio ambiente en que se formó la roca, el interés de los foraminíferos planctónicos es bastante inferior, lo cual no significa que no puedan tener alguna utilidad al respecto; la presencia de determinadas morfologías indica la existencia de una columna de agua de una profundidad mínima determinada y con un gradiente de temperaturas concreto; el sentido del enrollamiento de determinados grupos puede ser un índice paleoclimático, como también lo pueden ser los porcentajes de los isótopos de oxígeno. Pero tratar estos aspectos alargaría excesivamente esta exposición, por lo que nos ceñiremos a la problemática de la datación relativa por medio de foraminíferos planctónicos.

3. UTILIZACION BIOESTRATIGRAFICA DE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS

El trabajo bioestratigráfico en una región, basado en foraminíferos planctónicos —o en cualquier otro grupo de organismos— debería pasar, al menos teóricamente, por dos fases.

En una primera etapa, se trataría de establecer la biozonación de los materiales, el significado medioambiental de las biozonas distinguidas y la correlación de las mismas con la escala cronoestratigráfica. Esta etapa podría demorarse provisionalmente, trabajando con la biozonación establecida para una región próxima, lo que supone partir de la hipótesis de que la distribución temporal relativa de los distintos taxones es la misma en ambas regiones.

En una segunda etapa se trataría de identificar, de acuerdo con la biozo-

nación establecida, muestras aisladas o series no estudiadas durante la elaboración de la biozonación.

3.1. Establecimiento de la biozonación

Vamos a considerar, por tanto y en primer lugar, la problemática del establecimiento de una biozonación de las rocas de una determinada región que contienen foraminíferos planctónicos.

Suponiendo que se haya establecido la secuencia vertical y horizontal de materiales sedimentarios y localizado series adecuadas para un muestreo detallado, que cubran el conjunto de la secuencia, habría que comenzar por identificar las «especies»¹ existentes y poner de manifiesto la distribución de las mismas en la secuencia, lo que quedará plasmado en una hipótesis sobre la distribución temporal relativa de las distintas especies. Realizada esta operación, se puede intentar establecer la biozonación, lo que nos conduce a considerar qué tipo de biozonas, entre las definidas en HEDBERG, *ed.* (International Stratigraphic Guide, J. Wiley & Sons, New York, 1976; versión española, Ed. Reverté, Barcelona, 1980) es más provechoso para el fin que nos ocupa. Para juzgar la utilidad, en este caso, podemos hacer uso de algunos criterios: objetividad de los límites (dejando aparte el problema de la subjetividad de la identificación de los taxones), facilidad de reconocimiento, extensión horizontal máxima y extensión vertical adecuada; la biozona ideal, en este contexto, comprendería todos los materiales con foraminíferos planctónicos depositados en la cuenca durante un corto intervalo de tiempo, sería fácil de identificar y tendría unos límites, aunque arbitrarios, objetivos.

Hagamos un breve repaso crítico, desde esta perspectiva, de las biozonas que se pueden utilizar para estos fines.

Biozonas de conjunto. Podemos plantearnos dos alternativas: considerar conjuntos de especies o conjuntos de géneros.

Si, interpretando este tipo de biozona de manera estricta, consideramos que sólo pertenecen a una determinada biozona aquellos materiales que contienen las mismas especies de foraminíferos planctónicos, el número de biozonas a diferenciar sería muy grande, aun en el caso de que todas las especies estuvieran presentes de manera constante en todos los materiales depositados en el área durante el intervalo de tiempo en que vivieron; concretamente, si los biohorizontes de aparición y desaparición de las distin-

(1). El término especies va entrecomillado porque el micropaleontólogo, en un trabajo de índole bioestratigráfica, normalmente trata de identificar morfotipos con distribuciones temporales diferentes; por ejemplo la indicación de que en una muestra existen *Dicarinella concavata* (BROTZEN) y *D. asymetrica* (SIGAL) parece indicar que, en ella, hay dos especies de un género, cuando en realidad —y la inmensa mayoría de los especialistas son conscientes de ello, en este y en casos similares— hay una sola especie, con una variabilidad tal que se pueden diferenciar, con cierta facilidad, dos morfotipos y todas las formas intermedias imaginables entre ambos; dado que el primer morfotipo aparece en el Coniacense inferior (no basal) y el segundo en el Santonense superior, es bioestratigráficamente útil distinguir los dos morfotipos, aunque sea biológicamente inconcreto denominarlos como si se tratara de especies distintas.

tas especies no fueran en ningún caso coincidentes, con n especies se distinguirían $2n-1$ intervalos sucesivos, atribuibles a un número de biozonas comprendido entre n y $2n-1$, según la manera de ordenarse las especies; además, la identificación de un material como perteneciente o no a la biozona, exigiría un estudio exhaustivo del mismo.

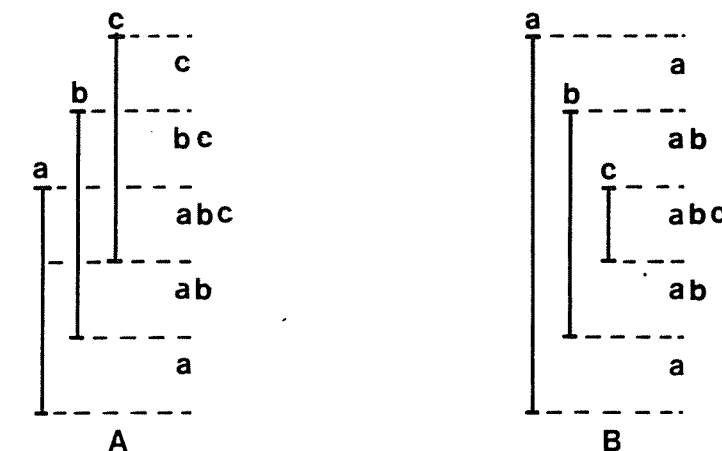


Fig. 1. A: tres especies, cinco intervalos y cinco biozonas (a, ab, abc, bc, c). B: tres especies, cinco intervalos y tres biozonas (a, ab, abc).

Si, por el contrario, no exigimos que todas las especies estén presentes en toda la biozona, pero no especificamos cuáles deben estar obligatoriamente para reconocerla, los límites e identificación de la biozona pasarán a ser «cuestión de interpretación y buen juicio» (HEDBERG, *op. cit.*) o sea, subjetivos, lo que implica el riesgo de que distintos autores denominen, con el mismo nombre, intervalos diferentes; a la hora de correlacionar esto es un inconveniente.

En fin, si sólo requerimos la existencia de un cierto número de especies seleccionadas para caracterizar y reconocer la biozona, en realidad estamos utilizando otro tipo de biozona, la de extensión.

Ahora bien, podemos optar por utilizar sólo géneros de foraminíferos planctónicos y, más concretamente, géneros morfológicos; en este caso, el número de biozonas distinguibles es evidentemente menor, pero el lapso de tiempo que abarcan será por término medio, muy grande. Pero tales biozonas podrían tener interés medioambiental, dado que ciertos morfogéneros están restringidos a la parte superficial de la columna de agua, mientras que otros requieren una columna de agua de mayor profundidad y una termoclina.

Biozonas de extensión. Las distintas biozonas de extensión (con la exclusión de las oppelzonas) tienen unos límites objetivos y son fáciles de reconocer, hasta el punto que sean fáciles de localizar e identificar el taxón o

taxones que las caracterizan. El problema que plantean radica, precisamente, en este aspecto: un material que no presente el taxón o el conjunto de taxones que caracterizan a la biozona no puede atribuirse formalmente a ella y, en consecuencia, una biozona de extensión no abarca, normalmente, todos los materiales con foraminíferos planctónicos depositados en una cuenca durante un determinado intervalo de tiempo.

Las oppelzonas plantean un problema semejante al citado en segundo lugar para las biozonas de conjunto: «las posiciones de sus límites dependen, en gran parte, del juicio personal del investigador» (HERBERG, *op. cit.*).

Biozonas de apogeo. Probablemente se trata del tipo de biozona menos útil para nuestros fines; aparte de lo subjetivo de su identificación y del trazado de sus límites, su extensión horizontal y continuidad normalmente serán pequeñas; además, se trata del tipo de biozona, que, a priori, podemos esperar que sea más diacrónica, incluso a nivel de cuenca.

Biozonas de intervalo. Los límites de estas biozonas, al ser biohorizontes de primera o última aparición de un taxón, son objetivos, en la medida en que lo son los de las biozonas de extensión (oppelzonas aparte). Pero, además, dado que la identificación de unos materiales como pertenecientes a una biozona de este tipo no exige el reconocimiento de uno o más taxones determinados (el caso más evidente es el de un intervalo que tiene como límite inferior un biohorizonte de última aparición y, como superior, otro de primera aparición) cualquier característica o conjunto de características bioestratigráficas, no repetitivas (e incluso algunas repetitivas, asociadas con otras que no lo son) y propias del intervalo, puede servir para reconocerla.

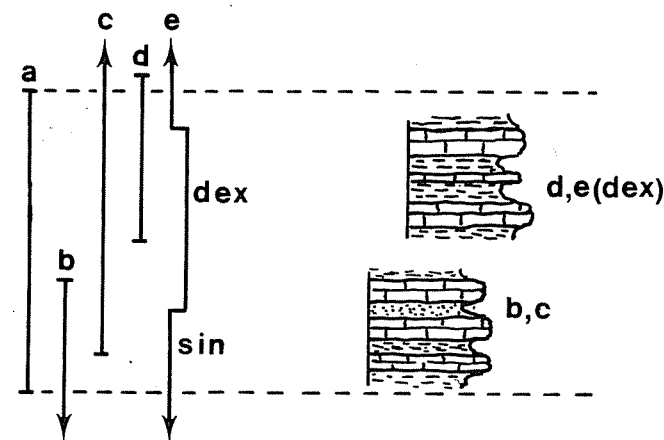


Fig. 2. Una muestra que contiene los taxones *b* y *c* o los taxones *d* y *e* dextrorso, no puede ser indentificada como perteneciente a la biozona de extensión de *a*, pero sí a la biozona de intervalo entre la primera aparición de *a* y la última aparición de *a*.

Un caso concreto puede servir para ilustrar estos aspectos. Si caracterizamos una biozona como la de extensión de un taxón, la identificación de un material como perteneciente a ella no puede hacerse si falta el taxón en cuestión, pero si la misma biozona la caracterizamos como una de intervalo, comprendida entre la aparición de un taxón y su desaparición, un material que no presenta el taxón puede ser asignado a ella en función de, por ejemplo, la coincidencia de otros dos o más taxones. Siguiendo la primera opción y en el caso que nos ocupa, necesitaremos al menos dos biozonas para encuadrar materiales coetáneos de la cuenca (la de extensión total y otra que incluya a los materiales sin el indicador zonal de la primera) mientras que con la segunda nos basta una.

Quizás el único problema formal que puede suscitarse es el de la posibilidad de reconocer una biozona de intervalo en una serie en que no estén presentes los taxones cuyos biohorizontes de aparición o de desaparición delimitan el intervalo. Dado que es posible hacerlo de una manera indirecta, y si aceptamos que esto es suficiente, una biozona de intervalo puede extenderse a la totalidad de la cuenca. Interpretándola de esta manera, una biozona de intervalo es una entidad de límites precisos, reconocible en toda la cuenca y tan identificable con una cronozona como lo permite la naturaleza del registro fósil (evidentemente correlación bioestratigráfica no es sinónimo de cronocorrelación) al tiempo que su valor como indicador medioambiental se minimiza.

En resumen, nuestro punto de vista es que las biozonas más adecuadas, para el tipo de trabajo y grupo de organismos que estamos discutiendo, son las de intervalo.

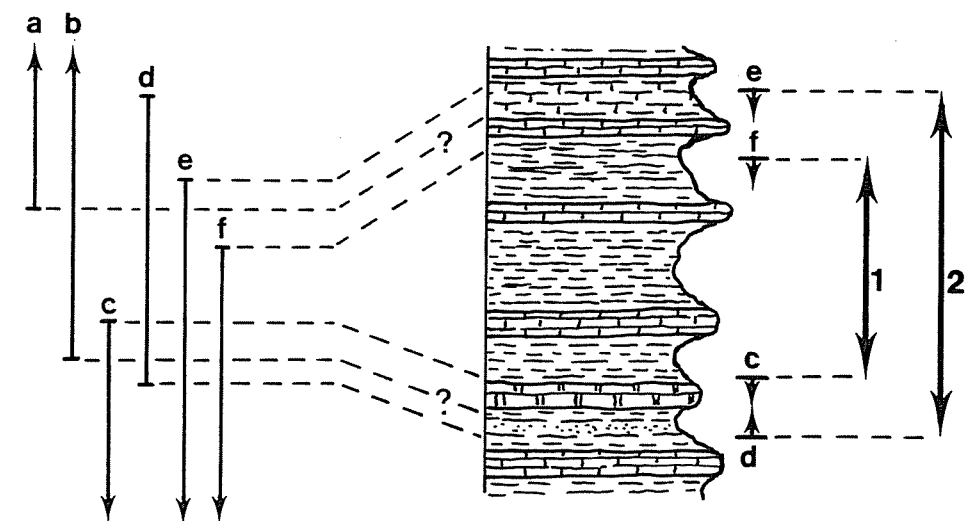


Fig. 3. Biozona de intervalo entre el B.P.A. de *b* y el B.P.A. de *a*; la extensión de la biozona se reconoce indirectamente y de manera aproximada en la serie local. 1, extensión máxima «segura» de la biozona; 2, extensión máxima «posible» de la biozona.

Ahora bien, el número de biozonas de intervalo potencialmente distinguibles, dentro de los materiales depositados en una región durante un lapso de tiempo, puede ser tan elevado que pierdan su utilidad. Concretamente, como indicábamos antes, con n especies cuyos respectivos biohorizontes de aparición y desaparición no coincidan, se pueden distinguir $2n-1$ intervalos. Se impone la necesidad de seleccionar, entre el conjunto de biohorizontes posibles, aquellos que puedan ser más útiles para nuestros fines y, para la elección, se pueden tener en cuenta una serie de criterios:

a) presencia del biohorizonte en el estratotipo de una unidad cronoestratigráfica; de esta manera, la biozona correspondiente se puede correlacionar directamente con la unidad cronoestratigráfica aunque, obviamente, esta correlación no implique necesariamente correspondencia estricta en el tiempo; especialmente útiles serían, desde este punto de vista, los biohorizontes relacionados con estratotipos de límites, cuando éstos estuvieran definidos.

b) utilización del biohorizonte en biozonaciones de otras regiones, con el fin obvio de facilitar la correlación entre materiales de cuencas distintas.

c) corresponder a una especie fácil de identificar, abundante y de presencia constante: no todas las especies reúnen estas características, pues muchas de las que habitan la zona superficial de la columna de agua, y que suelen presentar en grado óptimo las dos últimas características, tienen una morfología generalizada y presentan frecuentes fenómenos de homomorfismo; por el contrario, algunas de las especies dotadas de una morfología más distintiva, son relativamente poco abundantes (respecto a lo que es normal en los foraminíferos planctónicos; en otros grupos las calificaríamos de muy abundantes) y necesitan para desarrollarse una columna de agua de una cierta profundidad, por lo que no suelen estar presentes en medios relativamente próximos a la línea de costas, en los que aún pueden encontrarse foraminíferos planctónicos de zonas superficiales.

3.2. Correlación con la escala cronoestratigráfica

Escogidos los biohorizontes y, por tanto, establecida la biozonación, resta el problema de la correlación con la escala cronoestratigráfica. Si dicha escala estuviese definida por medio de estratotipos de unidades y límites, adecuados y con contenido fósil bien estudiado, o bien, si existiera un consenso respecto a las unidades bioestratigráficas que comprende cada unidad cronoestratigráfica en su región tipo, el problema se reduciría a poner de manifiesto la equivalencia de la escala bioestratigráfica establecida con las de los estratotipos de las distintas unidades cronoestratigráficas. La situación ideal sería aquella en que los estratotipos de límite de una unidad cronoestratigráfica coincidieran con biohorizontes presentes en nuestra biozonación; en tal caso, asignaríamos a la biozona o biozonas delimitadas por los biohorizontes en cuestión, la edad correspondiente, utilizando la hipótesis de que, en el caso que nos ocupa, correlación bioestratigráfica y cronocorrelación son equivalentes². Tal hipótesis podría someterse a prueba de diversas maneras, vg., desde el terreno de la bioestratigrafía, indagando si la sucesión de bioho-

rizones próximos a los límites, es similar en el área estratotípica y en nuestra región.

En otros casos, sería necesario recurrir a correlaciones indirectas, con lo que el número de hipótesis implicadas sería mayor.

Pero, por desgracia el supuesto anterior no se cumple pues, que sepamos, no hay un acuerdo general (u oficial) sobre la localización de los distintos estratotipos de límites entre los pisos del Cretácico y del Cenozoico, existiendo a lo sumo declaraciones a título particular en el sentido de que determinado límite debería escogerse de manera que coincidiera con tal horizonte. Dado que, entre los distintos estratotipos de los pisos del Cretácico y Cenozoico, existen lagunas o solapamientos en el tiempo, ciertos intervalos de nuestra biozonación tendrán una posición cronoestratigráfica incierta, lo que motivará que diferentes especialistas, utilizando razonamientos diversos, los incluyan en unidades cronoestratigráficas distintas. La correlación con la escala cronoestratigráfica tiene, en estos casos, un carácter de provisionalidad aún mayor que el que su naturaleza de hipótesis le confiere.

3.3. Identificación de las biozonas

Pasando ya a la segunda etapa distinguida, la de identificación de muestra aisladas, o series no tenidas en cuenta, vamos a comenzar por la problemática que plantean las segundas.

Supongamos que en una serie se identifica una sucesión de biohorizontes (o de parte de los biohorizontes), que es la misma que sirvió de base para el establecimiento de la biozonación. Esto permitiría atribuir los distintos tramos de la serie a las unidades bioestratigráficas distinguidas y, consiguientemente, asignarles las edades correspondientes (con las salvedades ya expuestas). Pero, además, esto constituye una corroboración (por supuesto que el término corroboración no significa, en este contexto, verificación absoluta) de la hipótesis inicial: que la sucesión de biohorizontes observada en las series a partir de las cuales se estableció la biozonación, es la sucesión temporal de dichos biohorizontes en la región.

Pero también podría ocurrir que la sucesión de biohorizontes fuese distinta. En tal caso será necesario indagar cuál de las dos hipótesis sobre la sucesión temporal, la previamente establecida o la inferible de las nuevas observaciones, es la más mantenible y, a ser posible, identificar las causas de la contradicción, de entre las que citamos al principio como responsables de la heterocronía de los biohorizontes. La relación con otros biohorizontes (inclusive de otros organismos) el análisis de cuenca y, si se dispone de ello, otros criterios tales como los magnetoestratigráficos, serán las bases para la resolución del problema.

(2). Nunca estará de más el recalcar el carácter de hipótesis de tal equivalencia, pues normalmente los biohorizontes serán diacrónicos por diversas razones: ecológicas, biogeográficas, tafonómicas y taxonómicas; ahora bien, si la diacronía no es significativa en términos de tiempo geológico, a los efectos prácticos se puede trabajar como si el biohorizonte fuese isocrónico; el problema radica en saber si la diacronía es o no significativa en cada caso concreto.

En el caso del estudio de muestras aisladas, obviamente lo único que se puede hacer con ellas es tratar de identificar la biozona a la que pertenecen y asignarles la edad correspondiente; el único problema que puede plantearse es el de la presencia simultánea de dos o más especies incompatibles, según la hipótesis de sucesión temporal inicial, problema que habrá que tratar de resolver de la misma manera que se indicó en el epígrafe anterior. Para terminar, conviene destacar que en los casos de estudio de muestras aisladas, puede ocurrir que el conjunto de especies asociadas sea insuficiente para asignar la muestra a una biozona concreta y haya que contentarse con indicar un conjunto de biozonas sucesivas, a cualquiera de las cuales puede corresponder.

A modo de conclusión, los foraminíferos planctónicos distan de ser el grupo ideal, sin problemas, para la datación de los materiales sedimentarios, aunque su balance sea muy positivo en relación a los de otros grupos de organismos bioestratigráficamente útiles. Como consecuencia de lo primero, su uso está sometido a una serie de limitaciones e inconvenientes, que pueden dar lugar a imprecisiones y errores en la estimación de la edad relativa del material sedimentario.

Pero, aunque sea egoístamente, debemos congratularnos de que no exista el grupo ideal al que nos referíamos al principio, pues, si así no fuera, los paleontólogos (y no sólo los que nos dedicamos a los foraminíferos planctónicos) no dispondríamos de nuestro quehacer más tradicional e importante en el ámbito de la Geología (por muy denostado que sea) y una de nuestras más inagotables fuentes de discusión, al poder ser sustituidos por la máquina.

EL VALOR FILOGENETICO DE LOS LINAJES EVOLUTIVOS DE LAS CLAVATORACEAS (CHAROPHYTA, ALGAE)

Carles MARTIN-CLOSAS

Departament de Paleontologia, Facultat de Geologia, Gran Via de les Corts
Catalanes, 585, 08007 Barcelona.

RESUMEN

En el presente trabajo analizamos los linajes evolutivos de las clavatoráceas (Charophyta, Algae) a la luz de los estudios sobre el aislamiento reproductivo de las caráceas actuales (PROCTOR, 1975) y de nuestras observaciones en el linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator* (MARTIN-CLOSAS, 1985).

Estos linajes, habitualmente utilizados en la bioestratigrafía de las facies continentales del Cretácico inferior, están constituidos por especies morfológicas, descritas a partir de la estructura vegetativa del utrículo. Si tenemos en cuenta los resultados de PROCTOR (1975) es posible que las especies vecinas en cada linaje no estuvieran aisladas reproductivamente y por lo tanto, los linajes serían esencialmente fenotípicos.

Sin embargo, en la mayoría de los linajes (como es el caso del linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator* aquí analizado) se puede demostrar que los cambios fenotípicos son función de cambios en los gametangios, lo cual les confieren su valor filogenético.

ABSTRACT

Clavatoraceans (Charophyta, Algae) are useful fossils for the biostratigraphy of the Lower Cretaceous continental formations. The biozonation with clavatoraceans is based in the three evolutive lineages defined by GRAMBAST (1974), referred to the gradual changes of the utricle (a vegetative structure that contains the oospore) through time. In only one of these lineages (*Perimneste-Atopochara* lineage) the evolution also affects the reproductive structure (oospore and male globules).

In this paper we analyse the phylogenetic value of these lineages.

The discussion arises from the results of PROCTOR's (1975) work about the reproductive isolation of extant charophyte species. This work showed the enormous intraspecific variability of the vegetative structure of living charophytes and revealed that the distinction between biological species can only be surely achieved by means of some sexual characters (e. g. dioecism, monoecism, arrangement of gametangia...).

If we translate these results to the fossil family Clavatoraceae (in which species are defined by the utricle) we must be sceptical about the genotypic separation of neighbouring species of a lineage, and in consequence, about the phylogenetic value of the utricle changes through time. Evolutive lineages will only have phylogenetic value when correlation between the changes of the utricle and the changes of the oospore can be demonstrated.

Our point of view on this problem is explained by means of an example.

In the Lower Cretaceous palustrine units of the Maestrat marginal basin (Iberian Range) we have recently recognised a new evolutive lineage for clavatoraceans (*Nodosoclavator-Pseudoglobator* lineage). The different evolutive stages of the lineage are

defined by changes in the vegetative structure (utricle) that attaches the oospore to the tallus. These changes are associated with a general increase in the size and globulosity of the oospore.

We can demonstrate that the changes of the sustaining system (utricle) are a functional adaptation to the changes in the size (weight) of the oospore; and that gives the lineage its phylogenetic value.

INTRODUCCION

Las Clavatoraceae constituyen una familia de carófitas cretácicas caracterizadas por presentar sus oosporas o girogonitos envueltos en un utrículo. Este utrículo está formado principalmente por células vegetativas (brácteas) modificadas, cuya disposición se utiliza como criterio sistemático de rango específico.

GRAMBAST (1974) identificó en esta familia tres linajes evolutivos que enlazan de manera gradualista las especies que los componen. Estos linajes se basan fundamentalmente en los cambios que experimentan las estructuras vegetativas del utrículo siguiendo una tendencia fija.

En el linaje *Flabellochara-Clypeator* (GRAMBAST 1974 emend. MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD in litt.) la tendencia evolutiva implica un aumento de la longitud de las brácteas internas y de las células radiales de los escudos. (Fig. 1)

En el linaje *Globator* (GRAMBAST 1974 emend. MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD in litt.) tiene lugar una reducción progresiva de la célula basal central y una fusión de las células basales laterales (Fig. 2). Unicamente en el linaje *Perimneste-Atopochara* (GRAMBAST, 1968 y 1974) la tendencia evolutiva incluye variaciones en la morfología, en el número y en la disposición de los gametangios, además de los cambios que afectan la estructura vegetativa del utrículo (Fig. 3).

Estos linajes son muy útiles en la bioestratigrafía del Cretácico inferior (Berriasiense-Albiense) pues permiten establecer una biozonación relativamente precisa de las facies lacustres y palustres. Sin embargo, debemos ser críticos al valorar el significado filogenético de estas sucesiones bioestratigráficas de especies.

EL VALOR FILOGENETICO DEL UTRICULO

En los trabajos clásicos de sistemática de carófitas actuales (familia Characeae) los criterios taxonómicos usados se refieren fundamentalmente a la estructura vegetativa de la planta y en particular a las características de la corticación y a su relación con los estipuloides (ver CORILLION, 1972 o WOOD, 1965).

Sin embargo, los estudios realizados por PROCTOR (1975) sobre el

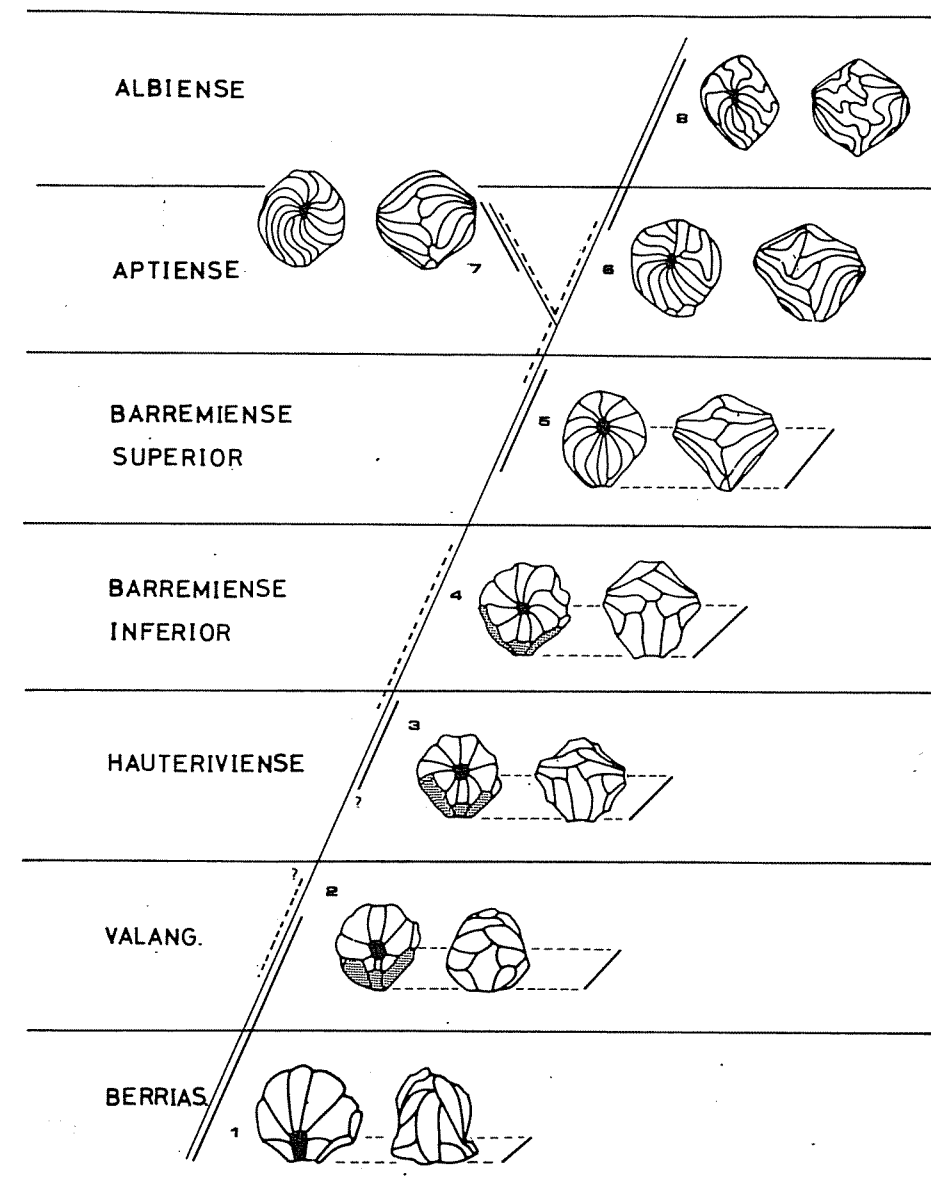


Figura 1. El linaje *Flabellochara-Clypeator* (según GRAMBAST 1974). Las tendencias evolutivas del linaje son (según MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD in litt.) el aumento de las brácteas laterales internas (segmento dibujado y sección en negro) y la reducción de las células basales de neoformación, desde el Berriasiense al Barremiense. A partir del Aptiense se observan diferentes grados de sinuosidad en las células de los escudos. 1. *Flabellochara grovesii*, 2. *Clypeator* sp., 3. *C. gautieri*, 4. *C. combei*, 5. *C. europaeus*, 6. *C. lusitanicus*, 7. *C. corrugatus*, 8. *C. caperatus*.

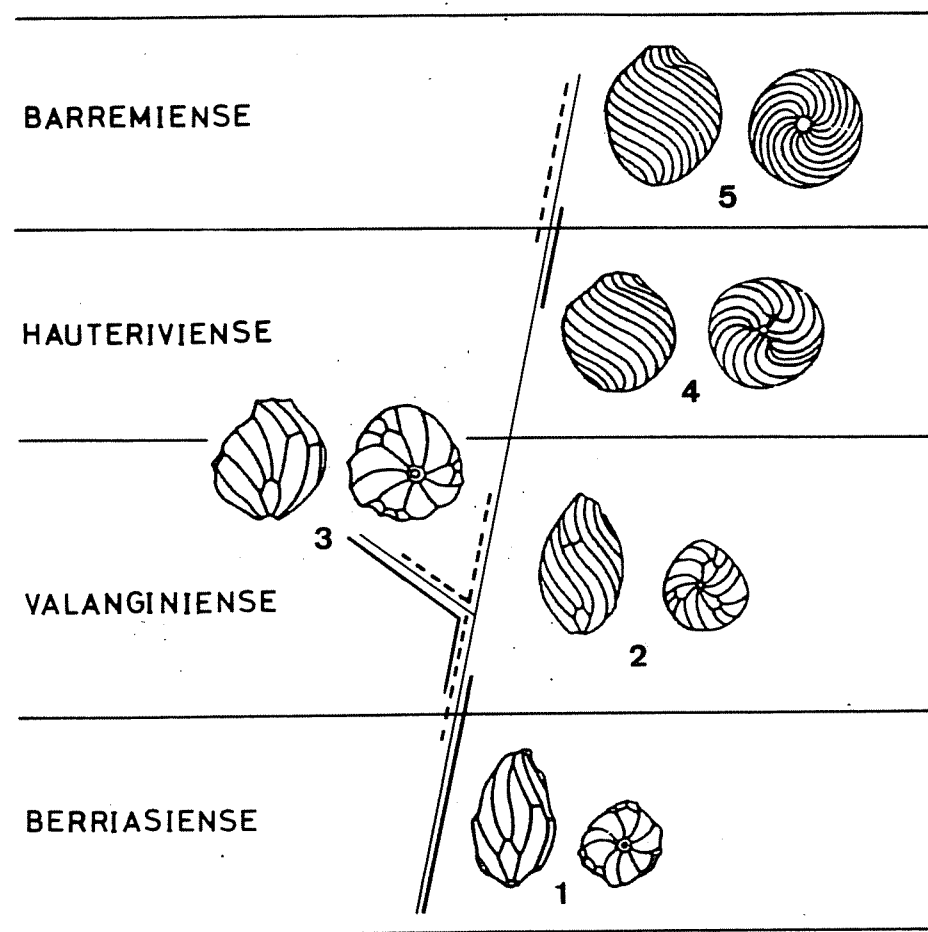


Figura 2. El linaje *Globator* según GRAMBAST 1974 emend. MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (in litt.). 1. *Globator maillardii*, 2. *G. nurrensis*, 3. *G. incrassatus*, 4. *G. trochiliscoides* (primitivo), 5. *G. trochiliscoides* (típico).

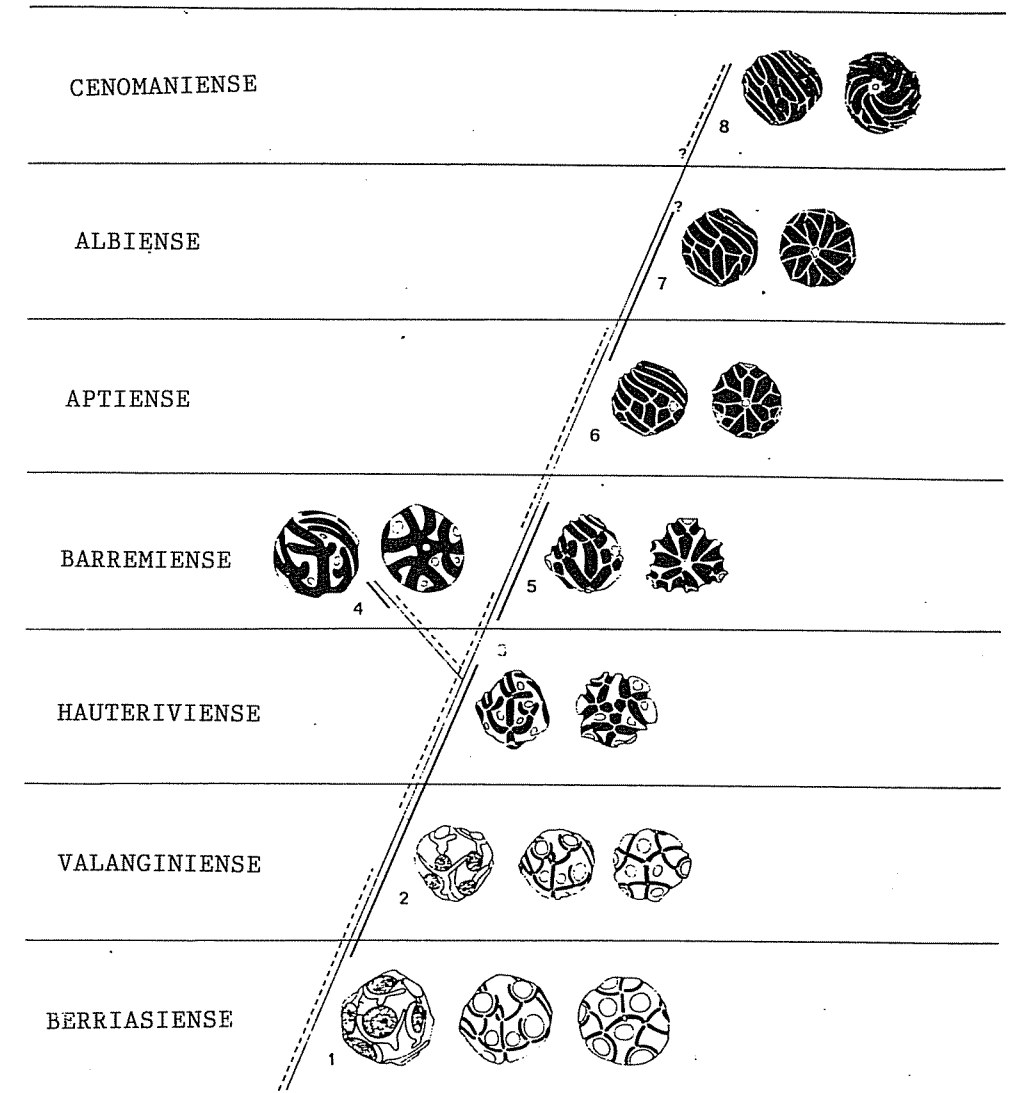


Figura 3. El linaje *Perimneste-Atopochara* (según GRAMBAST 1974). Obsérvese que el utrículo está formado por una estructura vegetativa ramificada (en negro) que sostiene los anteridióforos (círculos blancos) hasta su desaparición en el Albiense. 1. *Perimneste horrida*, 2. *P. micrandra*, 3. *P. ancora*, 4. *P. vidua*, 5. *Atopochara trivolvís* sub sp. *triquetra*, 6. *A. trivolvís* s.s., 7. *A. restricta*, 8. *A. multivolvís*.

aislamiento reproductivo de las caráceas mediante cruces en cultivo, han demostrado la gran plasticidad fenotípica de la estructura vegetativa de estas algas, particularmente en lo que se refiere a la corticación y al tamaño relativo de las acículas, estipuloides y brácteas.

El polimorfismo característico de los macrófitos subacuáticos y en particular de las carófitas, se traduce en el hecho que especies con estructuras vegetativas similares (por ejemplo *Chara compressa* y *Ch. zeylanica*, consideradas por muchos autores como especies sinónimas) estén reproductivamente aisladas. Según PROCTOR (1975) los criterios taxonómicos de valor general en las carófitas actuales se limitan a determinados caracteres sexuales (monoicismo, dioicismo, disposición relativa de los gametangios, estructura de los anteridióforos) mientras que la estructura vegetativa sólo puede tener cierto significado taxonómico en casos restringidos.

Si se acepta la aplicación actualística de estos resultados en las especies de la familia cretácica de las clavatoráceas, es necesario poner en duda su significado biológico. En efecto, a excepción de los géneros *Perimneste* y *Atopochara*, las clavatoráceas se caracterizan exclusivamente por la estructura vegetativa del utrículo. Algunas especies evolutivas en los linajes evolutivos presentan utrículos con estructuras tan similares que no parece posible su separación genotípica.

Así, en los linajes evolutivos *Flabellochara-Clypeator* y *Globator*, las especies se distinguen fundamentalmente por el tamaño relativo de determinadas brácteas. Es más, si se dispusiera únicamente de las dimensiones o de otros caracteres del girogonito, desprovisto de su utrículo, difícilmente se podrían llegar a establecer los diferentes estadios evolutivos.

Por consiguiente creemos que las especies vecinas en los linajes evolutivos serían especies morfológicas y que probablemente no estarían aisladas reproductivamente. El valor del utrículo como estructura útil para establecer estadios evolutivos con valor filogenético debe pues ponerse en duda.

LOS LINAJES EVOLUTIVOS: SUS CAUSAS Y SU SIGNIFICADO FILOGENETICO

Una de las consecuencias que se derivan del apartado anterior es que los linajes evolutivos son linajes fenotípicos. En ellos, la estructura vegetativa cambia gradualmente a un ritmo acelerado, pero estos cambios no corresponden a modificaciones equivalentes del genotipo de la planta. Sin embargo, aunque cada estadio del linaje no comporte un cambio genotípico, diversos factores nos permiten pensar que este cambio sí que sería efectivo tomando el linaje en su conjunto.

En efecto, las modificaciones fenotípicas del utrículo siguen en todos los linajes una tendencia fija y esta tendencia parece estar condicionada directamente por los cambios de los gametangios.

En el linaje *Perimneste-Atopochara*, las modificaciones de la estructura

vegetativa del utrículo son función de la reducción del número y del tamaño de los anteridióforos.

En el linaje *Flabellochara-Clypeator*, se observa un incremento de la longitud de las brácteas laterales internas que permite inferir un aumento paralelo en el tamaño del girogonito.

Sólo en el linaje *Globator* es imposible por ahora asociar la tendencia evolutiva con cambios de los gametangios.

El conocimiento que poseemos en la actualidad sobre las clavatoráceas no nos permite en general llegar a conclusiones más precisas sobre las causas que determinan las modificaciones en los linajes evolutivos. Únicamente en el linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator*, recientemente propuesto (MARTIN-CLOSAS 1985; MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD, in litt.) hemos podido interpretar las posibles razones de su desarrollo y estimar su valor filogenético.

El linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator*

La definición de este nuevo linaje se ha realizado a partir de especies morfológicamente relacionadas y sobrepuestas en el registro estratigráfico del Cretácico inferior del Maestrat. Al igual que los demás linajes definidos en las clavatoráceas se trata de una sucesión de especies en la que el fenotipo del utrículo se modifica gradualmente.

En la base del linaje, *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS, 1939) (= *N. nudus* GRAMBAST 1966) del Jurásico superior-Valanginiense presenta un utrículo piriforme constituido casi únicamente por la capa nodulosa interna característica de las Clavatoroideae (Fig. 4 y Fig. 9, Lám. 1). Esta especie no presenta trazas de sujeción.

El siguiente estadio evolutivo viene dado por *N. adnatus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD in litt. del Hauteriviense-Barremiense inferior (Fig. 4 y Fig. 7 y 8, Lám. 1). En este estadio el utrículo presenta una sujeción posterior o proximal al filoide (talo) en forma de abanico constituido por células subtriangulares. *N. adnatus* presenta la morfología piriforme característica del género.

El estadio transicional entre los géneros *Nodosoclavator* y *Pseudoglobator* viene dado por *Pseudoglobator posticecaptus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD in litt. del Barremiense inferior (Fig. 4 y Fig. 4, 5 y 6, Lám. 1). Esta especie presenta un utrículo más voluminoso que el de las especies anteriores. La sujeción es postero-anterior. La sujeción posterior es heredada del estadio evolutivo precedente mientras que la anterior se caracteriza por presentar las células subverticales características del género *Pseudoglobator*.

En el seno de esta especie tiene lugar un cambio en la morfología del utrículo y en las células del abanico posterior. Las formas primitivas de *P. posticecaptus* halladas en los niveles del Barremiense basal presentan la morfología característica de *Nodosoclavator*, las células del abanico tienden a

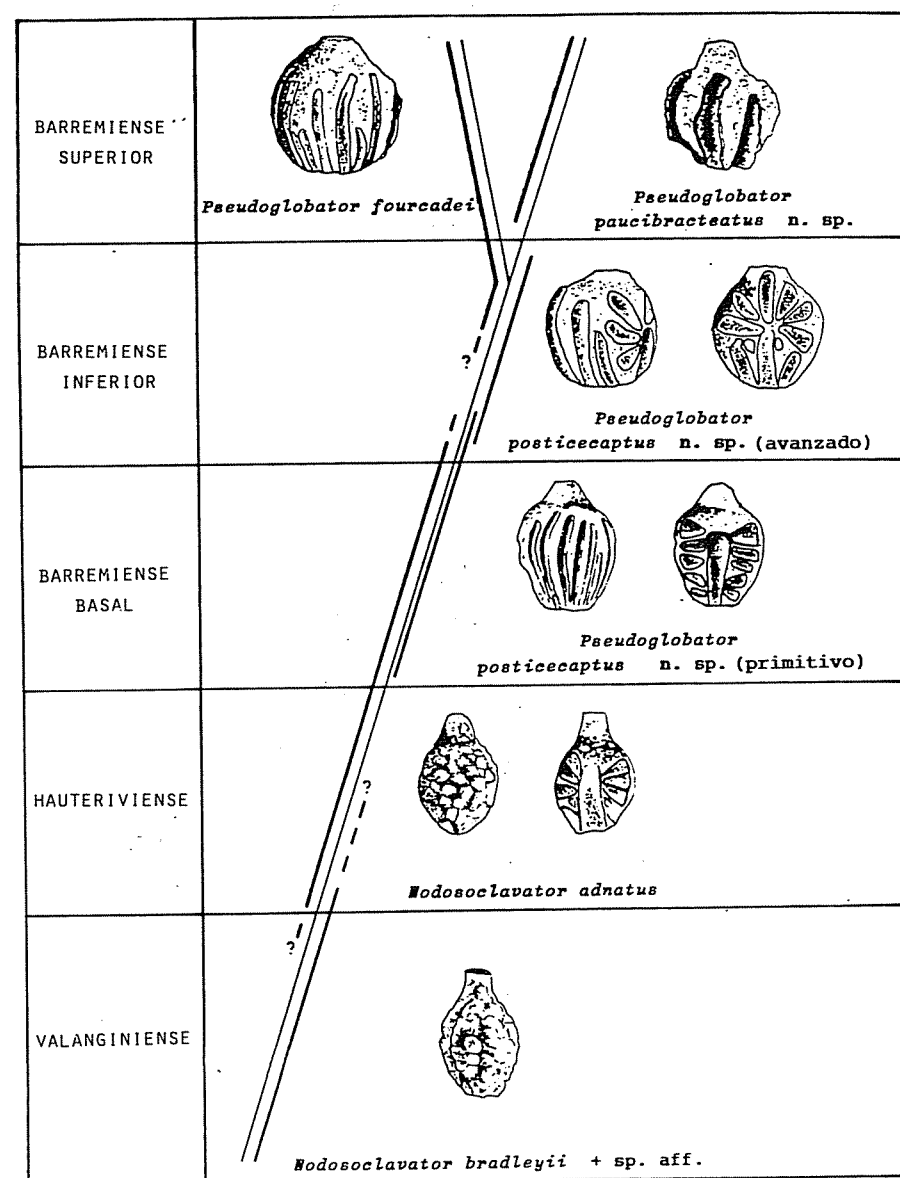


Figura 4. El linaje evolutivo *Nodosoclavator-Pseudoglobator* según MARTIN-CLOSAS 1985.

ser subtriangulares y guardan organizaciones similares a las de *Nodosoclavator*. En cambio, las poblaciones avanzadas del Barremiense inferior han experimentado un aumento de la globulosidad del utrículo y algunas de las células del abanico posterior presentan morfologías digitadas.

Finalmente, en el Barremiense superior *Pseudoglobator paucibracteatus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD in litt. (Fig. 4 y Fig. 3, Lám. 1) así como *Pseudoglobator fourcadei* GRAMBAST 1969 (Fig. 4 y Fig. 1 y 2, Lám. 1) han perdido toda señal de fijación posterior y presentan las características típicas del género: una morfología globulosa y brácteas digitadas que parecen sostener el utrículo desde la base.

Aquí proponemos la hipótesis de que en este linaje los cambios en la sujeción se desarrollan como una respuesta funcional de la estructura vegetativa de la planta para adaptar la fijación de la oospora al continuo aumento de su peso (volumen) y de su globulosidad (forma).

Esta hipótesis se basa en las constataciones ya expuestas, que se resumen a continuación:

a) El linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator* muestra un cambio gradual en la sujeción del utrículo al filoide o talo. Inicialmente la sujeción es posterior o proximal al talo (*N. adnatus*). En el Barremiense inferior pasa a ser postero-anterior (*P. posticecaptus*) y en el Barremiense superior termina siendo basal (*P. fourcadei*, *P. paucibracteatus*).

b) Estas modificaciones van asociadas a un incremento relativo del tamaño (volumen, peso) y de la globulosidad del utrículo.

De esta hipótesis se derivan las siguientes implicaciones:

a) el sistema de fijación de la oospora de *Nodosoclavator* no está adaptado a las nuevas exigencias de peso y de forma de *Pseudoglobator*.

b) estas nuevas exigencias se resolverían mediante una sujeción basal (realizada por las células digitadas verticales del género *Pseudoglobator*).

Estas implicaciones se han contrastado según los métodos de la Estática y de la Dinámica (MARTIN-CLOSAS, BOSCH-CASADEVALL & SERRA-KIEL, trabajo en curso) y de esta contrastación se pueden extraer las siguientes conclusiones:

a) La comparación entre las fuerzas que debería realizar la estructura de fijación de *Nodosoclavator* (fijación posterior) en este género y en *Pseudoglobator* muestra que:

— la fuerza necesaria para evitar el desplazamiento de la oospora a lo largo del filoide (fuerza $\vec{N}$, Fig. 5) vale el doble en *Pseudoglobator* que en *Nodosoclavator*:

$$\vec{N}_p = 2 \vec{N}_n$$

— la fuerza necesaria para evitar el desprendimiento de la oospora (fuerza $\vec{Q}$, Fig. 5) vale también el doble en *Pseudoglobator* que en *Nodosoclavator*:

$$\vec{Q}_p = 2 \vec{Q}_n$$

– el momento que debe vencer la estructura de fijación posterior ($\vec{M}$, Fig. 5) es aproximadamente tres veces mayor en *Pseudoglobator* que en *Nodosoclavator*:

$$\vec{M}_p = 3 \vec{M}_n$$

En la valoración de estos resultados se debe tener en cuenta que la estructura de fijación de *Nodosoclavator* probablemente ya soportaría en este género una tensión máxima y que la estructura del filoide (células tubulares paralelas) es incapaz de resistir momentos importantes.

Frente al gran incremento de las fuerzas $\vec{N}$ y $\vec{Q}$ y del momento $\vec{M}$ queda justificado el cambio de sistema de fijación que tiene lugar en *Pseudoglobator*.

b) La solución adoptada por el género *Pseudoglobator* para vencer el importante incremento de fuerzas ($\vec{N}$ y $\vec{Q}$) y del momento ($\vec{M}$) que acompaña las modificaciones de su oospora es realmente eficaz.

Mediante el sistema de sujeción basal, las fuerzas $\vec{N}$ y $\vec{Q}$ no se modifican respecto al sistema de sujeción inicial, pero el momento es muy inferior o incluso puede anularse [este caso se da para inclinaciones del filoide (β , Fig. 5) próximas a 45°] (MARTIN-CLOSAS, BOSCH-CASADEVALL & SERRA-KIEL, trabajo en curso).

La contrastación de las implicaciones de la hipótesis formulada, con resultado positivo, verifica esta hipótesis (POPPER, 1934).

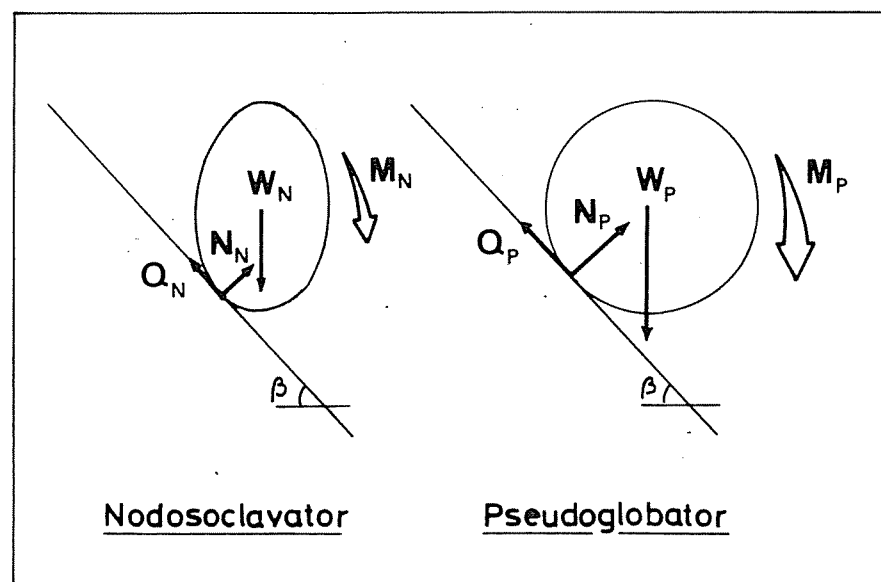


Figura 5. Esquema de las fuerzas (N , Q) y del momento (M) que debe vencer la estructura de sujeción de la oospora. N es el peso, β es el ángulo del filoide con la horizontal.

Conclusiones sobre el linaje Nodosoclavator-Pseudoglobator

El linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator* responde a un cambio funcional en la sujeción del girogonito, que se desarrolla a causa del aumento de peso y de la globulosidad de la oospora. Este resultado confiere valor filogenético al linaje evolutivo, tomado en su conjunto.

En efecto, se puede demostrar que los cambios en el fenotipo de la estructura vegetativa son función de modificaciones en los gametangios y estas modificaciones tienen –según los estudios de PROCTOR (1975)– una importante carga genotípica.

CONCLUSIONES

1. Las especies de la familia Clavatoraceae (definidas en general a partir de la estructura vegetativa del utrículo) son especies morfológicas.
2. Es posible que las especies muy próximas en los linajes evolutivos no estuvieran aisladas reproductivamente ya que, en las carófitas, los cambios fenotípicos de la estructura vegetativa no están necesariamente correlacionados con modificaciones equivalentes del genotipo.
3. Los linajes evolutivos de las clavatoráceas son «a priori» linajes fenotípicos. Su valor filogenético depende de la correlación que exista entre los cambios fenotípicos (esencialmente referidos al utrículo) y los cambios genotípicos (fundamentalmente referidos a los gametangios).
4. En este sentido es posible demostrar que en el linaje *Nodosoclavator-Pseudoglobator*, la modificación de la estructura vegetativa de sujeción es función directa del cambio de volumen (peso) y de globulosidad del girogonito, con lo cual se confirma su valor filogenético.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Josep Serra i Kiel por su orientación durante la realización del trabajo y por la lectura crítica del manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- CORILLION, R. (1972). *Les charophycées de France et de l'Europe occidentale*. Trav. Lab. Bot. Fac. Sci. Angers 11-12, 499 pp., 35 lám., 64 mapas.

GRAMBAST, L. (1968). Evolution of the utricle in the charophyta genera *Perimneste* HARRIS and *Atopochara* PECK. *J. Linn. Soc. (Bot.)*, 61 (384): 5-11.

– (1974). Phylogeny of the Charophyta, *Taxon*, 23 (4): 463-481.

MARTIN-CLOSAS, C. (1985). *Estudi paleontològic i biocronostratigràfic dels caròfits del Cretaci inferior del Maestrat*. Tesis de Licenciatura, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 250 pp., 13 lám., 53 fig.

MARTIN-CLOSAS, C. & GRAMBAST-FESSARD, N. (in litt.). Les charophytes du Cretacé inférieur du Maestrat: systématique, evolution, biostratigraphie. *Paleobiol. cont.* (en preparación).

POPPER, K. (1934). *La lógica de las investigaciones científicas*. Ed. Tecnos, Madrid, 1972.

PROCTOR, V. W. (1975). The nature of charophyte species. *Phycologia*, 14 (2): 99-113.

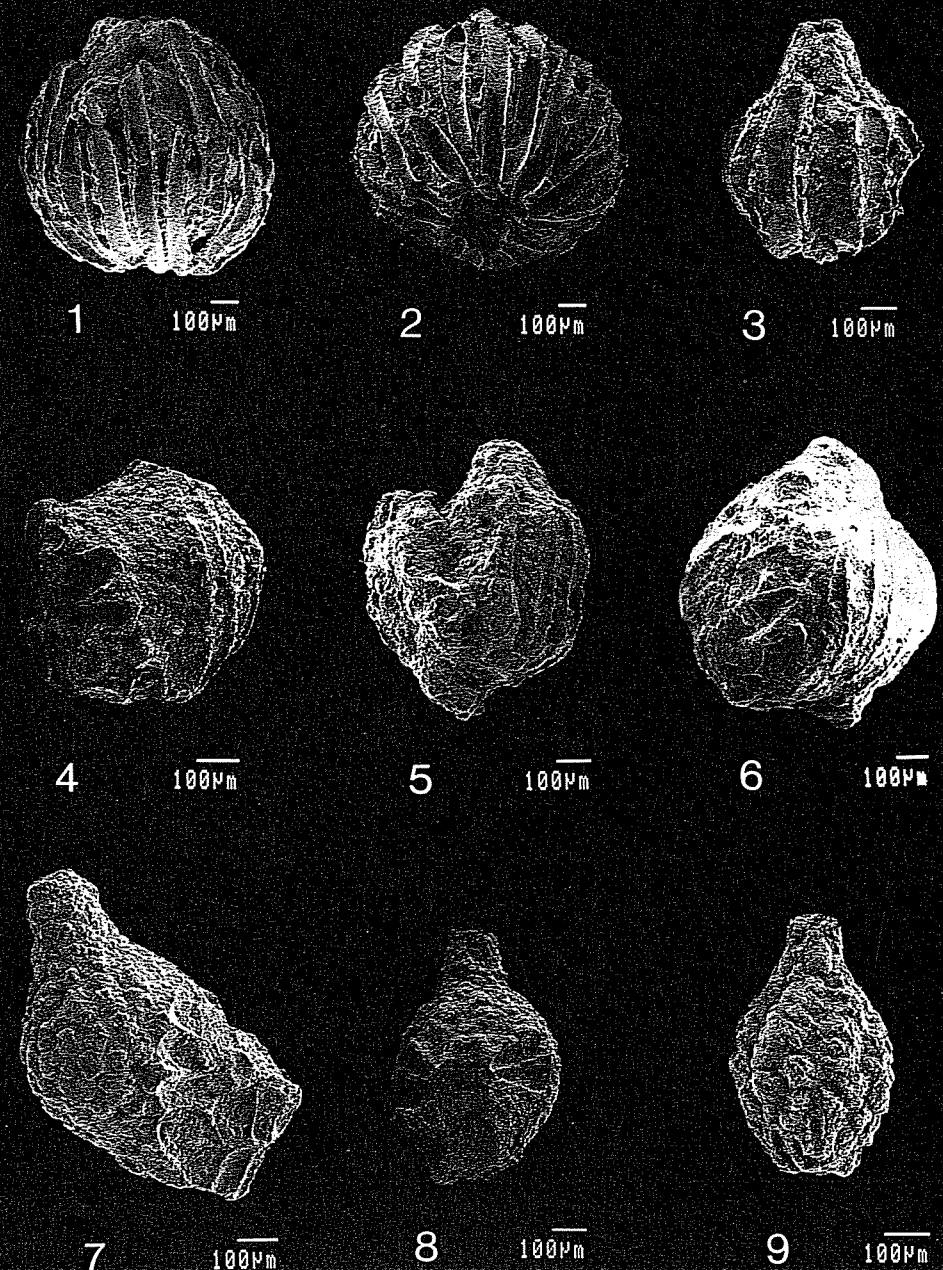
WOOD, R. D. (1965). *Monograph of the Characeae* in WOOD, R. D. & IMAHORI, K. (Eds.): A revision of Characeae (vol. 1), J. Cramer, 904 pp., Weinheim.

LAMINA I

- 1-2. *Pseudoglobator fourcadei* GRAMBAST 1969, Barremiense superior, Ayora (Albacete), 1. vista lateral, 2. vista basal.
3. *Pseudoglobator paucibracteatus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (in litt.), Barremiense superior, Beseit (Matarranya, Teruel).
- 4-6. *Pseudoglobator posticecaptus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (in litt.), Barremiense inferior, Herbers (Els Ports, Castelló). 4. vista lateral de una forma avanzada. 5-6. vista lateral de una forma primitiva.
- 7-8. *Nodosoclavator adnatus* MARTIN-CLOSAS & GRAMBAST-FESSARD (in litt.), Hauteriviense-Barremiense basal, Cinctorres (Els Ports, Castelló). 7. vista lateral con filoide conservado. 8. vista posterior.
9. *Nodosoclavator bradleyi* (HARRIS 1939) GRAMBAST 1966, Jurásico superior-Valanginiense, El Coll de Querol (Els Ports, Castelló).

(Fotografías de S.E.M. realizadas en el «Servei de Microscòpia Electrònica de la Universitat de Barcelona»).

LAMINA I



**SOME CAMBRIAN BRACHIOPODA OF THE
CORDILLERA IBERICA AND THEIR
BIOSTRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE**

Michal MERGL*, & Eladio LIÑÁN**

* Ústřední Ústav Geologický, Praha-1, Českoslovaquia.

** Departamento de Paleontología, Universidad de Zaragoza. 50009 -
Zaragoza (España).

RESUMEN

Se estudian los braquiópodos de la sucesión del Cámbrico inferior y medio de las Cadenas Ibéricas y de la sucesión del Cámbrico superior de la Sierra de la Demanda.

En las Cadenas Ibéricas se reconocen: *Trematobolus simplex* (VOGEL, 1962), *Acrothele* cf. *coriacea* LINNARSSON y *Micromitra* sp. En la Sierra de la Demanda se citan: *Westonia urbiona* n. sp. y *Lingulepis* sp.

Para los cinco taxa se discute su valor bioestratigráfico en función de la facies y de sus asociaciones con trilobites.

ABSTRACT

Brachiopods of the Lower-Upper Cambrian rocks from the Cordillera Iberica are studied here. *Trematobolus simplex* (VOGEL, 1962), *Acrothele* cf. *coriacea* LINNARSSON and *Micromitra* sp. of the Lower-Middle Cambrian rocks are found in the Cadenas Ibericas. *Westonia urbiona* n. sp. and *Lingulepis* sp. of a late Cambrian age are cited in the Sierra de la Demanda. The biostratigraphical value of the taxa is discussed in this paper.

I. INTRODUCTION

The Cordillera Iberica is a lineation of mountains which are located to the south of the Pirineos in the NE of the Iberian peninsula. From SE to NW, three geographical parcels: Cadenas Hespéricas, Cadenas Ibéricas and Sierra de la Demanda can be individualized in this lineation (Text.-Fig. 1). Paleozoic outcrops appear in their nucleus, but the Cambrian rocks are only present in the nucleus of two last ones.

Cadenas Ibéricas. The first Cambrian fossils from Cadenas Ibericas were discovered by VERNEUIL (1862), who found trilobites near Murero and Aranda del Moncayo. LOTZE (1929) published the stratigraphical serie and described the Cambrian formations in this area. We follow herein the stratigraphical terminology of this author. A stratigraphical and paleontological summary of the former works can be seen in LOTZE & SDZUY (1961).

The background on the Cambrian brachiopods started with PALACIOS (1893) who discovered two general associations. One of these is situated in the upper part of the Murero Beds (corresponding to a Middle Cambrian age), the other one is in the upper Cambrian levels of the Ateca Group. In the first association, this author quoted *Leperditia* (probably *Micromitra* sp. in this paper) from Murero and Villafeliche localities. DEREIMS (1898) conti-

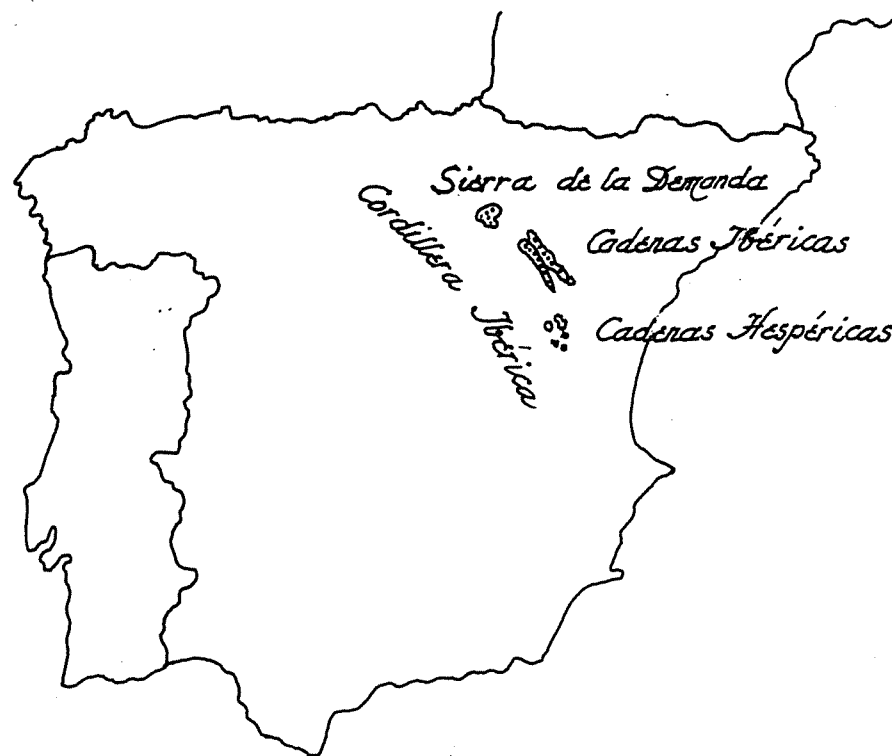


Fig. 1. Paleozoic rocks outcrop from Cordillera Ibérica.

nued the study of this level and included the brachiopod material collected in *Discina* sp. SAMPELAYO (1935) included a figure of *Fordilla marini* n. sp. (included now in *Micromitra* sp.). A similar opinion was supported by BADILLO (1959) who also found *Lingula* sp. in the Murero Beds.

In 1969, VOGEL referred *Trematobolus* sp. and the bivalve *Lamellodonta simplex* from Murero but HAVLICEK & KRITZ (1978) turned it in *Trematobolus simplex* (VOGEL). Furthermore SCHMITZ (1971) quoted, without showing, *Obolella* sp. in the Huermeda Beds plus the Daroca Sandstone (Lower Cambrian), *Acrothele bergeroni* WALCOTT in the Murero Group (Lower-Middle Cambrian), and finally corresponding to PALACIOS second association, *Chilidortis tecta* n. nudum, *Obolus*? sp., *Lingulella* cf. *ferruginea* SALTER, *Westonia* cf. *iphis* WALCOTT in the Almunia formation (Middle-Upper Cambrian) from the Ateca district. This material was determined by BEDNARCZYK and HAVLICEK. HAVLICEK & JOSOPAIT (1972) described *Chilidortis tecta* HAVLICEK n. g. n. sp., *Brahimorthis* cf. *antiqua*, *Westonia* cf. *iphis*, *Westonia*? sp., *Schuchertina* cf. *cambrica*, *Lingulella*? sp. and *Obolus* sp. in the Almunia Formation outcrop to the south of Ateca. Finally, HERNANDEZ et al. (1983) quoted *Trematobolus simplex* and *Lingulella*? sp. in the Murero Group.

We only study here the first brachiopod association corresponding to the Lower-Middle Cambrian age (Text.-Fig. 2). The second association referred to as the Upper Cambrian age, is studied in the Sierra de la Demanda.

Sierra de la Demanda: The knowledge of Cambrian rocks in the Sierra de la Demanda was intuited by SANCHEZ LOZANO (1894) and suggested by SCHRIEL (1930) who correlated the lithostratigraphical sequence with the fossiliferous cambrian rocks of the Cadenas Ibéricas. This author made the lithostratigraphical subdivision of the Cambrian rocks which was slightly modified by LOTZE (1961), JOSOPAIT & SCHMITZ (1971), COLCHEN (1974), PALACIOS (1982) and SHERGOLD et al. (1983). But the paleontological confirmation of this age is due to SAMPELAYO (1942) who quoted *Paradoxides* sp., *Olenellus*? sp. and *Cruziana prevosti*. From this moment new discoveries were increasing the paleontological data and determining the age of the Cambrian beds. In PALACIOS (1982) and SHERGOLD et al. (1983) can be found a revision of the stratigraphical and paleontological former works.

The first brachiopods were found by SCHRIEL (1930) who paralelized them with the *Lingula* Flags of Wales. Six years after, SOS described *Billingsella* specimens as *Orthis* and *Obolus* which he referred to the Silurian Period. SAMPELAYO (1942) quoted *Billingsella romingeri* and later COLCHEN & HAVLICEK (1968) also studied this level and determined the brachiopod material as *Billingsella* cf. *linguaeformis* of an Upper Cambrian age. Finally PALACIOS (1982) figured new material of *Billingsella* and discovered new brachiopod levels. The best preserved material corresponding to lingulids was found in the Viniegra Sandstone (Middle - Upper Cambrian) and the Najerilla Formation (Upper Cambrian - Lower Ordovician). Brachiopods from this levels are studied here and respectively assigned to *Westonia urbiona* n. sp. and *Lingulepis* sp. (Text.-Fig. 3). The material is housed in the collections of the Department and Museum of Paleontology, University of Zaragoza.

II. THE AGE OF THE BRACHIOPOD ASSEMBLAGES

Cadenas Ibéricas: The Lower-Middle Cambrian brachiopods from Cadenas Ibéricas are associated to numerous trilobite specimens which permit to know its biostratigraphical distribution.

So, *Trematobolus simplex* (VOGEL) is present in the Huermeda Shales from Borobia surroundings. Furthermore this formation contains undescribed trilobites characterizing the younger Lower Cambrian Stage in Spain, named BILBILIAN by SDZUY (1971, 1972). In the Jarque district, *T. simplex* is present in the Murero Beds and is recorded in the middle part of the member I with the trilobites: *Termierella* sp., *Kingaspis velatus* SDZUY, 1958 and *Hamatolenus* (*Myopsolenus*)? sp. of a terminal Lower Cambrian age. Later it is found with *P. (Acadoparadoxides) mureroensis*, *P. (Eccaparadoxides)* sp. and *Ahueva* ssp. characterizing the beginning of the Middle Cambrian (Aca-

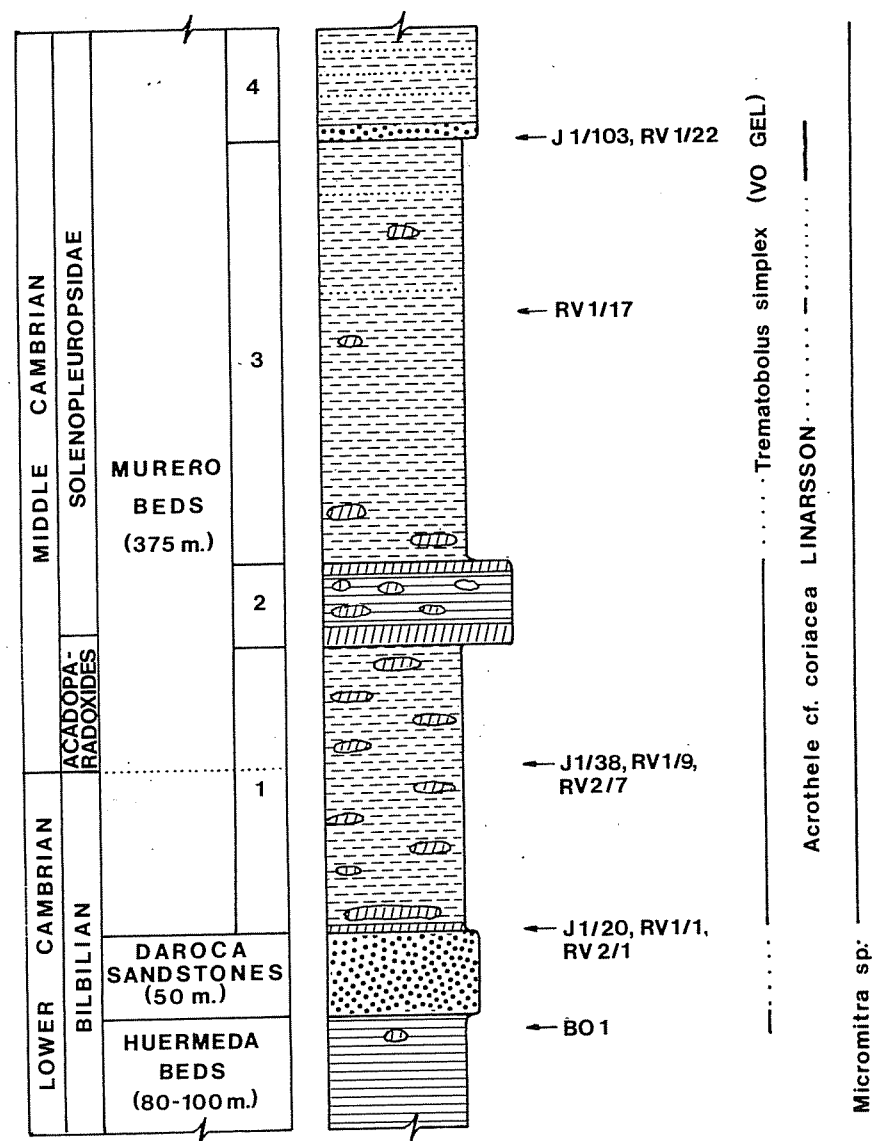


Fig. 2. Stratigraphical distribution of the lower-middle Cambrian brachiopods from Cadenas Ibericas.

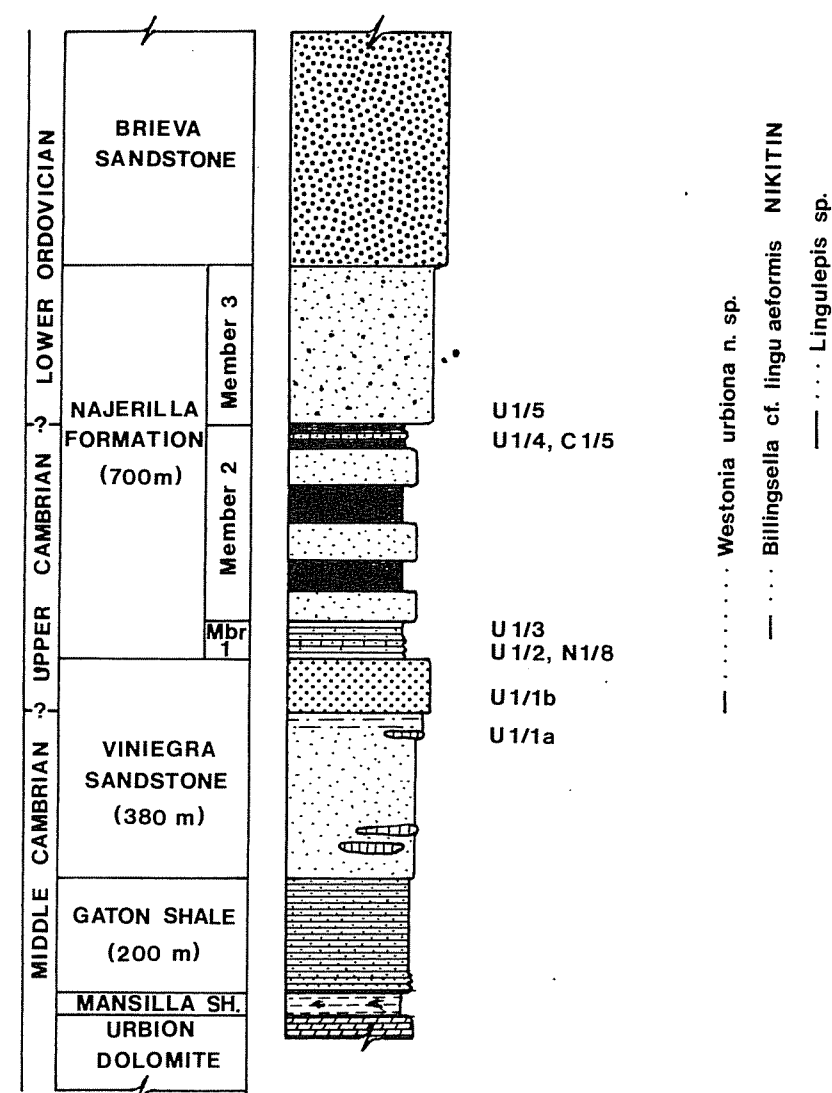


Fig. 3. Stratigraphical distribution of late Cambrian brachiopods from Sierra de la Demanda. U1/1 to U1/5 represent paleontological levels after SHERGOLD et al. (1983).

doparadoxides Stage, after SDZUY 1971). This specie appears associated to *Hamatolenus* (H.) *ibericus*, *Hamatolenus* (*Myopsolenus*)? sp. and *Perrector*? sp., also suggesting a Bilbilian Stage in its Murero type locality, and finishing its occurrence with dolomitic limestone containing *Badulesia tenera* (Badulesia Substage, Solenopleuropsidae Stage). In the Villafeliche district, its later geological record is situated immediately below that of *Pardailhanian hispida*. This trilobite is characteristic of the Pardailhanian Substage, Solenopleuropsidae Stage.

Trematobolus simplex has a large stratigraphical distribution in the Lower - Middle Cambrian rocks of the Cadenas Ibéricas from Bilbilian Stage to Badulesia Substage. Its geological record suggests an importat facies control with preference to calcareous nodules lithologies. This is also supported by its only occurrence in similar lithologies which contain trilobites of an upper Marianian age (Lower Cambrian) in the Pico de Noez district in central Spain.

Acrothele cf. *coriacea* from the Murero district occurs with *P. (Eccaparadoxides) brachyrhachis*, *Solenopleuropsis simula*, *Conocoryphe* (C.) *heberti*, *Condylopyge rex* and *Peronopsis fallax*. This faunal assemblage indicates the Solenopleuropsis Middle Cambrian Substage of SDZUY (1971, 1972). It is associated also to trilobites of the same stratigraphical position in the Jarque district. That is why *A. cf. coriacea* has the more restricted stratigraphical distribution of brachiopods in the Middle Cambrian of Cordillera Ibérica.

Micromitra occurs in the Murero district associated to trilobites from the upper part of the Bilbilian Lower Cambrian Stage. Subsequently this taxa has an intermitent geological record to the top of the sequence, where a trilobites assemblage including *Solenopleuropsis thoralis*, *S. simula*, *P. (Eccaparadoxides) brachyrhachis*, *P. (Acadoparadoxides)? pradoanus* and *Ctenocephalus* (C.) cf. *bergeroni* suggests the upper part of the Solenopleuropsis Middle Cambrian Substage. In the Jarque district, the stratigraphical record of *Micromitra* starts a bit later, but it also finishes in the Solenopleuropsis Substage according to trilobites assemblage found.

The irregular distribution of this taxa in a monofacial sequence is interpreted as due to ecological factors with the exception of the dolomitic levels, where the action of the taxonomical process on the faunal presevertion is evident.

Sierra de la Demanda: The age of the brachiopods, from Sierra de la Demanda presents problems derivated of the very poorly known who is the late Cambrian faunal stratigraphy of the Mediterranean region (SHERGOLD et al., 1983).

Westonia urbiona n. sp. occurs over the trilobite *Solenopleurina demanda* SDZUY, 1958 considered as a terminal Middle Cambrian age, but it also is situated under the brachiopod *Billingsella* cf. *linguaeformis* which is considered by COLCHEN & HAVLICEK of the Upper Cambrian age. In this last levels, SHERGOLD et al. have reported aphelaspidine genus and species undetermined, leiostegiid? genus and species undetermined, *Maladioidella*

colcheni SHERGOLD et al. and *Langyashania felixi* SHERGOLD et al. The argued about the pertence of this assemblage to the early late Cambrian age. Since *Westonia* is also a well known taxa in the Upper Cambrian of North America, we conclude in light of its comparative biostratigraphical position, that *Westonia urbiona* n. sp. can be considered of the early late Cambrian age.

Lingulepis sp. has a first geological record with *B. cf. linguaeformis*, but later it is certainly abundant in the upper levels containing younger trilobites. These were referred to by SHERGOLD et al. (1983) to an undetermined solenopleuracean genus and species resembling *Lagishanaspis* CHU, 1979 and a pagodiine which may represent *Pagodia* (*Wittekindtia*). These authors discussed the age of the assemblage and proposed a terminal Cambrian age for it. So we also proposed a late cambrian age from *Lingulepis* sp.

III. SISTEMATIC DESCRIPTION

LINGULIDA WAAGEN, 1885

LINGULACEA MENKE, 1828

OBOLIDAE KING, 1846

LINGULELLINAE SCHUCHERT, 1893

Lingulepis HALL, 1863

Lingulepis sp.

Lám. II, figs. 8-11.

Material: 2 pedicle valves and 1 brachial valve, some fragments.

Description: Shell subequally biconvex, 8 mm wide in largest specimen, walls of the valves thick.

Pedicle valve subtriangular; with straight beak, anterior margin evenly rounded. Valve strongly convex in transverse and saggital profiles in posterior part, near anterior margin almost flat. Shoulder angle about 60°. Ventral pseudointerarea short, coarsely striated, gently elevated above inner surface; in transverse profile, it is V-shaped with both flanks sloping down to a wide, shallow pedicle groove.

Brachial valve subcircular, with L/W ratio about 1.1, moderately acuminate; valve gently and evenly convex. Dorsal pseudointerarea formed as a coarsely striated strip curved around the posterior margin of the valve.

Ornamentation of fine growth lines, crossed by fine radial striae.

Interior of pedicle valve unknown. In mid-length of brachial valve minute muscle scars poorly impressed (probably central and lateral muscles).

Comparison: *Lingulepis* sp. recalls *L. boyeri* (TERMIER & TERMIER) reported from the Montagne Noire (TERMIER & TERMIER, 1974). For absence of data about valve interiors of both species and insufficient preserva-

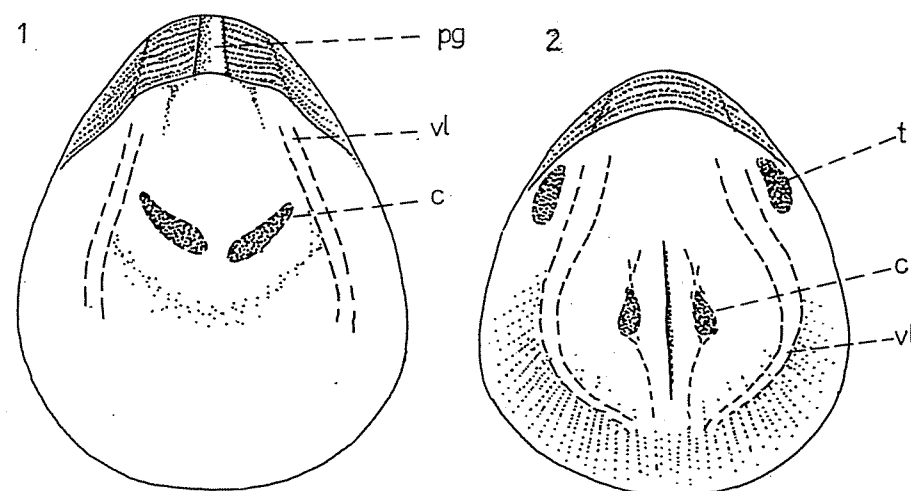


Fig. 4. *Westonia urbiona* sp. n. Internal morphology of pedicle (1) and brachial valves (2); pg - pedicle groove, c - central muscle scars, t - transmedian muscle scars, vl - vascula lateralia.

tion (flattening, deformation) it is not possible to state if they are conspecific. *Lingulepis* sp. is probably a different species due to its upper Cambrian age, whereas *L. boyeri* comes from Lower-Middle Cambrian boundary (zone with *Ferralsia*). *L. acuminata* (CONRAD) differs from *L. sp.* by more elongated shell and by a well impressed visceral area in pedicle valve.

Occurrence: member 1 and 2 of the Najerilla Formation, Río Urbión section, horizons U1/3, U1/4; late Cambrian of the Sierra de la Demanda.

Westonia WALCOTT, 1901

Westonia urbiona n. sp.

Fig. 4, Lám. I, figs. 1-11.

Holotype: Pedicle valve figured on Pl. I, figs. 1-2.

Type horizon and locality: Upper part of Viniegra Sandstones, Río Urbión section, horizon U1/1b; late Cambrian of the Sierra de la Demanda.

Material: Several dozen specimens.

Description: Shell subequally biconvex with a low body cavity, 10 mm. wide in largest specimen; walls of valves thick. Sides of both valves gently arcuate, anterior margin evenly and broadly rounded.

Pedicle valve subtriangular in outline, with L/W ratio about 1.2; posterior margin evenly rounded, shoulder angle 70-80°. Ventral pseudointerarea almost orthocline, finely striated, formed as a shelf anteriorly undercut. Flexure lines weak, dividing the pseudointerarea into an inner, and a larger outer part.

Brachial valve roundly triangular, widest in 2/3 of the valve length, L/W ratio about 1.0; posterior margin rounded. Dorsal pseudointerarea finely striated, with well defined inner and outer parts, gently elevate above valve-floor.

Ornamentation consists of fine growth lines unequal in size. The posterior part of valve (1/3 to 1/5) and lateral sides are covered by oblique lamellae tending to the overlap of one another; those are almost straight near the sides of the shell, in median sector they are curved slightly backwards and have a sharp zig-zag shape. When the uppermost layer of shell is removed, a fine radial pattern appears, to be corresponding to the alternation of secondary vascular branches and intervacular ridges (HAVLICEK, 1982).

Interior: Pedicle groove wide, deep. Visceral area rhomboidal weakly impressed, occupying about 1/2 of the valve-length. Central muscle scars narrow, converging to midline, poorly impressed. Vascula lateralia clearly impressed, almost parallel with the sides of the valve.

Muscle scars in brachial valve poorly impressed; scars of transmedian muscles longitudinally oval, large, located near posterior margin. Central muscle scars minute, elliptical, anteriorly extending into narrow ridges, converging to midline. Fine, low median ridge located between central muscle scars. Vascula lateralia running subparallel with the sides of the valve, in mid-length turned to midline nearly touching each other at about 3/4 of the valve length. Secondary vascular branches not preserved.

Comparison: *W. urbiona* recalls *W. aurora* (HALL) and *W. ella* (HALL & WHITFIELD), both of the North American Upper Cambrian. The ornamentation of all species mentioned has the same character, but in the new species, the oblique lines are developed only in posterior part of the valve, whereas in the American species they cover the whole surface. Moreover, *W. urbiona* is distinguished from *W. ella* by more elongate shape of the shell and by absence of apron-like area on pedicle valve; that is a typical feature of *W. aurora*.

Occurrence: Very frequent on type locality (valves often cover the bedding plane); late Cambrian of the Sierra de la Demanda.

ACROTETIDA KUHN, 1949

ACROTETACEA SCHUCHERT, 1893

ACROTHELIDAE WALCOTT - SCHUCHERT, 1908

ACROTHELIDAE WALCOTT - SCHUCHERT, 1908

Acrothele LINNARSSON, 1876

Acrothele cf. *coriacea* LINNARSSON, 1876

Lám. III, figs. 14-17.

Material: 4 pedicle valves and 2 brachial valves.

Description: Shell of medium size, 8 mm. wide in adults, circular in outline.

Pedicle valve is a very low cone, with erect beak located in posterior 1/6 of valve length. Ventral pseudointerarea poorly defined. Brachial valve flat or gently convex, apex marginal.

Ornamentation consists of growth lines inequal in size, often passing into fine concentric lamellae. Radial ornamentation, if present, consists of infrequent fine striae.

Interiors of both valves unknown.

Comparison: *Acrothele* cf. *coriacea* LINNARSSON strongly recalls *A. coriacea* LINNARSSON, typical for Middle Cambrian of Sweden; *A. coriacea* LINNARSSON is also reported from Middle Cambrian beds of the Montagne Noire (TERMIER & TERMIER, 1974). However, material available of *A. cf. coriacea* is strongly deformed by pressure; that is why the convexity, shape of the shell and internal morphology is not investigable.

Occurrence: Murero Beds, member 3; Rambla de Valdemiedes section, horizon RV1/17; Jarque section, horizons J1/96, 98, 99, 103 and 104; Middle Cambrian of the Cadenas Ibericas.

OBOLELLIDA ROWELL, 1965

OBOLELLACEA WALCOTT - SCHUCHERT, 1908

OBOLELLIDAE WALCOTT - SCHUCHERT, 1908

Trematobolus MATTHEW, 1893

Trematobolus simplex, (VOGEL, 1962)

Lám. II, figs. 1-7.

1962. *Trematobolus* sp.; VOGEL, Pl. I, figs. 2-4.

1962. *Lamellodonta simplex* n.g., n. sp.; VOGEL, pg. 216-218, pl. 1, figs. 1, 5-9, pl. 2, figs. 1-4, 7-9, pl. 3, figs. 1, 2, 4, 5, pl. 4, fig. 2.

1975. *Lamellodonta simplex* VOGEL, 1962; POJETA, pl. 1, figs. 5-7, pl. 4, fig. 7.

1978. *Trematobolus simplex* (VOGEL, 1962); HAVLICEK & KRIZ, pg. 974, 975, pl. 1, figs. 1-16.

1983. *Trematobolus simplex* (VOGEL, 1962); HERNANDEZ et al., pg. 9.

Material: Several dozen of valves, in different mode of preservation.

Remarks: The redescription of *Trematobolus simplex* (VOGEL) is given in paper of HAVLICEK & KRIZ (1978); no new data were obtained about morphology of this species, although the new material is partly non-deformed.

Occurrence: Huermeda Beds of the Borobia section, horizon BI/1; Murero Beds (member 1 of the Jarque section, horizons J1/20, 27-29 and 38-40;

Murero Beds (member 1) of the Rambla de Valdemiedes sections, profile 1, horizons RV1/4-8; profile 2, horizon RV2/5-12. Upper-most Lower Cambrian to Early Middle Cambrian of the Cadenas Ibericas.

PATERINIDA ROWELL, 1965

PATERINACEA SCHUCHERT, 1893

PATERINIDAE SCHUCHERT, 1893

Micromitra MEEK, 1873

Micromitra sp.

Lám. III, figs. 1-13.

? 1893. *Leperditia* sp.; PALACIOS, pág. 14.

? 1898. *Discina* sp.; DEREIMS, pág. 30.

v. 1935. *Fordilla marini* n. sp.; SAMPELAYO, lám. VIII, fig. 2.

v. 1959. *Fordilla marini*, SAMPELAYO; BADILLO, lám. 30.

Material: 20 specimens.

Description: Shell small, ventri-biconvex, 3.5 to 4 mm. wide in adults. Pedicle valve semicircular in outline, strongly convex, with erect beak; flanks evenly rounded. Cardinal angles obtuse, ventral pseudointerarea procline, high, homoeodeltidium large, strongly convex, covering the top of the pseudodelthyrium. Fold or sulcus absent.

Brachial valve gently convex, with moderately erect beak, dorsal pseudointerarea catacline, low notothyrium covered in its apical part by minute homoeochilidium.

Ornamentation fine, consisting of slightly undulating concentric fila; radial ornamentation obscure.

Interiors of the both valves poorly known. Short, low ridge extends from the apex anteriorly on pedicle valve. On brachial valve, there are three ridges extending from the apex to almost reach half-length of the valve.

Comparison: *Micromitra* sp. recalls *M. pusilla* (LINNARSSON); this differs by having apsacline dorsal pseudointerarea and non-undulating concentric fila. *H. haydeni* WALCOTT and *M. sculptilis* (MEEK) differ from *Micromitra* sp. by having well developed radial ornamentation.

Occurrence: Murero Beds (member 1, 3, 4); Jarque section, horizons J1/87, 90, 98, 99, 103 and 111; Rambla de Valdemiedes section; profile 1, horizons RV1/2, 9, 13, 17; profile 2, horizons RV2/3, and profile 3; horizon RV3/4, Upper most Lower Cambrian to Middle Cambrian of the Cadenas Ibericas.

REFERENCES

- BADILLO, L. (1959). Catálogo de especies fósiles del Museo del Instituto Geológico y Minero de España. I: Cámbrico. *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 55:71-124.
- COLCHEN, M. (1974). Géologie de la Sierra de la Demanda, Burgos-Logroño (Espagne). *Mem. Inst. Geol. min. España*, 85 (2 vol.), 436 pp.
- COLCHEN, M. & HAVLÍČEK, V. (1968). Le niveau à *Billingsella* cf. *lingulaeformis* Nikitin, du Cambrien de la Sierra de la Demanda (Logroño, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.* 7^e sér., 10; 133-137.
- DEREIMS, A. (1898). Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon. *Ann. Hebert*, 199 pp.
- HAVLÍČEK, V. (1982). Lingulacea, Paterinacea, and Siphonotretacea (Brachiopoda) in the Lower Ordovician sequence of Bohemia. *Sbor.-Geol. Ved. Paleontologie*, 25:9-82.
- HAVLÍČEK, V. & JOSOPAIT, W. (1972). Articulate Brachiopods from the Iberian Chains, Northeast Spain (Middle Cambrian - Upper Cambrian - Tremadoc). *N. Ib. Geol. Paläont. Abh.*, 140:328-353.
- HAVLÍČEK, V. & KRÍŽ, J. (1978). Middle Cambrian Lamellodonta simplex Vogel: bivalve turned brachiopod *Trematobolus simplex* Vogel. *J. Paleont.*, 52:972-975.
- HERNANDEZ, A. et al. (1983): Mapa geológico de España, E:1:50.000. Daroca (465). *IGME serie MAGNA*, 76 pp.
- JOSOPAIT, W. & SCHMITZ, U. (1971). Beitrag Zur Stratigraphie im Unter und Mittel Kambrium der Sierra de la Demanda (NE-Spain). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, 19:85-89.
- LOTZE, F. (1929). Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen (Mathematische Physikalische Klasse)*, Neue Folge 14, 315 pp.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der naturwissenschaftlichen Klasse*, 6-8:283-693.
- PALACIOS, P. (1893). Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 19:1-112.
- PALACIOS, T. (1982). El Cámbrico entre Viniegra de Abajo y Mansilla. *Biblioteca de Temas riojanos*, 48, 86 pp.
- POJETA, J. (1975). *Fordilla troyensis* Barrande and early pelecypod phylogeny. *Bull. Amer. Paleont.* 67 (287): 363-384.
- SAMPELAYO, P.H. (1942). Yacimientos paleontológicos en la Demanda. *Notas y Comunicaciones del IGME*.
- SANCHEZ LOZANO, R. (1894). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 18, 548 pp.
- SCHRIEL, W. (1930). Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. -phys. Kl.*, N.F. 16(2), 105 pp.
- SHERGOLD, J.; LIÑAN, E. & PALACIOS, T. Late Cambrian Trilobites from the Najerilla Formation, North-Eastern Spain, *Paleontology*, 26 (1):71-92.
- SOS, V. (1936). Sobre unos moldes de Braquiópodos paleozoicos de la Sierra de Cameros, *Bol. Soc. españ. Hist. nat.*, 36 (2): 124-126.
- TERMIER G. & TERMIER H. (1974). Les brachiopodes cambriens de la Montagne Noire (Sud de la France). *Ann. Univ. Prov., Geol. Méditerranéenne*, 1:35-52.
- VOGEL, K. (1962). Muscheln mit Schloßzähnen aus dem spanischen Kambrium und ihre Bedeutung für die Evolution der Lamellibranchiaten. *Akad. Wiss. u. Lit. Mainz. math. -naturw. Kl.*, 4:193-244.
- WALCOTT, C.D. (1912). Cambrian brachiopoda. *Monogr. US Geol. Surv.*, 51, 1.

Cotaed by NH_4Cl . Photo by Mergl. All figured material is housed in collections of Dept. of Paleontology, University of Zaragoza.

Lámina I.

1 - 11 - *Westonia urbiona* n. sp.

1, 2, 9 - pedicle valves, x6, x9, x6, DPZ 167, DPZ 168

3, 6, 7 - brachial valves, x6, DPZ 169, DPZ 170, DPZ 171

4 - internal mould of pedicle valve, x6, DPZ 172

5 - internal mould of brachial valve, x6, DPZ 175

8 - brachial valve with partly exfoliated shell showing vascula lateralia, x6, DPZ 173

10 - external mould of pedicle valve with partly preserved shell, x6, DPZ 174

11 - slab with brachial and pedicle valves, x2, DPZ 167 to DPZ 174

Locality: Río Urbion, horizon U1/1b. All the specimens in the same sample excepting fig. 5.

Plate 1

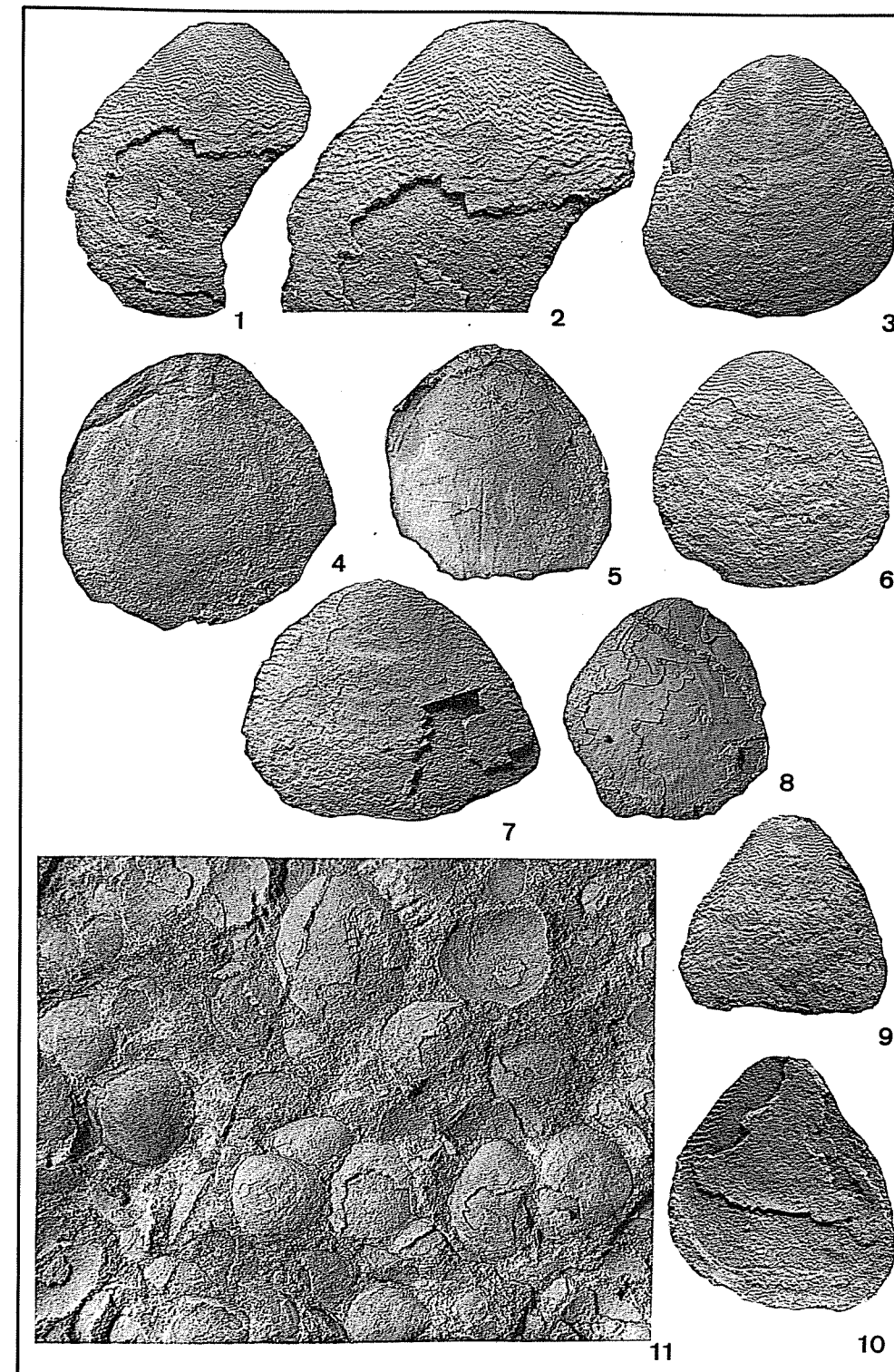


Lámina II.

1 - 7 - *Trematobolus simplex* (VOGEL, 1962)

1, 2 - latex cast and external mould of pedicle valve, x4, x4, horizon J1/28, DPZ 176

3 - internal mould of pedicle valve, x4, horizon J1/28, DPZ 178

4, 5 - internal mould and its latex cast of pedicle valve, x4, x4, horizon J1/28, DPZ 179

6 - latex cast of pedicle valve interior, x4, horizon, J1/38, DPZ 180,

7 - external mould of pedicle valve, horizon RV1/5, DPZ 181

Locality: Jarque, horizon J1/28 - J1/38 and Rambla de Valdemiedes, RV1/5

8-11 - *Lingulepis* sp.

8, 9 - internal moulds of pedicle valves, x4, x4, DPZ 182

10 - internal mould of brachial valve, x4, DPZ 183

11 - anterior margin of brachial valve showing fine radial striating, x8, DPZ 183

Locality: Rio Urbion, horizon U1/4

Plate 2

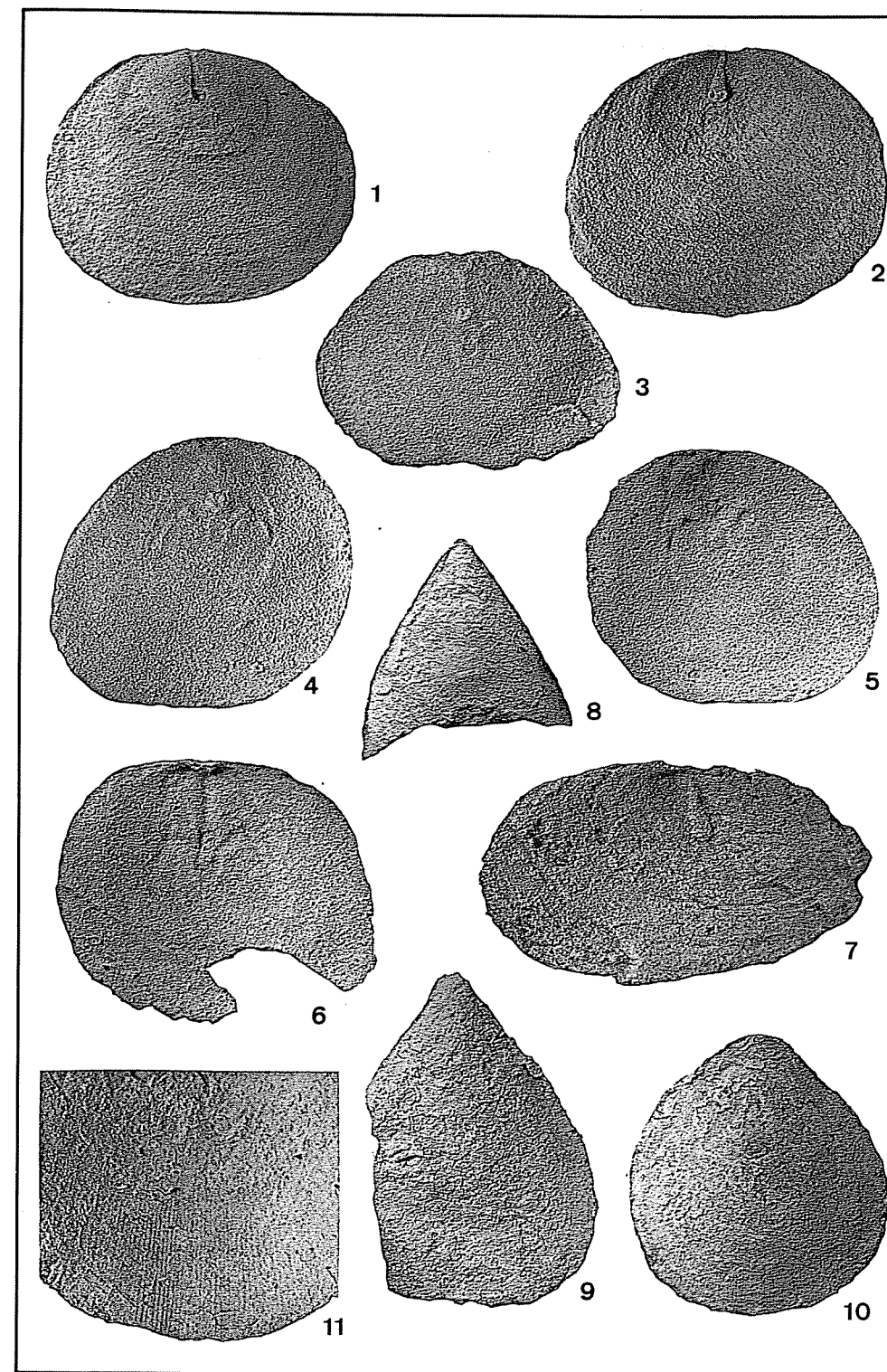


Lámina III.

1-13 - *Micromitra* sp.

1, 4, 7 - internal moulds of pedicle valves with partly preserved shell, all x12, DPZ 184, DPZ 185, DPZ 186, respectively.

5, 6, 10, 11 - pedicle valves, posterior and ventral views, all x12, DPZ 187, DPZ 188, respectively.

8, 9 - brachial valve, posterior and dorsal views, x12, DPZ 189

12, 13 - internal moulds of brachial valves, x12, DPZ 190, DPZ 191

Locality: Rambla de Valdemiedes, profile RV 1, horizon RV1/1, 9, 13 and 17; profile RV 3, level 0.

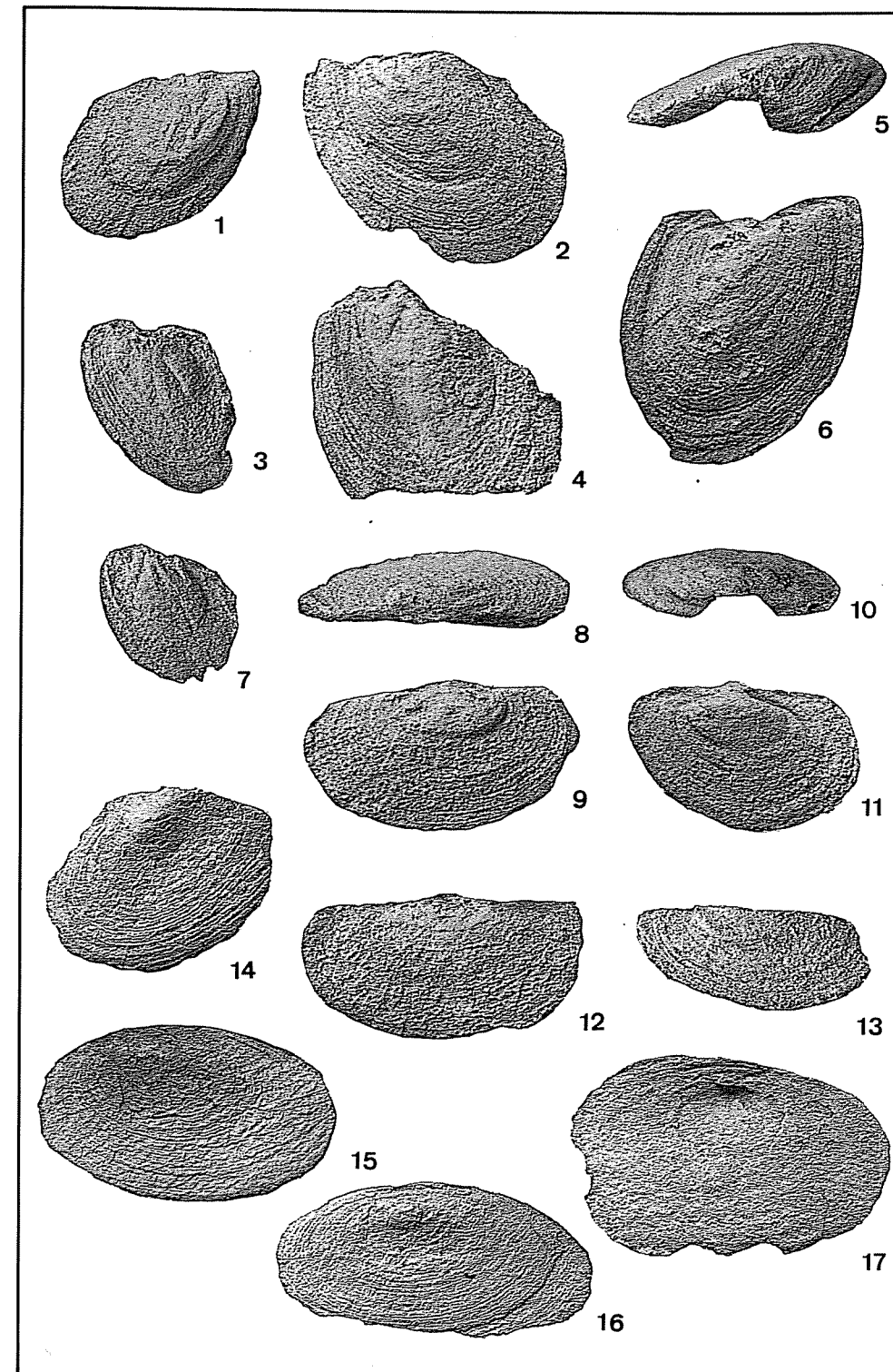
14 - 17 - *Acrothele* cf. *coriacea* / LINNARSSON/

14 - 16 - pedicle valves, all x5, DPZ 192, DPZ 193, DPZ 194

17 - external mould of pedicle valve, x5, DPZ 195

Locality: Rambla de Valdemiedes, profile RV 1, horizon RV1/17

Plate 3



**FORAMINIFEROS versus NANNOPLANCTON: EVALUACION
COMPARATIVA DE SU UTILIDAD BIOESTRATIGRAFICA**

Eustoquio MOLINA

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias (Sección Geológicas)
Universidad de Zaragoza.

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 181-192, Zaragoza, 1986.

RESUMEN

Se analizan comparativamente las ventajas e inconvenientes de los foraminíferos y nannoplancton en bioestratigrafía, tomando como base los estudios multidisciplinarios, en los que se han considerado simultáneamente varios grupos de microfósiles del intervalo Eoceno-Mioceno. Se incluye un esquema original de correlación entre foraminíferos planctónicos, nannoplancton calcáreo y eventos químicos para un corte del límite Eoceno/Oligoceno. Se concluye que los foraminíferos planctónicos, a pesar de sus limitaciones, todavía pueden ser considerados como el principal grupo de referencia en bioestratigrafía de sedimentos marinos, y que el nannoplancton calcáreo no es tampoco la panacea en este tipo de estudios. Además, para un mejor control estratigráfico también se han considerado, estudios quimioestratigráficos y magnetoestratigráficos que son un complemento muy interesante, a la bioestratigrafía establecida principalmente con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo.

ABSTRACT

The biostratigraphical advantages and disadvantages of foraminifers and nannoplankton are analysed and compared, taking into account the studies done from different Eocene to Miocene sections in a multidisciplinary effort. An original correlation table between planktonic foraminifers, calcareous nannoplankton and chemical events for a section of the Eocene/Oligocene is included. It is concluded that planktonic foraminifers, despite their limitations, still can be considered as the main reference group in marine biostratigraphy, and that calcareous nannoplankton are not the panacea in this kind of studies either. For improved stratigraphic resolution, chemiostratigraphic and magnetostratigraphic studies are considered a very interesting complement to the biostratigraphy established mainly with planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton.

INTRODUCCION

En los últimos 25 años se ha producido un progreso espectacular, a nivel mundial, en lo referente al estudio y aplicación, principalmente bioestratigráfica, del nannoplancton. Este avance ha dado lugar al surgimiento de una nueva «ciencia» denominada Nannopaleontología. Tal avance y otros menos evidentes pero importantes, que han tenido lugar en el seno de la Micropaleontología, permiten afirmar que esta disciplina es quizás la que más se ha desarrollado últimamente dentro de la ciencia paleontológica.

Estos avances constituyen seguramente el tercer gran evento que se produce en la historia de la Micropaleontología, después de la invención del microscopio óptico en el siglo XVII y de la aplicación a la exploración

petrolera hacia 1920. Las causas principales del progreso en el último cuarto de siglo, que han provocado desarrollos considerables en numerosos grupos de microfósiles y en especial en el nannoplancton calcáreo (TAPPAN, 1980), son varias.

En primer lugar, es probablemente la aplicación bioestratigráfica la causa determinante de dicho avance; concretamente, el interés bioestratigráfico del nannoplancton calcáreo fue puesto de manifiesto por BRAMLETTE y REIDEL (1954) pero las primeras biozonaciones se erigieron en la década siguiente, habiéndose perfeccionado y utilizado mucho en los últimos 25 años (MARTINI, 1971; OKADA y BUKRY, 1980, etc.).

Por otra parte, para el estudio detallado de fósiles tan diminutos, se precisaba un instrumento que permitiera su observación con mayor resolución a grandes aumentos, esto fue posible con el microscopio electrónico de barrido tipo «scanning», que se empezó a usar a final de la década de 1960. No obstante, desde unos años antes ya se venía usando el microscopio electrónico de transmisión, pero los resultados no eran satisfactorios y además se requerían técnicas de preparación complejas, tales como la realización de réplicas.

Asimismo, otra causa importante surge a final de dicha década, concretamente en 1968, cuando se inició el Deep Sea Drilling Program (DSDP), el cual aplicando modernas técnicas de sondeo, proporcionando excelentes muestras e implicando a un importante número de científicos, ha estimulado fuertemente a la investigación micropaleontológica. En este sentido, la considerable cantidad de material para estudio por muchos especialistas, está permitiendo superar la etapa descriptiva, realizar importantes estudios bioestratigráficos, paleoecológicos, etc., todo lo cual ha motivado el desarrollo de la Micropaleontología y en especial de la Nannopaleontología, dentro y fuera de las Universidades.

En nuestro país, la problemática del valor bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos, ha sido analizada recientemente por DE RENZI y MARQUEZ (1984) de forma desmitificadora y por GONZALEZ DONOSO et al. (en este mismo volumen). Asimismo, el nannoplancton calcáreo (al que se ha prestado menor atención) ha sido objeto de estudios por SAN MIGUEL (1976, 79), en que también se han considerado estos aspectos. Sin embargo, aún no se había publicado una evaluación comparativa de su utilidad bioestratigráfica.

VENTAJAS E INCONVENIENTES DEL NANNOPLANCTON CALCAREO.

En el presente capítulo no se pretende analizar exhaustivamente las ventajas e inconvenientes en bioestratigrafía de todos los grupos de nannoplancton, los cuales en ciertos casos todavía están mal conocidos, sino sólo poner de manifiesto las características más sobresalientes del grupo del nannoplancton calcáreo, para compararlos y discutirlos frente a los foraminíferos.

Una de las principales ventajas, radica en la enorme abundancia de los nannofósiles en casi todas las rocas sedimentarias, hasta el punto de haber desempeñado un papel importante en la construcción de ciertas rocas. Esta enorme abundancia permite poder encontrarlos y utilizarlos con facilidad. Una idea de su abundancia, lo constituye en la actualidad, la presencia en algunos puntos oceánicos de hasta 100.000 ejemplares por litro de agua, de los cuales, suelen después fosilizar cantidades bastante considerables, debido a la naturaleza calcárea de sus cocolitos.

Los organismos de concha calcárea, al depositarse por debajo del nivel de compensación de la calcita, sufren un fuerte grado de disolución, haciendo desaparecer la mayor parte de ellos, pero curiosamente el nannoplancton calcáreo se puede hallar en sedimentos procedentes de grandes profundidades; esto es debido a que se conservan dentro de una especie de peles fecales con membrana que constituyen los coprolitos de Copépodos, tal como ha explicado HONJO (1976).

Otra ventaja importante, viene dada por el hecho de tener un modo de vida planctónico, lo cual conlleva una amplia distribución horizontal de sus cocolitos por todos los océanos y mares interiores; incluso en lagos se han encontrado algunas especies de nannoplancton. Así pues, el hecho de ser planctónicos, unido a su rápida dispersión por amplias áreas, los hace muy útiles para correlaciones a nivel mundial.

También su distribución vertical, a lo largo del tiempo es amplia, ya que existen citas desde el Paleozoico, pero se hacen frecuentes desde el Jurásico, a partir del cual pueden ser utilizados en bioestratigrafía. Se han establecido biozonaciones detalladas para el Mesozoico y Cenozoico, pues debido a la rapidez con que evolucionaron, se produjo una gran diversidad de especies, con breve distribución vertical; todo lo cual unido a que muchos son fáciles de identificar, le confiere una gran importancia bioestratigráfica.

Por otra parte, la rapidez y facilidad de preparación para su observación en el microscopio óptico, que es el generalmente usado para los análisis de rutina, implica una comodidad a la hora de su utilización en bioestratigrafía.

Sin embargo, no todo son ventajas en el nannoplancton calcáreo, pues también tiene algunos grandes inconvenientes. El tamaño es tan pequeño, hasta el punto que algunos cocolitos son menores de 2-4 μ , que hacen a veces necesario el empleo de microscopio electrónico de barrido, y éste no es aún un instrumento de rutina, pues se suele utilizar principalmente sólo para ilustrar los organismos más importantes. Además el microscopio óptico es usado generalmente al límite de sus posibilidades, siendo necesario a veces, el empleo de microscopios de polarización con dispositivos costosos y complejos, tales como el contraste de fases, etc., y aún así, la poca resolución sigue siendo una limitación.

Asimismo, el pequeño tamaño es el causante de su mayor inconveniente, que es la reelaboración. Es decir, debido a su diminuto tamaño, comparable a limo o arcilla, los cocolitos fácilmente se pueden volver a poner en suspensión, de tal forma que en una cuenca marina que exista una zona erosiva, las

corrientes pueden mantener en suspensión gran cantidad de estos organismos y transportándolos en su seno, contaminar otros sedimentos más modernos; consecuentemente, se encuentran en las preparaciones, cantidades muy altas de cocolitos reebalorados. Estos pueden plantear bastantes problemas, para cuya solución es conveniente aplicar técnicas de análisis cuantitativo. Estas nos dan idea de la frecuencia de cada especie a lo largo de la columna estratigráfica y así tendremos un criterio más objetivo para detectar posibles ejemplares reelaborados y/o contaminados.

Por otra parte, pueden surgir problemas taxonómicos como los debidos al crecimiento de calcita secundaria y se pueden producir recristalizaciones, como las puestas de manifiesto por diversos autores, entre ellos SAN MIGUEL (1976), para especies de los géneros *Discoaster* y *Reticulofenestra*. Por el contrario, también pueden ocurrir procesos de disolución parcial de elementos morfológicos críticos de los cocolitos, tanto en los procesos bioestratigráficos como fosildiagenéticos, los cuales pueden causar determinaciones erróneas.

Además, otro factor que puede ocasionar problemas en la determinación a nivel de especie es el polimorfismo, tanto el de tipo ontogenético, como el debido a la posición del cocolito en la cocoesfera, ya que al morir el organismo, los diferentes cocolitos se separan y dispersan, por lo que estos elementos aislados pueden considerarse como parataxones y sin un valor estrictamente biológico. En especímenes actuales vivientes, se ha podido demostrar que especies definidas como diferentes, sobre cocolitos aislados fósiles, eran en realidad elementos morfológicos distintos de una misma cocoesfera. Por otra parte, las figuraciones de microscopio óptico suelen ser muy diferentes de las del electrónico, en especial las figuras de extinción, todo lo cual suele añadir dificultad y puede inducir a errores. En consecuencia, la taxonomía del nannoplancton calcáreo está aún mal conocida, hasta tal punto que algunos autores describen los distintos morfotipos identificados, en orden alfabético y sin jerarquizar en categorías taxonómicas.

EVALUACION COMPARATIVA

El reciente auge en la utilización bioestratigráfica de los nannofósiles, especialmente del nannoplancton calcáreo, plantea la cuestión sobre el futuro de ciertos grupos de foraminíferos, como el de los foraminíferos planctónicos, en el que se ha basado generalmente la bioestratigrafía de los sedimentos marinos del Cretácico y Cenozoico.

Con respecto a los foraminíferos bentónicos, el nannoplancton calcáreo supera ventajosamente en bioestratigrafía, tanto a los macroforaminíferos como a los microforaminíferos bentónicos. Estos por su modo de vida suelen estar restringidos a cierto tipo de sedimentos y cuencas, por lo que su utilización, para establecer correlaciones a larga distancia, es muy problemática.

En algunos casos en que los organismos planctónicos son muy escasos,

ciertos macroforaminíferos han sido utilizados en bioestratigrafía con bastante éxito; se pueden citar como ejemplos los trabajos realizados en el Pirineo por HOTTINGER, FERRER, SERRA-KIEL, etc. Sin embargo, se sabe que su interés cronoestratigráfico es considerable sólo en el interior de una cuenca concreta, tal y como han puesto de manifiesto SERRA-KIEL y REGUANT (1985).

Asimismo, es bastante conocido el relevo heterocrónico de los macroforaminíferos orbitostegos durante el Paleogeno superior, habiéndose indicado una diferente distribución vertical, para los continentes Americano y Europeo, en lo referente a la extinción de los Discocyclinas y aparición de los Lepidocyclinas. Los problemas que plantean estos organismos, típicos de plataforma, hemos tenido ocasión de constatarlos en varios cortes de la Cordillera Bética y Umbría (Italia). En ellos hemos podido apreciar que las Discocyclinas continúan estando presente en el Oligoceno inferior/medio. Ahora bien, se encuentran resedimentadas en la cuenca y resulta difícil saber si se trata de un fenómeno penecontemporáneo.

El presente análisis está basado en la experiencia que ha supuesto al autor la participación en varios grupos de investigación, tanto nacionales como internacionales, en el seno de los cuales se ha podido comparar el valor bioestratigráfico de los foraminíferos y el nannoplancton. Las investigaciones en el «Working group on the Paleogene/Neogene boundary» dirigido por F. STEININGER, permitieron establecer y correlacionar las escalas bioestratigráficas de foraminíferos y nannofósiles, en cortes de Italia (Sicilia) y España (Cordillera Bética). Se estudiaron los foraminíferos planctónicos, bentónicos y nannoplancton calcáreo, estableciendo zonaciones para conocer mejor la bioestratigrafía del tránsito Paleogeno/Neogeno (GELATI y STEININGER, Eds., 1984).

En el ámbito del proyecto del I.G.C.P. n.º 174: «Terminal Eocene events» dirigido por Ch. POMEROL, se han realizado estudios bioestratigráficos con bastantes grupos taxonómicos y en áreas bastante distantes de la geografía mundial. Asimismo, se han realizado estudios de tipo magnetoestratigráfico, quioestratigráfico, edad absoluta, etc. Estos trabajos llevados a cabo por equipos multidisciplinarios están permitiendo un control más exacto de los acontecimientos que se produjeron en el tránsito Eoceno/Oligoceno, así como, la correlación de escalas estratotípicas, quimioestratigráficas, magnetoestratigráficas y bioestratigráficas (CAVELIER y POMEROL, 1983).

El esquema de correlación que aquí se presenta (Fig. 1) se ha realizado para un buen corte, situado en el sector central de las Cordillera Bética. En él se han estudiado los foraminíferos, nannoplancton calcáreo y variación de ciertos elementos químicos, resultando un esquema original que aporta una serie de datos muy interesantes para el conocimiento de la problemática del límite Eoceno/Oligoceno. Además constituye un buen ejemplo para ilustrar algunos aspectos de la evolución comparativa de la utilidad bioestratigráfica de los foraminíferos y el nannoplancton calcáreo. Las zonaciones establecidas con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo son en ambos casos muy precisas, debido a la rápida evolución de las especies de estos grupos,

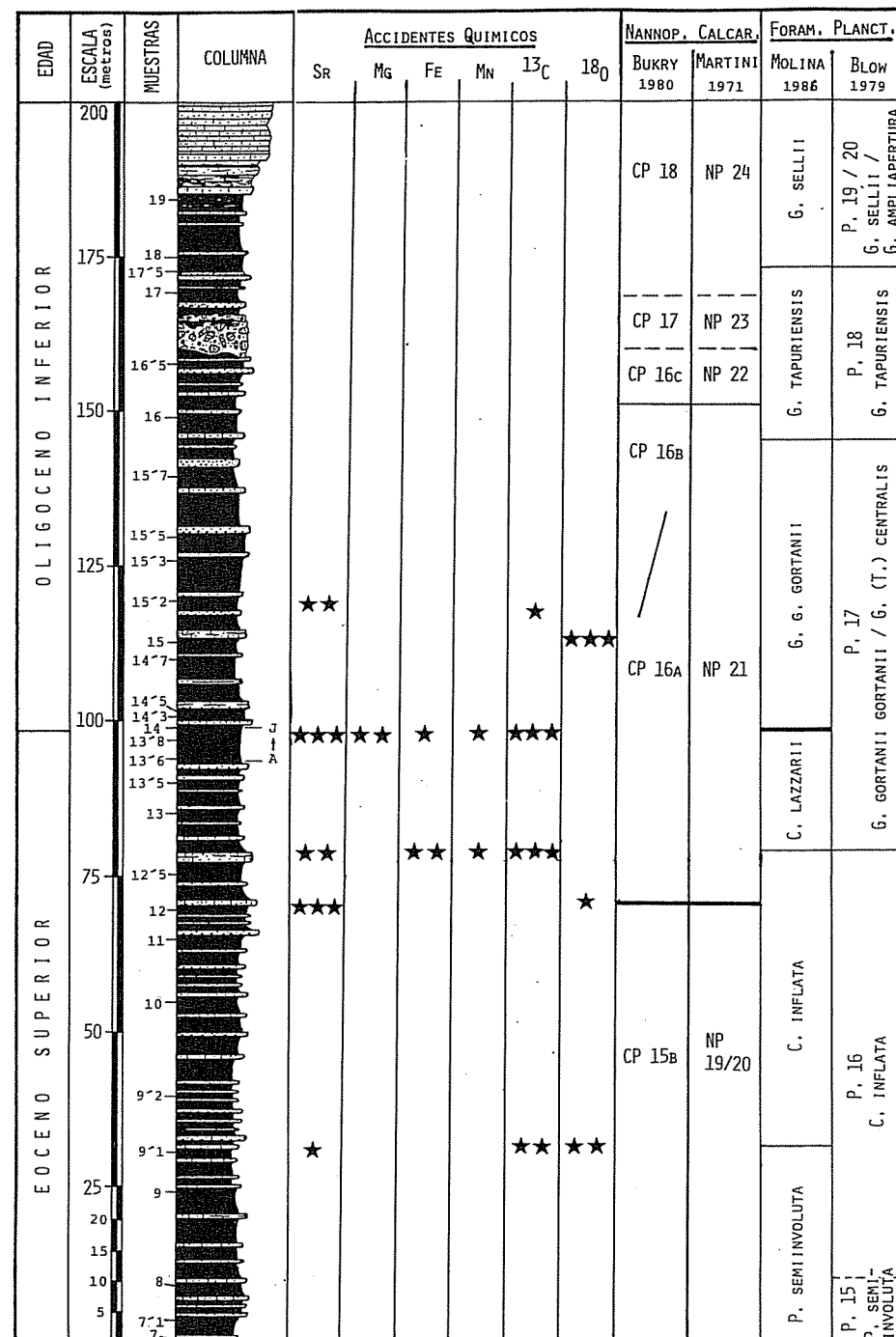


Figura 1. Corte de Fuente Caldera (Cordillera Bética) en el que se muestra la correlación entre los foraminíferos planctónicos (MOLINA, 1986), nannoplancton calcáreo (MONECHI y PERCH-NIELSEN, 1986) y geoquímica (BERTHENET et al., 1986).

apreciándose casi igual número de biozonas en ambos para un corto intervalo de tiempo del Eoceno superior y Oligoceno inferior.

En cualquier estudio bioestratigráfico es fundamental tener en cuenta, las posibles extinciones no isocrónicas que se producen a escala mundial de unas áreas a otras, tal como la conocida de *Discoaster barbadiensis* y/o *Cyclococcolithus formosus*, en el tránsito Eoceno/Oligoceno (CAVELIER, 1979). Ahora bien, en los foraminíferos planctónicos también se conocen este tipo de problemas, pero en ambos grupos, por su modo de vida planctónico, suelen manifestarse en menor medida que en otros grupos de fósiles.

Por otra parte, para evaluar y comparar la importancia bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos y del nannoplancton calcáreo, se hace necesario recurrir al análisis de otras características de estos grupos, las cuales pueden influir de una forma desigual.

En relación a las técnicas de preparación, el frotis empleado en el estudio del nannoplancton es rápido, ahora bien, la realización de un levigado para la obtención de foraminíferos también suele ser bastante rápido. Sin embargo, la confección en láminas delgadas es mucho más laboriosa. No obstante, las técnicas utilizadas para la observación de los nannofósiles al microscopio electrónico, a veces son muy complejas, como ocurre con la antigua confección de réplicas de carbón que además destruían los cocolitos.

Los problemas de tipo taxonómico, que pueden afectar al aspecto bioestratigráfico, son menores en los foraminíferos planctónicos, pues se trata de un grupo de microfósiles actualmente bastante bien conocido; sin embargo, las frecuentes convergencias morfológicas producidas a lo largo de la evolución, pueden causar problemas a cualquier micropaleontólogo. Ahora bien, este grupo ya ha superado la etapa descriptiva, lo cual aún no parece haber ocurrido en el nannoplancton calcáreo y esto dificulta su utilización bioestratigráfica.

Con respecto al fenómeno de la disolución, los nannofósiles al conservarse muchos de ellos en los coprolitos de Copepodos, tienen un límite inferior de acumulación mayor que los foraminíferos calcáreos, tal y como ha sido puesto de manifiesto para el Cretácico superior y Cenozoico por HAY (1970). Este fenómeno lo hemos podido constatar, en los sedimentos terciarios del flysch del campo de Gibraltar, en los cuales aparecen bastantes cocolitoforidos y sin embargo sólo unos pocos foraminíferos, especialmente aglutinados típicos de grandes profundidades. Por otra parte, el fenómeno de la recristalización no es un problema en el grupo de los foraminíferos planctónicos, al contrario de lo que a veces se produce en el nannoplancton calcáreo.

Con respecto a la distribución paleobiogeográfica, los foraminíferos planctónicos están adaptados a medios más netamente marinos, como se puede apreciar en el esquema de ARNI (1965) así como en diversos cortes del Eoceno pirenaico. Sin embargo, el nannoplancton calcáreo está más ligado a aguas cálidas y menos sujetas a cambios ecológicos, como se ha podido constatar en los organismos vivientes en la actualidad.

Por otra parte, la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos es algo más corta, ya que el nannoplancton calcáreo aparece antes en el tiempo. Así, el nannoplancton calcáreo puede ser empleado en bioestratigrafía desde el Jurásico, mientras que los foraminíferos planctónicos se utilizan para sedimentos del Cretácico a la Actualidad. Sin embargo, las diversificaciones de ambos grupos son casi coetáneas (TAPPAN y LOEBLICH, 1973) y es a partir del Cretácico cuando ambos grupos permiten biozonaciones muy detalladas.

La infiltración y reelaboración es mucho mayor en el nannoplancton que en los foraminíferos debido al distinto tamaño, así los cocolitos se mantienen en suspensión con mucha facilidad, y consecuentemente, en bioestratigrafía los biohorizontes de extinción del nannoplancton son mucho menos fiables y útiles que los de los foraminíferos. Este problema es muy conocido en el Terciario de la región alpina y hemos tenido ocasión de constatarlo en el Eoceno-Mioceno de la Cordillera Bética. En especial, al tratar de establecer la correlación entre foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo en el corte de Molino de Cobo (MOLINA, KELLER y MADILE, 1986).

CONCLUSIONES

En esta evaluación comparativa hay que tener presente que no a todos los parámetros considerados se les puede conceder igual importancia, puesto que no todos influyen de igual forma en la utilidad bioestratigráfica. En este sentido, el tamaño tan pequeño de los nannofósiles, a la vez que les proporciona una serie de ventajas también le reporta problemas muy importantes. Por un lado, la imperfecta observación con el microscopio óptico, y por otro la reelaboración e infiltración, fenómenos especialmente graves en bioestratigrafía. Por estas y otras razones anteriormente expuestas, los foraminíferos planctónicos a pesar de sus limitaciones, todavía pueden ser considerados como el principal grupo de referencia en bioestratigrafía para los sedimentos marinos del Cretácico superior y Cenozoico. Además, resulta evidente que el nannoplancton calcáreo tampoco es la panacea en este tipo de estudios.

Por otra parte, todos los grupos utilizados aisladamente tienen limitaciones para el establecimiento de una escala bioestratigráfica precisa y correlacionable a nivel mundial, incluso aunque se tengan muy presentes los aspectos tafonómicos y paleobiológicos. Consecuentemente, para una buena resolución y control bioestratigráfico de los sedimentos marinos, es necesario el estudio conjunto de estos y otros grupos de fósiles, pero en especial de los de modo de vida planctónico que suelen aportar mayor rendimiento.

Asimismo, debido a los problemas de índole estratigráfica que todo fósil comporta y a la precisión que hoy requieren los estudios bio y cronoestratigráficos, se hace imprescindible la investigación dentro de equipos multidisciplinarios, que aborden no sólo el estudio bioestratigráfico, sino también el magnetoestratigráfico, quimioestratigráfico, y a ser posible, la datación con métodos de edad absoluta. Ahora bien, estos tampoco están exentos de problemas y usados aisladamente pueden dar lugar a grandes imprecisiones.

REFERENCIAS

- BERTHENET, F. (1985). *Evenements geochimiques (elements traces et isotopes stables) a la limite Eocene-Oligocene*. DEA. Universite P. et M. Curie. pp. 2-30.
- BERTHENET, F. et al. (1986). Geochemistry of the Fuente Caldera Section (Spain). In Ch. POMEROL & J. PREMOLI SILVA Eds., *Terminal Eocene, Event. Elsevier: Developments in Paleontology and Stratigraphy*. V.9 pp. 71-74.
- BRAMLETTE, M. N. & RIEDEL, W. R. (1954). Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. *Jour. Paleontology*, 28: 385-403.
- BLOW, W. H. (1979). «*The Cainozoic Globigerinida*». E. J. BRILL, Leiden. Netherlands. 3, 1423 p.
- CARO, Y. et al. (1975). Zonations à l'aide de microfossiles pélagiques du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. *B.S.G.F.* 7: 125-147.
- CAVELIER, C. & POMEROL, Ch. (1983). Echelle de corrélations stratigraphique du Paléogène. Stratotypes, étages standards, biozones, chimiozones et anomalies magnétiques. *Geologie de la France*, n.º 3: 261-262.
- DE RENZI, M. y MARQUEZ, L. (1984). Problemas taxonómicos en Micropaleontología: el caso de los foraminíferos planctónicos. *I Congreso Español de Geología*. T, I: 483-496.
- GELATI, R. & STEININGER, F. F. eds. (1984). Potential boundary stratotype sections in Italy and Spain. *Rivista Ital. Paleont. Strat.* 89, n.º 4: 451-564.
- GONZALEZ DONOSO et. al. (1985). Consideraciones sobre algunos problemas bioestratigráficos: utilidad y utilización de los foraminíferos planctónicos. *Mem. I Jornadas Paleontología* (este vol.).
- HAQ, B. U. (1983). Jurassic to recent nannofossil biochronology: an Update. *Nannofossil biostratigraphy*, 78: 358-377.
- HONJO, S. (1976). Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, 1: 65-79.
- HOTTINGER, L. (1960). Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocene. *Mémoires suisses de Paleont.* 75/76: 3-237.
- MARTINI, E. (1971). Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of the II Planktonic Conf.* Roma pp. 739-746 y 749-785.
- MOLINA, E. (1979). *Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)*. Tesis Doctoral. Publ. Univ. de Granada y Zaragoza, 1, 342 p.

- MOLINA, E. (1985). Excursión al Cretácico superior y Paleogeno del Prepirineo Oscense en el sector de Arguis. *Mem. I Jornadas de Paleontología* (este vol.).
- MOLINA, E. (1986). Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. In Ch. POMEROL and I. PREMOLI SILVA; Eds. Terminal Eocene Event, *ELSEVIER: Developments in Paleontology and Stratigraphy*, V. 9: 53-63.
- MOLINA, E. et al. (1986). Biostratigraphic correlation between the central Subbetic (Spain) and Umbro-Marchean (Italy) pelagic sequences at the E/O boundary using foraminifera. In Ch. POMEROL and I. PREMOLI SILVA, Eds., Terminal Eocene Event. *ELSEVIER: Developments in Paleontology and Stratigraphy*, v. 9: 75-85.
- MOLINA, E. et al. (1986). Late Eocene to Oligocene biostratigraphical events in Molino de Cobo section (Betic Cordillera, Spain): Foraminifers and Nannofossils. *Revista Española de Micropaleontología* (in prep).
- MONTECHI, S. (1986). Biostratigraphy of Fuente Caldera section by means of Calcareous nannofossils. In Ch. POMEROL & I. PREMOLI SILVA, Eds., Terminal Eocene Events. *Elsevier Developments in Paleontology and Stratigraphy*, V. 9: 65-69.
- OKADA, H. & BUKRY, E. (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (BUKRY, 1973; 1975). *Marine Micropaleontol*, 5: 321-325.
- PERCH-NIELSEN, K. et al. (1986). Calcareous nannofossils at the Eocene/Oligocene boundary. In Ch. POMEROL: Terminal Eocene Event. *ELSEVIER. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, V. 9.
- RENARD, M. (1980). Géochimie des carbonates pélagiques: mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 m.a. *B.R.G.M.* n.º 85, 650 p.
- SAN MIGUEL, M. (1976). Estudio del nannoplancton calcáreo del estrecho Nor-Bético. *Mem. de la Univ. Compl. de Madrid. Fac. de Ciencias Geológicas*: 3-333.
- SAN MIGUEL, M. (1979). El grupo Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner) en el Mioceno Superior-Plioceno inferior del estrecho Nor-Bético. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 77: 247-261.
- SERRA-KIEL, J. & REGUANT, S. (1985). Acerca del valor cronoestratigráfico y paleogeográfico de los Nummulites del grupo del N. Pernotus-Perforatus. *Mem. I Jornadas de Paleontología*. (este vol.).
- TAPPAN, H. (1980). *The Paleobiology of plant protists*. W. H. Freeman and Company: 1-1.028.
- TAPPAN, H. & LOEBLICH, A. R. Jr. (1973). Evolution of the ocean plankton. *Earth Sci. Rev.*, 9: 207-240.

CORRELAZIONI E SIGNIFICATO PALEOCLIMATICO DELLE MODIFICAZIONI NELLE ASSOCIAZIONI A FORAMINIFERI PLANCTONICI E A GRANDI FORAMINIFERI FRA L'EOCENE E L'OLIGOCENE NELL'UMBRIA (ITALIA)

Isabella PREMOLI SILVA*, M. CAVAGNA*, Guido PARISI**

Marisa NOCCHI**, Paolo MONACO**

* Dipartimento Scienze della Terra, Univ. degli Studi, 20133 Milano

** Dipartimento Scienze della Terra, Univ. degli Studi, 06100 Perugia

RESUMEN

Se estudia la microfauna eocénica y oligocénica de mar somero contenida en turbiditas calcáreas y provenientes de la plataforma carbonatada Laziale-Abruzzesa y resedimentada en la cuenca pelágica Umbro-Marchigiana.

El estudio de la microfauna ha sido efectuado tanto con láminas delgadas como con levigado. Se han considerado los principales grupos de macroforaminíferos, habiendo sido efectuado un estudio más específico sobre los Nummulitidae.

El estudio de las asociaciones ha tenido los objetivos siguientes:

- a) Individuar la evolución en el tiempo de las asociaciones bentónicas de mar somero.
- b) Evidenciar posibles correlaciones entre la fauna nerítica y la pelágica.
- c) Controlar el grado de reelaboración entre la fauna de mar somero y la pelágica y además entre la fauna nerítica misma.

INTRODUZIONE

Il presente lavoro riguarda lo studio delle microfaune eoceniche ed oligoceniche di mare basso contenute in torbiditi calcaree provenienti dalla Piattaforma carbonatica Laziale-Abruzzese e risedimentate nel bacino pelagico Umbro-Marchigiano. Le successioni studiate sono caratterizzate da una alternanza di calcari, calcari marnosi e marne appartenenti alla Formazione della «Scaglia» dell'Umbria sud-orientale (Italia centrale).

I dati relativi allo studio dei foraminiferi planctonici, dei foraminiferi bentonici di mare profondo, dei nannofossili calcarei e degli ostracodi vengono riportati in NOCCHI et al. (in stampa) dove sono descritti tre evidenti e significative modificazioni nelle associazioni faunistiche legate a cambiamenti climatici riconosciuti a livello globale.

Lo studio delle microfaune di mare basso è stato effettuato su sezioni sottili e su forme isolate. Le microfaune sono dominate da grandi foraminiferi, da piccoli foraminiferi bentonici, associati a briozoi, echinidi, molluschi e alghe corallinacee.

Sono stati presi in considerazione i principali gruppi di grandi foraminiferi ed è stato effettuato uno studio più specifico sulle Nummulitidae.

Lo studio delle associazioni ha avuto un duplice scopo:

- a) di individuare l'evoluzione nel tempo delle associazioni bentoniche di mare basso.

- b) di evidenziare possibili correlazioni fra faune neritiche e faune pelagiche.
- c) di controllare il grado di rimaneggiamento fra faune di mare basso e faune pelagiche e inoltre tra faune neritiche stesse.

EVOLUZIONE DELLE FAUNE BENTONICHE DI MARE BASSO

Sono state identificate quattro associazioni che vengono qui di seguito descritte e riferite allo schema biostratigrafico basato sui Foraminiferi planctonici ospiti (vedi NOCCHI et al., in stampa).

1) Intervallo dalla Zona P9 alla Zona P11.

L'associazione è caratterizzata da *Discocyclina* e da diverse specie del genere *Nummulites* che nella parte alta di questo intervallo aumentano il loro diametro (*N. millecaput* gr.); a queste forme si associano *Fasciolites*, *Orbitolites*, *Assilina* (*A. spira abrardi*), *Operculina*, *Eofabiania* e *Asterocyclina*.

2) Intervallo dalla Zona P12 alla Zona P14.

Si assiste all'incremento del genere *Discocyclina* e all'aumento delle dimensioni del genere *Nummulites* (*N. biarritziensis*, *N. cyrenaicus* e *N. puigsecensis*). Nell'intervallo P13-P14 si osserva la presenza di *Actinocyclina*, *Baculogypsinoidea* ed *Heterostegina* (tipo *Grzybowskia*) e *Fabiania* cfr. *cassis*. Nelle associazioni si hanno inoltre costanti ma rari esemplari di *Assilina*, *Operculina*, *Fasciolites* e *Linderina*.

Inoltre iniziano ad essere presenti *Pararotalia*, *Schlosserina* e *Asterigerina rotula*.

3) Intervallo dalla Zona P15 alla Zona P17.

Nella Zona P15 l'associazione sembra cambiare notevolmente, dominano le *Discocyclinidae* con *Discocyclina* e *Asterocyclina*.

Appaiono nuovi generi tra cui *Chapmanina gassinensis*, *Heterostegina* s.s., *Spirochypeus* (*S. granulatus*), *Pellatospira* (*P. madaraszii*), abbondanti *Gypsina linearis* e *Baculogypsinoidea*. Le *Nummulitidi* sono diminuite e sono rappresentate da forme di piccole dimensioni (*N. chavannesi*, *N. incrasatus*). Nella Zona P16 si aggiunge *N. fabianii* gr.

4) Intervallo della Zona P18.

Generalmente l'associazione rimane invariata rispetto a quella precedentemente descritta, mentre allo stesso tempo aumentano, caratterizzando alcuni livelli, alghe corallinacee e *Rotaliidi* (*Homotrematidae*). L'unico elemento nuovo è la presenza di *Borelis* (*B. vondershmitti*) che risulta presente appena prima del limite Eocene/Oligocene. Specie indicative dell'Oligocene basale mancano.

RIMANEGGIAMENTI

I momenti in cui il rimaneggiamento risulta più accentuato sono:

Intervallo P9-P10.

Insieme all'associazione descritta precedentemente sono presenti alcune forme del Maastrichtiano (*Orbitoides* sp.) e forme del Paleocene superiore tra cui *Miscellanea* e *Glomalveolina*.

Intervallo P13-P15.

Si rinvencono numerose forme del genere *Nummulites* caratteristiche dell'Eocene inferiore e inferiore-medio fra cui *N. burdigalensis*, *N. cantabricus* e *N. praebullatus*.

Intervallo P18.

Sono presenti tutte le forme caratteristiche descritte al punto 4, che dovrebbero estinguersi al tetto dell'Eocene. A queste forme si aggiungono alcune forme più antiche antecedenti all'Eocene medio come *N. globulus* e *N. alponensis*, insieme a forme del Cretaceo superiore.

La distribuzione delle principali forme dei grandi foraminiferi è stata controllata nelle diverse sezioni esaminate. E' emerso che alcune forme si rinvencono per la prima volta sempre in corrispondenza di un preciso momento riferibile ad una biozona a foraminiferi planctonici e talora ad un evento (comparsa o scomparsa) più specifico.

Tra questi è interessante segnalare:

P12 – Al tetto della biozona: sviluppo delle *Nummulitidi* di grandi dimensioni (*N. millecaput*, *N. perforatus*), scomparsa di *Acarinina bullbrooki*.

P13 – Comparsa di *Actinocyclina*, *Baculogypsinoidea*, *Asterigerina rotula*, associate alla comparsa di *Orbulinoidea beckmanni*, e di *Turborotalia cerroazulensis* s.s.

P14 – Comparsa di *Fabiania* cfr. *cassis*, e di *Stomatorbina*, associate alla comparsa di *Globigerinatheka luterbacheri* e *G. index*.

P15 – Comparsa di *Chapmanina*, *Heterostegina* s.s., *Spirochypeus*, *Pellatospira madaraszii*, associate alla comparsa di *Globigerinatheka semiinvoluta*, e di *Turborotalia cocoaensis*.

P16 – Comparsa di *Nummulites fabianii* gr., *Turborotalia cunialensis* e scomparsa di *Globigerinatheka index*.

P17 – Comparsa di *Borelis*, «*Globigerina*» *tapuriensis* e scomparsa di *T. cerroazulensis* gr.

DISCUSSIONE

Dai dati esposti e confrontati con quelli ottenuti dallo studio delle

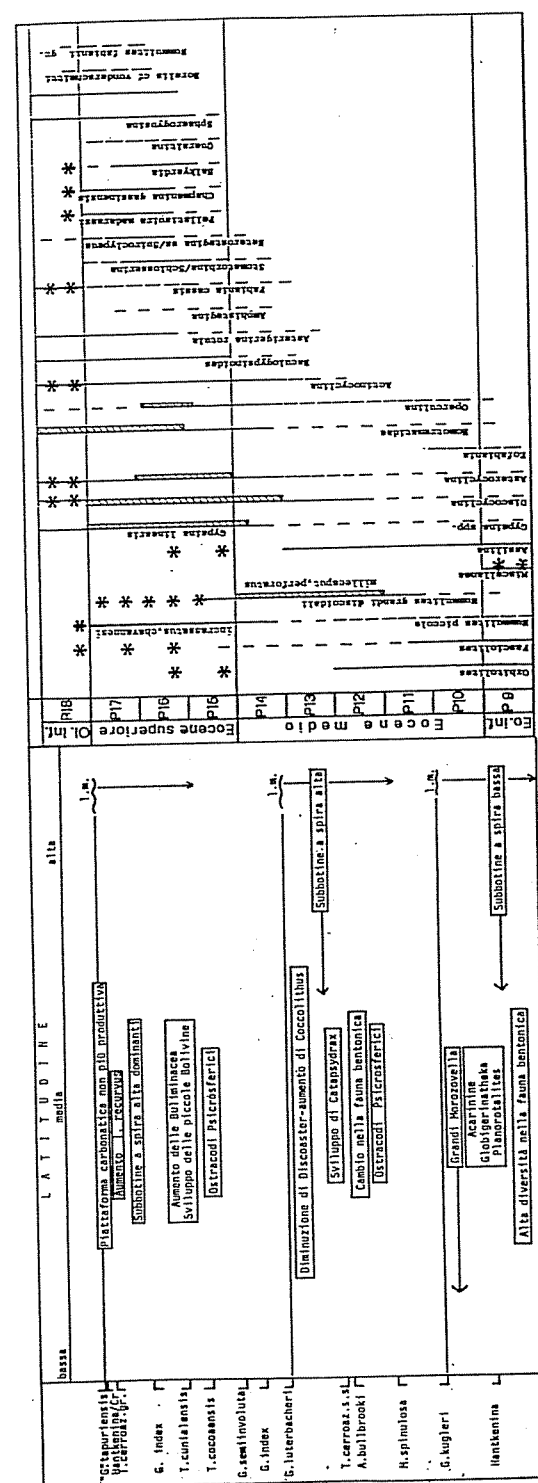


Fig. 1. Tabella di correlazione fra le modificazioni nelle associazioni pelagiche e di mare basso, e i principali eventi relativi ai foraminiferi planctonici. Nella parte destra tabella gli asterischi indicano che le forme sono sicuramente rimaneggiate.

microfaune planctoniche e bentoniche di mare profondo è interessante notare quanto le grosse modificazioni faunistiche descritte per le microfaune di mare basso coincidono con quelle avvenute nell'ambiente pelagico (fig. 1).

Quattro sono quindi gli intervalli nei quali si evidenziano questi cambiamenti che risultano fra le Zone P10-P11 alla base dell'Eocene medio, fra le Zone P13-P15 al tetto dell'Eocene medio, alla base dell'Eocene superiore e al tetto della Zona P17 poco prima del limite E/O.

Le modificazioni nelle associazioni pelagiche riflettono cambiamenti climatici ricollegabili a quelli globali; questi si evidenziano con un ricambio faunistico caratterizzato dall'arrivo di faune tipiche di alte latitudini verso più basse latitudini, accompagnatosi alla scomparsa degli indicatori più caldi. Queste modificazioni climatiche hanno sicuramente influenzato anche le faune di mare basso.

Dalla sintesi sulle modificazioni dei grandi foraminiferi avvenute al limite Eocene/Oligocene eseguita da ADAMS et al. (in stampa), le estinzioni registrate su scala globale potrebbero essere state causate da un abbassamento eustatico del livello del mare, associato ad un deterioramento climatico e ad un raffreddamento delle acque superficiali degli oceani.

Nella nostra area sono evidenti in questo periodo fatti tettonici che modificano sostanzialmente la geometria della piattaforma carbonatica che, nell'Oligocene inferiore, emerge quasi totalmente, condizionando quindi l'attività organogena.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ADAMS, C. G., BUTTERLIN, J. and SAMANTA, B. K. (1986). Larger Foraminifera and events at the Eocene/Oligocene boundary in the Indo-West Pacific Regions. *Palaeog., Palaeocl., Palaeoec., Sp. Publ.*, Pomerol Ed. (in stampa).
- CAVAGNA, M. (1985). Studio delle associazioni a Foraminiferi bentonici (con particolare riferimento al gruppo dei Nummuliti) dall'Eocene medio all'Oligocene inferiore nella Formazione della «Scaglia» dell'Umbria meridionale. *Sottotesi del Dip. di Sc. della Terra dell'Univ. St.*, Milano (non pubblicata).
- COLACICCHI, R., NOCCHI, M., PARISI, G., MONACO, P. & BALDANZA, A. (1986). Biostratigrafia applicata all'evoluzione paleogeografica del margine della Piattaforma Laziale-abruzzese (Italia) tra il Cretaceo superiore e l'Oligocene inferiore (in stampa in questo volume).
- MONACO, P., NOCCHI, M. & PARISI, G. (1986). Analisi stratigrafica e sedimentologica di alcune sequenze pelagiche dell'Umbria Sud-orientale dall'Eocene inferiore all'Oligocene inferiore. *Boll. Soc. Geol. It.* (in stampa).

NOCCHI, M., PARISI, G., MONACO, P., MONECHI, S., MADILE, M., NAPOLEONE, G., RIPEPE, M., ORLANDO, M., PREMOLI SILVA, I., & BICE D. (1986). The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences, Italy. *Palaeog., Palaeocl. Palaeoec., Sp. Public.*, Pomerol Ed. (in stampa).

**ECOESTRATIGRAFIA DE LOS OSTRACODOS DEL
CONIACIENSE Y SANTONIENSE DE LA CUENCA
VASCO-CANTABRICA OCCIDENTAL**

Julio RODRIGUEZ LAZARO* y Marcos A. LAMOLDA*

* Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Univ. País Vasco (E.H.U.),
Leioa, Vizcaya.

RESUMEN

El análisis estratigráfico y paleoecológico de las asociaciones de ostracodos de edades Coniaciense y Santoniense del Norte de la provincia de Burgos y parte occidental de la de Alava, permite reconocer un total de 16 ecozonas, de las cuales 10 lo son del Surco Navarro-Cántabro, que responden a condiciones tanto circalitorales como de plataforma interna, y las 6 restantes de la Plataforma Nord-Castellana, representativas de condiciones más internas. Dos tipos de asociaciones paleobiogeográficas pueden ser consideradas, una circalitoral, con especies de los géneros *Bairdoppilata*, *Krithe* y *Pontocyprrella*, y otra de afinidad infralitoral (plataforma interna) con los géneros *Parakrithe*, *Limburgina*, *Schuleridea*, *Mauritsina*, etc.

ABSTRACT

The stratigraphical and paleoecological analysis of the ostracod associations belonging to the Coniacian-Santonian terrains of the northern area of Burgos and the western part of Alava provinces, allow us to establish an amount of 16 ecozones. 10 of these ecozones are corresponding to the Navarro-Cantabrian Basin, and can be related with an inner-outer platform conditions, while the other 6 units concerning to the North-Castilian Platform, are typically from an inner marine realm. The navarro-cantabrian coniacian materials develop from W to E three ecozones, suggesting a deeper environment towards eastern areas. The characteristic species of these areas are *Cythereis* (R.) *villalbaensis* and *Phacorhabdotus* (P.) *colini*; in the western regions we have found other species such as *Parakrithe inflata*, *Limburgina pignolaensis*, *Kamajcythereis oteensis*, etc. The ecozones of this age in the North-Castilian Platform, contain several common species with the above associations, and other exclusives: *Mosaeleberis* sp., *Karsteneis* (P.) sp. In the area of Sobrón a more open conditions during the upper Coniacian age, can be detected by the presence of specimens of *Krithe* sp. and *Pontocyprrella* sp.

During the lower to upper Santonian, three ecotypic units can be distinguished in the materials of the Navarro-Cantabrian Basin, with a paleoecological distribution comparable with that of the Coniacian time. The species *Bairdoppilata cuvillieri* and *Loculibairdia hozallaensis* are more typical in eastern areas, meanwhile westward there are species of the genus *Parakrithe*. The outcrops of the North-Castilian platform contain a considerable number of the species described at western areas of the Navarro-Cantabrian Basin. Finally, two ecozones can be characterised in the upper Santonian materials of the whole studied region. The lower one is characteristic of the carbonated platform with *Limburgina villabasilensis*, *Schuleridea babinoti*, etc.; the upper one can be related with a detritic shelf with Orbitoids, and is composed by the species *Oertliella tubillaensis*, *Donmacythere?* gr. *hafsuni*, *Nucleolina* sp., among others.

INTRODUCCION

En este trabajo se pone de manifiesto la presencia de una serie de unidades ecoestratigráficas de los ostracodos de la plataforma del Coniaciense y Santiense en la cuenca Vasco-Cantábrica occidental.

El área de estudio se extiende por el N de Burgos y W de Alava (fig. 1), abarcando dos ámbitos paleogeográficos: 1. la plataforma Nord-Castellana sensu FLOQUET (1978) y 2. el Surco Navarro-Cántabro, que representaría la parte más distal de la plataforma, en transición hacia los ambientes profundos de la cuenca del Flysch al NE. Los afloramientos considerados se localizan en las áreas al NW de Villarcayo, en Sobrón y en la región de Losa y Castrobarro.

Los materiales estudiados de la plataforma Nord-Castellana ocupan 5 formaciones, de más antigua a más moderna, Fm. Cueva, Fm. Nidáguila, Fm. Nucedo de Burgos, Fm. San Pantaleón y Fm. Tubilla del Agua (FLOQUET et al., 1982), abarcando desde el Turoniense terminal hasta el Santiense terminal. En la serie de los materiales del Surco Navarro-Cántabro se han considerado las formaciones del Valle de Mena (parte terminal), Ribera Alta, Losas, San Pantaleón y Tubilla del Agua, que comprenden el mismo intervalo temporal (AMIOT, 1982; para bibliografía más completa RODRIGUEZ LAZARO, 1985).

En el aspecto metodológico del trabajo, se ha realizado previamente la determinación taxonómica de las 216 especies de ostracodos que conforman las asociaciones más representativas de estos organismos durante el Coniaciense y Santiense. Posteriormente se ha tomado en cuenta el carácter paleoecológico de dichas asociaciones, así como la propia organización interna de las poblaciones manifestada como diversidad específica, para lo cual se han utilizado 5 índices: n.º de especies, índice alfa de Fisher, índice de Simpson, índice de Shannon-Weaver H (S), Equitabilidad. También se ha estudiado el comportamiento general o tendencia de variación de la diversidad a lo largo de las series. Finalmente se han aplicado algunos ejemplos del Análisis Multivariante con la idea de poner de manifiesto, gráficamente, las relaciones ecotípicas entre las especies o géneros y las facies que los contienen.

RESULTADOS

Diversidad específica

La representación gráfica de los valores de diversidad específica, según el

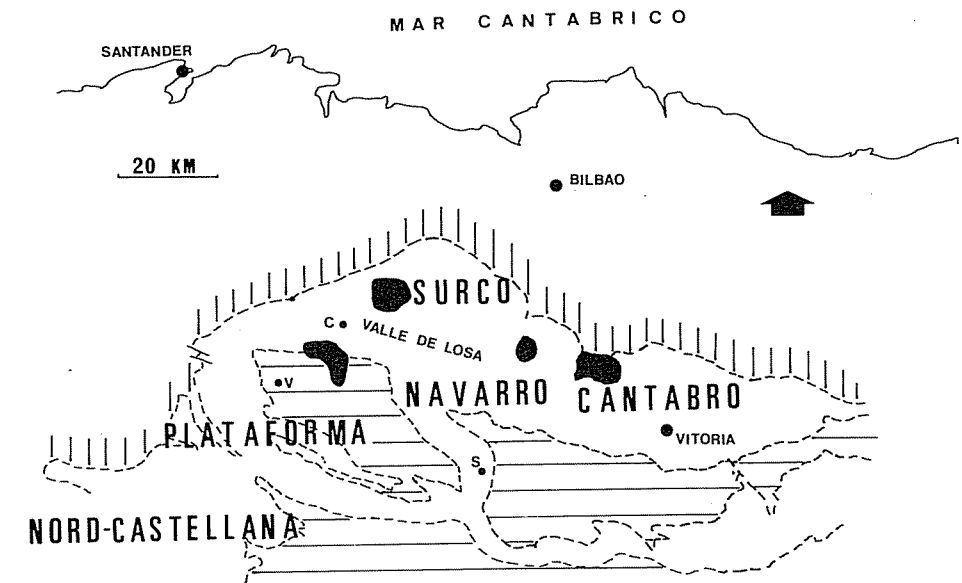


Fig. 1. Esquema geológico del área estudiada. (Rayado vertical: Cretácico inferior y medio; en blanco: Cretácico superior; rayado horizontal: Terciario; en negro: Diapiros; C, Castrobarro; S, Sobrón; V, Villarcayo).

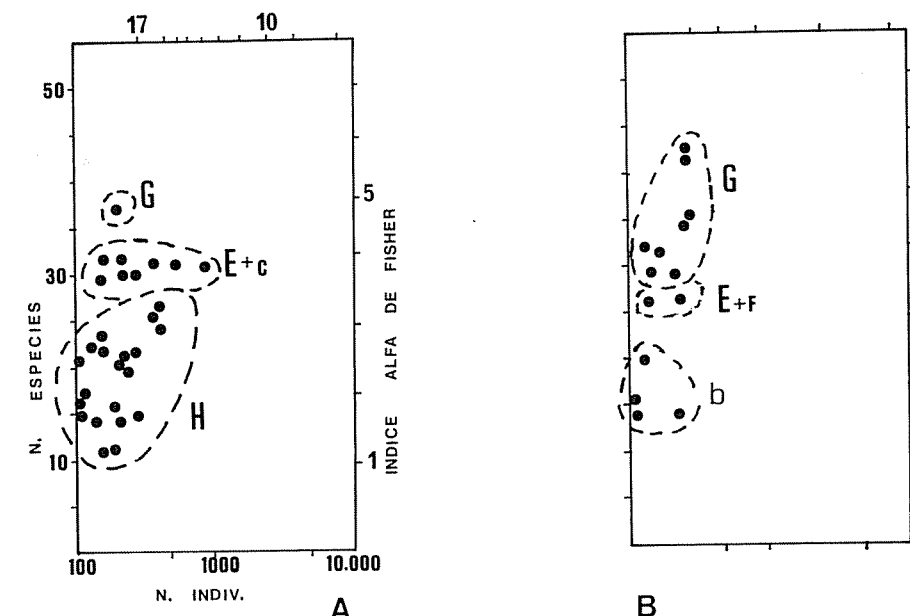


Fig. 2. Representación gráfica de la diversidad según el índice alfa de Fisher (s. MURRAY, 1968), de algunas muestras de la Plataforma Nord-Castellana. A, Villarcayo. B, Sobrón.

índice alfa de Fisher (s. MURRAY, 1968), de las muestras estudiadas, permite diferenciar varios conjuntos representativos de las distintas formaciones consideradas. Por ejemplo, en la Plataforma Nord-Castellana (área de Villarcayo, Fig. 2A) se puede considerar una agrupación de muestras del Coniaciense con una diversidad baja (α , 2-8; ecozona H) frente a otro conjunto del Santoniense, con una diversidad mayor (α , 7-13; ecozona E+c). En el área de Sobrón (Fig. 2B) encontramos un conjunto de baja diversidad (α , 3-7; ecozona b) perteneciente al Coniaciense, frente a otros dos del Santoniense, con valores más altos de la diversidad (α , 7-14; ecozonas E+f, G). En los materiales del Surco Navarro-Cántabro (Fig. 3) aparecen, según este análisis, varios grupos de muestras, que nos permiten separar al menos seis unidades ecotípicas en función de los intervalos de diversidad que ocupan; las del Coniaciense y Santoniense terminal presentan los valores más bajos (α , 5-7; ecozonas B, G), mientras que las del Santoniense inferior a superior son de diversidad moderada a alta (α , 5-16; ecozonas D, C+E, E', E).

Análisis Multivariante

El Análisis de Grupos (tipo-R) (BMDP, Dixon, 1981) proporciona una agrupación de las especies o géneros (que actúan como variables) según sus afinidades ecológicas y estratigráficas. Por ejemplo, las especies de ostracodos de la Fm. Losas en Losa-E (Fig. 4) se reúnen en una serie de «clusters» que representan mayoritariamente a una plataforma interna y/o externa; aparece una ordenación estratigráfica (Coniaciense-Santoniense) debido a que las especies han sido elegidas según su valor estratigráfico (Índices BF y C, HAZEL 1970, 1977). Según el mismo tipo de análisis los géneros de ostracodos (Fig. 5) de la misma Fm. Losas en Losa-W, se agrupan definiendo unas asociaciones diferenciadas dentro del ambiente de plataforma interna, restringida o más abierta.

El Análisis Factorial de Correspondencias (BENZECRI et al., 1973) pone de manifiesto las relaciones que existen entre las asociaciones específicas o géneros de los ostracodos y las muestras, obteniéndose unas agrupaciones que son interpretables como paleobiofacies. En el ejemplo tomado de la Fm. Losas (Losa-W, Fig. 6) se han estudiado 34 especies y 37 muestras, las cuales se distribuyen según este análisis, en un espacio multidimensional en el que pueden definirse 6 ejes o factores que explican en total el 65,7% de la varianza. La proyección de la nube de puntos sobre el plano factorial definido por los dos primeros ejes (F1, F2, 36,3% de la varianza) pone de manifiesto dos agrupaciones diferentes; una de ellas contiene a especies y muestras de la plataforma interna protegida del Coniaciense medio a superior (Ecozona C) y la segunda es de un ambiente de plataforma más abierta del Santoniense (Ecozona E).

Si representamos, según este mismo análisis, a los géneros y muestras de la Fm. mencionada obtendremos unas biofacies controladas por condiciones ambientales algo más generales que en el caso anterior. El plano F1, F2 (Fig. 7) representa una distribución de los géneros que sigue el mismo patrón definido en el análisis de Grupos («clusters» A1, A2, C, etc.); algunos géneros

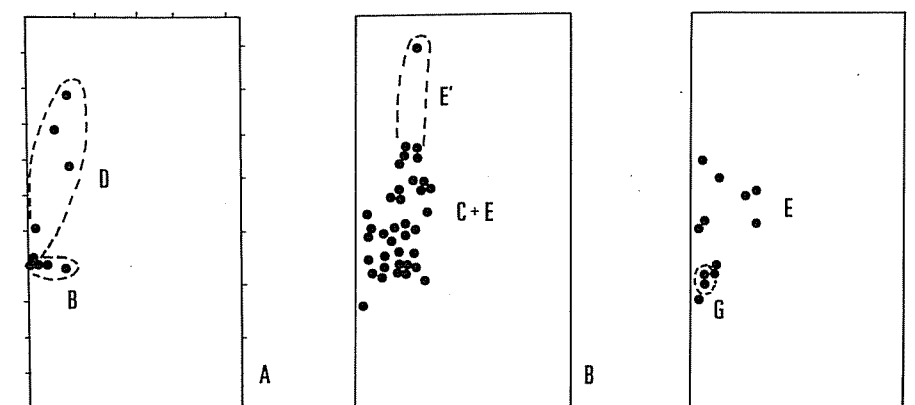


Fig. 3. Representación gráfica de la diversidad según el índice alfa de Fisher (s. MURRAY, 1968), de algunas muestras del Surco Navarro-Cántabro. A, Losa-E. B, Losa-W y Castrobarrio. C, Losa central.

se asocian a un tipo concreto de facies así, el género *Kamajcythereis* a las más calcáreas y el género *Mauritsina* a las margosas, etc.; *Parakrithe* y *Bairdia* ocupan el centro de la distribución, indicando con ello su preponderancia numérica en las asociaciones. Lo mismo se observa en otros planos factoriales (por ejemplo F3, F4; Fig. 8) donde se vuelven a poner de manifiesto las ecofacies que hemos denominado C y E.

El Análisis de Componentes Principales (NIE et al., 1980) de los géneros de la Fm. Losas que hemos tomado como ejemplo, también agrupa a aquéllos según las afinidades ecotípicas ya puestas de manifiesto en los análisis precedentes; esto se observa en cualquiera de los planos factoriales considerados, de los cuales representamos solamente un caso particular (F2-F5; F3-F4; Fig. 9).

Todos los análisis precedentes evidencian el carácter real de las agrupaciones y por lo tanto, la presencia de las ecozonas.

ECOZONAS DE LOS OSTRACODOS

El estudio de las asociaciones de ostracodos, consideradas en su contexto estratigráfico y paleoambiental ha permitido establecer 16 ecozonas de estos organismos en el Coniaciense y Santoniense de la plataforma Nord-Castellana y el Surco Navarro-Cántabro occidental. Cada ecozona constituye una unidad ecológico-estratigráfica, definida por unas asociaciones específicas características y por unos valores y tendencias concretas de la diversidad.

En el Surco Navarro-Cántabro (Fig. 10) se han distinguido 10 ecozonas. La ecozona A representa a las facies del Turoniense terminal a Coniaciense basal, con unas asociaciones que indicarían un medio circalitoral (BABINOT, 1980; BABINOT y COLIN, 1983) con *Bairdoppilata cuvillieri* (DAMOTTE), *Mauritsina babinoti* COLIN, LAMOLDA y RODRIGUEZ LA-

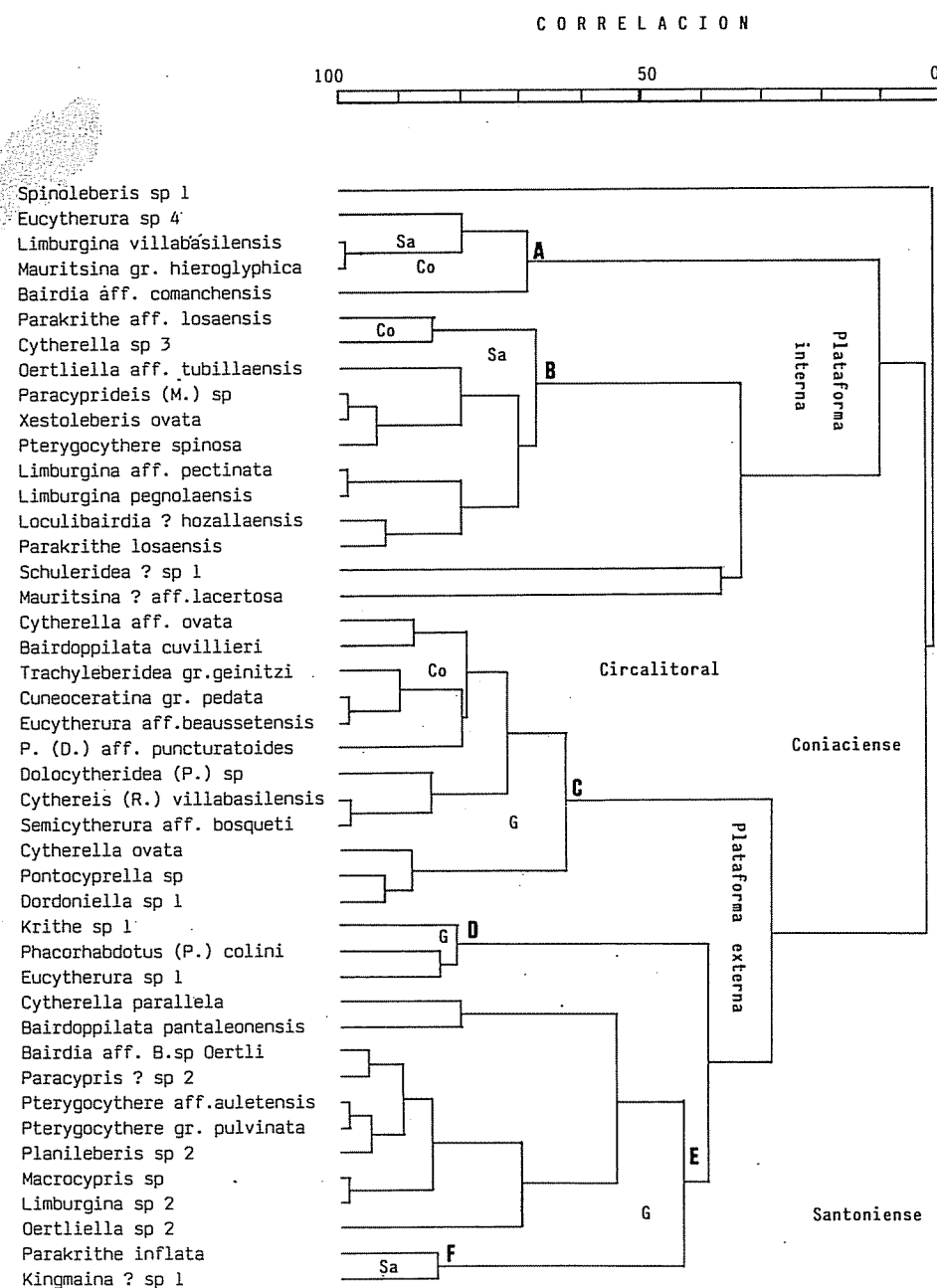


Fig. 4. Agrupaciones de las especies de ostracodos de la Fm. Losa (Losa-E) según el Análisis de Grupos Tipo-R.

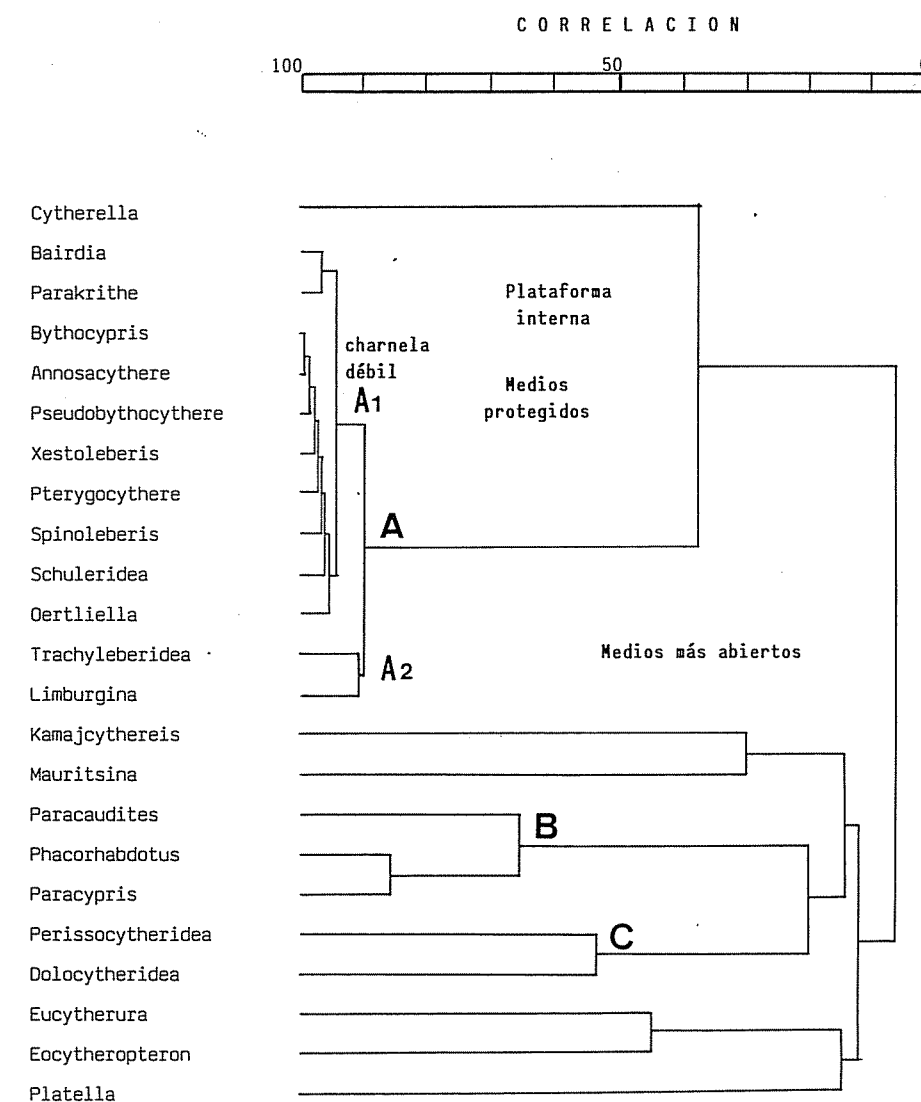


Fig. 5. Agrupaciones de los géneros de ostracodos de la Fm. Losa (Losa-W) según el Análisis de Grupos Tipo-R.

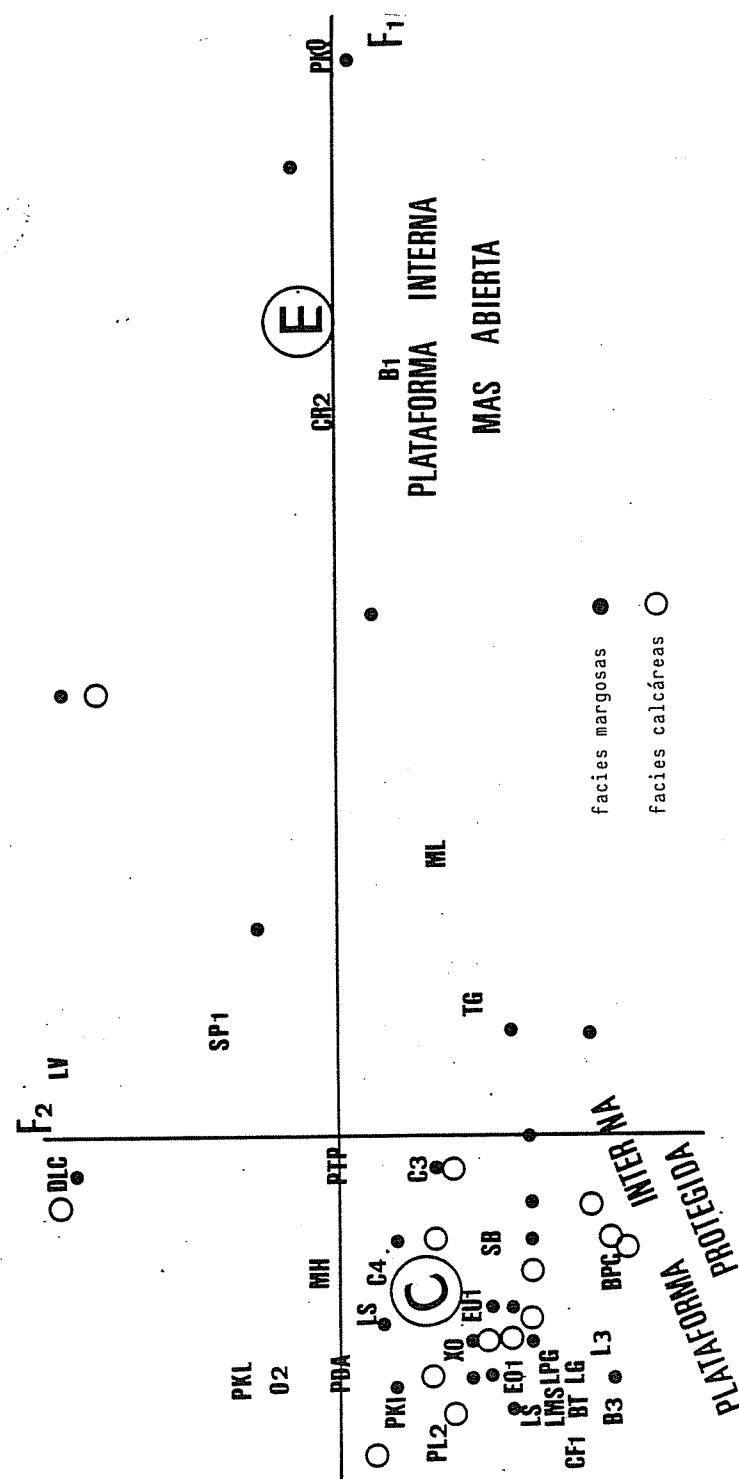


Fig. 6. Repartición de las muestras y especies de ostracodos de la Formación Losas (Losá-W), según el Análisis Factorial de Correspondencias (Factores 1, 2). Son reconocibles dos biofacies: 1) biofacies de plataforma interna restringida (Ecozona C) y 2) biofacies de plataforma más externa (Ecozona E).

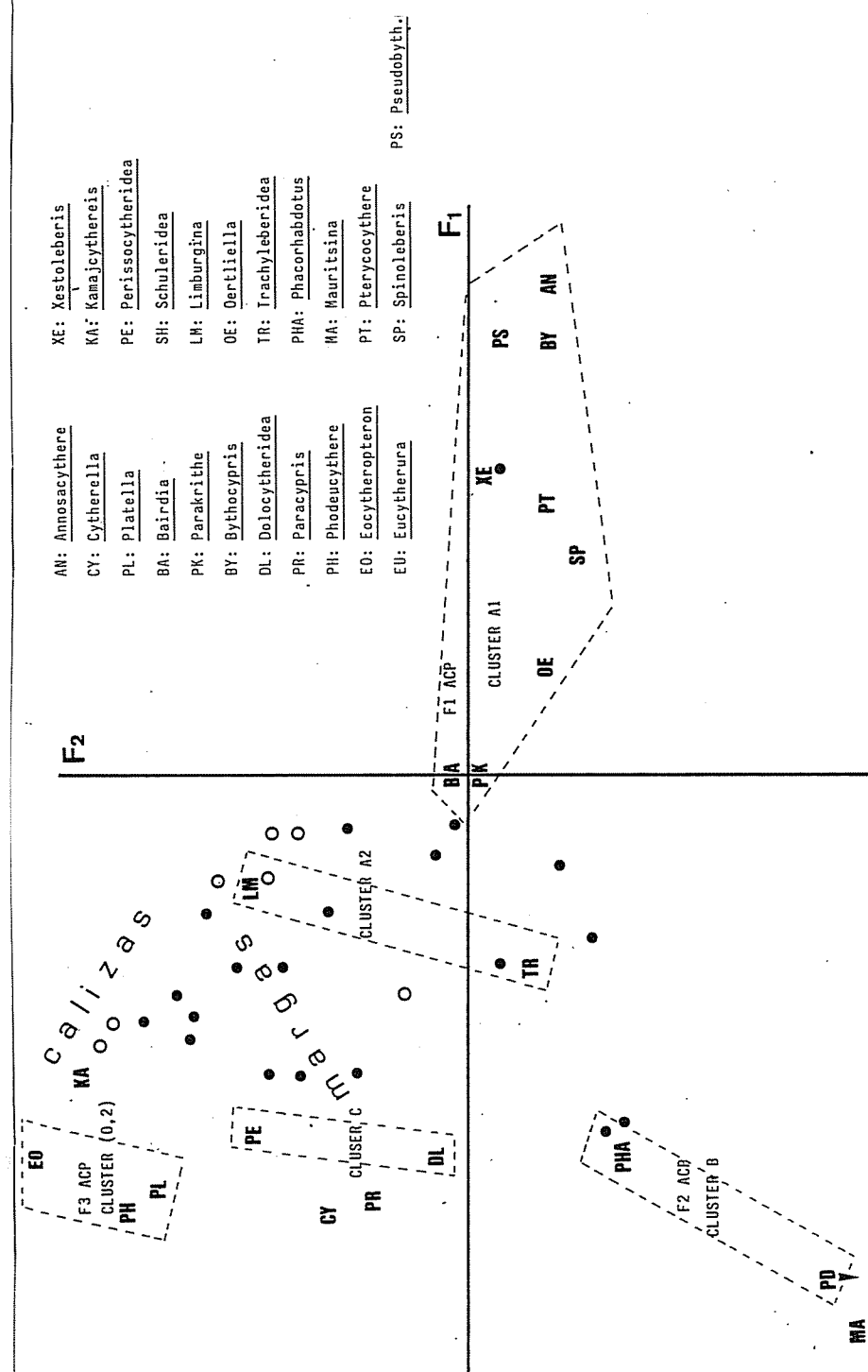


Fig. 7. Repartición de las muestras y géneros de ostracodos de la Fm. Losas (Losa-W) según el Análisis Factorial de Correspondencias (Factores 1 y 2). Los datos de partida son las frecuencias absolutas de los géneros. Se indican también los agrupamientos de los géneros, según aparecen en el Análisis de Grupos, así como los proporcionados en el Análisis de Componentes Principales.

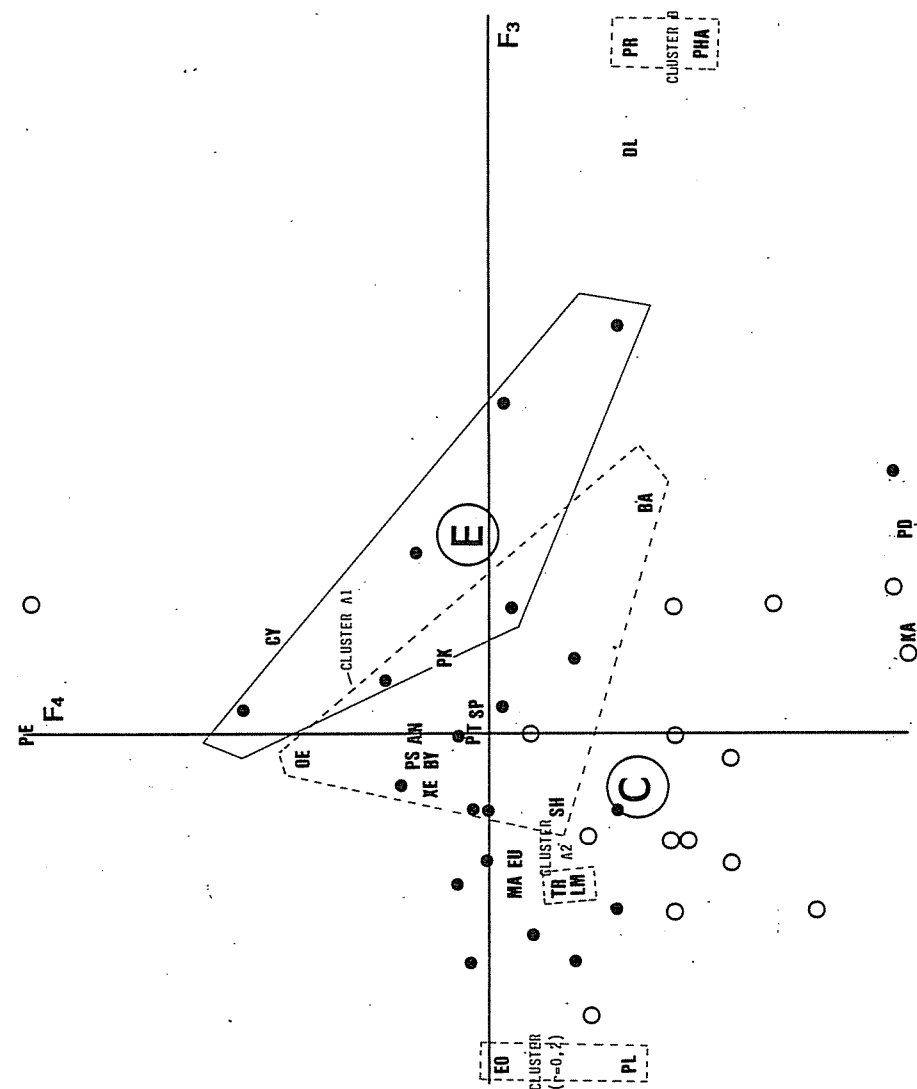


Fig. 8. Repartición de las muestras y géneros de ostracodos de la Fm. Losas (Losa-W) según el Análisis Factorial de Correspondencias (Factores, 3, 4; frecuencias absolutas). Leyenda según Fig. 7.

ZARO, *Krithe* sp., etc. En Castrobarro aparecen unas condiciones más internas durante este intervalo temporal (ecozona A'), con la presencia además de especies de la ecozona A, de otras más típicas de la plataforma interna, como *Cytherelloidea* sp., *Mosaeleberis* aff. *propinqua* (BOSQUET), *Mauritsina* sp., etc.

Los materiales coniacienses navarro-cántabros desarrollan 3 ecozonas, reflejando unas condiciones de mayor profundidad hacia el E. Las asociaciones más características de estas áreas orientales (ecozonas B, B'; diversidad baja: n.º spp. 8-20; Simpson 2-10; H(S) 1, 5-2, 2), contienen además de algunas especies heredadas del Turoniense superior, otras como *Cythereis* (R.) *villalbaensis* RODRIGUEZ LAZARO, *Phacorbodotus* P. *colini* RODRIGUEZ LAZARO, *Parakrithe* aff. *losaensis* RODRIGUEZ LAZARO, etc. Hacia las áreas occidentales se definen unas condiciones de plataforma interna (ecozona C) con una diversidad baja a moderada (H(S), 2-2, 3, etc.) y las especies *Parakrithe inflata* RODRIGUEZ LAZARO, *Limburgina pegnolaensis* RODRIGUEZ LAZARO, *Kamajcythereis oteensis* RODRIGUEZ LAZARO, *Karsteneis* (K.) sp., etc.

En el Santoniense inferior a superior se pueden reconocer otras 3 unidades ecotípicas. La más oriental, ecozona D, es de diversidad alta (H(S), 2-3, 3, etc.) y representa a un ambiente de plataforma interna distal a circalitoral con *Bairdoppilata cuvillieri*, *Loculibairdia hozallaensis* RODRIGUEZ LAZARO, etc. Hacia el oeste las condiciones son más internas, ecozona E, con una diversidad baja a moderada (α : 5-10; H(S): 1, 5-2, 6, etc.), caracterizándose por el predominio de representantes del género *Parakrithe*.

El área de Castrobarro presenta unas condiciones particulares durante este tiempo, definiéndose una ecozona E' de alta diversidad (H(S), 1, 8-3, 3, etc.) que contiene algunos elementos endémicos: *Neocythere* (P.) aff. *verbosa* (Damotte), *Cytherelloidea* spp., etc.

En el Santoniense superior se pueden considerar otras dos unidades: la ecozona F con una diversidad moderada (H(S), 2-3) y cuyas especies son típicas de la plataforma carbonatada: *Limburgina villabasilensis*, *Schuleridea babinoti* RODRIGUEZ LAZARO, *Parakrithe losaensis*, etc. La ecozona G, (α : 5-6) contiene unas asociaciones distintas de las precedentes, con *Oertliea tubillaensis* RODRIGUEZ LAZARO, *Donmacythere*? gr. *hafsuni* REYMENT, *Mauritsina*? *lamoldai* RODRIGUEZ LAZARO, *Nucleolina* sp., etc., caracterizando a una plataforma interna con Orbitoides.

En la plataforma Nord-Castellana se han reconocido 6 ecozonas (Fig. 11), 3 en el Coniaciense y otras 3 en el Santoniense. Las más representativas del Coniaciense son las ecozonas H y H', con una diversidad baja (α : 2-8; H(S), 1, 3-2, 8) y de tendencia variable; sus especies características son *Karsteneis* (P.) sp., *Parapokornyella* sp., *Kamajcythereis oteensis*, etc., que indican un medio de plataforma interna restringida. En el área de Sobrón se detectan unas condiciones más abiertas, con influencias circalitorales durante una parte del Coniaciense superior, materializadas por la ecozona b, con

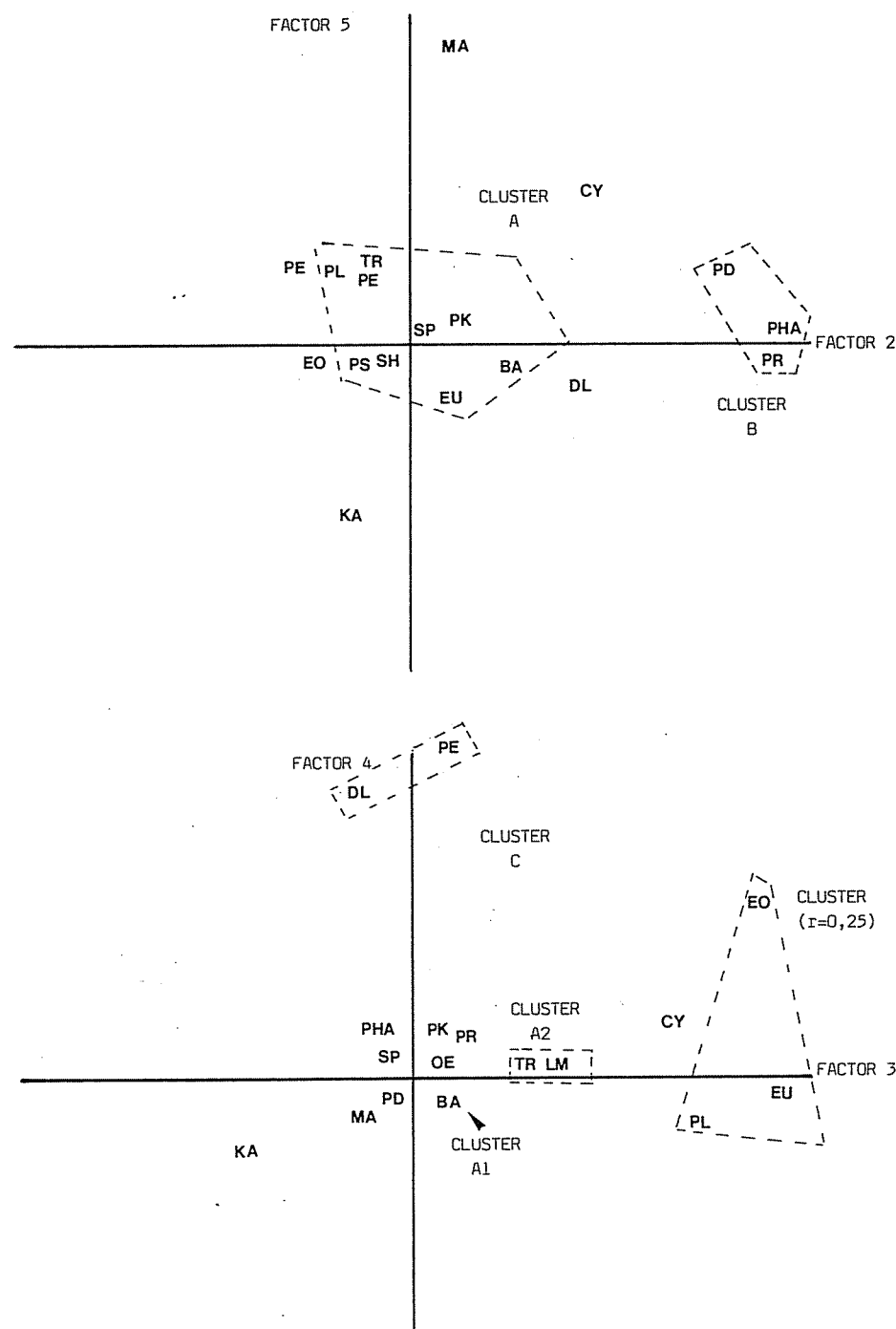


Fig. 9. Representación factorial de los géneros de la Fm. Losas (Losa-W) según el Análisis de Componentes Principales (Factores, 2, 5; 3, 4).

algunas especies comunes con la unidad B del Surco Navarro-Cántabro (*Krithe* sp., *Pontocyprilla* sp.).

Durante el Santoniense se dan en estas áreas unas asociaciones comparables con las descritas en el Surco, pudiéndose considerar para la parte inferior de este piso, las ecozonas compuestas (E+c) y (E+f) de diversidad moderada (α : 7-12; 1, 8-3); sus asociaciones específicas son típicas de la plataforma interna. En el Santoniense terminal encontramos la misma ecozona G previamente definida, aunque su diversidad es mayor en este caso (α : 9-14; H(S) 2, 7-3, 6, etc.).

Al estudiar el cuadro sintético de todas las ecozonas consideradas (Fig. 12), tomándose en cuenta el carácter ecológico de las mismas, se puede resumir la evolución de los medios ambientales que afectaron a estas áreas. La plataforma circalitoral se extendía por la parte oriental del Valle de Losa hacia la región de Subijana al menos desde el Turoniense superior hasta el Santoniense superior más bajo, cuando comienzan a reflejarse unas condiciones algo más internas. La influencia circalitoral se hace notar también en el área de Sobrón, manifestada como una pulsación localizada en el Coniaciense superior. El resto de las áreas estudiadas: la parte occidental del Surco Navarro-Cántabro y la Plataforma Nord-Castellana, estaban ocupadas durante el Coniaciense y el Santoniense por una plataforma infralitoral interna, más restringida hacia el W y más abierta hacia las áreas orientales, reflejando la propia disposición de la cuenca durante este tiempo.

La mezcla de asociaciones, puesta en evidencia por la presencia de ecozonas mixtas durante el Santoniense inferior a superior, estaría indicando la uniformización de las condiciones ambientales que afectaban a los dos ámbitos paleogeográficos considerados.

Las ecozonas de ostracodos presentan un indudable interés en el análisis de los sistemas biosedimentarios, ya que son unidades ecotípicas que se asocian a las formaciones litoestratigráficas, materializando finalmente la respuesta del conjunto de las asociaciones de los ostracodos ante las fluctuaciones ambientales propias de la evolución de dichos sistemas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Begoña Bernedo la mecanografía del original. La realización del trabajo se ha beneficiado parcialmente de la financiación del Proyecto n.º 2693/83-C2 de la C.A.I.C.Y.T.

SURCO NAVARRO - CANTABRO				
CASTROBARTO	LOSA-W Y CENTRAL	LOSA-E	SUBIJANA	
	Oertliella tubillaensis Mauritsina gr. hieroglyphica Cythereis (R.) sp 2 Domicocythere ? gr. hafsoni Oertliella sp 2 Imhotepia ? sp Dordoniella ? sp Babini Parakrithe losensis Parakrithe sp 1 Limburgina villabasilensis Cythereis (R.) sp 2 G	Mauritsina ? lamoldi Curfsina sp 2 Schuleridea babini Parapokornvella sp 2 Mauritsina sp 2 Pterygocythere ? sp 1 Asciocythere aff. bonnema Mauritsina gr. hieroglyphica M. ? aff. lacertosa Imhotepia ? sp Limburgina ? sp 5 F		FM. TUBILLA DEL AGUA
	Parakrithe quintanillensis P. losensis Parakrithe sp 1 Bairdia sp 1 Veenidea cf. curfsensis Dolocytheridea sp Limburgina sp 1 Phodeucythere sp E'	Limburgina aff. pectinata Semicytherura aff. bosqueti Limburgina guadalupensis Alatanesidea sp Indet. gr. sp 2 Limburgina villabasilensis Bairdopliata pantaleonensis Curfsina sp 2 E	Alatanesidea sp Paracyprideis (M.) sp Oertliella aff. tubillaensis Paracypris ? sp 2 P. aff. spinosa Pontocyprilla sp Macrocypis sp Schuleridea ? sp 1 Kingmaia sp 1 Curfsina sp 2 L. aff. pectinata D	FM. SAN PANTALEON
	Parakrithe inflata P. aff. losensis B. cuvillieri C. gr. ovata M. gr. hieroglyphica Xestoleberis ovata L. aff. senonensis T. gr. geinitzi L. villabasilensis L. pegnolaensis Oertliella sp 2 C	Planileberis sp 2 P. (D.) ? aff. almusatensis Kamaicytheris oteensis Eocytheropteron sp Spinoleberis sp 1 Karstenis (K.) sp 1 a. gr. astrata Perissocytheridea ? sp C	"B. aff. pantaleonensis B. cuvillieri Dolocytheridea sp Krithe sp 1 C. (R.) villabasilensis P. aff. losensis P. (P.) colini C. gr. pedata Pontocyprilla sp B	L2 LOSAS L5
	A. Cytherelloidea sp Mosaeleberis aff. propinqua Mauritsina sp 2 Isocytheris sp Cythereis (R.) sp 1 Paracypris sp 2 A'		Oertliella sp 1 Krithe sp 1 P. aff. spinosa B. cuvillieri M. ? babini Pontocyprilla sp Macrocypis sp A	FM. RIBERA ALTA FM. VALLE DE MENA
			B' →	TURON. SUP.

Fig. 10. Ecozonas de ostracodos en el Surco Navarro-Cántabro entre el Turoniense terminal y el Santoniense terminal.

PLATAFORMA NORD-CASTELLANA			SANTONIENSE		CONIACIENSE
VILLARCAYO	SOBRON		FORMACION TUBILLA DEL AGUA	FM. SAN PANTALEON	FORMACION NIDAGUILA
G			E + f + Neocyprideis ? sp		H + Krithe sp 1 Paracypris silliqua Veeniceratina sp
E + C					C + d + e + Parakrithe sp 2 Karstenis (P.) sp Mosaeleberis sp Schuleridea babini Bairdia gr. pseudoseptentrionalis Mauritsina aff. hieroglyphica Cythereis (R.) sp 1 Dolocytheridea cf. crassa Loculibairdia ? hozallaensis Dordoniella sp 2
H + Kamaicytheris oteensis Parapokornvella sp 2 Karstenis (K.) sp 1 Karstenis (P.) sp		H'			H

Fig. 11. Ecozonas de ostracodos en la plataforma Nord-Castellana entre el Turoniense terminal y el Santoniense terminal.

PLATAFORMA NORD - CASTELLANA			SURCO NAVARRO - CANTABRO		
VILLARCAYO	SOBRON	CASTROBARTO	LOSA-W	LOSA-E	SUBIJANA
FORMACION TUBILLA DEL AGUA G D. ALTA tendencia (+)	G D. ALTA (+)	G D. BAJA (+)	FORMACION TUBILLA DEL AGUA		
FORMACION SAN PANTALEON	F D. MOD. (+)	F D. MOD. (+)	FORMACION SAN PANTALEON		
FORMACION NOCEDO DE BURGOS	E + C D. MODERADA (+) E + f D. MOD.	E' D. ALTA (+) E D. BAJA (+) D D. ALTA (+)	L1 FORMACION		
FORMACION NIDAGUILA	H' D. BAJA (+) H D. BAJA b D. BAJA (+)	(+) C D. B. - MOD. B D. BAJA (+) B'	L2 LOSAS		
FORMACION CUEVA FM. HORNILLALATORRE	A'	A	L5 FM. RIBERA ALTA		

Fig. 12. Ecozonas de ostracodos en la Plataforma Nord-Castellana y el Surco Navarro-Cántabro entre el Turoniense terminal y el Santoniense terminal.

BIBLIOGRAFIA

- AMIOT, M. (1982). El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense de Madrid: 88-111.
- BABINOT, J. F. (1980). Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence: Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. (Thèse). *Travaux Laboratoire Géologie Historique et Paleontologie*, 3 vol: 634 pp. Marseille
- BABINOT, J. F. y COLIN, J. P. (1983). Marine Late Cretaceous ostracode faunas from southwestern Europe: paleoecological synthesis. VIII International Symposium Ostracodes, Houston, 1982 (In: F. Maddocks, Ed., *Applications of Ostracoda*). University of Houston Geosciences: 182-205. Houston.
- BENZEKRI, J. y col. (1973). *L'analyse des données*. T. 1, *La Taxinomie*; T. II, *L'analyse des correspondances*. Dunod, 619 pp. Paris.
- DIXON, W. Ed. (1981). *BMDP. Statistical Software*. Berkeley, Univ. of California Press, 725 pp.
- FLOQUET, M. (1978). La sédimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): évolution verticale, variation horizontale, implications paléogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7) XX (5): 779-783.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELENDEZ, A. (1982). El Cretácico superior (Camereros-Castilla). In: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense: 387-440. Madrid.
- HAZEL, J. (1970). Binary coefficients and clustering in biostratigraphy. *Geological Society of American Bulletin*, 81:3237-3241.
- (1977). Use of certain multivariate and other techniques in assemblage zone biostratigraphy: Examples utilizing Cambrian, Cretaceous and Tertiary benthic invertebrates. In: *Concepts and Methods of Biostratigraphy*, Kauffman, E. G. Hazel, J. E.: 187-212. Pennsylvania.
- MURRAY, J. (1968). Living foraminifers of lagoons and estuaries. *Micropalaeontology*, 14: 435-455.
- NIE, N.; HULL, C.; JENKINS, J.; STEINBRENNER, K. & BENT, D. (1980). *Statistical Package for Social Sciences (SPSS, version H)*. McGraw-Hill, New York.
- RODRIGUEZ LAZARO, J. (1985). *Los ostracodos del Coniaciense y Santoniense de la Cuenca Vasco-Cantábrica occidental*. Tesis, Universidad del País Vasco, inédita, 527 pp., 28 láminas.

**ACERCA DEL VALOR CRONOESTRATIGRAFICO Y
PALEOGEOGRAFICO DE LOS NUMMULITES DEL GRUPO
DEL *N. PERNOTUS-PERFORATUS*. APLICACION
AL EOCENO CIRCUMPIRENAICO**

Josep SERRA-KIEL* y Salvador REGUANT**

* Departamento de Paleontología. Universitat de Barcelona.

** Departamento de Estratigrafía. Universitat de Barcelona.

RESUMEN

El análisis multivariable de la varianza de las poblaciones de *Nummulites*, del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus* para los diferentes pisos del Eoceno en el área Pirenaica, nos ha permitido:

- 1.º Establecer las principales tendencias evolutivas del grupo, previo conocimiento de la varianza intrapoblacional para cada especie.
- 2.º A partir de la distribución geográfica y por pisos de cada una de las poblaciones, definir endemismos producidos por provincialismo y en consecuencia criterios de la evolución de la cuenca.
- 3.º Valorar críticamente la utilización cronoestratigráfica de los *Nummulites* del grupo estudiado en el área pirenaica.

ABSTRACT

The variance multivariable analysis of the *Nummulites* populations of the *N. pernotus* - *N. perforatus* group from the different Eocene stages of the Pyrenean area, allows us to:

- 1st. Define the main evolutive tendencies of the group on the basis of the knowledge of the intrapopulation variance for each species.
- 2nd. Define provincialism induced endemisms, from the analysis of the stage-by-stage paleogeographical distribution, and consequently to establish basin evolution criteria.
- 3rd. Critically evaluate the chronostratigraphic use of the *Nummulites* of the studied group in the Pyrenean domain.

INTRODUCCION

Las especies del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus* presentan una gran variabilidad, de antiguo reconocida (D'ARCHIAC & HAIME, 1853). Por ello el estudio de sus poblaciones requiere unos análisis adecuados, en los que el uso de la biometría y los métodos estadísticos son particularmente interesantes. Una revisión crítica de la metodología empleada puede verse en REGUANT & SERRA-KIEL (1979) y nuevas aportaciones en SERRA-KIEL & MALAGRIDA (1982).

Un primer resultado de la aplicación adecuada de los métodos estadísticos es la caracterización muestral de cada población, lo cual permite a su vez, establecer cuando y cómo se dan diferencias significativas entre poblaciones diversas.

El segundo paso a realizar es el intento de interpretación de estas diferencias, asignando a las diversas variables el significado de su mayor o menor amplitud de variación. SERRA-KIEL & REGUANT (1979) y SERRA-KIEL *et al.* (1979) mostraron como en algunas variables su modificación tiene implicaciones genéticas, mientras que en otras la variabilidad se debe a factores ambientales. Las variables, cuyas modificaciones son debidas a factores ambientales tienen un gran interés en la caracterización del medio sedimentario. Así, por ejemplo, el espesor de la espira o la morfología de la concha dependen de la riqueza en CaCO_3 del medio y de las condiciones hidrodinámicas imperantes (SERRA-KIEL & REGUANT, 1979 y 1984).

Las variables con valor filogenético son de gran utilidad en la cronoestratigrafía y en el estudio de la evolución paleogeográfica. Desde antiguo se ha considerado a los *Nummulites* como buenos fósiles estratigráficos, pero su tratamiento exige un espíritu crítico del que no siempre han hecho gala los investigadores tanto antiguos como modernos. Es en este sentido en el que vamos a insistir en la presente nota.

TENDENCIAS EVOLUTIVAS Y RESULTADOS ESTRATIGRAFICOS Y PALEOGEOGRAFICOS

La discusión acerca de las razones que nos permiten aceptar a ciertas variables como ligadas al contenido genético de modo que su variación presenta una relación clara con el tiempo geológico, puede verse en los trabajos ya citados y en SERRA-KIEL (1984). No obstante, los datos que aquí se presentan son sugerentes al respecto.

Las principales tendencias evolutivas que se manifiestan en el grupo *N. pernotus* - *N. perforatus* se resumen en la Tabla I.

Sumando a dichos caracteres, otros tales como el tipo de espira (apretada o laxa); la morfología y el tipo de borde, SERRA-KIEL (1984) ha podido agrupar las poblaciones de los *Nummulites* a los que estamos refiriéndonos, en seis grupos, que, en realidad, son subgrupos del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus*. El resumen de sus características puede verse en la Tabla II y su distribución en el espacio y en el tiempo en la Fig. 1.

Una observación cuidadosa de la documentación presentada junto con un análisis de las faunas, de *Nummulites* de otros grupos, asociados, presentes en el área circumpirenaica, permite observar que las formas de *Nummulites* son propias de una cuenca determinada y que dan pistas paleogeográficas de fácil interpretación. Todo ello nos ha permitido establecer la evolución paleogeográfica del área en estudio durante el Eoceno, con mucha mayor precisión que hasta el presente (Fig. 2), modificando las síntesis realizadas en el curso de los últimos años (AZEMA, 1977; PLAZIAT, 1970, 1975 y 1981), y corroborar las indicaciones ya lejanas de VIA (1959).

Los elementos fundamentales referentes al grupo *N. pernotus* - *N. perforatus* se deducen con facilidad de la Fig. 1, pero conviene hacer unas breves

FORMAS MEGALOSFERICAS				FORMAS MICROSFERICAS					
Filamentos	Tabiques	Tipo prolóculus	Diámetro prolóculus	n.º de vueltas	Diámetro y espesor	Diámetro zona inicial	(zona inicial) n.º de vueltas	Diámetro y espesor	n.º de vueltas
meandriformes	Flexuosos e inclinados	anislepidino	1,000 mm	8	10 -4,5	2,9	6-9	30 -16,5	x > 30
			0,750 mm	7-8	7 -2,5	2,40 2,20	6-8	30 -6,8	30 > x > 20
flexuosos	inclinados	transíto entre isolepidino y anislepidino	0,500 mm	7-8	4,2-2,2	1,80		20 -6	16-21
				6-7	3,8-2,3	1,20 0,90	5-7		12-16
flexuosos y sinuosos	inclinados y rectos	isolepidino	0,350 mm	5-6	3 -1,2		3-4	5 -1,6	
				4-5	2,4-1,2	0,375	3-4	2,6-1,5	7-8
radiales y sinuosos	rectos								
radiales			0,150 mm						

Tabla I Principales cambios evolutivos del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus*, desde el Ilerdiense al Bartonense.

GRUPOS Y RELACION DE ESPECIES	DIAMETRO FORMAS B	MORFOLOGIA	BORDES	FILAMENTOS	TABQUES	ESPIRA	LAMINA ESPIRAL	ZONA TERMINAL DE FORMA B	TIPO DE PROLOCULUS
I <i>N. pernotus</i> <i>N. burdigalensis</i> y afines	Ø 5 mm	biconica	cortantes	radiales	rectos			inexistente	isolepidino
II <i>N. campesinus</i> <i>N. gallensis</i> y formas afines	Ø 11 mm	plana a ovalada	cortantes a redondeados	radiales y sinuosos	rectos			mal representada (máx. 1-3 v.)	isolepidino y tránsito a anisolepidino
III <i>N. verneuilli</i> , <i>N. obesus</i> , <i>N. taver-</i> <i>tensis</i> , <i>N. perforatus</i>	Ø 11-20 mm (20 perforatus)	ovalada	redondeados en general	sinuosos a meandriformes	inclinados	apretada	gruesa	bien	anisolepidino
IV <i>N. uranensis</i> <i>N. praeatuticus</i> <i>N. atuticus</i>	Ø 16-30 mm	aplanada	cortantes	sinuosos a meandriformes	rectos y masivos	apretada	gruesa	muy desarrollada	anisolepidino
V <i>N. crusafonti</i> <i>N. pulgescens</i> <i>N. biedai</i>	Ø 18-30 mm	aplanada	cortantes	sinuosos a meandriformes	inclinados	laxa	delgada	muy desarrollada	anisolepidino
VI <i>N. crassus</i> <i>N. meneghinii</i>	Ø 20-25 mm	ovalada a aplanada	redondeados	sinuosos flexuosos meandriformes	flexuosos	laxa	delgada	muy desarrollada	anisolepidino

Tabla II Agrupación de las especies del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus*, atendiendo a sus características externas e internas.

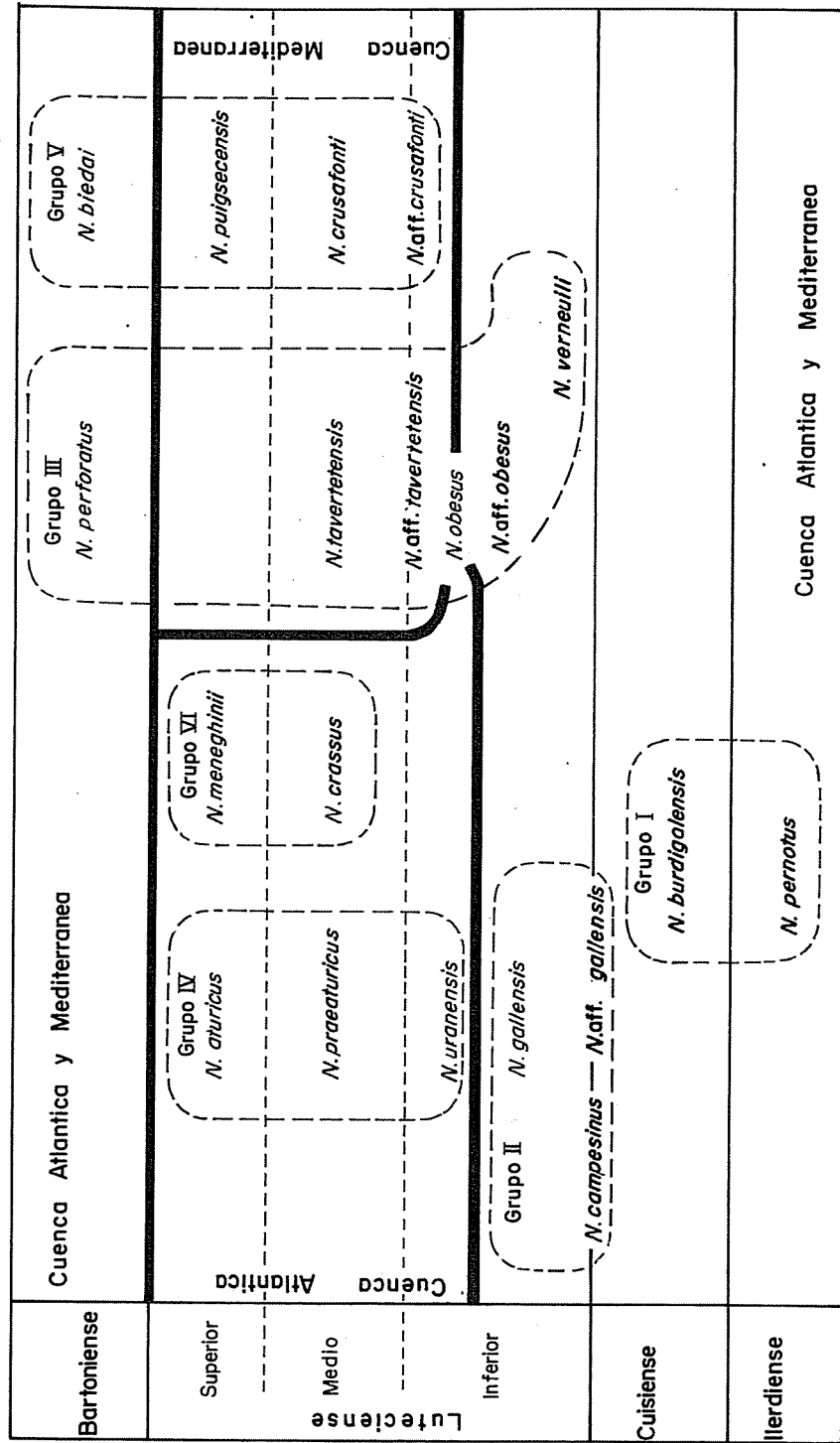


Fig. 1. Distribución en el espacio y en el tiempo de los grupos (subgrupos del grupo de *N. pernotus* - *N. perforatus*) de *Nummulites* estudiados, con indicación de la posición estratigráfica de sus especies.

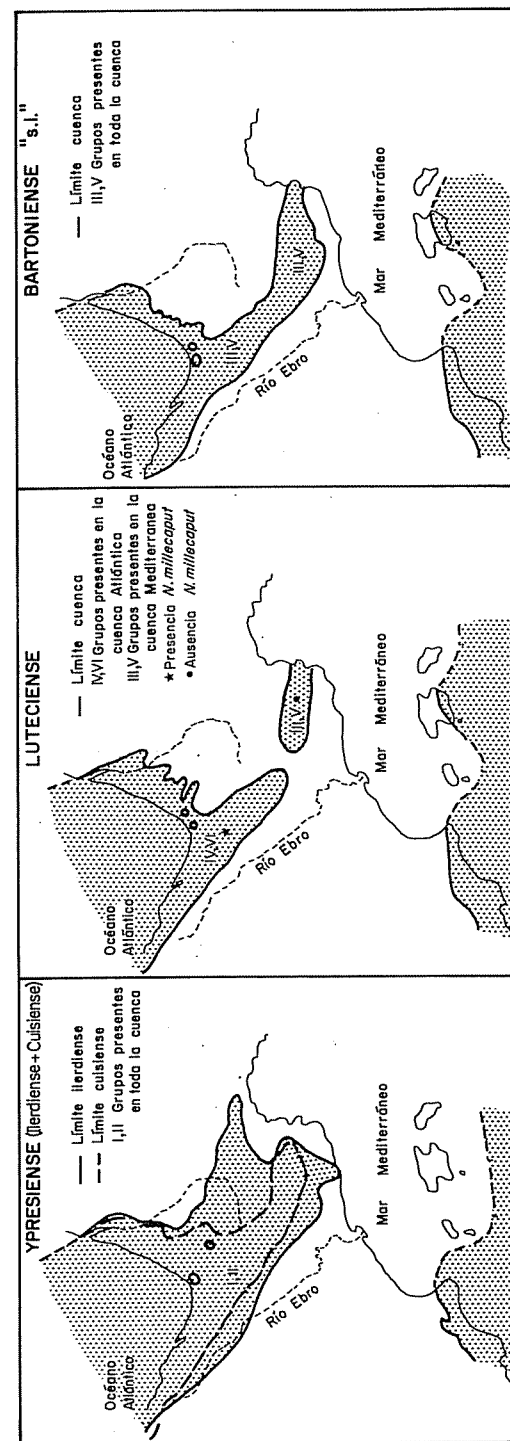


Fig. 2. Evolución paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Eoceno.

indicaciones sobre los otros grupos de *Nummulites*, en relación y complementariedad con los del grupo, objeto fundamental de esta nota.

Las especies del grupo *N. fraasi*, en el sentido de BLONDEAU (1972), se encuentran bien representadas tanto en la Cuenca Atlántica como en la Mediterránea durante el Ilerdiense, Cuisiense y Luteciense inferior; mientras que durante el Luteciense medio y superior las especies características de este grupo (*N. distans*, *N. milleciput*, *N. maximus*), se encuentran en la Cuenca Atlántica y Bética desconociéndose totalmente en la Cuenca Mediterránea. Todas las especies de este grupo se extinguen en el Luteciense superior.

Respecto las especies del grupo *N. fabianii*, se destaca el hecho de que las especies lutecienses de este grupo se encuentran en la Cuenca Atlántica (*N. bironensis*), y se desconocen en la Cuenca Mediterránea; mientras que *N. ptukhani* (antiguo *N. praefabianii*) es común a ambas cuencas.

Resumiendo, la ausencia de las especies del grupo *N. distans* - *N. milleciput*, así como del grupo *N. fabianii*, y los endemismos del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus* (*N. crusafonti*, *N. tavertetensis*, *N. puigsecensis*) durante el Luteciense medio y superior de la cuenca Mediterránea, solo se puede explicar por un condicionamiento paleogeográfico, bien sea por condiciones más restringidas, bien por un aislamiento entre ambas cuencas, esta hipótesis ya establecida por VIA (1959) a partir del estudio de la fauna carcínica. Puesto que ya durante el Luteciense medio se da una diferenciación faunística muy marcada, la posible causa del aislamiento geográfico se ha de producir antes; una hipótesis sería la acción del Manto del Cotiella, manto que tiene el fin de su desplazamiento durante el Luteciense inferior, como ha sido demostrado por SOLER & GARRIDO (1970).

Durante el Bartonense, la expansión del *N. biedai* a la Cuenca Atlántica desde la Cuenca Mediterránea (su predecesor es *N. puigsecensis* endemismo del Luteciense superior en la Cuenca Mediterránea) y la expansión a la Cuenca Mediterránea de las formas del grupo *N. fabianii*, formas que durante el Luteciense son exclusivas de la Cuenca Atlántica, son razones para considerar que durante este piso se rompió el aislamiento geográfico entre ambas cuencas.

OBSERVACIONES CONCLUSIVAS SOBRE EL VALOR CRONOESTRATIGRAFICO Y PALEOGEOGRAFICO DE LOS NUMMULITES

El estudio de la variabilidad de las diferentes especies del grupo *N. pernotus* - *N. perforatus* y la aplicación en el Eoceno circumpirenaico a la que acabamos de referirnos nos permite afirmar dos cosas:

En primer lugar, que el análisis de la variabilidad y su interpretación adecuada son condición imprescindible para la Sistemática y para cualquier aplicación de los *Nummulites* al análisis cronoestratigráfico y paleoecológico. En segundo lugar que no se pueden establecer líneas concretas de tendencia

evolutiva, ni árboles filéticos tomando formas provenientes de distintas cuencas ya que se parte de un supuesto viciado, el cosmopolitismo de los diversos taxones.

Muchos autores, antiguos y modernos, no han tenido en cuenta una u otra (o las dos) de las conclusiones antecedentes. Así, la misma extraordinaria monografía de SCHAUB (1981) es deficiente en ambas, lo cual invalida algunas de sus conclusiones sistemáticas, filogenéticas y biostratigráficas.

Por otro lado, el estudio de la variabilidad de los *Nummulites* nos conduce a una alta precisión en el análisis cronoestratigráfico, una vez hemos conseguido distribuir las diversas formas de *Nummulites* en varios grupos. En este aspecto SCHAUB, ha sido uno de los más preclaros impulsores de esta vía de aplicación del estudio de los *Nummulites*. Es difícil encontrar una fauna que permita una mayor precisión en el análisis cronoestratigráfico de una cuenca determinada.

La figura 1 muestra un ejemplo de la aplicación de los *Nummulites* a la división cronoestratigráfica de varias cuencas.

Las reflexiones y datos presentados permiten unas conclusiones que pueden resumirse diciendo que:

1) Los grupos de *Nummulites* que presentan una gran variabilidad tienen un valor cronoestratigráfico de alta precisión en el interior de una cuenca concreta, aparte del valor que tienen para la interpretación ambiental local.

2) La difícil correlación entre los *Nummulites* de cuencas distintas es, a la vez, un obstáculo para la correlación cronoestratigráfica con la escala «standard», que deberá ser apoyada con criterios deducidos del estudio de otras faunas, y un elemento de gran valor para el análisis de la evolución paleogeográfica, como se ve en el ejemplo del Eoceno pirenaico.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ARCHIAC, A.D. & HAIME, J. (1853). Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde. *Gide & Baudry. Libr.-Editeurs*: 1-164.
- AZEMA, J. (1977). Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Thèse de Doctorat d'Etat Sciences Nat. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris: 1-393.
- BLONDEAU, A. (1972). *Les Nummulites. De l'Enseignement à la Recherche*. Sciences de la Terre. Ed. Vuibert, Paris: 1-254.
- PLAZIAT, J.C. (1970). La transgression de l'Eocène moyen en Haut-Aragon et Navarre, et son rôle dans la définition des grands ensembles du domaine sud-pyrénéen. *C.R. 94.º Congrès National Soc. Savants*. II: 293-304.

- (1975). L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien: ses relations, avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVII: 168-182.
- (1981). Late Cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 36, n.º 3/4: 263-320, figs. 1-24, tabl. 1.
- REGUANT, S. & SERRA-KIEL, J. (1979). Metodología per a l'estudi de les poblacions de macroforaminífers (aplicació a l'ús bioestratigràfic dels *Nummulites* i *Assilines*). *Acta Geol. Hisp.*, 14: 337-343.
- SCHAUB, H. (1981). *Nummulites et Assilines de la Téthys Paléogène*. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mem. Suiss. Paléont.*, 104, 105, 106: 1-238.
- SERRA-KIEL, J. (1984). Estudi dels *Nummulites* del grup de *N. perforatus* (Montfort). (Conques Aquitane, Catalana i Balear). *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 11:224 p.
- SERRA-KIEL, J., REGUANT, S., RENZI, M. De & CUADRAS, C.M. (1979). Aplicación del análisis de perfiles y canónico a las formas A de *Nummulites* del grupo del *Nummulites perforatus* (MONTFORT) de Vic (Barcelona). *Rev. Esp. Micropaleont.* XI, 2: 279-294.
- SERRA-KIEL, J. & REGUANT, S. (1979). Variables à valeur phylogénétique et variables à valeur paléoécologique dans les *Nummulites*. 7.º *Reunion annuelle des Sciences de la Terre. Soc. Géol. Fr.*: 427.
- SERRA-KIEL, J. & MALAGRIDA, L. (1982). Aportación al estudio de la variabilidad morfológica en los *Nummulites*. *Revista Española de Micropaleontología*, 14: 429-438, 7 fig.
- SERRA-KIEL, J. & REGUANT, S. (1984). Paleocological conditions and morphological variation in monospecific banks of *Nummulites*: an example. *Benthos 83: 2nd. Int. Symp. Benthic. Foraminifera (Pau, April 1983)*: 557-563, 8 fig.
- SOLER-SAMPERE, M. & GARRIDO, A. (1970). La terminación Occidental del manto de Cotiella. *Pirineos*. 98: 5-12.
- VIA, L. (1959). El Eoceno marino surpirenaico. *Actes Quatrième Congrès International d'Etudes Pyrénéennes*: 121-128, 4 figs.

ITINERARIO

**EXCURSION AL CRETACICO SUPERIOR Y PALEOGENO
DEL PREPIRINEO OSCENSE EN EL SECTOR DE ARGUIS**

Eustoquio MOLINA

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias (Sección Geológicas)
Universidad de Zaragoza.

Memorias I Jornadas de Paleontología, pp. 235-247, Zaragoza, 1986.

INTRODUCCION

El presente itinerario tiene como objetivo conocer los materiales del Cretácico superior y Paleogeno que constituyen la parte meridional del Prepirineo oscense. La buena exposición a lo largo de la trinchera de la carretera, permite realizar la excursión en una sola jornada y prácticamente sin tener que abandonar el asfalto. Pero más sorprendente aún, resulta la posibilidad de reconocer, con la ayuda de una lupa de mano, una amplia gama de microfósiles (especialmente macroforaminíferos).

Por otra parte, esta excursión permite también observar algunos macrofósiles, siendo además una buena oportunidad para el conocimiento de la geología, de un importante sector de la Cadena Pirenaica.

Los trabajos publicados que incluyan a esta zona son muy escasos, en la actualidad este sector está siendo estudiado por el autor y colaboradores, así gran parte de los datos que aquí se indican son nuevos, sin embargo, otra parte de lo que se expone a continuación ha sido recopilado de algunos trabajos geológicos de tipo regional entre los que destacan: SOUQUET (1967); RIBA et al. (1972) y PUIGDEFABREGAS (1975).

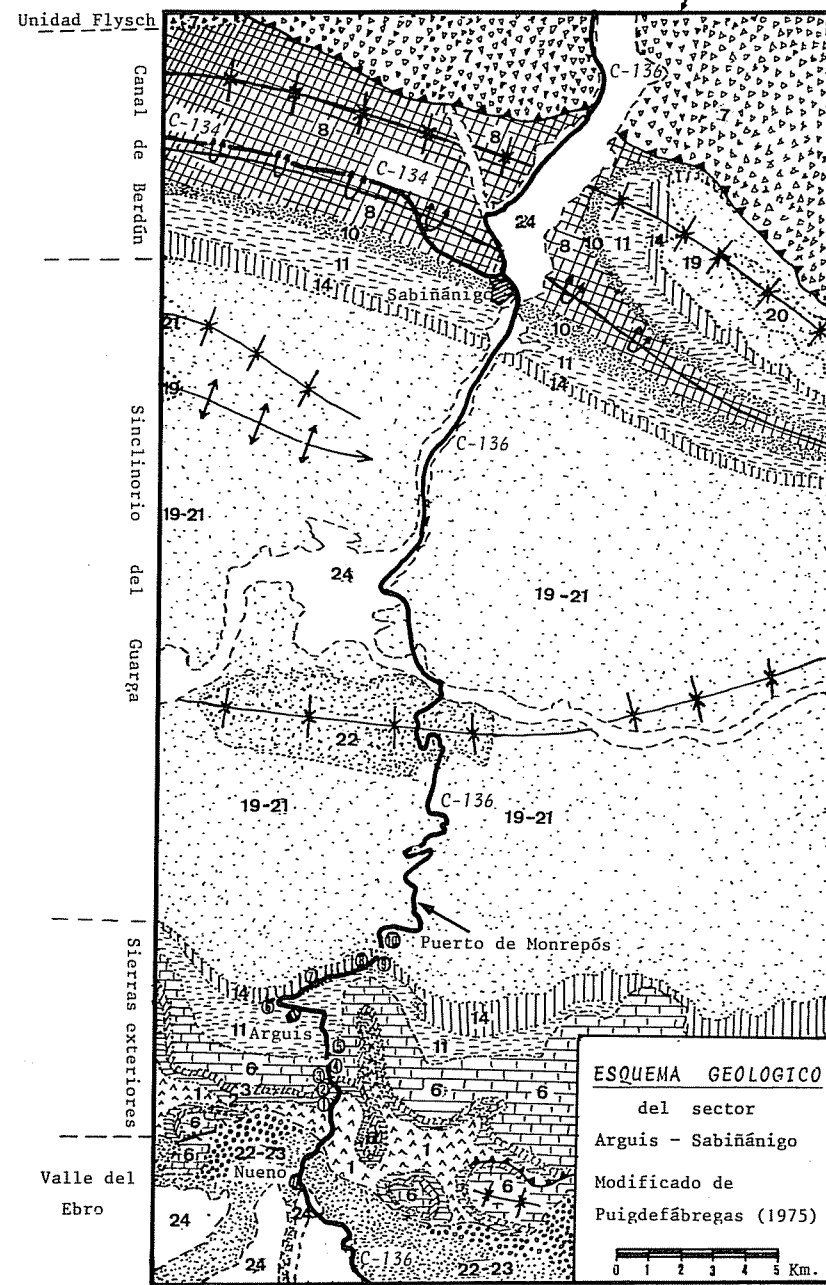
SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El corte de Arguis se sitúa geográficamente al Norte de la provincia de Huesca, entre Huesca capital y Sabiñánigo. El itinerario discurre por la carretera comarcal C-136, la cual en su trinchera presenta excelentes afloramientos. Las paradas se inician algunos kilómetros al Norte de Nueno y finalizan cerca del Puerto de Monrepós, concentrándose la mayoría en los alrededores del pantano de Arguis y a lo largo del río Isuela.

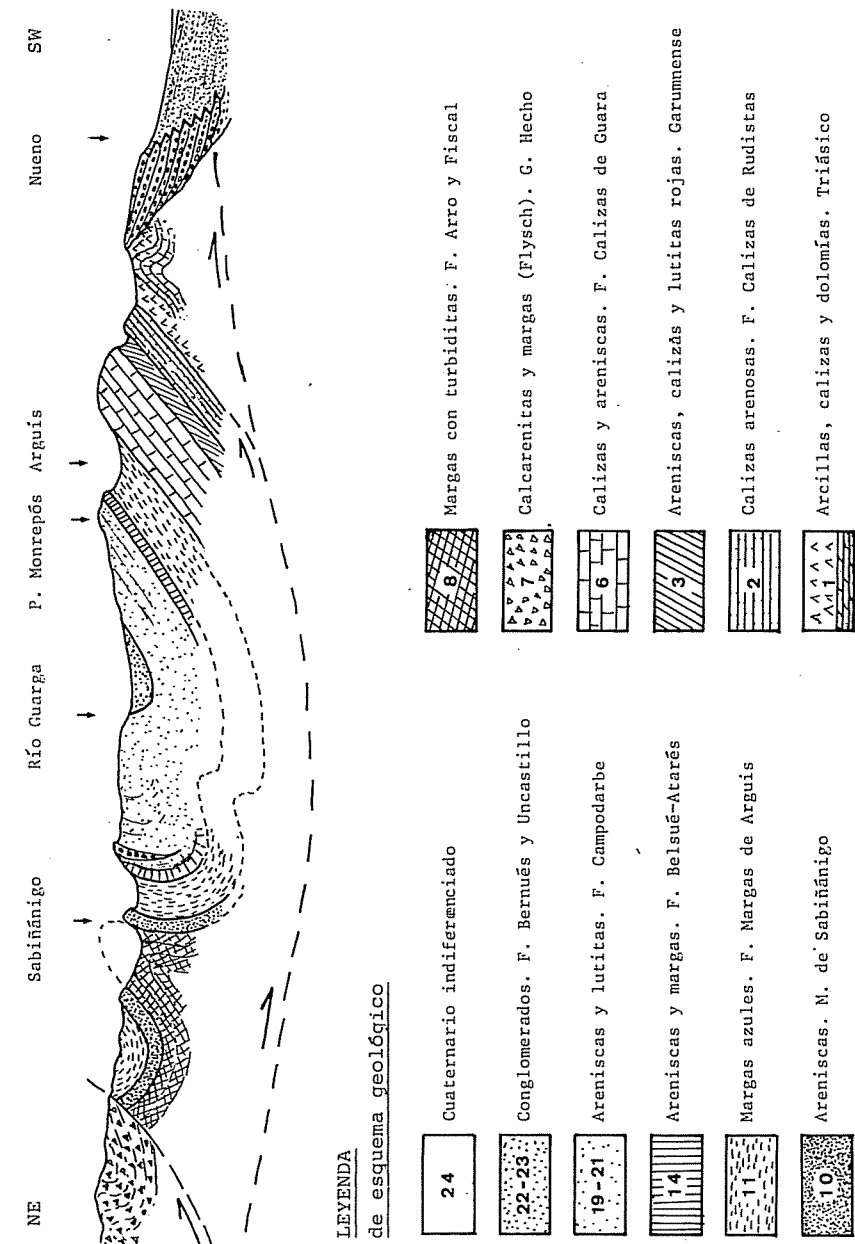
Desde el punto de vista geológico, la región se divide clásicamente en tres grandes unidades: Depresión del Ebro, Prepirineo y Pirineo Axial.

El itinerario se inicia en la Depresión terciaria del Ebro, la cual está constituida por diversos sedimentos continentales correspondientes al Oligoceno y Mioceno. A continuación se disponen diversas subunidades que forman el Prepirineo:

– «Las Sierras Exteriores», también denominadas «Sierras Subpirenaicas» o «Zona de las Sierras Marginales». Se trata de un conjunto montañoso constituido por materiales mesozoicos (Triás y Cretácico superior) y Terciarios (Paleoceno y Eoceno). Las calizas y areniscas forman una serie de macizos, (Sierras del Guara, Gabardiela, Gratal, Caballera, etc.).



CORTE GEOLOGICO por carretera C-136



– «Sinclinorio del Guarga», es una zona ocupada por materiales continentales del Terciario (Eoceno superior-Mioceno inferior). Masas importantes de conglomerados y areniscas forman elevaciones (Peña Oroel, Sierra de las Cancias, Sierra de Javierre, Sierra de Belarre, etc.).

– «Canal de Berdún», es una zona constituida principalmente por sedimentos margosos del Eoceno que forman depresiones (Valle de Fiscal, Canal de Berdún, etc.).

– «Unidad flysch», es una amplia zona ocupada por materiales turbidíticos de naturaleza principalmente calcarenítica y margosa, pertenecientes al Eoceno y que bordean la margen Norte del Canal de Berdún.

Siguiendo hacia el Norte se atraviesa la cobertera meso-cenozoica del Pirineo Axial, que constituye las llamadas «Sierras Interiores» o «Sierras Marginales» y finalmente el Pirineo Axial constituido por materiales hercínianos: la serie paleozoica, los batolitos graníticos y los materiales metamórficos.

DESCRIPCION DEL ITINERARIO

El corte geológico de Arguis se sitúa al Norte del pueblo de Nueno, siguiendo el desvío correspondiente a la antigua carretera, en el valle por el que discurre el río Isuela. Dejando atrás los materiales conglomeráticos del borde la Depresión del Ebro, se atraviesan las calizas y arcillas del Trías, las cuales se observan muy bien en la trinchera Oeste de la carretera. Así se llega hasta los materiales del Cretácico superior, existiendo por tanto un hiato que abarca desde el Trías hasta el Cretácico superior. En este punto se pueden iniciar las paradas.

Parada n.º 1

En la trinchera Oeste de la carretera, a la altura de una casita recientemente construida junto al cauce del río Isuela, afloran los materiales del Cretácico superior. Desde este punto se observa en la otra vertiente del valle, los materiales del Cretácico superponiéndose a los del Trías.

Este lugar de las Sierras exteriores aragonesas, es uno de los mejores para el estudio del Cretácico superior, ya que aquí su potencia es bastante grande y su composición compleja. En este punto aflora una formación fundamentalmente caliza de unos 50 metros de potencia y que buza 40° hacia el Norte. La base y el techo son poco fosilíferos, pero por el contrario la parte media presenta gran cantidad de Foraminíferos y Rudistas.

Las calizas masivas grises de la parte inferior, datadas como Santoniense, contienen numerosos foraminíferos, especialmente porcelanáceos y aglutinados, entre los que se han clasificado: *Lacazina elongata* MUNIER-CHALMAS, *Idalina antiqua* D'ORBIGNY, *Quinqueloculina* sp., *Dicyclina slumbergeri* MUNIER-CHALMAS, *Cuneolina conica* D'ORBIGNY, *Cyclopssinella steinmanni* (MUNIER-CHALMAS), *Cyclolina cretacea* D'ORBIGNY,

EDAD	COLUMNA	FORMACION	FOSILES
OLIGO-CENO	Stam-piense	F. CAMPODARBE continental >1.000 m	Caráceas Ostrácodos Vertebrados
EOCENO	superior	F. BELSUE-ATARES Facies de transición Marino deltaico 100 m	Foram. (Nummul., Discocy... Restos de vegetales Briozoos Equínidos Moluscos Celentéreos
		F. MARGAS DE ARGUIS marino 100 - 400 m	Foram. (planctónicos, Nummulites,... Nannoplancton Briozoos Equínidos Celentéreos Moluscos Algas
		F. CALIZAS DE GUARA marino de plataforma carbonatada 200 m	Foram. (Alveolínidos,... Briozoos Braquiópodos Celentéreos Equinodermos Artrópodos Moluscos Algas
	Bartonense		
PALEO-CENO	medio		
	inf.		
	Luteciense		
CRETACICO	Dani.-Thau.	GARUMNENSE continental fluvio-lac. 40 m	Gasterópodos Caráceas Ostrácodos
	Santoni-Maestr.	F. CALIZAS DE RUDISTAS marino arrecifal 50 m	Moluscos (Rudistas) Foram. (Lacazina,...

Dictyopsella kiliani SCHLUMBERGER, *Accordiella conica* FARINACI, *Coskinolina* sp. y *Rotalia* sp.

De forma gradual se pasa a un tramo constituido por margocalizas con Rudistas, (*Radiolites* sp. y *Birradiolites* sp.) medio también restringido y además de carácter arrecifal, que también presenta algunos otros restos de Bivalvos, Gasterópodos y Celentéreos. Entre los foraminíferos, predominan los aglutinados, entre los que destacan: *Dictyoconus* sp., *Accordiella conica* FARINACI, *Coskinolina* sp., *Cyclopsinella steinmanni* (MUNIER-CHALMAS), *Dictyopsella kiliani* SCHLUMBERGER y *Cuneolina conica* D'ORBIGNY. ...

El techo de esta formación está coronado por unas calizas microbréichicas, que en la parte inferior en el contacto con los Rudistas, presenta un nivel carbonoso. El contenido fosilífero a partir de este nivel es prácticamente nulo, por lo que no se ha podido datar el Senonense superior al que debían pertenecer, por su posición en la serie bajo la facies Garumnense.

Parada n.º 2

Esta parada se realiza a la altura de una casa en ruinas, que se encuentra en la margen Este de la carretera antigua, siguiendo en dirección ascendente y a corta distancia de la parada anterior.

Afloran areniscas calcarenitas, lutitas y arcillas de colores abigarrados predominando las tonalidades rojizas, que constituyen la facies Garumnense (salobre o continental fluvio-lacustre) que en este corte presenta una potencia de aproximadamente 40 metros.

En la trinchera de la nueva carretera, al otro lado del río Isuela, se observan muy bien 15 metros de calizas microbréichicas o microclásticas, más o menos dolomíticas que constituyen el tránsito de la formación calizas de Rudistas al Garumnense. Sin embargo, la parte media predominante margosa, ha sido cubierta con una capa de cemento (gunita) para evitar deslizamientos y por esta razón resulta mejor el muestreo en la carretera antigua.

El contenido fosilífero visible en este punto es muy escaso, observándose únicamente pistas de bioturbación, sin embargo en otros lugares próximos se han encontrado: Gasterópodos, Caráceas, Microcodium, Ostracodos, restos de Vertebrados (fragmentos de huevos de Dinosaurios) y restos de vegetales.

El llamado tradicionalmente «Garumnense», también definido como Formación de Tremp (MEY et al., 1968) se trata de una formación con límites diácronos que generalmente abarca parte del Cretácico superior (Maestrichtense) y Paleoceno.

Parada n.º 3

En la trinchera Oeste de esta misma carretera, a un centenar de metros de la parada anterior, afloran los primeros estratos de la Formación Calizas de Guara. El tránsito con el Garumnense se encuentra cubierto por derrubios

que ocupan una extensión reducida, este tránsito en las Sierras exteriores según la escasa bibliografía parece presentar un hiato en el Eoceno inferior (Ilerdiense y Cuisiense) y por lo tanto, la facies Garumnense se pondría en contacto directamente con las Calizas de Guara del Eoceno medio (Luteciense).

Esta formación también conocida como «Calizas de Alveolinas», está constituida por unos 200 metros de calizas masivas, que forman los principales relieves de las Sierras exteriores surpirenaicas. La formación Calizas de Guara hacia la base presenta intercalaciones detríticas, mientras que las intercalaciones margosas son muy raras.

Un nivel de margas que aflora en esta parada y numerado como ARG-10, ha suministrado principalmente foraminíferos bentónicos de pequeño tamaño, dominando *Pararotalia* sp., *Rotalia* sp., *Clyclanmina* sp., *Tri-taxia* sp., así como bastantes Miliolidos piritizados y otros microfósiles, los cuales no permiten grandes precisiones bioestratigráficas.

Los estratos calizos contienen gran cantidad de microfósiles, en lámina delgada se ha constatado la presencia de foraminíferos típicos de plataforma carbonatada. Los más frecuentes son *Orbitolites* sp., *Fabularia roselli* CAUS, *Alveolina*, sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Lockhartia* sp. Además se han encontrado fragmentos de otros fósiles tales como algas Coralináceas, Equínidos, etc.

Parada n.º 4

Unos 30 metros más arriba en la misma serie de las Calizas de Guara, a la entrada de un túnel, se puede observar unos potentes niveles de macroforaminíferos asociados con bastantes microfósiles.

En la trinchera Oeste de la carretera se observan algunos estratos muy ricos en fósiles. Entre ellos son muy abundantes los Alveolínidos, Orbitolítidos y Miliolidos, así como Nummulitidos (*Nummulites* sp. y *Assilina* sp.) y otros foraminíferos. Además, contienen restos de algas Coralináceas, Briozoos, Equinodermos, Bivalvos, Gasterópodos (*Velates* sp.), Braquiópodos (*Terebratulina* sp.), Crustáceos y Celentéreos (*Porites* sp. y *Goniopora* sp.). En consecuencia, se puede afirmar que se trata de niveles de cierto carácter arrecifal.

En la parte frontal derecha de la entrada del túnel, existe una pared donde se pueden observar gran cantidad de Nummulites gruesos y de tamaño grande que corresponden al grupo de *Nummulites perforatus* (MONTFORT) del Eoceno medio. Estas formas continúan siendo bastante frecuentes en la parte superior de la Formación Calizas de Guara.

Parada n.º 5

Esta parada se realiza en la trinchera Este de la carretera, en la presa del Pantano de Arguis, cerca de la Residencia Daniel Franco. En este lugar se

puede observar el contacto entre la Formación Calizas de Guara y la Formación Margas de Arguis.

El techo de las Calizas de Guara está muy bien expuesto ya que en él se ha excavado una pequeña cantera, lugar donde se pueden encontrar frecuentes Bivalvos afines a *Entolium*, de concha muy fina, que constituyen la principal fauna observable a simple vista, además de un nivel con abundantes radiolas de Equínidos en el techo de la formación. En lámina delgada se pueden observar algunos macroforaminíferos (*Asterocyclina* sp. y *Nummulites* sp.) y especialmente pequeños foraminíferos y restos de Briozoos. Estas calizas masivas que constituyen el techo de la Formación Guara, se habrían ya formado en una plataforma abierta y algo más profunda que los infrayacentes.

La base de las margas de Arguis viene representada por dos metros de margas color beige claro y marrón, con glauconita, a las que sigue una potente serie de margas y margocalizas de color gris azulado. Un levigado de la base de esta formación ha suministrado una proporción muy parecida de foraminíferos planctónicos y bentónicos, aunque dominan ligeramente estos últimos. Entre los planctónicos se han determinado: *Truncorotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Truncorotaloides rohri* BRONNIMANN y BERMUDEZ, *Globigerapsis index* (FINLAY), *Globigerapsis barri* BRONNIMANN, *Globorotalia possagnoensis* TOUMARKINE y BOLLI, *Globigerina ouachitaensis* HOWE y WALLACE, *Globigerapsis kugleri* BOLLI, LOEB. y TAPP., *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Globigerina linaperta* FINLAY, que permiten atribuir la base de esta formación a la biozona de *Globorotalia lehneri* según la zona de BOLLI (1957), también llamada P. 12 según BLOW (1969). Dicha biozona pertenece al tránsito Luteciense/Bartoniense. Consecuentemente, en este momento se acentuaría la transgresión que cambiaría el ambiente de un medio marino de plataforma carbonatada a otra plataforma más profunda, y abierta.

Parada n.º 6

En las afueras del pueblo de Arguis, en el lugar donde la carretera tiene una curva muy acentuada en dirección a Monrepós, se puede observar la parte superior de la Formación Margas de Arguis, que esporádicamente presenta algunas intercalaciones areniscosas y calcareníticas.

El nivel que aquí se observa contiene abundantes macroforaminíferos y restos de macrofósiles. Entre los macroforaminíferos abundan los géneros *Operculina*, *Nummulites*, *Asterocyclina*, etc. Asociados a éstos aparecen numerosos restos de Briozoos, Celentéreos, Bivalvos, Equinodermos, Vertebrados (dientes de peces) y Algas.

Algunos levigados de los realizados en los niveles de margas próximos, principalmente infrayacentes, han proporcionado aparte del Nannoplanton, Ostracodos y Briozoos, una serie de microforaminíferos, entre las cuales dominan netamente los bentónicos. Entre los planctónicos se han determinado: *Porticulusphaera semiinvoluta* (KEIJZER), *Globigerapsis index* (FIN-

LAY), *Pseudohastigerina micra* (COLE), *Globorotalia* (T.) *pomeroli* TOUMARKINE y BOLLI, *Globigerina linaperta* FINLAY, *Globigerina ouachitaensis* HOWE y WALLACE, *Globigerina eocaena* GUMBEL, que permiten atribuirlos a la biozona de *Porticulusphaera semiinvoluta*, correspondiente al Eoceno superior (Priaboniense).

Parada n.º 7

En la trinchera NW de la carretera, aproximadamente a un kilómetro de la parada anterior, aflora un potente banco calcarenítico en el que se observa una extraordinaria acumulación de macroforaminíferos principalmente constituida por *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Nummulites striatus*, *Operculina* sp., *Amphistegina*. Llama la atención la abundancia y el tamaño que suelen alcanzar las Discocyclinas, seguramente debido a su desarrollo en un medio poco profundo, estable, cálido y oligotrófico.

La fauna asociada consiste en Briozoos (muy abundantes especialmente en las margas infrayacentes), Equínidos, Bivalvos (Pectínidos), Gasterópodos, Braquiópodos (*Cistella batalleri* DUBAR), Crustáceos, Algas, Celentéreos y fragmentos de otros organismos. Estos niveles de un cierto carácter arrecifal constituyen la facies de tránsito desde los materiales marinos de la Formación margas de Arguis al continental de la Formación de Campodarbe.

Parada n.º 8

Esta parada que se encuentra estratigráficamente por debajo de la anterior, se realiza frente a la casa de la que parte un camino hacia el centro transmisor de Arguis. En este lugar afloran margocalizas y calcarenitas con bioturbación que pueden considerarse como los niveles regresivos más bajos ya pertenecientes a las facies de tránsito.

En este punto se han encontrado Bivalvos (Pectínidos y Ostreidos), Cefalópodos (*Nautilus* sp.), Equínidos, Briozoos y Celentéreos. Asimismo aparecen macroforaminíferos tales como: *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Operculina* sp., *Nummulites* (*N. striatus*, *N. garnieri*), etc.

Parada n.º 9

La parada se realiza a la entrada del túnel de Manzanera y siguiendo un camino forestal que parte de este punto hasta llegar a la cima de la montaña, se puede observar perfectamente el paso de marino a continental, el cual en el corte de la carretera se encuentra desafortunadamente dentro del túnel.

A la entrada del túnel, se han realizado varios levigados que han suministrado una fauna muy pobre en foraminíferos planctónicos. Además se han realizado preparaciones para el estudio del nannoplanton calcáreo, el cual es algo más frecuente, pero principalmente reelaborado. En consecuencia, por el momento resulta difícil precisar a que biozona del Eoceno superior pertenecen estos materiales.

A lo largo del camino forestal aflora muy bien la serie, por lo que se han

tomado varias muestras hasta llegar a las facies continentales. La muestra MON-4 es muy similar a la parada n.º 7, a la que podría corresponder estratigráficamente, pues contiene una fauna muy parecida constituida por grandes Discocyclinas, Nummulítidos, Briozoos, Equínidos, etc.

Los niveles superiores que contienen principalmente Miliolidos y Nummulítidos (*N. incrasatus*, *N. garnieri*, *N. cunialensis*), pertenecen al Eoceno superior (Priabonense inferior), según SERRA-KIEL (común pers.). La litología consiste en pequeños niveles margosos, intercalados entre un tramo formado por gruesos bancos de areniscas que forman el relieve de la cima, y se deberían corresponder con la Formación Belsue-Atarés que PUIGDEFABREGAS definió como deltaica. Los estratos superiores de areniscas, con gran cantidad de marcas de oleaje, presentan como fósiles más evidentes Bivalvos (Ostreidos) y restos de plantas.

Los primeros niveles continentales son principalmente margosos y de color rojo; en ellos se han realizado levigados que ya no contienen ninguna fauna marina. Desde este punto, ya situado en la ladera Norte, se divisa una excelente panorámica de la potente Formación de Campodarbe.

Parada n.º 10

Se realiza a la salida del túnel de Manzanera, en la proximidades del viaducto Cubils sobre el Río Flumen. El objetivo de esta última parada consiste en la observación de los sedimentos continentales más típicos de la Formación de Campodarbe. Esta potente formación está constituida principalmente por areniscas en capas de 3 a 8 metros, separadas por lutitas rojas frecuentemente arenosas que serían propias de un medio fluvio-lacustre.

El contenido fosilífero es muy escaso, se han citado Caráceas y Ostracodos, a partir de los cuales, se dató esta formación como perteneciente al Oligoceno; sin embargo, los niveles inferiores pertenecen todavía al Eoceno superior (Ludiense), ya que han suministrado: *Harrisichara vasiformis*, *Harrisichara vasiformis-tuberculata*, *Harrisichara tuberculata*, *Tolypella* sp., según RIVELINE (común., pers.)

BIBLIOGRAFIA

- CAUS, E. (1979). *Fabularia roselli* n. sp. et *Pseudolacazina* n. gen., foraminifères de l'Eocène moyen du Nord-Est de l'Espagne. *Géobios*, n.º 12: 29-45.
- LUTERBACHER, M. (1983). Paleocology of Foraminifera in the Paleogene of the Southern Pyrenees. *Benthos '83*: pp. 389-392.
- MEY, P.H.W. et al. (1968). Lithostratigraphic subdivision of Post-Hercinian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Mededelingen*, 41: 221-228.

- PUIGDEFABREGAS, C. (1975). La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca, Tesis Doct. *Revista Pirineos. Mon. Inst. Est. Pire.* n.º 104, 188 pp.
- RIBA, O (1972). Memoria de la Hoja 23 (Huesca) del Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. *I.G.M.E.* 54 pp.
- SEGURET, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et series decollees de la partie centrale du versant Sud des Pyrenees*. Tesis, Univ. Montpellier. USTELA, 155 pp.
- SOUQUET, P. (1967). *Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Tesis, Fac. Sci. Toulouse, 530 pp.

INDICE

PONENCIA	5
MELENDEZ, Bermudo <i>IMPORTANCIA DE LOS EQUINODERMOS FOSILES EN BIOESTRATI- GRAFIA</i>	7
COMUNICACIONES	19
AGUSTI, Jorge y MARTIN SUAREZ, Elvira <i>UN PROYECTO DE ANALISIS ECOESTRATIGRAFICO EN EL PLIO- PLEISTOCENO DE LA DEPRESION GUADIX-BAZA</i>	21
ALVAREZ-NAVA, Hipólito y ARBIZU, Miguel <i>COMPOSICION Y DESARROLLO DE UN ARRECIFE EMSIENSE EN LA PLATAFORMA DE ARNAO (ASTURIAS, NO. DE ESPAÑA)</i>	33
ARBIZU, Miguel <i>HALLAZGO DEL PRIMER EDRIOASTEROIDEO EN EL PALEOZOICO DE LA PENINSULA IBERICA</i>	53
BRAGA, Juan Carlos y RIVAS, Pascual <i>SI HOY ES MARTES ESTO ES BELGICA (Problemas bioestratigráficos y recu- rrencias morfológicas en los ammonoideos del Jurásico inferior)</i>	61
COLACICCHI, Roberto, NOCCHI, Marisa, PARISI, Guido, MONACO, Paolo y BALDANZA, Angela <i>BIOSTRATIGRAFIA APPLICATA ALL'EVOLUZIONE PALEO- GEOGRAFICA DEL MARGINE DELLA PIATTAFORMA LAZIALE- ABRUZZESE (ITALIA) TRA IL CRETACEO SUPERIORE E L'OLIGO- CENE INFERIORE</i>	71

CURTO I HOMEDES, Joan Antoni <i>EL GENERO MESOCENA (SILICOFLAGELLATA): UN EJEMPLO EN QUE LO SIMPLE ES SINONIMO DE COMPLEJO</i>	81
FERNANDEZ LOPEZ, Sixto <i>DIVERSIDAD NOMENCLATORIAL Y UNICIDAD CONCEPTUAL DE LAS LLAMADAS ZONAS OPPELIANAS</i>	97
GIBERT CLOLS, Josep <i>BIOESTRATIGRAFIA Y PALEONTOLOGIA HUMANA</i>	107
GILI, Eulalia, PONS, José M. y VICENS, Enric <i>PROBLEMATICA DEL USO DE LOS RUDISTAS (BIVALVIA) EN BIOESTRATIGRAFIA</i>	121
GONZALEZ DONOSO, José M. ^a , LINARES, Dolores y SERRANO, Francisco <i>CONSIDERACIONES SOBRE ALGUNOS PROBLEMAS BIOESTRATIGRAFICOS: UTILIDAD Y UTILIZACION DE LOS FORAMINIFEROS PLANCTONICOS</i>	131
MARTIN-CLOSAS, Carles <i>EL VALOR FILOGENETICO DE LOS LINAJES EVOLUTIVOS DE LAS CLAVATORACEAS (CHAROPHYTA, ALGAE)</i>	143
MERGL, Michal & LIÑAN, Eladio <i>SOME CAMBRIAN BRACHIOPODA OF THE CORDILLERA IBERICA AND THEIR BIOSTRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE</i>	159
MOLINA, Eustoquio <i>FORAMINIFEROS versus NANNOPLANCTON: EVALUACION COMPARATIVA DE SU UTILIDAD BIOESTRATIGRAFICA</i>	181
PREMOLI SILVA, Isabella, CAVAGNA, M., PARISI, Guido, NOCCHI, Marisa y MONACO, Paolo <i>CORRELAZIONI E SIGNIFICATO PALEOCLIMATICO DELLE MODIFICAZIONI NELLE ASSOCIAZIONI A FORAMINIFERI PLANCTONICI E GRANDI FORAMINIFERI FRA L'EOCENE E L'OLIGOCENE NELL'UMBRIA (ITALIA)</i>	193

RODRIGUEZ LAZARO, Julio y LAMOLDA, Marcos A. <i>ECOESTRATIGRAFIA DE LOS OSTRACODOS DEL CONIACIENSE Y SANTONIENSE DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA OCCIDENTAL</i> .	201
SERRA-KIEL, Josep y REGUANT, Salvador <i>ACERCA DEL VALOR CRONOESTRATIGRAFICO Y PALEOGEOGRAFICO DE LOS NUMMULITES DEL GRUPO DEL N. PERNOTUS-PERFORATUS. APLICACION AL EOCENO CIRCUMPIRENAICO</i>	221
ITINERARIO	233
MOLINA, Eustoquio. <i>EXCURSION AL CRETACICO SUPERIOR Y PALEOGENO DEL PREPIRINEO OSCENSE EN EL SECTOR DE ARGUIS</i>	235