

CONCEPCIÓN GONZALVO – EUSTOQUIO MOLINA

Área de Paleontología. Departamento de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza. E-50009. Zaragoza.

BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL TRÁNSITO EOCENO MEDIO-EOCENO SUPERIOR EN LA CORDILLERA BÉTICA

RESUMEN

El estudio detallado de los foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno medio/Eoceno superior en la sección de Torre Cardela (Cordillera Bética, España), ha permitido establecer una nueva biozonación de alta resolución. Durante el Eoceno medio se producen una serie de extinciones que se aceleran en el tránsito Eoceno medio/Eoceno superior y en el límite Eoceno/Oligoceno. La última aparición de *Truncorotaloides rohri* podría ser un buen marcador para el límite Bartonense/Priabonense (Eoceno medio/Eoceno superior). Se han diferenciado las siguientes biozonas: Biozona de *Morozovella lehneri*, Biozona de *Orbulinoides beckmanni*, Biozona de *Acarinina bullbrooki*, Biozona de *Truncorotaloides rohri* (Bartonense, Eoceno medio), y Biozona de *Dentoglobigerina eocaena*, Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta* y Biozona de *Globigerapsis index* (Priabonense, Eoceno superior).

Palabras clave: Foraminíferos planctónicos, Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía, Eoceno, Cordillera Bética.

ABSTRACT

The detailed study of planktic foraminifera through middle-late Eocene boundary in Torre Cardela section (Betic Cordillera, Spain) has allowed establishing a high resolution new biozonation. During middle Eocene times, a progressive series of extinctions occurred, accelerating at the middle-late Eocene transition and in the late Eocene. The last occurrence of *Truncorotaloides rohri* could be a good marker for the Bartonian/Priabonian boundary (middle/late Eocene boundary). The following biozones have been distinguished in Torre Cardela section: *Morozovella lehneri* Biozone, *Orbulinoides beckmanni* Biozone, *Acarinina bullbrooki* Biozone, *Truncorotaloides rohri* Biozone (Bartonian, middle Eocene), and *Dentoglobigerina eocaena* Biozone, *Porticulasphaera semiinvoluta* Biozone and *Globigerapsis index* Biozone (Priabonian, late Eocene).

Key words: Planktic foraminifera, Biostratigraphy, Chronostratigraphy, Eocene, Betic Cordillera.

INTRODUCCIÓN

El estudio bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos ha permitido precisar la cronoestratigrafía de periodos tales como, el tránsito Eoceno-Oligoceno (Coccioni *et al.*, 1988; Molina *et al.*, 1988; Gonzalvo y Molina, 1992; Molina *et al.*, 1993). En este caso es el nivel litológico en el que se extingue un género de foraminífero planctónico lo que ha sido utilizado para indicar la posición del límite Eoceno/Oligoceno (Premoli Silva, Coccioni y Montanari, 1988), tal y como se definió en Massignano (Italia). Por otra parte, el límite Eoceno medio/Eoceno superior ha sido asociado tradicionalmente al límite entre las biozonas P.14 y P.15, llamadas de *Truncorotaloides rohri* y de *Porticulasphaera semiinvoluta* respectivamente, y por tanto ha sido situado coincidiendo, bien con la extinción de los foraminíferos planctónicos típicos del Eoceno medio, como *Morozovella*, *Acarinina* y *Truncorotaloides* (Toumarkine y Luterbacher, 1985; Stainforth *et al.*, 1975), o con la primera aparición de *P. semiinvoluta* (Blow, 1979; Bolli, 1966 y Berggren y Miller, 1988). En la actualidad existe un grupo de trabajo internacional encargado de establecer el estratotipo de límite Eoceno medio/superior, que según la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno debe coincidir con el límite entre el Bartonense y el Priabonense.

El corte de Torre Cardela fue previamente estudiado en la parte que abarca desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno inferior, por Martínez Gallego y Molina (1975), Martínez Gallego (1977), Molina (1979) y Gonzalvo y Molina (1992). Recientemente se ha podido muestrear y estudiar la parte inferior del perfil donde queda implicado el límite Eoceno medio/superior (Gonzalvo, 1994). El detallado muestreo y el estudio cuantitativo de los foraminíferos planctónicos permite establecer una bioestratigrafía de alta resolución que facilita el reconocimiento detallado del límite Eoceno Medio-Eoceno Superior, problema que aún no había sido abordado de una forma rigurosa. Este perfil representa una excelente oportunidad para el estudio del tránsito Eoceno medio/superior. Su buena exposición, fácil acceso, sus características estratigráficas, alta

potencia de sedimentos, fácilmente disgregables, y la abundancia en foraminíferos planctónicos, muy bien conservados, permiten un minucioso estudio bioestratigráfico y cronoestratigráfico. Asimismo, le convierten en un candidato para, en un futuro, establecer el estratotipo de límite Eoceno medio-Eoceno superior.

MATERIAL Y METODOLOGÍA

Situación geográfica y geológica: El perfil de Torre Cardela se sitúa geográficamente en el Sur de la Península Ibérica, al Norte de la Provincia de Granada, término municipal de Torre Cardela, concretamente en el punto kilométrico 185 (figura 1) en la trinchera Oeste de la carretera N-324 (Córdoba - Almería, por Jaén).

Geológicamente, la sección de Torre Cardela se encuentra en la Zona Subbética de la Cordillera Bética que forma parte de los orógenos alpinos y es el extremo mediterráneo más occidental de los mismos. La serie sedimentaria se incluye en la Formación Cañada, que

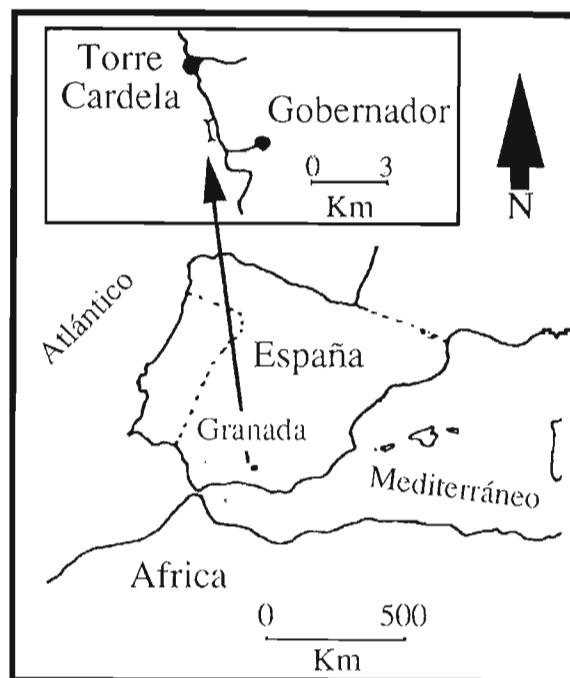


FIGURA 1: Situación geográfica del perfil estudiado.

pertenece al Grupo Cardela, definido por Comas (1978) como unidad litoestratigráfica formal de las secuencias subbéticas medias. La Formación Cañada tiene unos quinientos metros de espesor caracterizados por sedimentos turbidíticos interestratificados rítmicamente con tramos de margas hemipelágicas.

El corte de Torre Cardela consiste en 145 metros de una serie rítmica de materiales calcareníticos y/o areniscosos intercalados en paquetes de material lutítico-margoso. Las calcarenitas y areniscas son de color gris amarillento y se disponen en niveles duros de potencia centimétrica que oscilan entre 25 y 35 cm. Las margas son de color gris claro y se disponen en niveles de potencia métrica.

Metodología: Las muestras recogidas se han preparado mediante la técnica de levigado y se han estudiado cuantitativamente, para ello se han disgregado las muestras añadiendo agua oxigenada en una proporción del 10%. Una vez disgregada la muestra se hace pasar por tamices, y se recoge separadamente el residuo que queda en los tamices de luz de malla de 150 μ y 63 μ .

Posteriormente se estudia cuantitativamente la fracción > 150 μ de cada muestra representativa obtenida con un microcuarteador Otto modificado, separando y determinando alrededor de 300 ejemplares en una cedilla numerada. Finalmente, se realiza una revisión detallada de la fracción >63 μ , ya que algunas especies por su pequeño tamaño están representadas en esta fracción, estimando su abundancia en el cuadro semicuantitativo y evitando así la pérdida de información. Asimismo, se revisa la fracción >150 μ para buscar las especies raras inferiores al 1%.

Se han estudiado 48 muestras, tomadas en los niveles margosos, revelando una fauna de foraminíferos planctónicos muy abundante y bien conservada.

BIOESTRATIGRAFÍA

La bioestratigrafía del tránsito Eoceno medio y superior no había sido aún establecida en

detalle, pues a pesar de las biozonaciones realizadas hasta el momento (Bolli, 1957, 1966; Blow, 1969, 1979; Toumarkine y Luterbacher 1985; Berggren y Miller, 1988), surgen problemas al intentar aplicar estas biozonaciones para determinar con cierta exactitud la situación bioestratigráfica y cronoestratigráfica del límite Eoceno medio-Eoceno superior. Por otra parte, no existe un estratotipo de límite definido que pueda ser utilizado como patrón y referencia. En este contexto se ha realizado un estudio bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos de la sección de Torre Cardela que permite definir una nueva y detallada biozonación basada en las Primeras y Últimas Apariciones (P.A. y U.A.) de especies significativas. Las P.A. y U.A. de foraminíferos planctónicos utilizadas como marcadores bioestratigráficos son especies de ambiente subtropical, por lo que esta biozonación es aplicable a regiones de latitudes medias-bajas. Como marcador del límite Eoceno medio/superior se ha utilizado U.A. de una especie cosmopolita de morfología muy característica, lo que facilita la identificación del límite tanto en latitudes tropicales como templadas. Los problemas de resedimentación y contaminación que se pudieran derivar de la utilización de U.A. quedan minimizados por el uso de la metodología cuantitativa a la hora de estudiar la distribución de las especies implicadas.

La nueva biozonación (figura 4) comprende siete biozonas definidas la mayoría como biozonas de intervalo y dos como biozonas de extensión; cuatro de ellas pertenecen al Eoceno medio: Biozona de *Morozovella lehneri*, Biozona de *Orbulinoides beckmanni*, Biozona de *Acarinina bullbrooki* y Biozona de *Truncorotaloides rohri*; y tres al Eoceno superior: Biozona de *Dentoglobigerina eocaena*, Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta* y Biozona de *Globigerapsis index*.

Biozona de *Morozovella lehneri* (enmendada).

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre la U. A. de *Subbotina boweri* y la P. A. de *Orbulinoides beckmanni*, con *Morozovella lehneri* como taxón nominal. Originalmente fue

descrita por Bolli (1957, 1966) y posteriormente enmendada por Blow (1979) para el Eoceno medio. Este último autor sustituyó la especie que marcaba la base de la biozona, debido a que la utilizada por Bolli (1957) (*Morozovella aragonensis*) tiene poca distribución geográfica en comparación con *Subbotina boweri* (Blow, 1979).

Observaciones: Biozona caracterizada por un conjunto de estratos que representan un intervalo comprendido entre la Biozona de "*Globigerinatheka subconglobata*" de Toumarkine y Luterbacher (1985) y la Biozona de *O. beckmanni*. En este trabajo sólo se ha estudiado la parte superior de la Biozona de *M. lehneri*.

Esta biozona ha sido utilizada por varios autores para latitudes subtropicales o tropicales, Bolli (1957); Berggren y Miller (1988); Toumarkine y Luterbacher (1985). La litología en el corte de Torre Cardela está compuesta por margas y niveles detríticos turbidíticos. En algunos sondeos estudiados, "Site" 94 (Golfo de Mexico) y "Site" 612 (Costa Este de EE.UU.) (Gonzalvo, 1994), el intervalo de Eoceno Medio que pertenece a esta biozona está truncado, en su parte superior, por un hiato que se prolonga temporalmente hasta el Eoceno superior. Este hiato está presente también en otros sondeos como el 402 A, 116 (Atlántico) y 217 (aunque más amplio) en el océano Índico (Gonzalvo, 1994).

La asociación característica de esta biozona viene dada por los siguientes taxones: *M. lehneri*, *A. bullbrooki*, *Acarinina spinuloinflata*, *Acarinina primitiva*, *Morozovella spinulosa*, *Subbotina frontosa*, *Subbotina inaquiespira*, *Subbotina hagni*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Morozovella crassata*, *T. rohri*, *Truncorotaloides topilensis*, *Truncorotaloides libyaensis*, *Hantkenina mexicana*, *Hantkenina dumblei*, *Globorotaloides carcosellensis*, *Globigerapsis subconglobata*, *Streptochilus martini*, *Streptochilus cubensis*, *Globigerapsis index*, *Dentoglobigerina eocaena*, *Dentoglobigerina corpulenta*, *Dentoglobigerina venezuelana*, *Catapsydrax unicavus*, *Pseudohastigerina micra*, *Porticulasphaera mexicana*, *Subbotina linaperta*, *Acarinina rotundimarginata*, *Morozovella hunga-*

rica, *Paragloborotalia betica*, *Globigerina ouachitensis*, *Globorotaloides suteri* y *Guembelitroides higginsi*. En la parte inferior-media de la biozona todos estos taxones pueden ir acompañados de *Igorina broedermanni* y de *Paragloborotalia griffinae*.

La Biozona de *M. lehneri* tiene un límite inferior problemático debido a que el taxón con el que la definió Bolli (1957), *M. aragonensis*, varía latitudinalmente (Blow, 1979; Canudo y Molina, 1992). Esto llevó a utilizar otros taxones como biohorizonte inferior, tal como hizo Blow (1979) utilizando *S. boweri*. En este trabajo no hemos podido estudiar dicho problema y la solución dada por Blow (1979) parece presentar variaciones latitudinales en zonas templadas, según Canudo y Molina (1992). Estos mismos autores no utilizan esta biozona, sino que proponen la Biozona de *Guembelitroides higginsi*, definida entre la U.A. de *I. broedermanni* y la U.A. de *S. frontosa* y de *G. higginsi*, para un intervalo similar o quizás un poco mayor que el de la Biozona de *M. lehneri* utilizada en este trabajo. La Biozona de *G. higginsi* y la propuesta en este trabajo no son correlacionables porque la U.A. de *I. broedermanni* es poco sincrónica, y en latitudes templadas parece ocurrir mucho antes que en latitudes subtropicales o tropicales (Gonzalvo, 1994). Con la U.A. de *S. frontosa* sucede algo similar. Toumarkine y Luterbacher (1985) conservan el modelo original de Bolli (1957), así que su biozona sólo difiere de la aquí utilizada en el límite inferior. Lo mismo sucede con la biozonación de Berggren y Miller (1988).

En la Cordillera Bética se ha utilizado esta biozona, pero con el límite superior en la U.A. de *S. frontosa* (Cremades, 1982), lo que ocuparía gran parte de la Biozona de *O. beckmanni* de este trabajo. Además el límite inferior es la U.A. de *M. aragonensis*, por tanto el intervalo estratigráfico de la biozona utilizada por Cremades (1982) es mucho mayor que el de la utilizada en este trabajo.

Biozona de *Orbulinoides beckmanni*.

Definición: Biozona de extensión comprendida entre la P.A. y la U. A. de *Orbulinoides beck-*

manni, con esta especie como taxón nominal. Fue definida por Blow (1969), en el Eoceno medio, como Biozona P.13 = Biozona de *Orbulinoides beckmanni*.

Observaciones: Biozona caracterizada por un conjunto de estratos que representan el intervalo comprendido entre la Biozona de *M. lehneri* y la Biozona de *M. spinulosa*. En el perfil estudiado en este trabajo, la biozona alcanza una potencia de aproximadamente 40 metros (figura 2). Está litológicamente representada por margas y niveles detríticos turbidíticos, sin grandes cambios litológicos con respecto a la biozona anterior.

La asociación característica es la siguiente: *O. beckmanni*, *M. lehneri*, *A. bullbrooki*, *A. spinuloinflata*, *A. rotundimarginata*, *M. spinulosa*, *S. hagni*, *Turborotalia pomeroli*, *T. cerroazulensis*, *T. rohri*, *T. libyaensis*, *T. topilensis*, *H. dumblei*, *Hantkenina alabamensis*, *G. subconglobata*, *P. mexicana*, *S. martini*, *S. cubensis*, *G. index*, *P. micra*, *D. eocaena*, *D. corulenta*, *Dentoglobigerina tripartita*, *D. venezuelana*, *S. linaperta*, *C. unicavus*, *G. carcosellensis*, *M. crassata*, *H. mexicana*, *Hantkenina longispina*, *S. frontosa*, *S. inaquiespira*, *G. ouachitensis*, *G. suteri* y *M. hungarica*. En la parte inferior de la biozona aparece *P. bética*.

Comparando con otras biozonaciones podemos decir que esta biozona coincide completamente con la de Blow (1979), con la de Berggren y Miller (1988), con la de Toumarkine y Luterbacher (1985) y con la de Bolli (1957, 1966), que originalmente la denominó Biozona de *P. mexicana*, y que más tarde Cordey (1968) y Blow y Saito (1968) cambiaron a Biozona de *O. beckmanni* por razones taxonómicas.

La Biozona de *O. beckmanni* utilizada en este trabajo corresponde con el intervalo al que pertenece la Biozona de *T. pomeroli* utilizada por Cremades (1982) en la Cordillera Bética, aunque los límites inferior y superior no coinciden.

Biozona de *Acarinina bullbrooki*.

Definición: Biozona de intervalo comprendida

entre la última aparición de *Orbulinoides beckmanni* y la última aparición de *Acarinina bullbrooki*, con esta última especie como taxón nominal. Definida en este trabajo para la parte alta del Eoceno medio.

Observaciones: Biozona caracterizada por un conjunto de estratos que representan un intervalo comprendido entre la Biozona de *O. beckmanni* y la de *T. rohri*.

Litológicamente se trata de una serie margosa con pocas intercalaciones turbidíticas. Su potencia oscila alrededor de los 30 metros (figura 2).

La asociación más típica de esta biozona viene dada por *A. bullbrooki*, *A. spinuloinflata*, *A. rotundimarginata*, *M. spinulosa*, *M. lehneri*, *T. rohri*, *T. topilensis* (excepto en la parte alta de la biozona), *T. libyaensis*, *H. dumblei*, *G. subconglobata*, *P. mexicana*, *Turborotalia coecaensis*, *T. pomeroli*, *S. martini*, *S. cubensis*, *G. index*, *P. tropicalis* (en la parte alta de la biozona), *P. micra*, *D. eocaena*, *D. corpulenta*, *D. venezuelana*, *S. hagni*, *S. linaperta*, *C. unicavus*, *G. ouachitensis*, *G. suteri* y *M. hungarica*.

En comparación con otras biozonaciones podemos decir que el intervalo aquí definido corresponde, como es lógico, con una parte de casi todas las biozonas utilizadas por otros autores. Así la Biozona de *A. bullbrooki*, se correlaciona en su mayor parte con la P.14 de Blow (1979), excepto en la parte superior la cual no está incluida en nuestra biozona, que representa la parte más alta del Eoceno medio y el límite E. medio/E. superior, y el intervalo de Eoceno superior hasta la P.A. de *P. semiinvoluta*. Esta misma correlación podemos establecer con la Biozona de *M. spinulosa* - *T. rohri* de Berggren y Miller (1988).

Con respecto a la Biozona de *T. rohri* definida por Bolli (1957) y utilizada por Toumarkine y Luterbacher (1985), podemos correlacionar las biozonas desde su base, pero la parte correspondiente al intervalo entre la U.A. de *A. bullbrooki* y la U.A. de *T. rohri* no queda incluida en nuestra Biozona de *A. bullbrooki*. Esta

biozona correspondería con la parte media de la Biozona de *T. rohri* definida por Canudo y Molina (1992) en el Pirineo. La parte baja de la biozona se correlaciona con nuestra Biozona de *O. beckmanni* y la parte alta con la siguiente biozona de este trabajo.

En relación con las biozonaciones utilizadas en la Cordillera Bética existe una correlación posible con la Biozona de *T. pomeroli*/*T. cerroazulensis* de Cremades (1982), pero los límites inferior y superior son biohorizontes diferentes de los elegidos en este trabajo para la biozona que cubre este intervalo. La biozona utilizada por Martínez Gallego (1977) es similar a la de Bolli (1957) y por tanto las diferencias ya se han comentado.

Biozona de *Truncorotaloides rohri* (enmendada).

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre la U. A. de *Acarinina bullbrooki* y la U. A. de *Truncorotaloides rohri*, con éste último como taxón nominal. Esta biozona fue definida por Bolli (1957) como un intervalo mucho más amplio que el comprendido y utilizado en este trabajo. Representa la parte más alta del Eoceno medio.

Observaciones: Biozona caracterizada por un conjunto de estratos que contienen *T. rohri* y representan un intervalo de tiempo comprendido entre la Biozona de *A. bullbrooki* y la Biozona de *D. eocaena*. Litológicamente, la base de la biozona comienza con un nivel calcáreo que aparece en Torre Cardela, y que se dispone justo por encima de la U.A. de *A. bullbrooki*. Este nivel se ha identificado en otro perfil de la Cordillera Bética coincidiendo también con el biohorizonte de U.A. de *A. bullbrooki*. Esta sedimentación carbonatada podría estar relacionada temporalmente con la "Arenisca de Sabiñánigo" y sus equivalentes laterales más distales, carbonatados, de la Cuenca de Jaca (Pirineo), estos sedimentos afloran en el perfil de Berdún, y también se disponen justo por encima de la U.A. de *A. bullbrooki* (Gonzalvo, 1994; Canudo, 1990). Esta biozona tiene alrededor de 6 ó 7 metros en el

perfil de Torre Cardela (figura 2), y en el Pirineo alcanza unos 70 metros de potencia (Gonzalvo, 1994). Por tanto se trata de un intervalo lo bastante amplio como para ser identificado fácilmente y lo suficientemente detallado como para precisar un corto intervalo de tiempo justo antes del límite E. medio/E. superior.

La asociación que caracteriza la biozona tiene los siguientes taxones: *T. rohri*, *A. rotundimarginata*, *A. spinuloinflata*, *G. subconglobata*, *M. spinulosa*, *P. mexicana*, *P. tropicalis*, *T. cerroazulensis*, *T. pomeroli*, *T. cocoaensis*, *S. martini*, *S. cubensis*, *G. index*, *D. eocaena*, *D. corpulenta*, *D. venezuelana*, *C. unicavus*, *P. micra*, *S. linaperta* y *S. angiporoides* (rara), y poco frecuentes *G. ouachitensis* y *G. suteri*.

El intervalo temporal que abarca la biozona no es comparable con ninguna otra biozona que se haya definido con anterioridad para este periodo geológico. Se ha mantenido el nombre de la biozona tradicional porque la Biozona de *T. rohri* se ha caracterizado siempre por ser la última del Eoceno medio. De esta manera, el concepto no varía, pero si cambia el intervalo temporal abarcado para que esta pequeña biozona facilite la identificación del límite Eoceno medio/superior.

El límite superior de nuestra Biozona de *T. rohri* coincide con el de las biozonas, del mismo nombre, utilizadas por Bolli (1957) y Toumarkine y Luterbacher (1985), en latitudes tropicales; Canudo y Molina (1992) en el Pirineo; y Martínez Gallego (1977) en las Béticas. Sin embargo, sólo se puede decir que existe una posible correlación con la parte superior de la Biozona P.14 de Berggren y Miller (1988), y con una parte pequeña de la P.14 de Blow (1979). Todos los autores anteriores no diferencian entre la U.A. de *A. bullbrooki* y la U.A. de *T. rohri*, la toman como simultánea.

Biozona de *Dentoglobigerina eocaena*.

Definición: Biozona de intervalo comprendida entre la U. A. de *Truncorotaloides rohri* y la P. A. de *Porticulasphaera semiinvoluta*. Con

Dentoglobigerina eocaena como taxón nominal. Definida por Canudo y Molina (1992) como la biozona de tránsito entre el Eoceno medio y el Eoceno superior. En este trabajo representa el comienzo del Eoceno superior.

Observaciones: Biozona caracterizada por un conjunto de estratos que representan un tránsito del Eoceno medio, cuya fauna típica está compuesta por *Truncorotaloides*, *Morozovella* etc., al Eoceno Superior, cuya fauna contiene ya *Porticulasphaera*, *Cribrohantkenina*, etc. Se encuentra limitada inferiormente por la Biozona de *T. rohri* y superiormente por la Biozona de *P. semiinvoluta*. En este trabajo representa la primera biozona del Eoceno superior. Esta biozona alcanza en el perfil de Torre Cardela 7 metros de potencia (figura 3).

La asociación característica viene dada por las siguientes especies: *S. linaperta*, *G. index*, *P. tropicalis*, *S. angiporoides*, *D. eocaena*, *S. hagni*, *P. micra*, *G. ouachitensis*, *D. corpulenta*, *C. unicavus*, *D. venezuelana*, *Dentoglobigerina praeturritilina*, *P. howei*, *T. pomeroli*, *G. subconglobata*, *C. suteri*, *Globigerina praebulloides*, *D. tripartita*, *T. cocoaensis*, *Subbotina transdanubica*, *S. martini*, *S. cubensis*, *Dentoglobigerina galavisi*, *P. mexicana*, *A. rotundimarginata*, *H. alabamensis* y *Globigerapsis luterbacheri*, que constituyen la mayor parte de los taxones.

Tradicionalmente se ha considerado que la U.A. de las especies de pared muricada del Eoceno medio (*Truncorotaloides*, etc.) coincidía con la P.A. de *P. semiinvoluta* (Bolli, 1966). Sin embargo, Berggren *et al.* (1985) y Berggren y Miller (1988) apuntan que hay secuencias de océano profundo donde estos dos biohorizontes se solapan, pero en estos perfiles lo que puede ocurrir es que existe gran cantidad de contaminación (Molina *et al.*, 1993) debido a los diferentes procesos que las muestras sufren en su extracción y preparación, además hay que contar con el propio retrabajamiento de la muestra. Seguramente es por esta causa que pudieron encontrar por encima de la P.A. de *P. semiinvoluta* la U.A. de *T. rohri*. En este trabajo se ha encontrado que existe un intervalo entre ambos horizontes bioestratigráficos,

un intervalo donde aparecen algunas especies que han sido citadas como especies del Eoceno medio, es el caso de *A. rotundimarginata* y de *Globigerapsis subconglobata*, o *P. mexicana* que no sobrepasan el límite Eoceno medio/Eoceno superior según Toumarkine y Luterbacher (1985). Hemos tratado bioestratigráficamente este intervalo como el comienzo del Eoceno superior, pero desde el punto de vista paleoecológico podría representar un periodo de transición entre la crisis final del Eoceno medio y el resurgir faunístico de comienzos del Eoceno superior en la Biozona de *P. semiinvoluta*. En esta misma disposición estratigráfica encuentra Haggag (1990), en Egipto, un intervalo que cita como Biozona de *Turborotalia pseudoampliapertura*. En este trabajo no podemos utilizar esta biozona pues esta especie no ha sido reconocida y sin embargo, *D. eocaena* es bastante abundante.

Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*.

Definición: Biozona de extensión comprendida entre la P. A. y U. A. de *Porticulasphaera semiinvoluta*, con esta especie como taxón nominal. Fue establecida por Bolli (1957) en el Eoceno superior de Trinidad.

Observaciones: Biozona caracterizada por un conjunto de estratos que representan un intervalo comprendido entre la P.A. y U.A. de la misma especie. Se encuentra limitada superiormente por la Biozona de *G. index*. La Biozona de *P. semiinvoluta* es una de las primeras biozonas del Eoceno superior, y está representada completamente en el corte de Torre Cardela por aproximadamente 30 metros (figura 2).

La asociación característica viene dada por las siguientes especies: *P. semiinvoluta*, *G. index*, *P. tropicalis*, *G. luterbacheri*, *T. pomeroli*, *T. cocoaensis*, *P. micra*, *C. unicavus*, *D. corpulenta*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *D. venezuelana*, *S. angiporoides*, *S. linaperta*, *G. suteri*, *G. ouachitensis*, *S. cubensis*, *S. hagni*, *S. martini* y *P. howei*. También pueden aparecer *H. alabamensis*, *S. transdanubica*, *D. tripartita*, *G. praebulloides* y *D. praeturritilina*.

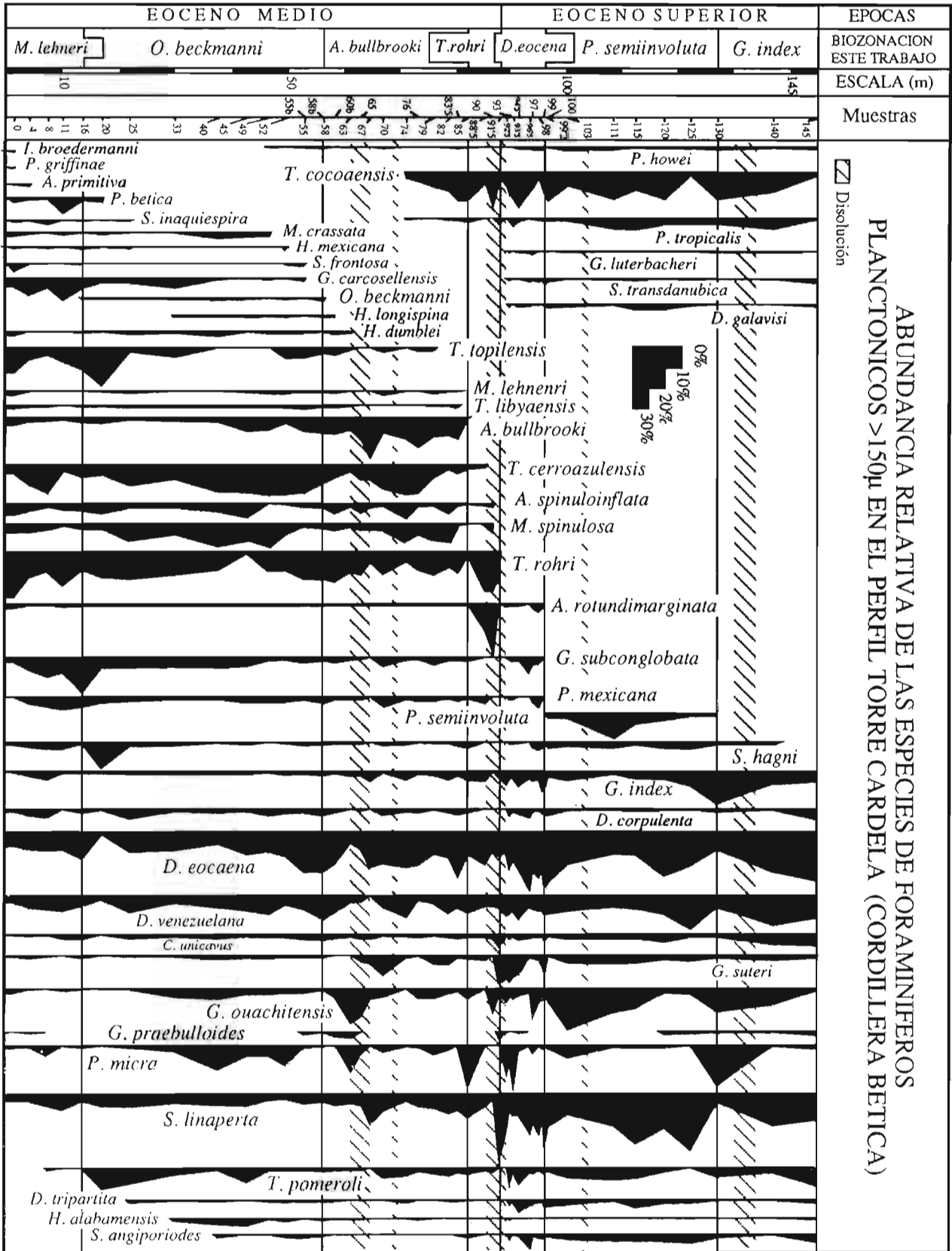


FIGURA 3: Distribución cuantitativa de las especies de foraminíferos panctónicos (>150μ) en el perfil estudiado.

Ha sido citada en la Cuenca de Jaca por Martínez-Díaz (1971) y Canudo y Molina (1988). Ocupa el mismo intervalo estratigráfico que la Biozona de *P. semiinvoluta* de Canudo y Molina (1992) (figura 4). Definida por Bolli (1957) como biozona de extensión, ha sido utilizada como biozona de intervalo, modificando su límite inferior o su límite superior, por varios autores, entre los cuales podemos destacar a Blow (1979) y a Berggren y Miller (1988), que utilizan dicha biozona con el límite superior en la P.A. de *C. inflata*, (figura 4). Sin embargo, Coccioni *et al.* (1988) utilizan la P.A. de *P. semiinvoluta* para el techo de la biozona a pesar de que su biozonación esté basada en la biozonación de Blow (1979). Toumarkine y Luterbacher (1985) cambian el límite inferior por la U.A. de *T. rohri*.

En la Cordillera Bética, Martínez Gallego (1977), Cremades (1982) y Molina (1986) han utilizado la Biozona de *P. semiinvoluta* de manera similar a como es utilizada en este trabajo, para caracterizar la parte baja del Eoceno superior, y como biozona de extensión.

Biozona de *Globigerapsis index*.

Definición: Biozona de intervalo comprendido entre la U. A. de *Porticulusphaera semiinvoluta* y la U. A. de *Globigerapsis index*, con *Globigerapsis index* como taxón nominal. Ha sido establecida por Canudo y Molina (1992) en el Eoceno superior de los Pirineos.

Observaciones: Esta biozona fue originalmente propuesta por Jenkins (1966) como Biozona de *Globigerinatheka index* para un intervalo estratigráfico en el Eoceno medio, utilizando la P.A. de *G. index*. También Samuel y Salaj (1968) definen otra biozona en Checoslovaquia en el Eoceno superior, utilizando la U.A. de *G. index* como techo de la biozona; sin embargo, correlacionan esta biozona con la Biozona de "G". *semiinvoluta* de Bolli (1957). Por tanto estos intervalos no corresponderían con la definición de Canudo y Molina (1992) aquí utilizada.

Se trata de una biozona representada por apro-

ximadamente 50 metros en la Cordillera Bética, perfil de Torre Cardela (figura 2) (Gonzalvo y Molina, 1992), aunque en la parte oriental de la Cordillera sólo alcanza los 10 metros de potencia, perfil de Aspe (Gonzalvo, 1994). Litológicamente suelen ser margas grises sin estratificación aparente con esporádicos niveles de areniscas en facies turbidíticas. En algunos sondeos estudiados (Gonzalvo, 1994 y Molina, *et al.*, 1993) está muy distintamente representada, en todos es reconocible, pero en ninguno de ellos el límite superior se puede establecer con seguridad, pues el biohorizonte que limita el techo de esta biozona varía con la latitud a la que nos encontremos.

La asociación característica viene dada por: *G. index*, *P. tropicalis*, *T. pomeroli*, *G. luterbacheri*, *Cribohantkenina inflata*, *Cribohantkenina lazzarii* (sólo en la parte alta de la biozona), *T. cocoaensis*, *H. alabamensis*, *D. eocaena*, *P. micra*, *D. galavisi*, *D. tripartita*, *D. venezuelana*, *D. corpulenta*, *C. unicavus*, *S. linaperta*, *S. angiporoides*, *G. suteri*, *G. praebulloides*, *S. cubensis*, *G. ouachitensis*, *P. howei* y *S. hagni*.

Esta biozona equivale a una parte de la Biozona P.16 de Coccioni *et al.* (1988), pero no coincide en su límite superior. Algo similar ocurre con las Biozonas P.16 de Blow (1979) y de Berggren y Miller (1988), pues el intervalo que ocupa nuestra biozona está representado para estos autores por la mayor parte de la Biozona de extensión de *C. inflata*. Con respecto a la biozonación de Bolli (1957) la Biozona de *G. index* podría correlacionarse con la mitad inferior de su Biozona de *G. cerroazulensis* s.l. Asimismo, se puede correlacionar esta biozona con la mayor parte de la Biozona de *C. inflata* de Molina (1986) y Molina *et al.* (1988), exceptuando la parte de la biozona comprendida desde la U.A. de *G. index* a la U.A. de *C. inflata*.

CRONOESTRATIGRAFÍA

La escala de tiempo geológica está compuesta por divisiones estratigráficas estándar basadas en secuencias de rocas y en millones de años calibrados, siendo la unión de dos tipos dife-

rentes de escalas, la escala cronológica (CMS) y la escala cronoestratigráfica (CSS). La escala cronoestratigráfica está concebida como una escala basada en una sucesión de secuencias de roca que tienen unos puntos de referencia estandarizados. Ultimamente estos puntos de referencia son definidos cerca de la base del límite inferior de un piso y son conocidos como Estratotipos de Límite (Harland *et al.*, 1989).

Desde 1982 se ha avanzado en el establecimiento de una escala cronoestratigráfica para el Paleógeno, habiéndose establecido los estratotipos del límite Cretácico/Terciario y del límite Eoceno /Oligoceno, y ahora se pretende definir el límite Eoceno medio/superior.

Así pues el problema fundamental que nos ocupa en este momento es el límite Eoceno medio/superior, su situación definitiva, o al menos lo más precisa posible, en el marco cronoestratigráfico del Paleógeno.

La correlación entre el estratotipo del límite Eoceno / Oligoceno definido en Massignano, y el perfil de Torre Cardela (continuación del estudiado en este trabajo) (Gonzalvo y Molina, 1992) puede servir de ejemplo a seguir para intentar abordar el estudio cronoestratigráfico y la problemática de los pisos estándar involucrados en el intervalo del límite Eoceno medio/Eoceno superior: Bartoniense y Priabonense. Estos son los pisos estándar acepta-

EPOCA	P.A. y U.A. de foraminíferos planctónicos	Correlación entre la biozonación propuesta y las biozonaciones más utilizadas en la Cordillera Bética						
		ESTE TRABAJO	CANUDO Y MOLINA (1992)	BLOW (1979)	BERGGREN & MILLER (1988)	TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985)	CREMADES (1982)	MARTINEZ GALLEGO (1977)
EOCENO SUPERIOR	P. <i>seminvoluta</i>	<i>Globigerapsis index</i>	<i>Globigerapsis index</i>	P. 16	P. 16 <i>Cribohantkenina inflata</i>	<i>Cribohantkenina inflata</i>	" <i>Globorotalia</i> " <i>coccaensis</i>	<i>Cribohantkenina inflata</i>
		<i>Porticulasphaera seminvoluta</i>	<i>Porticulasphaera seminvoluta</i>	P. 15	P. 15 <i>Porticulasphaera seminvoluta</i>	<i>Porticulasphaera seminvoluta</i>	<i>Globigerinatheka seminvoluta</i>	<i>Globigerinatheka seminvoluta</i>
EOCENO MEDIO	A. <i>bullbrooki</i>	<i>Dentoglobigerina coccaensis</i>	<i>Dentoglobigerina coccaensis</i>	P. 14	P. 14 <i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Turborotalia pomeroli</i> / <i>Turborotalia cerroazulensis</i>	<i>Truncorotaloides rohri</i>
		<i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Truncorotaloides rohri</i>					
	O. <i>beckmanni</i>	<i>Acarinina bullbrooki</i>	<i>Truncorotaloides rohri</i>	P. 13	P. 13 <i>Orbulinoides beckmanni</i>	<i>Orbulinoides beckmanni</i>	<i>Turborotalia pomeroli</i>	<i>Orbulinoides beckmanni</i>
		<i>Orbulinoides beckmanni</i>		P. 12	P. 12 <i>Morozovella lehmeri</i>	<i>Morozovella lehmeri</i>	<i>Morozovella lehmeri</i>	<i>Morozovella lehmeri</i>

FIGURA 4: Cuadro de correlación bioestratigráfica, con los biohorizontes de la biozonación propuesta.

dos actualmente por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (figura 5).

El Luteciense es el piso más bajo que representa al Eoceno medio (Jenkins y Luterbacher, 1992). Este piso fue en un principio utilizado para cubrir todo el Eoceno medio desde la Biozona P.10 hasta la P.14. Tras la revisión de Blondeau (1981) se deja el Luteciense para el intervalo cronoestratigráfico comprendido por las Biozonas P.10, P.11 y la mayor parte de la Biozona P.12. El resto del Eoceno medio está representado por el Bartonense. Un piso equivalente del Luteciense, al menos para la parte alta, es el Biarritziense (Hottinger y Schaub, 1960), pero esta división no ha sido aceptada y ha quedado obsoleta (Pomerol, 1981), ya que el intervalo ocupado por éste último queda mejor definido por el Luteciense y el Bartonense.

Bartonense

El autor que definió este piso fue Mayer-Eymar en 1858, pero no fue hasta 1958 cuando Curry designó el estratotipo en la Formación "Barton", localizada en los acantilados entre Highcliffe y Milford (Hampshire, Inglaterra). Sedimentológicamente las "Barton" consisten en una serie de lutitas con areniscas intercaladas. Este

PALEOGENO	OLIGOCENO INFERIOR		RUPELIENSE
	EOCENO	SUPERIOR	PRIABONIENSE
		MEDIO	BARTONIENSE
			LUTECIENSE
	INFERIOR	YPRESIENSE	
	PALEOCENO SUPERIOR		THANETIENSE

FIGURA 5: Pisos del Eoceno y sus límites inferior y superior, aceptados por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (Modificado de Jenkins y Luterbacher, 1992).

piso abarca desde la mitad de la Biozona NP.16 hasta la parte más alta de la NP.17, según la biozonación de nannoplancton calcáreo (Martini, 1971). Y la mitad superior de la Biozona P.12, la Biozona P.13 y la Biozona P.14 de foraminíferos planctónicos (Odin y Luterbacher, 1992) (figura 6). En este trabajo el Bartonense está representado por la Biozona de *O. beckmanni*, por la Biozona de *A. bullbrookii*, y por la Biozona de *T. rohri*.

La Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno en el 28 Congreso Geológico Internacional de Washington (1989) aceptó este piso como estandar para la parte alta del Eoceno medio, debiendo situarse justo por encima del Luteciense. En un principio fue definido como un piso equivalente al Priabonense mediterráneo, pero más tarde Martini (1971) descubrió que la Biozona NP17 de nannoplancton estaba representada en el estratotipo de "Barton". Esta biozona, que fue correlacionada con la Biozona P.14 de Berggren (1972), indicaba que se trataba de una división cronoestratigráfica más antigua que el Priabonense y que correspondía a la parte alta del concepto tradicional que se tenía del Luteciense. Hardenbol y Berggren (1978) consideraron que la confusión existente entre los tres pisos podía resolverse restringiendo el Luteciense desde la Biozonas P.10 hasta la P.12, y el Bartonense para las Biozonas P.13 y P.14, cubriendo con estos dos pisos todo el Eoceno medio.

El Bartonense tiene como pisos equivalentes el Auverssiense, para la parte baja, y el Mariensiense para la parte alta. Ambos definidos en la Cuenca de Paris.

Recientemente han sido realizadas dataciones radiométricas del tránsito Eoceno medio/Eoceno superior. Concretamente, para el límite Luteciense/Bartonense, la edad estimada es de 40 ± 2 M.a. (Odin y Luterbacher, 1992).

La parte más alta del Bartonense no ha sido datada mediante métodos radiométricos, pero por correlación con una datación sobre basaltos atribuidos al Biarritziense (Odin y Luterbacher, 1992) se puede decir que la base

del Priaboniense y/o el techo del Bartonense pueden situarse alrededor de los 37 M.a. (Odin y Luterbacher, 1992), con un posible error estimado en $\pm 1,5$ M.a.

Priaboniense

Los autores que lo definieron fueron Munier-Chalmas y Lapparent (1893), siendo posterior-

mente enmendado por Cita (1969). La redefinición de este piso (1969) incluye las biozonas de foraminíferos planctónicos P.15, P.16 y P.17, y en términos de nannoplancton calcáreo las Biozonas NP.19, NP.20 y la parte Inferior de NP.21 (Cavelier y Pomerol, 1986). Se ha correlacionado (figura 6) la biozonación establecida en este trabajo con la biozonación establecida con nannoplancton calcáreo por

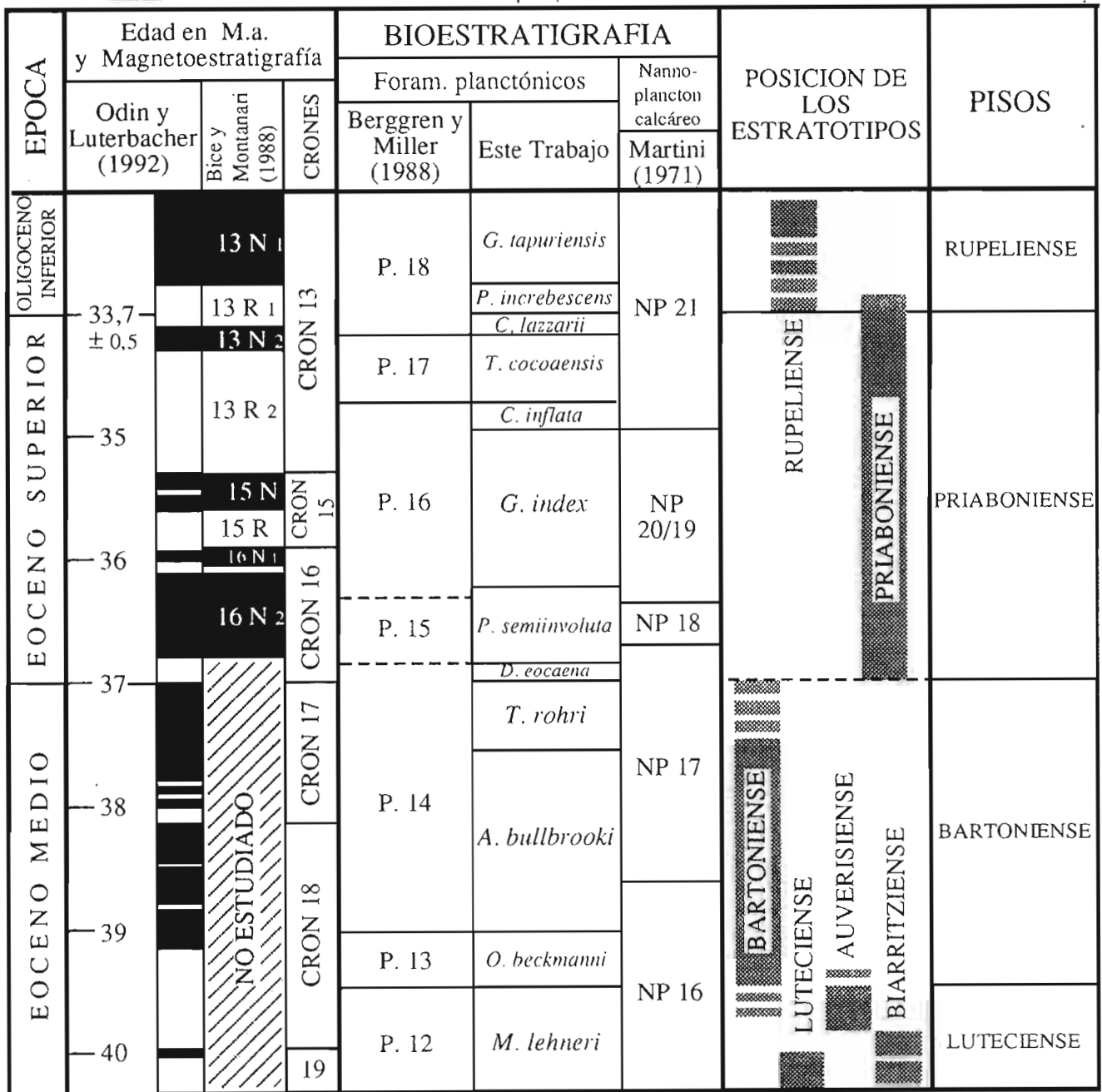


FIGURA 6: Gráfico de correlación bioestratigráfica, cronoestratigráfica y magnetoestratigráfica para el tránsito Eoceno medio - Oligoceno Inferior.

Martini (1971). Ultimamente, los dinoflagelados parece indicar que el techo del Priaboniense podría encontrarse en el Oligoceno (Brinkhuis, 1992). Este piso estaría representado en la biozonación establecida en este trabajo y en Gonzalvo y Molina (1992), por las Biozonas de *D. eocaena*, de *P. semiinvoluta*, de *G. index*, de *C. inflata*, de *T. cocoaensis* y de *C. lazzarii*. Teniendo en cuenta que en el estratotipo del Priaboniense están representadas las Biozonas P.15, P.16 y P.17 entendidas según Blow (1969), y por tanto el Priaboniense comprendería estas biozonas a partir de la U.A. de *T. rohri*, que es el límite inferior de la Biozona P.15 de Blow (1969).

Actualmente la Comisión Internacional de Estratigrafía y la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (I.C.S. y I.S.P.S.) aceptan el Priaboniense como el piso que representa al Eoceno superior. El estratotipo comprendería al Latdorfiense, utilizado por Martini, Fahlbusch y Hagn (1986) como Oligoceno Inferior, y la parte inferior del Tongriense, según Cavalier y Pomerol (1986). El Priaboniense tiene su equivalente continental en el Ludinense, piso definido en la Cuenca de París (Cavalier y Pomerol, 1986).

Debido a sus implicaciones en el límite Eoceno / Oligoceno ha sido un piso muy discutido, Berggren (1971) consideraba los dos pisos superiores del Eoceno como equivalentes en el tiempo, posteriormente este mismo autor y algunos más (Berggren *et al.*, 1985) utilizan el Bartonense como el piso inferior al Priaboniense y este como característico del Eoceno superior, tal como se utiliza en la actualidad siempre y cuando se trate de sedimentos marinos que correspondan al Eoceno superior.

Ha sido datado por métodos radioisotópicos y geocronológicos en varias ocasiones. En el estratotipo del Priaboniense fueron datadas las capas basales basálticas en 39.9 ± 1.1 M.a. En los Apeninos (Italia), incluido Massignano (estratotipo del límite E / O) se han datado las capas volcánico-sedimentarias con biotita, por métodos radioisotópicos, calibrando eventos desde los 36.4 a los 28.1 M.a., concluyendo

una edad para el límite E/O de 33.7 ± 0.4 M.a. (Odin *et al.*, 1991). También se ha realizado la magnetoestratigrafía en el corte del estratotipo en Massignano y correlacionado con la realizada en otros cortes también dentro de la región de los Apeninos.

El límite superior de este piso quedaría situado con la definición del estratotipo del límite Eoceno / Oligoceno, y es durante el intervalo de tiempo de este piso donde se encuentran las U.A. de numerosas especies de varios géneros: *Turborotalia*, *Hantkenina*, *Cribohantkenina*, entre los foraminíferos planctónicos más importantes. El final de este piso supone un cambio importante en las condiciones geológicas a nivel global constituyendo el final de una época, el Eoceno, del mismo modo que su comienzo supone un cambio en la fauna de foraminíferos planctónicos con respecto al Eoceno medio.

Límite Eoceno medio-Eoceno superior

Después de la definición de los límites entre épocas dentro del Paleógeno, la Subcomisión Internacional ha organizado Grupos de trabajo para definir los límites entre los pisos. De este modo existe un Grupo Internacional de trabajo que ha de proponer un estratotipo para el límite Bartonense/Priaboniense.

Según lo aceptado por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno, el límite Eoceno Medio/Eoceno Superior debería coincidir con el límite entre los pisos Bartonense y Priaboniense (Jenkins y Luterbacher, 1992), y más precisamente con la base del Priaboniense. En términos de foraminíferos planctónicos este límite se sitúa en la base de la Biozona P.15, según Blow (1969) y Odin y Luterbacher (1992), que se puede correlacionar con la base de la Biozona de *Kisselovia clathrata angulosa* (dinoflagelados), con la base de la Biozona de *Nummulites fabianii*, según Cavalier y Pomerol (1986), y con el límite entre las Biozonas NP.17 y NP.18 de nannoplancton calcáreo (Martini, 1971). Además, este límite se suele situar en la parte alta de la anomalía magnética 17 (Aubry *et al.*, 1988).

Tradicionalmente, se ha considerado que la extinción de los foraminíferos planctónicos muricados típicos del Eoceno medio marca el límite con el Eoceno superior. Esta extinción se ha creído brusca, de manera que los últimos representantes de *Morozovella*, *Truncorotaloides* y *Acarinina* desaparecían justo en el límite (Toumarkine y Luterbacher, 1985), o incluso que algún representante como *T. rohri* pasaba al Eoceno superior (Berggren y Miller, 1988). Como se ha puesto de manifiesto en este trabajo, mediante un estudio muy detallado, ninguna de las dos situaciones anteriores ocurren en latitudes subtropicales, ni tampoco ocurre en latitudes templadas, como el Pirineo (Gonzalvo, 1994). Visto lo que sucede en latitudes subtropicales parece lógico pensar que algo similar puede ocurrir en latitudes tropicales. Por tanto podemos afirmar que la U.A. de *P. semiinvoluta* es posterior a la U.A. de *T. rohri*. La extinción de los foraminíferos planctónicos muricados es progresiva, y la U.A. de *T. rohri* que se produce cerca de la base del Priaboniense, puede proponerse como un buen marcador del límite Bartoniense/Priaboniense, y por tanto del límite Eoceno medio/Eoceno superior.

CONCLUSIONES

El detallado muestreo y el posterior estudio cuantitativo nos permiten establecer que las extinciones de los foraminíferos planctónicos típicos del Eoceno medio que se creían simultáneas son escalonadas, lo cual ha permitido establecer una nueva y detallada biozonación para el tránsito Eoceno medio/superior, que consta de las siguientes biozonas: Biozona de *Morozovella lehneri*, Biozona de *Orbulinoides beckmanni*, Biozona de *Acarinina bullbrookii*, Biozona de *Truncorotaloides rohri* (Bartoniense, Eoceno medio), y Biozona de *Dentoglobigerina eocaena*, Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta* y Biozona de *Globigerapsis index* (Priaboniense, Eoceno superior).

El estratotipo del Bartoniense ha sido aceptado, por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno, como piso representante

de la parte superior del Eoceno medio, y el Priaboniense como el piso correspondiente al Eoceno superior, por ello el límite Eoceno medio/Eoceno superior debería coincidir con la base del Priaboniense. En consecuencia, como según la definición del estratotipo del Priaboniense su base se sitúa alrededor de la U.A. de *Truncorotaloides rohri*, concluimos que la extinción de esta especie podría ser un buen marcador para definir el estratotipo del límite Bartoniense/Priaboniense.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado bajo la financiación del Proyecto de investigación DGICYT PB94-0566, y de una beca postdoctoral F.P.I. en el extranjero, que disfruta Concepción Gonzalvo.

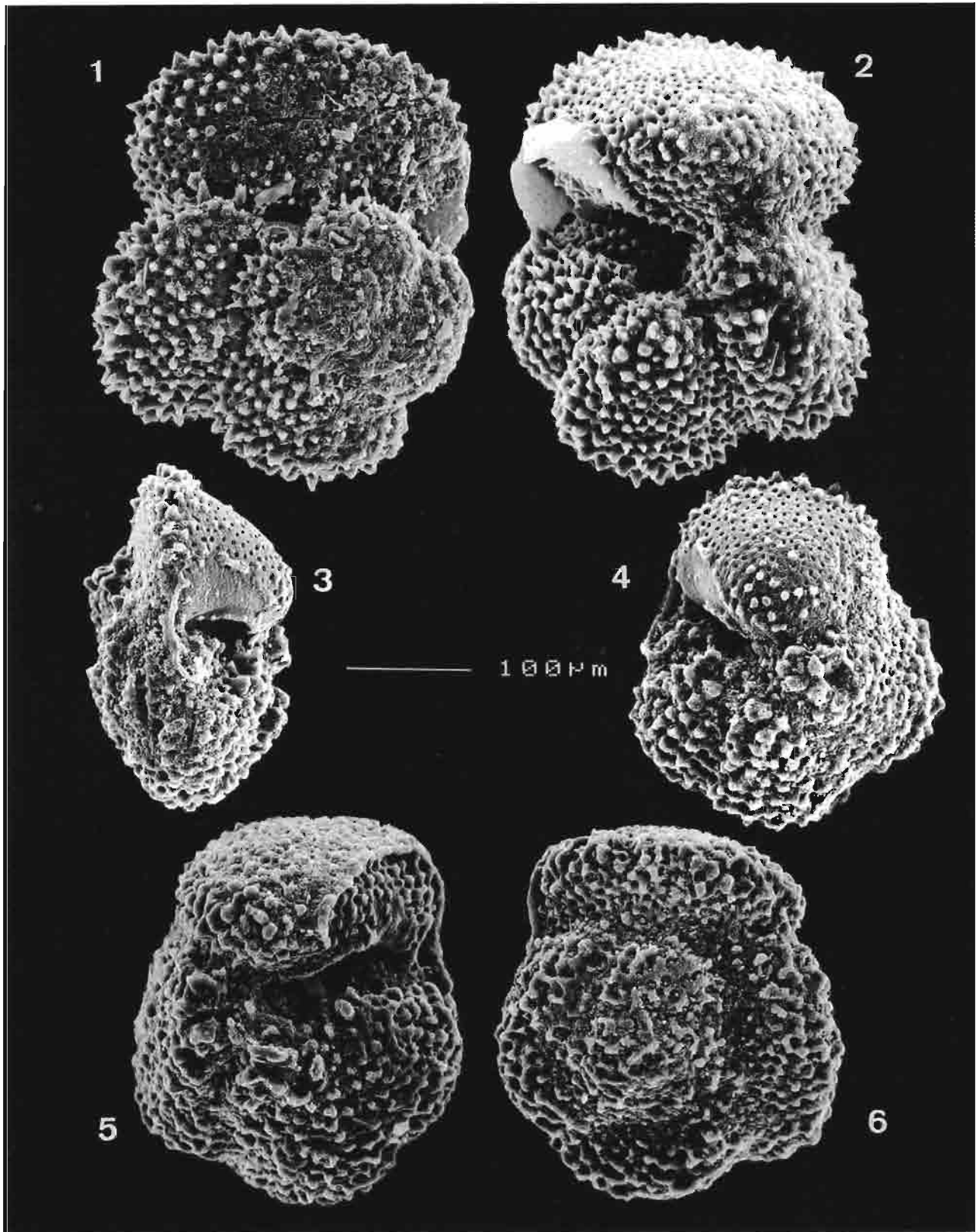
BIBLIOGRAFÍA

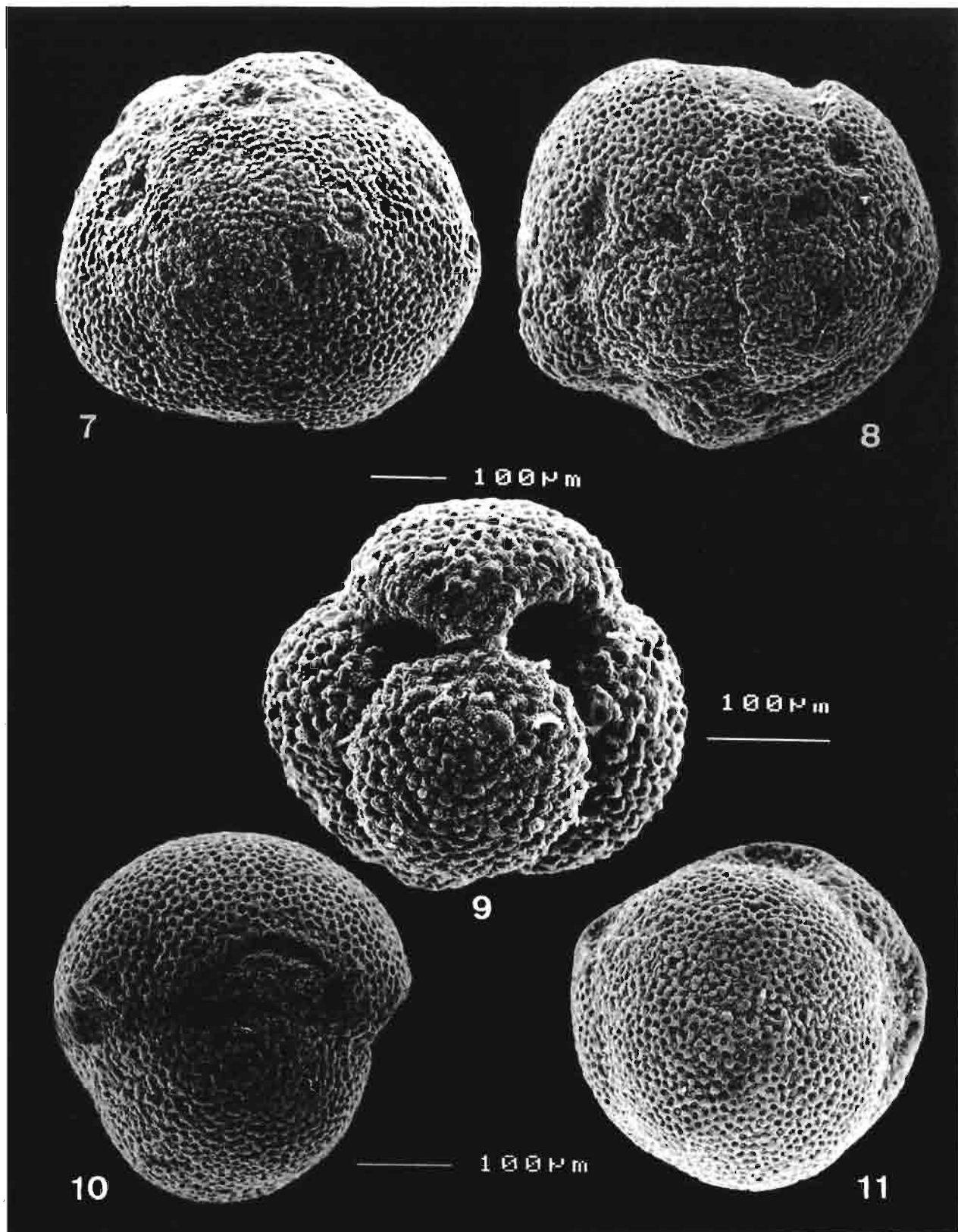
- AUBRY M.P., BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J., KLITGORD K.D., OBRADOVICH J.D., PROTHERO D.R.
 1988 *Paleogene Geochronology: an integrated approach*. Paleooceanography, vol. 3, No. 6, pp. 707-742.
- BERGGREN W.A.
 1971 *Tertiary boundaries and correlation*. In: Funnel y Riedel (Eds.): *Micropaleontology of the Oceans*, pp. 693-809.
- 1977 *Atlas of Paleogene PLanktonic Foraminifera*. In: Ramsay, A. T. S. (Ed.): *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, pp. 205-300.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J., VAN COUVERING J.A.
 1985 *Cenozoic geochronology*. Geological Society of America Bulletin, vol. 96, pp. 1407-1418.
- BERGGREN, W.A., MILLER, K.G.
 1988 *Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology*. Micropaleontology, vol. 34, No. 4, pp. 362-380.
- BICE D.M., MONTANARI A.
 1988 *Magnetic Stratigraphy of the Massignano section across the Eocene-Oligocene boundary*. International Union of Geological Sciences: Commission on Stratigraphy. Ancona (Italy), pp. 111-119.
- BLONDEAU A.
 1981 *Lutetian*. Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris, vol. 2, pp. 167-180.

- BLOW, W.H.
1969 *Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy*. Proc. I Intern. Conf. Plank. Microfossils, vol. 1, pp. 199-421.
- 1979 *The Cainozoic Globigerinida*. E. J. Brill (Ed.): 3 vol., pp. 1-1413.
- BLOW W.H., SAITO T.
1968 *The morphology and taxonomy of Globigerina mexicana Cushman 1925*. Micropaleontology, vol. 14, No. 3, pp. 357-360.
- BOLLI H.M.
1957 *Planktonic foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad*. B.W.I.U.S. Nat. Mus. Bull., Washington, vol. 215, pp. 155-172.
- 1966 *Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic foraminifera*. Asoc. Venez. Geol. Miner. Petrol., vol. 9, No. 1, pp. 3-32.
- BRINKHUIS M.
1992 *Late paleogene Dinoflagellate cysts with special reference to the Eocene/Oligocene Boundary*. En: Prothero, D. R. y Berggren, W. A. (Eds.): *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*, pp. 327-340.
- CANUDO J.I.
1990 *Los Foraminíferos Planctónicos del Paleoceno-Eoceno en el Prepirineo meridional y su comparación con la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, pp. 1-436. Inédita.
- CANUDO J.I., MOLINA, E.
1988 *Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo Aragonés): Eoceno medio y superior*. Act. II Congreso Geológico de España, vol. 1, pp. 273-276.
- 1992 *Biostratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., vol. 5, No 1-2, pp. 145-157.
- CAVELIER C., POMEROL CH.
1986 *Stratigraphy of the Paleogene*. Bulletin de la Société Géologique de France, vol. 8, No. 2, pp. 255-265.
- CITA M.B.
1969 *Le Paleocène et l'Eocène de l'Italie du Nord*. Bull. BRGM, vol. 59, pp. 417-430.
- COCCIONI R., MONACO P., MONECHI S., NOCHI M., PARISI G.
1988 *Biostratigraphy of the Eocene -Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy)*. Int. Subcomm. Paleog.Strat., E/O Meeting, Spec. Publ., vol. 2, No. 1, pp. 59-80.
- COMAS M.C.
1978 *Sobre la geología de los Montes orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Univ. Bilbao, pp. 1-332.
- CORDEY W.G.
1968 *Morphology and phylogeny of Orbulinoides beckmanni Saito*. Paleontology, vol. 11, No. 3, pp. 371-375.

LAMINA 1

- Figura 1. Vista espiral de *Truncorotaloides rohri*, Eoceno medio.
- Figura 2. Vista umbilical *Truncorotaloides rohri*, Eoceno medio.
- Figura 3. Vista lateral de *Morozovella spinulosa*, Eoceno medio.
- Figura 4. Vista umbilical de *Morozovella spinulosa*, Eoceno medio.
- Figura 5. Vista umbilical de *Acarinina bullbrooki*, Eoceno medio.
- Figura 6. Vista espiral de *Acarinina bullbrooki*, Eoceno medio.





REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALÉONTOLOGÍA Vol. XXVIII, núm. 2, 1996.

- CREMADES J.
1982 *Contribución al conocimiento de los Foraminíferos Planctónicos y al estudio Bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del Sector Oriental de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Publ. de la Universidad de Granada, pp. 1- 350.
- GONZALVO C.
1994 *Los Foraminíferos Planctónicos del tránsito Eoceno medio- Oligoceno inferior: Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y Eventos Paleocenoográficos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, pp. 1-349. Inédita.
- GONZALVO C., MOLINA E.
1992 *Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del tránsito Eoceno-Oligoceno en Torre Cardela (España) y Massignano (Italia)*. Revista Española de Paleontología, vol. 7, No. 2, pp. 109-126.
- HAGGAG, M.A.
1990 *Globigerina pseudoampliapertura Zone, a new Late Eocene planktonic foraminiferal Zone (Fayoum area, Egypt)*. Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie Monatshefte, vol. 5, pp. 295-307.
- HARDENBOL J., BERGGREN W.A.
1977-78 *A New Paleogene numerical time scale*. Contributions to the Geologic Time Scale, vol. 6, pp. 213-234.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G., SMITH D.G.
1989 *A geologic time scale*. Cambridge University Press, pp. 1-263.
- HOTTINGER L., SCHAUB H.
1960 *Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens: Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien*. Eclog. Geol. Helvetiae, vol, 53, No. 1, pp. 453-479.
- JENKINS G.D.
1966 *Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to the lower Miocene of New Zealand*. New Zealand. Journal of Geology and Geophysics, vol. 8, No. 6, pp. 1088-1126.
- JENKINS G.D., LUTERBACHER H.
1992 *Paleogene stages and their boundaries (Introductory remarks)*. Neues Jahrbuch fur Geologie und Paläontologie Abh, vol. 186, No. 1-2, pp. 1-5.
- MARTÍNEZ DÍAZ, C.
1971 *Correlaciones bioestratigráficas del Eoceno en la Hoja de Aoiz (Navarra)*. I Congr. Hispano-luso-americano Geol. Econ, vol. 1, pp. 265-272.
- MARTÍNEZ GALLEGO, J.
1977 *Estudio Micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda - Piñar - Pedro Martínez (Zona Subbética)*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada, 1974. Publ. de la Universidad de Granada, 2 vol., pp. 1-506.
- MARTÍNEZ GALLEGO J., MOLINA E.
1975 *Estudio del tránsito Eoceno-Oligoceno con foraminíferos planctónicos al Sur de Torre Cardela (Provincia de Granada, Zona Subbética)*. Cuadernos de Geología, vol. 6, pp. 177-195.
- MARTINI E.
1971 *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. En Farinacci (Ed.): Proc. 2nd Plank. Conference. Roma 1970, vol. 2, pp. 739-785.
- MARTINI E., FAHLBUSCH V., HAGN H.
1986 *The Eocene/Oligocene boundary and the Latdorfian (Lower Oligocene)*. Newsletter Stratigraphy, vol. 17, No. 1, pp. 37-43.
- MAYER-EYMAR K.
1858 *Essai d'un tableau synchronistique des terrains tertiaires d'Europe*. Vehr. Schweiz. Ges. Naturwiss, vol. 42, pp. 165-199.

LAMINA 2

- Figura 7. Vista umbilical de *Orbulinoides beckmanni*, Eoceno medio.
- Figura 8. Vista espiral de *Orbulinoides beckmanni*, Eoceno medio.
- Figura 9. Vista umbilical de *Glogigerapsis index*, Eoceno medio y superior.
- Figura 10. Vista umbilical de *Porticulasphaera semiinvoluta*, Eoceno superior.
- Figura 11. Vista espiral de *Porticulasphaera semiinvoluta*, Eoceno superior.

- MOLINA E.
1975 *Estudio geológico (con énfasis micropaleontológico) del sector Torre Cardela-El Navazuelo (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada. (Inédita).
- 1979 *Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)*. Tesis doctoral. Publicación de Universidad de Granada y Zaragoza, pp. 1-342.
- 1986 *Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section*. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, vol. 9, pp. 53-63.
- MOLINA E., GONZALVO C., KELLER G.
1993 *The Eocene-Oligocene planktic foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses*. *Geological Magazine*, vol. 130, No. 4, pp. 483-499.
- MOLINA E., KELLER G., MADILE M.
1988 *Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain*. *Revista Española de Micropaleontología*, vol. 20, No. 3, pp. 419-514.
- MUNIER-CHALMAS E., LAPPARENT A.
1893 *Note sur la nomenclature des bassins sédimentaires*. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, vol. 21, pp. 438-488.
- ODIN G.S., LUTERBACHER H.
1992 *The age of the Paleogene Stage Boundaries*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.*, vol. 186, No. 1-2, pp. 21-48.
- ODIN G.S., BARBIN V., HURFORD A.J., BAADSGAARD B., GALBRUN B., GILLOT P.Y.
1991 *Multi-method radiometric dating of volcano-sedimentary layers from northern Italy: age and duration of the Priabonian stage*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 106, pp. 151-168.
- POMEROL, CH.
1981 *Stratotypes of Paleogene stages*. *Bulletin d'information des Geologues du Bassin de Paris*. Ed. Ch. Pomerol, vol. 2, pp. 1-301.
- PREMOLI SILVA I., COCCIONI R., MONTANARI A.
1988 *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. *International Union of Geological Sciences: Commission on Stratigraphy*. Ancona (Italy), pp. 1-268.
- SAMUEL O., SALAJ J.
1968 *Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene*. *Geologický Ústav Dionýza Stúra, Bratislava*, pp. 1-232.
- TOUMARKINE M., LUTERBACHER H.
1985 *Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera*. En H.M. Bolli, J.B. Saunders y K. Perch-Nielsen (eds.): *Plankton Stratigraphy*, 87-154.

Manuscrito recibido el 21-XII-1995
Manuscrito aceptado el 23-XII-1995