

BIOESTRATIGRAFÍA Y CRONOESTRATIGRAFÍA DEL TRÁNSITO EOCENO-OLIGOCENO EN TORRE CARDELA (ESPAÑA) Y MASSIGNANO (ITALIA)

Concepción GONZALVO y Eustoquio MOLINA

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

ABSTRACT

A quantitative study of planktonic foraminifera through the Eocene/Oligocene boundary in the Torre Cardela section (Betic Cordillera, SE Spain) and in the Massignano section (Apennines, Italy) has allowed establishing a high resolution biozonation. A succession of events has been identified. A progressive series of extinctions occurred during late Eocene times, up to boundary with the Oligocene where extinctions accelerated for the genera *Turborotalia*, *Hantkenina* and *Cribohantkenina*. The last occurrences of *Cribohantkenina lazzarii* and *Pseudohastigerina micra* ($> 150 \mu$) coincide with the Eocene/Oligocene boundary in the Torre Cardela section, but the more condensed succession of the Massignano stratotype does not allow the same precision with regard to the extinction of the Hantkeniniidae. The following biozones have been distinguished in both sections: *Porticulasphaera semiinvoluta*, *Globigerapsis index*, *Cribohantkenina inflata*, *Turborotalia cocoaensis* and *Cribohantkenina lazzarii* biozones for the Priabonian (Upper Eocene); *Paragloborotalia increbescens* and *Globigerina tapuriensis* biozones for the Rupelian (Lower Oligocene).

Keywords: Planktic foraminifera, Biostratigraphy, Chronostratigraphy, Eocene, Oligocene, Apennines, Betic Cordillera.

RESUMEN

El estudio de los foraminíferos planctónicos del tránsito Eoceno-Oligoceno en la sección de Torre Cardela (Cordillera Bética, España) y en la de Massignano (Apeninos, Italia), y la comparación de ambas secciones, ha permitido establecer una nueva biozonación de alta resolución que junto al análisis cuantitativo hace posible una precisa identificación de los eventos más importantes que acontecieron en el tránsito Eoceno-Oligoceno. Durante el Eoceno Superior se produjeron una serie de extinciones progresivas que continúan hasta el límite E/O, donde esta progresión se acelera para algunos géneros tales como *Turborotalia*, *Hantkenina* y *Cribohantkenina*. La última aparición de *Cribohantkenina lazzarii* y de *Pseudohastigerina micra* ($> 150 \mu$), coincide con el límite E/O en Torre Cardela, pero en el estratotipo de Massignano la potencia menor de la serie hace más difícil separar tan netamente los horizontes de extinción de Hantkeniniidae. En ambos cortes se han diferenciado las siguientes biozonas: Biozona de *Porticulasphaera semiinvoluta*, Biozona de *Globigerapsis index*, Biozona de *Cribohantkenina inflata* Biozona de *Turborotalia cocoaensis* y Biozona de *Cribohantkenina lazzarii* (Priaboniense, Eoceno superior), Biozona de *Paragloborotalia increbescens* y Biozona de *Globigerina tapuriensis* (Rupeliense, Oligoceno inferior).

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

INTRODUCCIÓN

Las secciones del tránsito Eoceno-Oligoceno (E-O) en el Sur de España junto con los cortes de los Apeninos (Italia) constituyen un conjunto, del cual destacan el perfil de Torre Cardela y el perfil de Massignano, como las dos mejores secciones a nivel mundial conocidas actualmente, donde se puede reconocer el límite Eoceno/Oligoceno (E/O) en sedimentos marinos.

El estudio de los foraminíferos planctónicos de estos cortes ha contribuido en gran manera al reconocimiento cronoestratigráfico del límite E/O. Sin embargo, por primera vez se realiza en ellos un estudio cuantitativo que permite comparar las características de los dos cortes, estableciendo una nueva biozonación válida para ambos y una correlación de los principales eventos identificados en las dos secciones estudiadas.

El corte de Torre Cardela fue estudiado por Martínez Gallego y Molina (1975), Martínez Gallego (1977),

y Molina (1979), y fue propuesto por Molina *et al.* (1986), junto con los cortes de Fuente Caldera y Molino de Cobo, como candidatos para definir en ellos el límite E/O. Por otra parte, el corte de Massignano ha sido estudiado principalmente por varios investigadores italianos que lo propusieron como candidato a estratotipo del límite E/O, siendo aceptado. De manera que gran parte de los trabajos realizados se publicaron con ocasión de la definición en este perfil del estratotipo del límite E/O por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno (Premoli Silva *et al.*, 1988).

MATERIAL Y METODOLOGÍA

Situación geográfica y geológica

El perfil de Torre Cardela se sitúa geográficamente al Sur de la Península Ibérica, en el Norte de la provincia de Granada, término municipal de Torre Cardela

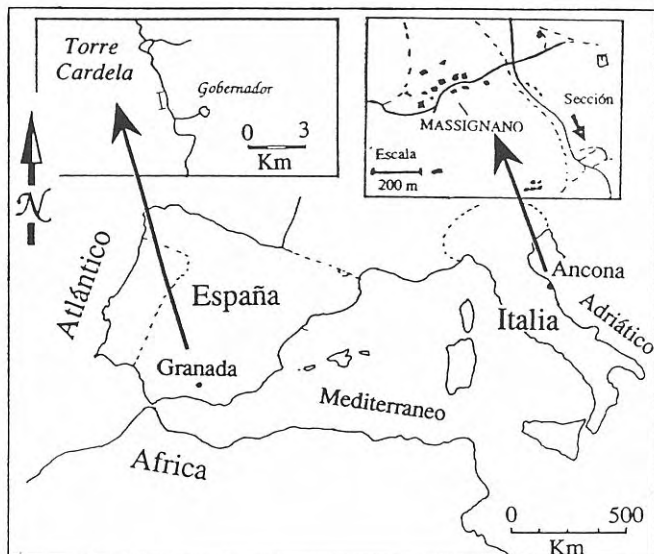


Figura 1. Situación geográfica del corte de Torre Cardela (Granada, España) y del corte de Massignano (Ancona, Italia).

(Fig. 1). Se puede localizar en la hoja de Moreda (992) del Mapa Militar de España (E 1:50.000), concretamente en el punto kilométrico 186 de 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 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 niveles de margas hemipelágicas.

El corte de Torre Cardela consiste en 110 metros (Fig. 2) 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 hasta 125 cm de espesor, aunque generalmente oscilan entre 25 y 35 cm. Presentan laminaciones, estratificación gradada, laminación cruzada, y estructuras en la base de los estratos. Las margas son de color gris claro y se disponen en niveles de hasta 5 metros de espesor. Se han estudiado las muestras tomadas en los niveles margosos, revelando una fauna de foraminíferos planctónicos muy abundante y bien conservada (Láms. I y II) que se depositaron en la zona batial media-alta (Berthetnet, 1985).

El perfil de Massignano está localizado geográficamente en una cantera abandonada en el lado Este de la carretera de Ancona a Sirolo, a unos cientos de metros de la localidad italiana de Massignano, que pertenece al área de Monte Cónero en la sierra más oriental de los Apeninos de Italia Central (Fig. 1).

Geológicamente, el corte se enmarca dentro de un anticlinal asimétrico de vergencia NE y cuya dirección es NW-SE. El flanco SW de dicho anticlinal no presenta perturbaciones tectónicas en el intervalo sedimenta-

rio que comprende a la serie del estratotipo del límite E/O. El perfil sedimentario estudiado se incluye dentro de la Unidad Litoestratigráfica de la "Scaglia Cinerea", constituida por calizas margosas que afloran en la Cuenca de Umbria-Marche en el Norte de los Apeninos. En esta unidad está representado el Eoceno Superior y todo el Oligoceno, y está incluida dentro de una gran secuencia pelágica que abarca temporalmente desde el Liásico Inferior hasta el Mioceno Inferior (Alvarez y Montanari, 1988). La serie estudiada comprende 23 metros de sedimentos, y está formada por margas verde-grisáceas, margas calcáreas y pequeños niveles intercalados de cenizas volcánicas muy ricas en biotita, y la serie se hace más margosa y menos carbonatada en el intervalo del límite (Fig. 3). Las muestras estudiadas presentan una gran abundancia de foraminíferos planctónicos en buen estado de conservación (Láms. I y II), así como de foraminíferos bentónicos que permiten la interpretación de la profundidad a la que se produjo el depósito, correspondiendo a una cuenca situada en la zona batial baja-media (Parisi y Coccioni, 1988).

Metodología

Las muestras recogidas de los perfiles se han preparado mediante la técnica de levigado con tamices 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 Oto 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% (Tablas 1 y 2).

BIOESTRATIGRAFÍA

Las dos secciones estudiadas permiten establecer una detallada biozonación basada en las Primeras y Últimas Apariciones (P.A. y U.A.) de especies de foraminíferos planctónicos. Se han utilizado generalmente los eventos de última aparición de especies con morfología muy distintiva, lo cual facilita la identificación y además, es útil para el control de sondeos, aunque supone un inconveniente en otros trabajos. Ahora bien, el análisis cuantitativo y la contrastación en diferentes regiones permiten minimizar los problemas de fauna resedimentada y contaminada.

La biozonación establecida en este trabajo, se ha correlacionado con las biozonaciones más utilizadas realizadas en otras latitudes, tales como la de Bolli (1957 y 1966), Blow (1979) y Berggren y Miller (1988). Además hemos correlacionado nuestra biozonación con la utili-

zada en el estratotipo del límite E/O en Massignano por Coccioni *et al.* (1988) y las realizadas por Martínez Gallego (1977) y Cremades (1982), y la utilizada por Molina (1986) y Molina *et al.* (1986 y 1988) para la Cordillera Bética.

La nueva biozonación establecida en este trabajo comprende siete biozonas definidas como biozonas de intervalo, cinco en el Eoceno Superior y dos en el Oligoceno Inferior, reconocibles tanto en el corte de Torre Cardela como en el de Massignano.

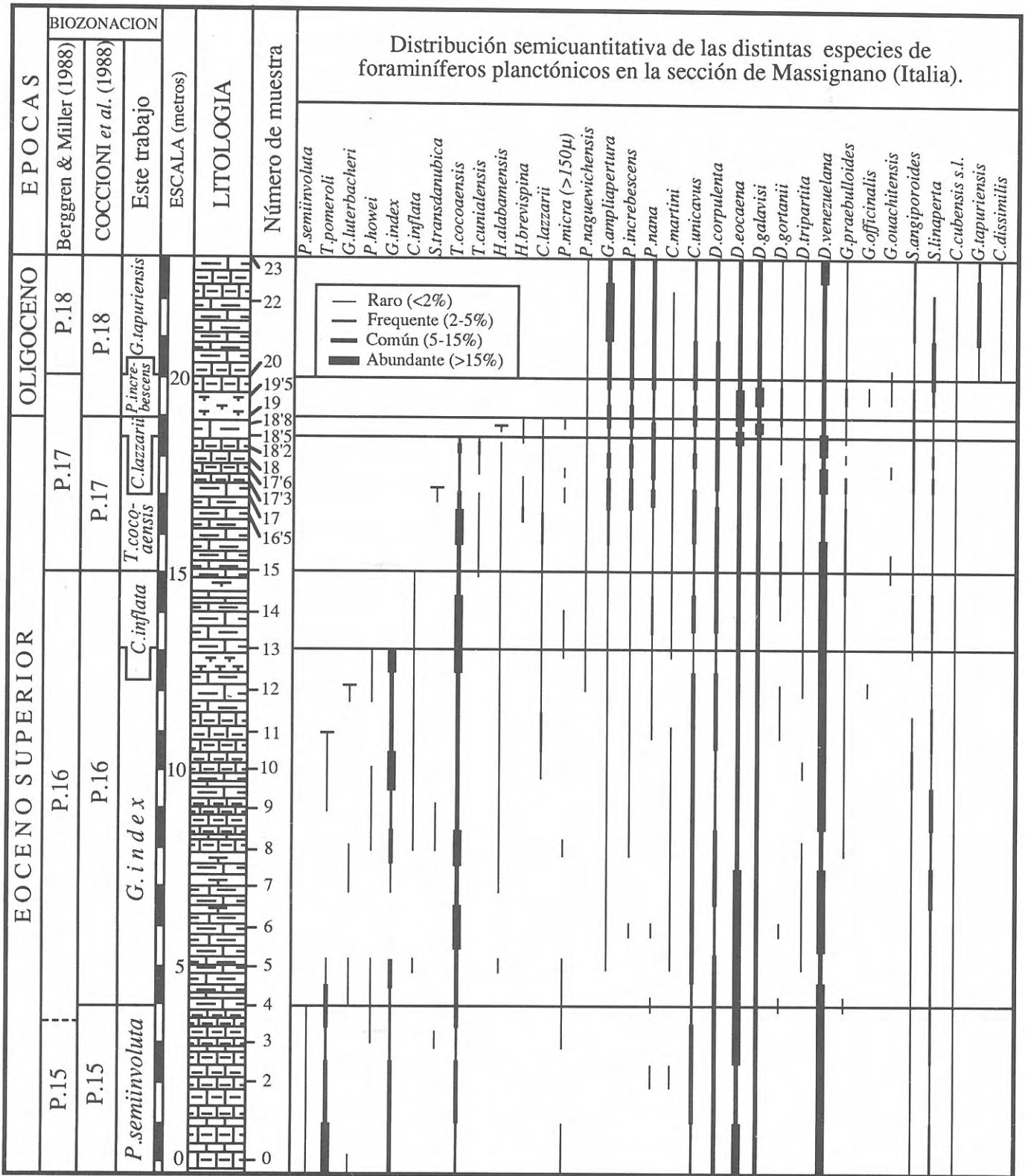


Figura 3. Representación del perfil del estratotipo del límite E/O en Massignano (Italia) y distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos.

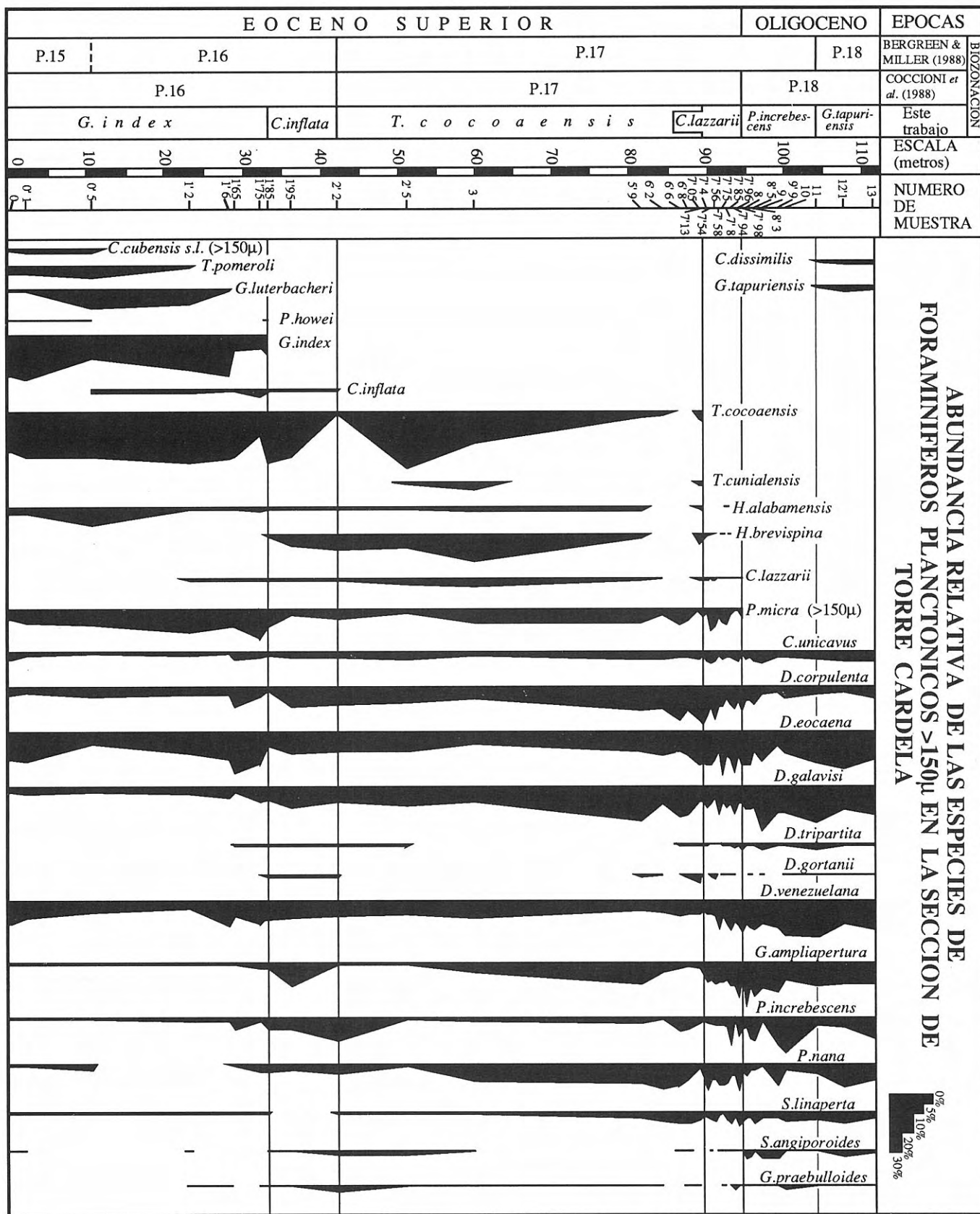


Figura 4. Representación de las especies (> 150 μ) según el estudio cuantitativo realizado en el corte de Torre Cardela (Granada, España).

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) definieron 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 aproximadamente 40 metros en la secuencia de Torre Cardela, y 10 metros en la sección de Massignano y que en las secciones estudiadas en este trabajo es fácil de distinguir (Figs. 2 y 3).

La asociación característica viene dada por: *G. index*, *T. pomeroli*, *G. luterbacheri*, *C. inflata*, *T. cocoaensis*, *Hantkenina alabamensis*, *C. lazzarii*, *P. micra*, *Dentoglobigerina tripartita*, *D. venezolana*, *D. corpulenta*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *C. unicavus*, *S. linaperta* (Figs. 2, 3, 4 y 5).

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* (Fig. 6).

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*, pues en este trabajo está ocupado por la siguiente biozona.

Biozona de *Cribohantkenina inflata* (enmendada)

Definición: Biozona de intervalo comprendido entre la U.A. de *Globigerapsis index* y la U.A. de *Cribohantkenina inflata*, con *C. inflata* como taxón índice nominal. Propuesta originalmente por Blow y Banner (1962) como Biozona de *Cribohantkenina danvillensis*, posteriormente fue enmendada en su denominación por Blow (1979) como Biozona de *Cribohantkenina inflata*, ya que *C. danvillensis* cayó en sinonimia con *C. inflata*. Estas dos definiciones fueron realizadas bajo el concepto de biozona de extensión total, mientras que en este trabajo el concepto se enmienda a biozona de intervalo. Pertenece al Eoceno Superior.

Observaciones: Se caracteriza por un conjunto de estratos que contienen *C. inflata* y representan un intervalo comprendido entre la Biozona de *T. cocoaensis* y la Biozona de *G. index*. Representa aproximadamente 10 metros de la secuencia rítmica, pelágico-turbidítica de Torre Cardela (Fig. 2). Establecemos la base de la biozona desde la U.A. de *G. index*, pues se trata de un

evento de extinción muy significativo, aunque a escala global tiene implicaciones paleoecológicas y paleoceanográficas aún no totalmente conocidas.

Es también posible reconocer esta biozona en los sedimentos del estratotipo en Massignano con las mismas características que en Torre Cardela, aunque con una representación sedimentaria mucho menor, aproximadamente 1 metro (Fig. 3). En el intervalo estudiado en la sección del estratotipo podemos observar el límite inferior, plenamente correlacionable con el evento de desaparición de los *Discoaster* en forma de roseta.

La asociación característica en los sedimentos de los cortes de Torre Cardela y Massignano viene dada principalmente por las siguientes especies: *C. inflata*, *C. lazzarii*, *Hantkenina brevispina*, *H. alabamensis*, *T. cocoaensis*, *P. micra*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *C. unicavus*, *C. martini*, *D. venezolana*, *D. corpulenta* y *S. linaperta* (Figs. 2, 3, 4 y 5).

Se puede establecer una comparación entre los dos cortes estudiados, entre la biozonación aplicada en este trabajo y la aplicada en el estratotipo en el momento de su elección como tal (Coccioni *et al.*, 1986 y 1988). De esta forma podemos afirmar que nuestra Biozona de *C. inflata* coincide con la parte superior de Biozona P.16, y su límite inferior se sitúa dentro de dicha biozona (Fig. 6).

La Biozona de *C. inflata* utilizada en el presente trabajo coincide en su límite superior con la Biozona P.16 de Blow (1979). Aunque el taxón índice utilizado en sentido estricto es el mismo, existen diferencias, pues Blow localiza la extinción de todo el género *Cribohantkenina* en el límite superior de esta biozona y utiliza la P.A. de *C. inflata* como base de la biozona. De manera que la Biozona P.16 englobaría fundamentalmente dos de nuestras biozonas: Biozona de *G. index* y Biozona de *C. inflata*.

Las biozonaciones de Bolli (1957 y 1966) y Bolli *et al.* (1985) no coinciden con nuestra biozonación ni con la biozonación de Blow (1979). La parte superior de la Biozona de *C. inflata* correspondería con parte de la Biozona de "Globorotalia" *cerroazulensis* s.l. de Bolli *et al.* (1985), puesto que dicha biozona se realizó en función de la distribución de *Turborotalia cerroazulensis*, su U.A. es utilizada para establecer el límite superior de la biozona homónima.

Con respecto a la biozonación de Berggren y Miller (1988) nuestra Biozona de *C. inflata* coincide con la parte más alta de la Biozona de *C. inflata* de estos autores, de manera similar a lo que ocurre al comparar nuestra biozona con la de Martínez Gallego (1977) y Blow (1979).

En el presente trabajo se introduce una modificación en la zonación utilizada hasta el momento, puesto que la Biozona de *C. inflata* de Molina (1986) y Molina *et al.* (1986 y 1988) incluía dos biozonas de este trabajo.

Biozona de *Turborotalia cocoaensis*

Definición: Biozona de intervalo comprendido entre la U.A. de *Cribohantkenina inflata* y la U.A. de *Turborotalia cocoaensis*. Originalmente fue Cremades (1982) quien definió una biozona con el mismo nombre, pero correspondiendo a un intervalo bioestratigráfico diferen-

MASSIGNANO x < 2 %																													
	Ms-0	Ms-2	Ms-3	Ms-4	Ms-5	Ms-6	Ms-7	Ms-8	Ms-9	Ms-10	Ms-11	Ms-12	Ms-13	Ms-14	Ms-15	Ms-16.5	Ms-17	Ms-17.3	Ms-17.6	Ms-18	Ms-18.2	Ms-18.5	Ms-18.8	Ms-19	Ms-19.5	Ms-20	Ms-22	Ms-23	
<i>C. dissimilis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	x
<i>C. martini</i>	-	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>C. unicavus</i>	5	8,3	8	3	5,6	7,7	9	10	8,8	10	9,4	6	x	6	3	7	5,5	4,3	4	6,6	4	2,2	3,2	5,4	4,8	6	2,7	4	
<i>C. inflata</i>	-	-	-	-	x	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. lazzarii</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	2,7	x	x	x	x	3,2	x	x	x	x	x	x	x	x	x	-	-	-	-
<i>D. corpulenta</i>	6,6	5,1	8,3	9	7,5	4,5	8,4	6,8	5	4,5	7,6	5,3	2,7	6	7	5,5	5	8,6	11	10	7,7	9,3	9,3	13	15	9	3,7	3,3	
<i>D. eocaena</i>	17	14	26	20	25	18	16	15	14	11	14	11	6	13	12	14	8,4	12	7,4	11	8,8	16	13	17	17	15	7,8	5,3	
<i>D. galavisi</i>	5,7	11	13	12	14	12	8,9	8,7	15	7,5	10	14	6,8	8,8	8,4	10	9	9,3	10	13	8,5	13	18	14	18	7,2	14	11	
<i>D. gortanii</i>	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	x	x	-	x	2,8	x	x	x	-	x	x	x	x	2,4	2,8	x	x	x	x
<i>D. tripartita</i>	-	-	-	-	x	x	x	x	-	x	-	x	x	x	x	x	x	x	2,6	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
<i>D. venezuelana</i>	20	20	22	24	10	21	25	12	19	18	19	29	19	22	22	15	14	21	26	11	19	17	15	12	12	10	13	19	
<i>G. index</i>	13	13	3,3	4,4	15	-	x	11	4,2	24	5,2	6	20	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>G. ampliapertura</i>	-	-	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	2,3	10	7,6	4,8	7,7	3,7	3,2	9	5,5	3,4	5,7	23	13	
<i>G. officinalis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	
<i>G. ouachitensis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
<i>G. praebulloides</i>	-	-	-	x	-	-	-	-	x	x	x	x	2	x	2	3	2,3	2	2,6	-	x	-	x	x	3,7	x	x	2	
<i>G. tapuriensis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	7,5	2,5	
<i>P. increbescens</i>	-	-	-	-	-	x	-	x	x	x	x	x	x	x	x	5,7	6,3	4	8,4	10	4,1	6,8	11	3	13	5,7	5,3	5,3	
<i>P. nana</i>	-	x	-	x	-	x	-	-	-	-	-	x	x	x	4,5	x	x	12	4,3	6,6	7,7	13	11	5,7	4	2,7	5,4	6,6	
<i>H. alabamensis</i>	-	-	-	-	x	-	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
<i>H. brevispina</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	x	x	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	
<i>P. micra (>150 μ)</i>	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-	-	-	x	x	-	x	-	x	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	
<i>P. nagewichensis s.l.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>S. angiporoides</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	2,3	2	-	2	3,8	x	x	x	6	2,5	4,4	5,5	5,3	3,3	2,3	4,8	x	3	5
<i>S. linaperta</i>	2,2	2	5	2,8	2,2	3,8	7,2	4,5	6,3	2	3,5	x	x	3,2	x	x	x	3,6	x	3,7	x	x	x	x	3,4	6,4	2,3	-	
<i>S. transdanubica</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>C. cubensis s.l.</i>	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
<i>T. cocoaensis</i>	4,1	7,7	4	7,8	13	24	8,9	18	14	8,5	9	12	24	18	15	19	9	3,9	4	2,9	5,5	4,1	-	-	-	-	-	-	
<i>T. cunialensis</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	x	x	-	x	x	2,6	x	-	-	-	-	-	-
<i>T. pomeroli</i>	21	6	5	6	x	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>P. howei</i>	-	-	x	x	x	-	-	-	x	x	x	-	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>P. semiinvoluta</i>	x	x	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>G. luterbacheri</i>	x	x	-	x	x	-	x	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Número total de individuos	315	311	301	320	318	286	236	307	284	305	287	303	291	284	283	307	296	303	272	273	272	314	281	276	298	282	299	156	

Tabla 2. Datos de abundancia de especies en tanto por ciento basados en poblaciones de alrededor de 300 individuos, en el corte del estratotipo del límite E/O en Massignano (Apeninos, Italia).

te, correlacionable con la Biozona de *G. index* y por tanto definido entre otros límites dentro del Eoceno Superior.

Observaciones: Se trata de un conjunto de estratos que representan un intervalo que contiene *T. cocoaensis* comprendido entre la Biozona de *C. lazzarii* y la Biozona de *C. inflata*. En el corte de Torre Cardela está representada por más de 40 metros de serie, mientras que en Massignano tiene sólo 3,5 metros (Figs. 2 y 3).

El límite superior está marcado por la desaparición del género *Turborotalia*, tanto *T. cocoaensis*, como *T. cunialensis*, por lo que correspondería a la parte de la Biozona de *T. cunialensis* de Cremades (1982). Ahora bien, hemos preferido utilizar *T. cocoaensis* como taxón índice por ser mucho más abundante.

La asociación característica es: *C. lazzarii*, *H. brevispina*, *H. alabamensis*, *T. cocoaensis*, *T. cunialensis*, *P. micra*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *C. unicavus*, *C. martini*, *D. venezuelana*, *D. corpulenta* y *S. linaperta* (Figs. 2, 3, 4 y 5).

Esta biozona es comparable con la parte superior de la Biozona de "*G. cerroazulensis* s.l. de Bolli (1957), con la mayor parte de la Biozona de *C. lazzarii* de Molina (1986) y de Martínez Gallego (1977), con la P.17 de Blow (1979), excepto en su límite superior. Así mismo se correlaciona con casi la totalidad de la Biozona P.17 utilizada por Coccioni *et al.* (1986 y 1988) en

Massignano. La mayoría de estas biozonas se diferencian de la realizada en este trabajo en que la parte superior, el intervalo desde la U.A. de *Turborotalia* spp. y el límite E/O, no queda incluido dentro de la Biozona de *T. cocoaensis*. La Biozona P.17 de Berggren y Miller (1988) se puede correlacionar totalmente, ya que coinciden ambos límites (Fig. 6).

Biozona de *Cribrohantkenina lazzarii* (enmendada)

Definición: Biozona de intervalo comprendido entre la U.A. de *Turborotalia cocoaensis* y la U.A. de *Cribrohantkenina lazzarii*, con *Cribrohantkenina lazzarii* como taxón índice nominal. Originalmente propuesta por Martínez Gallego (1977), es aquí enmendada al utilizar límites distintos de los que utilizó el autor original. Esta es la última biozona del Eoceno Superior, coincidiendo el techo con el límite E/O.

Observaciones: Se trata de un conjunto de estratos que representan un intervalo que contiene *C. lazzarii* comprendido entre la Biozona de *P. increbescens* y la Biozona de *T. cocoaensis*. Consiste en aproximadamente 5 metros de la serie pelágico-turbidítica de Torre Cardela (Fig. 2).

Esta biozona se puede reconocer en Massignano, pero existe una diferencia importante que se refleja en

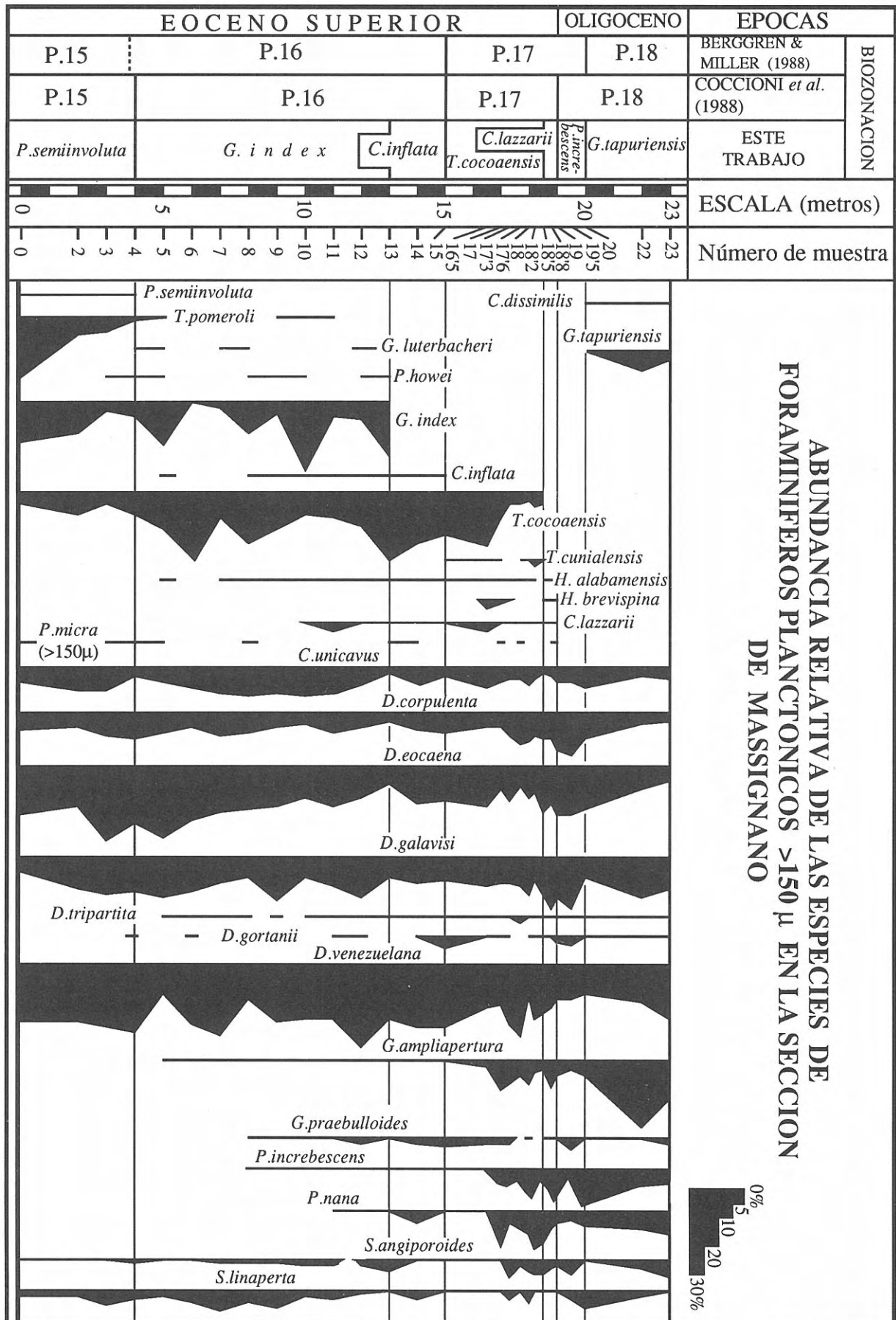


Figura 5. Representación de las especies ($> 150 \mu$) según el estudio cuantitativo realizado en el estratipo del límite E/O en Massignano (Ancona, Italia).

la potencia que presenta en el estratotipo, mucho menor que en Torre Cardela. En este sentido, son aproximadamente 20 centímetros (Figs. 2 y 3) en Massignano comparados con alrededor de 5 metros en Torre Cardela. Ésta podría ser la causa de que la U.A. de *H. brevispina* en el estratotipo parezca coincidir también en el límite, la poca potencia del estratotipo trae como consecuencia una condensación en los eventos bioestratigráficos, pero que no implica un hiato.

El límite superior de esta biozona es el propio límite Eoceno/Oligoceno, marcado por la U.A. de las últimas especies eocenas de la familia Hantkeninidae, en el caso de Massignano *H. brevispina* y *C. lazzarii*,

mientras que en el caso de Torre Cardela sólo *C. lazzarii*. Asimismo, *P. micra* ($> 150 \mu$) también desaparece en el límite, y aunque el registro de *P. micra* es más común y abundante que *C. lazzarii* en la mayoría de las secciones a escala global en este corto intervalo de tiempo, no es frecuente así en Massignano (Fig. 5) por lo que preferimos denominar a esta biozona con el taxón *C. lazzarii*, a pesar de que *P. micra* ($> 150 \mu$) también se extingue en el límite. Además, no utilizamos este taxón para dar nombre a esta biozona, pues *P. micra* puede plantear problemas como los que llevaron a Bolli (1957) a utilizarla para el Oligoceno Inferior.

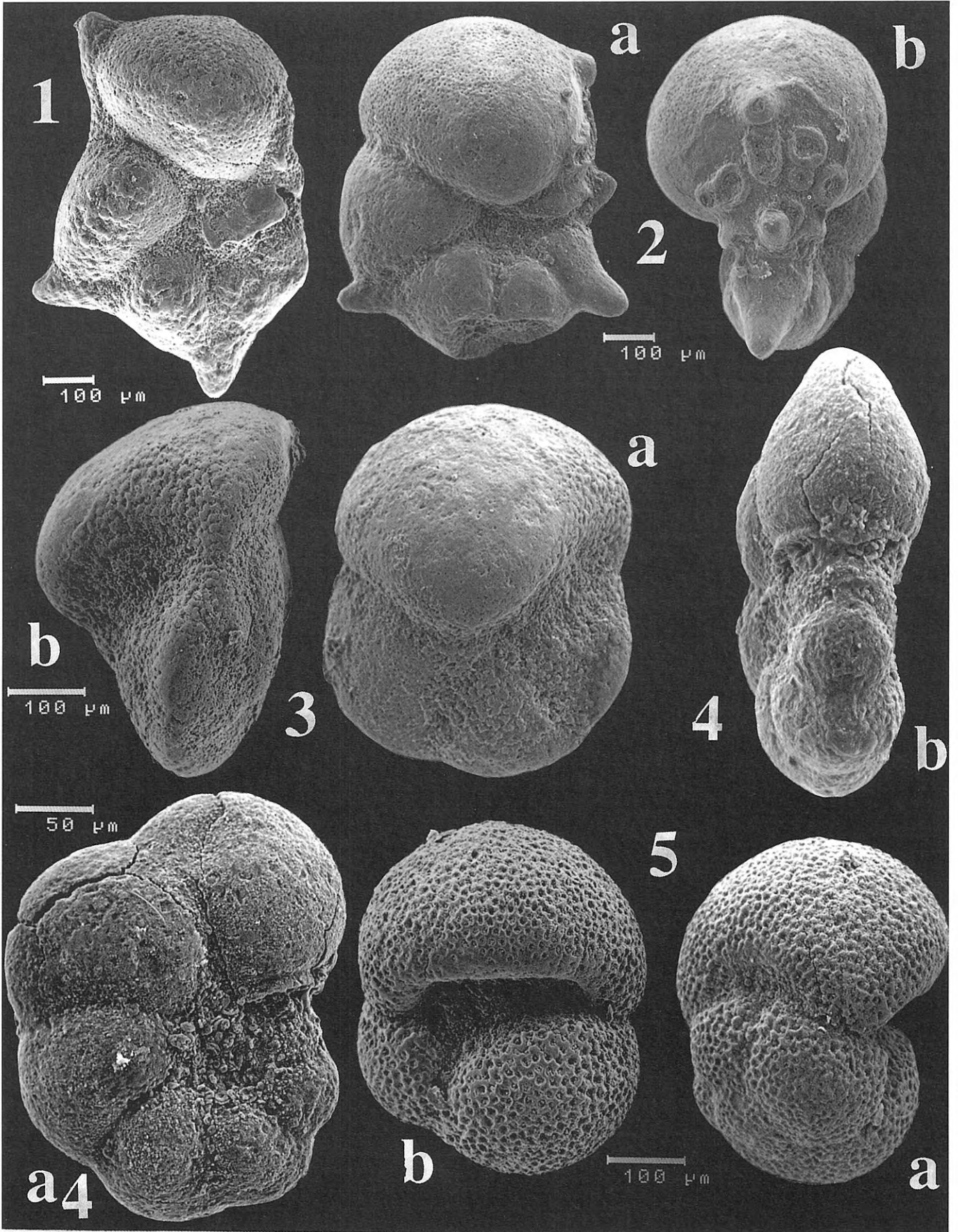
La asociación característica de esta biozona tanto

EPOCA	P.A. y U.A. de foraminíferos planctónicos	CORRELACION ENTRE LAS BIOZONACIONES MAS SIGNIFICATIVAS							
		ESTE TRABAJO	COCCIONI <i>et al.</i> (1988)	BERGGREN & MILLER (1988)	MOLINA (1986)	CREMADES (1982)	BLOW (1979)	MARTINEZ GALLEGO (1977)	BOLLI (1957)
OLIGOCENO INFERIOR	<i>G. tapuriensis</i>	<i>Globigerina tapuriensis</i>	P.18	P.18 <i>C. cubensis</i> - <i>Pseudohastigerina</i> ssp.	<i>Globigerina tapuriensis</i>	<i>Globigerina tapuriensis</i>	<i>Globigerina tapuriensis</i> P.18	<i>Globigerina tapuriensis</i>	<i>C. chipolensis</i> / <i>P. micra</i>
		<i>Paragloborotalia increbescens</i>			<i>Globigerina gortanii</i>	<i>Globorotalia increbescens</i>			
EOCENO SUPERIOR	<i>T. cocoaensis</i> <i>C. lazzarii</i>	<i>Cribrohantkenina lazzarii</i>							
		<i>Turborotalia cocoaensis</i>	P.17	P.17 <i>Turborotalia cerroazulensis</i>	<i>Cribrohantkenina lazzarii</i>	<i>Globorotalia cunialensis</i>	P.17 <i>Globigerina gortanii</i> / "Glorotalia" centralis	<i>Cribrohantkenina lazzarii</i>	
	<i>G. index</i> <i>C. inflata</i>	<i>Cribrohantkenina inflata</i>							
		<i>Globigerapsis index</i>	P.16	P.16 <i>Cribrohantkenina inflata</i>	<i>Cribrohantkenina inflata</i>	<i>Globorotalia cocoaensis</i>	P.16 <i>Cribrohantkenina inflata</i>	<i>Cribrohantkenina inflata</i>	"Glorotalia" cerroazulensis s.l.
<i>P. semiinvoluta</i>		<i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>	P.15	P.15 <i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>	<i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>	<i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>	P.15 <i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>	<i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>	<i>Porticulasphaera semiinvoluta</i>

Figura 6. Correlación de la biozonación establecida en este trabajo con otras biozonaciones, y representación de los biohorizontes utilizados en dicha biozonación.

Lámina I

- 1 *Cribrohantkenina lazzarii*. Muestra Tc-2'5. Vista lateral.
- 2a, b *Cribrohantkenina inflata*. Muestra Tc-2'2. a, Vista lateral; b, Vista ecuatorial.
- 3a, b *Turborotalia cocoaensis*. Muestra Tc-2'5. a, Vista umbilical; b, Vista lateral.
- 4a, b *Pseudohastigerina micra*. Muestra Tc-7'75. a, Vista lateral; b, Vista ecuatorial.
- 5a, b *Globigerapsis index*. Muestra Tc-1'85. a, Vista lateral; b, Vista umbilical.



en Torre Cardela como en Massignano son: *C. lazzarii*, *P. micra* ($> 150 \mu$), *H. brevispina*, *H. alabamensis*, *C. martini*, *C. unicavus*, *Dentoglobigerina gortanii*, *D. eoacena*, *D. galavisi*, *D. corpulenta*, *D. venezuelana*, *P. increbescens*, *Paragloborotalia nana*, *S. linaperta* y *S. angiporoides* (Figs. 2, 3, 4 y 5).

Esta biozona se correlaciona con la parte más alta de la Biozona P.17 aplicada por Coccioni *et al.* (1988) para el estratotipo en Massignano. La Biozona P.17 de Blow (1979) y Berggren y Miller (1988), debería coincidir con la Biozona de *C. lazzarii* en un intervalo a techo de éstas aplicadas por ellos, pero con el límite superior existen diferencias, puesto que Blow (1979) situó el techo de esta biozona en la P.A. de *Globigerina tapuriensis* que según él coincidiría con la U.A. de *Globorotalia (Turborotalia) centralis*. Del mismo modo, Berggren y Miller (1988) establecieron el techo de su biozona en la U.A. de *Turborotalia* por ser un taxón resistente y fácil de reconocer, añadiendo que la familia Hantkeninidae es susceptible de disolución y mala conservación. Situaron la P.A. de *G. tapuriensis* por encima del límite, por lo que el límite inferior de nuestra biozona coincide con el techo de la Biozona P.17 aplicada por estos autores (Fig. 6).

Las biozonaciones realizadas en la Cordillera Bética han seguido en su mayoría la biozonación de Martínez Gallego (1977) al utilizar la Biozona de *C. lazzarii*, éste es el caso de Molina (1986) y Molina *et al.* (1988), pero con la diferencia de que Martínez Gallego (1977) consideró el límite superior de su biozona definido por la P.A. de *G. tapuriensis*.

Cremades (1982), como ya hemos visto con anterioridad, utilizó una biozona basada en el género *Turborotalia*, por lo que nuestra Biozona de *C. lazzarii* correspondería con la parte más alta de la Biozona de "*Globorotalia*" *cunialensis* de dicho autor. Existe una diferencia en el límite superior de la biozona, puesto que para Cremades (1982) se sitúa en las últimas apariciones de *Turborotalia*, *Hantkenina* y *Cribrohantkenina*, pero estas extinciones no suceden juntas en el mismo nivel, como se observa en las Figs. 2 y 4.

Esta biozona está justificada por la necesidad de establecer una bioestratigrafía precisa para el límite E/O, a semejanza de lo realizado en el límite Cretácico/Terciario, siendo un pequeño intervalo bioestratigráfico fácil de reconocer, que coincide con el límite E/O.

Biozona de *Paragloborotalia increbescens* (enmendada)

Definición: Biozona de intervalo comprendido entre la U.A. de *Cribrohantkenina lazzarii* y la P.A. de *Globigerina tapuriensis*, con *Paragloborotalia increbescens* como taxón nominal. Originalmente fue definida por Cremades (1982) y aplicada con un concepto diferente del establecido en este trabajo, puesto que su límite inferior

está definido con la U.A. de *T. cunialensis*. Por esta razón hemos enmendado la biozona original, utilizando como límite inferior la U.A. de *C. lazzarii*. Representa el intervalo más antiguo dentro de los materiales del Oligoceno Inferior.

Observaciones: En este caso se trata de un conjunto de estratos que contienen *P. increbescens* y que consisten en 9,5 metros de serie sin grandes cambios en la litología del corte de Torre Cardela. En el corte de Massignano también se puede reconocer esta biozona, que queda representada por tan sólo un metro de serie, cuya litología es muy margosa (Figs. 2 y 3).

P. increbescens ha sido elegida como taxón nominal de esta biozona por tratarse de un taxón que se distribuye por toda la biozona con una mayor abundancia respecto de su distribución en todo el intervalo estudiado en este trabajo.

Esta biozona cubre un intervalo entre el límite E/O y la P.A. de *G. tapuriensis*, especie que ha sido también utilizada para definir el límite E/O y el límite inferior de la Biozona de *G. tapuriensis* o P.18 (Blow, 1979 y Berggren y Miller, 1988) como primera biozona del Oligoceno.

La asociación característica de esta biozona es la siguiente: *C. martini*, *C. unicavus*, *D. eoacena*, *D. galavisi*, *D. corpulenta*, *D. gortanii*, *D. venezuelana*, *Globigerina ampliapertura*, *G. praebulloides*, *P. increbescens*, *P. nana*, *S. linaperta*, *S. angiporoides* (Figs. 2, 3, 4 y 5).

Esta biozona se correlaciona con la parte inferior de la Biozona P.18 y la Biozona de *Cassigerinella chipolensis* / *P. micra* de las biozonaciones de Berggren y Miller (1988) y Bolli (1957, 1966 y 1985) respectivamente, y con respecto a las biozonación de Blow (1979), nuestra Biozona de *P. increbescens* se correlacionaría con la parte superior de la Biozona P.17.

La Biozona de *G. gortanii*, que utilizaron Molina (1986) y Molina *et al.* (1988), se corresponde con la Biozona de *P. increbescens* establecida en este trabajo, cubriendo el mismo intervalo de tiempo. Sin embargo, Martínez Gallego (1977) no utilizó esta biozona y consideró también la aparición de *G. tapuriensis* desde el mismo límite E/O, de manera similar a Blow (1979).

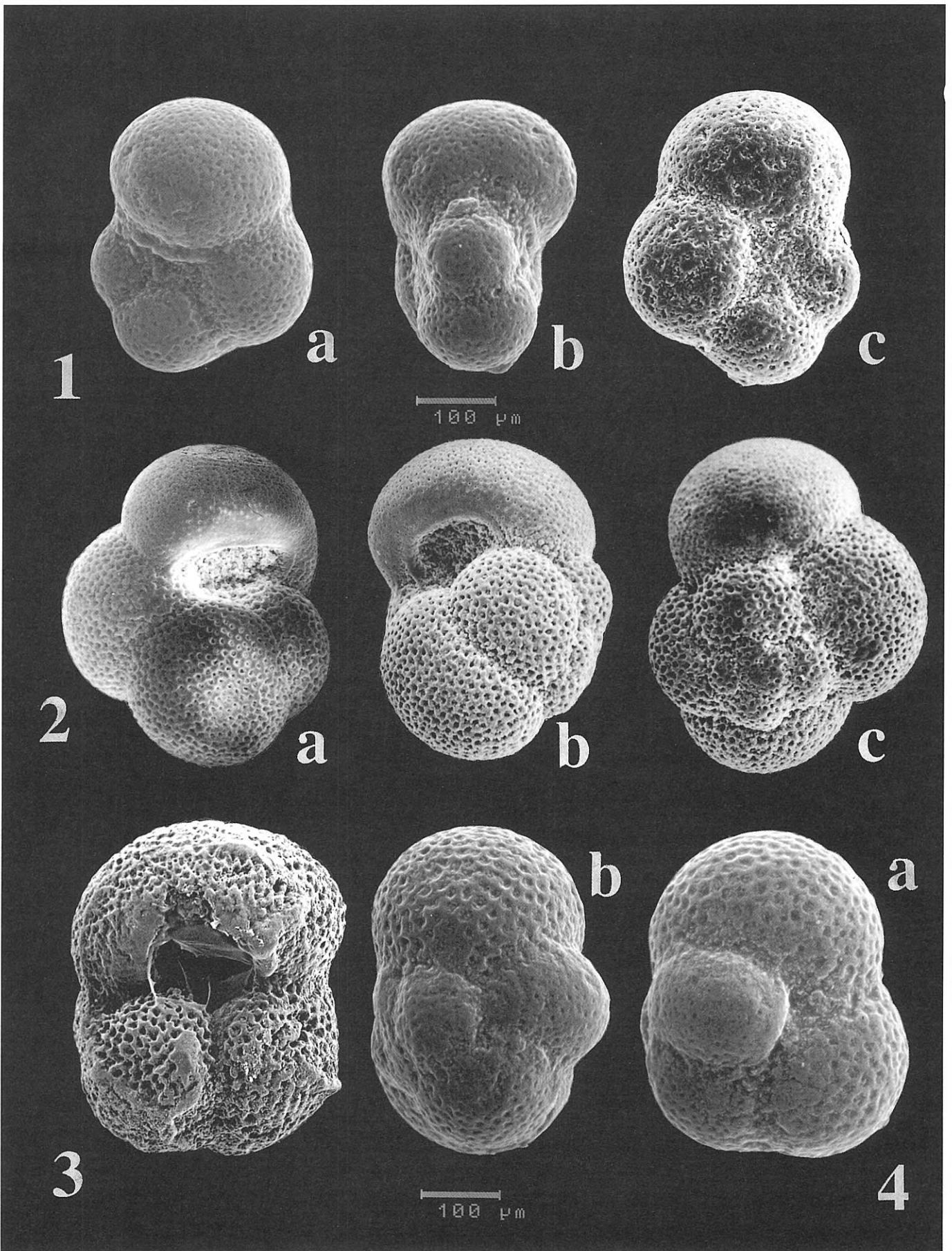
La Biozona P.18 utilizada por Coccioni *et al.* (1988) en la descripción del estratotipo del límite es la misma que la de Blow (1979) y similar a la de Berggren y Miller (1988), pero con el límite inferior establecido en la U.A. de las especies de la familia Hantkeninidae. Por tanto, la Biozona de *P. increbescens* que establecemos aquí se correlacionaría con la parte inferior de la Biozona P.18 de Nocchi *et al.* (1988) y de Coccioni *et al.* (1988) (Fig. 6).

Biozona de *Globigerina tapuriensis*

Definición: Biozona de intervalo comprendido entre

Lámina II

- 1a, b, c *Paragloborotalia nana*. Muestra Ms-17'3. a, Vista umbilical; b, Vista lateral; c, Vista espiral.
 2a, b, c *Paragloborotalia increbescens*. Muestra Ms-20. a, Vista umbilical; b, Vista lateral; c, Vista espiral.
 3 *Globigerina tapuriensis*. Muestra Ms-23. Vista umbilical.
 4a, b *Catapsydrax unicavus*. Muestra Ms-22. a, Vista umbilical; b, Vista lateral.



la P.A. de *Globigerina tapuriensis* y la P.A. de *Globigerina sellii*. Con el nombre del taxón índice *G. tapuriensis* que la recorre en su totalidad. Propuesta inicialmente por Blow (1969), llamándola además Biozona P.18 y constituyendo la primera biozona del Oligoceno Inferior.

Observaciones: Esta biozona ha sido estudiada sólo

en su parte inferior ya que el límite superior no está representado en los cortes estudiados. A pesar de ello conocemos por otros trabajos que esta biozona se debe extender hasta la P.A. de *G. sellii* (Martínez Gallego, 1974 y 1977; Molina, 1979, 1986; Molina *et al.*, 1988 y Cremades, 1982). Aunque también podría considerarse la aparición de *C. chipolensis*, lo que supondría acortar la extensión de la zona, tal como hizo Molina (1979) al utilizarla como subzona.

El límite inferior de esta biozona podemos reconocerlo en el corte de Massignano situado un metro por encima de donde lo situaron Coccioni *et al.* (1988) ya que lo hicieron coincidir con el mismo límite E/O, al definir la base de la zona con ejemplares considerados *G. cf. tapuriensis*.

La asociación característica de esta biozona está representada por: *G. tapuriensis*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicavus*, *D. eocaena*, *D. galavisi*, *D. venezuelana*, *D. corpulenta*, *G. ampliapertura*, *P. increbescens*, *P. nana*, *G. praebulloides*, *S. angiporoides*, *S. linaperta* (Figs. 2, 3, 4 y 5).

La biozona aplicada en este trabajo se correlaciona con las Biozonas P.18 de Blow (1979) y de Berggren y Miller (1988). La diferencia con Blow (1979) radica en la situación del nivel bioestratigráfico donde aparece por primera vez *G. tapuriensis*; por lo demás, el concepto seguido para el establecimiento de nuestra biozona se corresponde exactamente con el concepto seguido por Blow (1979).

La diferencia con la Biozona de *Chiloguembelina cubensis* / *Pseudohastigerina* ssp. (P.18) de Berggren y Miller (1988) reside en el límite inferior, ya que no utilizaron la P.A. de *G. tapuriensis* sino la U.A. del género *Turborotalia* (Fig. 6). Por tanto el límite inferior de su biozona se sitúa por debajo del límite E/O. Los autores italianos que realizaron la bioestratigrafía del estratotipo utilizaron la biozonación de Blow (1979), pero admitiendo, como Berggren y Miller (1988), que la P.A. de *G. tapuriensis* no aparece desde el mismo límite E/O.

La Biozona de *G. tapuriensis* abarca un intervalo no reconocido bioestratigráficamente por Bolli (1957), tal como ya indicó Blow (1969), pero correspondería a la parte inferior de la Biozona de *C. chipolensis* / *P. micra* de Bolli (1966) y Bolli y Premoli Sila (1973).

CRONOESTRATIGRAFÍA

La definición del estratotipo del límite Eoceno/Oligoceno en el perfil de Massignano y la más precisa identificación del límite en otro corte, permite establecer una más detallada cronoestratigrafía, analizando la problemática del límite Eoceno/Oligoceno, estableciendo una correlación entre la biozonación definida en este trabajo y la escala cronoestratigráfica establecida en el estratotipo definido en Massignano.

El problema fundamental que nos ocupa es la posición del límite Eoceno/Oligoceno, su situación definitiva en la Cordillera Bética y su correlación con los pisos europeos clásicos involucrados en dicho límite, especialmente el Priaboniense y el Rupeliense que son los dos aceptados actualmente por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno.

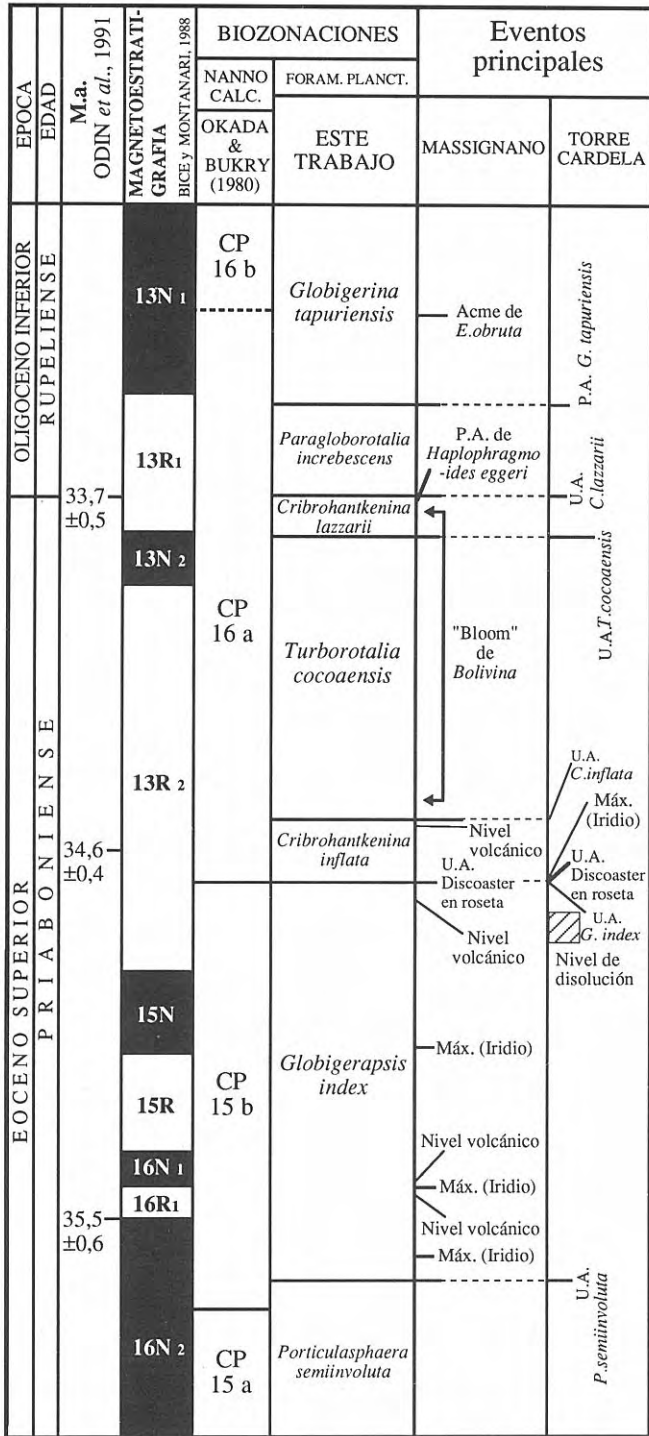


Figura 7. Correlación de la biozonación establecida en este presente trabajo con los resultados magnetoestratigráficos y cronoestratigráficos del estratotipo en Massignano, basado en Coccioni *et al.* (1988), y representación de los eventos principales encontrados en Torre Cardela y/o Massignano.

Priaboniense

Este piso fue definido por Munier-Chalmas y de Lapparent (1893) y posteriormente fue enmendado por Cita (1969), incluyendo las biozonas de foraminíferos planctónicos: P.15, P.16 y P.17, y en términos de nanoplancton calcáreo las biozonas: NP19, NP20 y la parte inferior de NP21 (Cavelier y Pomerol, 1986). Se ha correlacionado la biozonación establecida en este trabajo con la biozonación de nanoplancton calcáreo de Okada y Bukry (1980) basándonos en la aplicada al estratotipo en Massignano y en la Cordillera Bética (Molina *et al.*, 1988) de manera que en el Priaboniense quedarían incluidas las Biozonas CP15a (parte superior), CP15b y CP16a (parte inferior).

Berggren (1971) consideraba en el Eoceno Superior dos pisos: Bartonense y Priaboniense, como equivalentes en el tiempo. Posteriormente Berggren *et al.* (1985) los consideraron diferentes, siendo el Bartonense más antiguo que el Priaboniense que caracterizaría el Eoceno Superior más alto. El Priaboniense comprendería al Latdorfense, que para Martini, Fahlbusch y Hagn (1986) sería Oligoceno Inferior, y la parte inferior del Tongriense. Actualmente la International Commission on Stratigraphy (I.C.S.) y la International Subcommission on Paleogene Stratigraphy (I.S.P.S.) aceptan el Priaboniense como el piso que representa al Eoceno Superior. El Priaboniense tiene su equivalente continental en el Ludense, piso definido en la Cuenca de París (Cavelier y Pomerol, 1986).

El Priaboniense ha sido datado por método radioisotópico y geocronológicos en varias ocasiones. En el estratotipo del Priaboniense fueron datadas las capas basales basálticas en $39,9 \pm 1,1$ M.a. En los Apeninos (Italia), incluido Massignano se han datado las capas volcano-sedimentarias ricas en biotita, por métodos radioisotópicos, calibrando eventos desde los 36,4 hasta los $33,7 \pm 0,5$ M.a., que correspondería al límite E/O (Odin *et al.*, 1988 y 1991). También se ha realizado la magnetoestratigrafía (Bice y Montanari, 1988, y Montanari y Bice, 1986) en el corte de Massignano y correlacionado con la realizada en otros cortes también dentro de la región de los Apeninos (Fig. 7).

El Priaboniense estaría representado en los cortes estudiados por las siguientes biozonas de foraminíferos planctónicos: *P. semiinvoluta*, *G. index*, *C. inflata*, *T. cocoaensis* y *C. lazzarii*. En su parte superior se registra la extinción progresiva de varios géneros como: *Globigerapsis*, *Turborotaria*, *Hantkenina*, *Cribohantkenina*, que se encuentran entre los géneros de foraminíferos planctónicos más típicos del Eoceno. El final de este piso supone un descenso muy importante en la temperatura a nivel global constituyendo el final de una época, el Eoceno.

Límite Eoceno / Oligoceno

La elección del límite E/O en el corte de Massignano ha sido aceptado por la I.S.P.S. y propuesto para ratificación a la I.C.S. Se sitúa a 19 metros de la base del corte de Massignano, Ancona (Italia) y coincide con la U.A. de las especies de Hantkeninidae. El límite

quedó determinado en un nivel estratigráfico de la serie pelágica de la Formación Scaglia Cinerea, en la región de los Apeninos Orientales, siendo uno de los últimos estratotipos propuestos (Premoli Silva *et al.*, 1988).

Antes de su definición los diferentes autores situaban el límite E/O en cambios de la fauna y flora que supuestamente tenían lugar al final del Eoceno: desaparición de algunos macroforaminíferos típicos del Eoceno, tales como *Nummulites*, *Discocyclina*, *Asterocyclina* y *Orbitolites*; cambios en la flora de Europa, en el Mediterráneo y en latitudes altas y medias del Noreste del Pacífico; desaparición de algunas especies de nanoplancton calcáreo, tales como los discoastéridos en forma de roseta, cambios en la fauna de mamíferos en Europa.

En los estudios basados en foraminíferos planctónicos, el límite ha estado siempre ligado a las U.A. de especies del género *Turborotalia*, y de la familia Hantkeninidae. Sin embargo, para Blow (1969) el límite se encuentra en la base de su Biozona P.18 (*G. tapuriensis*), aunque en 1979 lo situó en el horizonte de la U.A. de *T. centralis* y la P.A. de *G. tapuriensis*. Para Berggren *et al.* (1985, 1988) se localiza en la U.A. del grupo de *T. cerroazulensis*, y *Hantkenina* spp., situándolo concretamente en la U.A. de *Turborotalia* por los problemas de conservación y abundancia de las especies de la familia Hantkeninidae. Cavelier y Pomerol (1986) también situaron el límite en la base de la Biozona de *G. tapuriensis*, que coincidiría con la extinción de los hantkeninidos y las turborotalias del grupo *cerroazulensis*. Pero como hemos puesto de manifiesto coincide con la extinción de *C. lazzarii* y *P. micra* ($> 150 \mu$).

Correlacionando con la biozonación de nanoplancton calcáreo (Coccioni *et al.*, 1988), el límite se sitúa en la Biozona NP21 de Martini (1971 y 1986), y en la CP16a de Okada y Burkry (1980). En términos de edad absoluta en $33,7 \pm 0,5$ millones de años, que corresponde a la parte media del Chron 13R₁.

Rupeliense

Fue originalmente definido por Dumont (1849), enmendado por Van Den Broek (1884) y posteriormente revisado por Vandenberghe (1981). Según Cavelier y Pomerol (1986) incluye las biozonas de foraminíferos planctónicos P.18, P.19, P.20 y la mayor parte de P.21 (Berggren, 1969; Blow, 1969 y 1979), las Biozonas NP22, NP23 y parte de la NP24 de nanoplancton calcáreo de Martini (1971 y 1986).

En los cortes de Massignano y de Torre Cardela estaría representada sólo la parte inferior de este piso, que corresponde con las Biozonas de *P. increbescens* y de *G. tapuriensis* que se correlacionan con la Biozona P.18 de Blow (1979), y de Berggren y Miller (1988).

Los eventos de foraminíferos planctónicos más significativos de la base del Oligoceno, desde el punto de vista bioestratigráfico para el Tethys Occidental son las P.A. de *G. tapuriensis* y de *C. dissimilis*. La primera ha servido tradicionalmente para situar la base de la primera biozona del Oligoceno en bajas latitudes, y por tanto el comienzo del Oligoceno, pero ya hemos visto que en los cortes estudiados la P.A. de *G. tapuriensis* presenta problemas y no sería el límite basal del Oligoceno Inferior.

La utilización de este piso ha sido polémica, puesto

que los distintos autores que lo han estudiado por lo general no se han puesto de acuerdo. Recientemente, continúa la controversia, pues Martini, Fahlbusch y Hagn (1986), basándose en estudios de nanoplancton calcáreo dividieron el Oligoceno en: Inferior, Medio y Superior; de manera que, utilizan el Rupeliense como Oligoceno Medio y el Latdorfiense como Oligoceno Inferior. Esto es en sentido contrario a como Berggren *et al.* (1985) habían utilizado este piso, dividiendo el Oligoceno en Inferior y Superior, y representando el Rupeliense el Oligoceno Inferior, desde la Biozona P.18 de Berggren (1969). Por el contrario, el Latdorfiense, para Cavelier y Pomerol (1986), quedaría incluido cronoestratigráficamente dentro del Priaboniense.

Actualmente la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno acepta la utilización del Rupeliense como único piso para caracterizar al Oligoceno Inferior. El equivalente continental de este piso es el Estampiense, definido en la Cuenca de París por D'Orbigny (1852), el cual es utilizado por ciertos autores, principalmente franceses, en lugar del Rupeliense.

EVENTOS PRINCIPALES

Una serie de eventos de tipo bioestratigráfico y paleoambiental han sido reconocidos por distintos autores en los cortes de la Cordillera Bética y de los Apeninos. Dentro del intervalo estudiado pueden destacarse cronológicamente los siguientes eventos:

– U.A. de *Porticulusphaera semiinvoluta* que ha sido utilizada en casi todas las biozonaciones (Bolli, 1957, 1966 y 1985; Martínez Gallego, 1977; Cremades, 1982; Molina, 1986 y Coccioni *et al.*, 1988).

– Niveles con anomalías positivas de Iridio: tres reconocidos en Massignano por Montanari *et al.* (1991) que se localizan dentro de nuestra Biozona de *G. index* (Fig. 7), los cuales podrían coincidir con niveles de microtectitas encontradas en otras partes del mundo (Keller *et al.* 1987), y uno reconocido en Torre Cardela (P. Martínez, com. pers.).

– Intervalo de disolución de carbonatos encontrado en Torre Cardela y en Molino de Cobo (Molina *et al.*, 1988) seguramente debido al ascenso del nivel de compensación de carbonatos.

– Seis episodios volcánicos ricos en biotita reconocidos en Massignano por Odin *et al.* (1988). Los tres últimos fueron datados en $35,5 \pm 0,5$, $34,3 \pm 0,2$ y $34,6 \pm 0,3$ M.a., y se localizan alrededor de los metros 12,5, 13 y 14,8, los dos primeros en la Biozona de *G. index* y el último en la Biozona de *C. inflata*.

– U.A. de *G. index* y de los discoastéridos en forma de roseta (Molina, 1986; Monechi, 1986; Molina *et al.*, 1988).

– U.A. de *C. inflata* que ha sido utilizada en ciertas biozonaciones tales como la de Blow (1979) y Berggren y Miller (1988).

– “Bloom” de pequeñas *Bolivina* spp. en el intervalo que abarca desde la U.A. de *C. inflata* hasta el mismo límite E/O, reconocido por Coccioni *et al.* (1988).

– U.A. de *Turborotalia cocoaensis* y de *Turborotalia cunialensis*, U.A. de *Hantkenina alabamensis* y U.A. de

Hantkenina brevispina. Extinción que se creía simultánea, pero que Molina (1986) y Molina *et al.* (1986 y 1988) pusieron de manifiesto que era escalonada. En este trabajo se confirma que la desaparición de las especies del género *Hantkenina* es también escalonada.

– P.A. de *Haplophragmoides eggeri* reconocida por Bellagamba y Coccioni (1989).

– U.A. de *Cribohantkenina lazzarii* y *Pseudohastigerina micra* ($> 150 \mu$), es el último episodio de extinción que fue reconocido por primera vez por Martínez Gallego y Molina (1975) y que coincide con el límite E/O.

– P.A. de *Globigerina tapuriensis* y *Catapsydrax dissimilis* reconocido en la Cordillera Bética por Molina (1986) y confirmado en este trabajo.

– Acme de *Ericsonia obruta* reconocido por Coccioni *et al.* (1988).

En definitiva, todos estos eventos, al ser situados bioestratigráficamente en una escala de alta resolución, aportan interesantes datos para la reconstrucción paleoambiental detallada del tránsito E-O, pero dicha reconstrucción será objeto de un próximo trabajo.

CONCLUSIONES

Los foraminíferos planctónicos estudiados del corte de Torre Cardela muestran una evolución en el tránsito Eoceno/Oligoceno similar a la que experimentan en el estratotipo del límite E/O en Massignano. Sin embargo, se observa un menor porcentaje de los géneros *Hantkenina*, *Cribohantkenina* y *Pseudohastigerina* en Massignano, mientras que *Turborotalia* es más abundante. Asimismo, se constata que en el corte estratotípico, el desarrollo de la serie es menor, por lo que algunos biohorizontes de aparición o extinción se encuentran muy próximos.

El límite E/O según el acuerdo al que llegó la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Paleógeno, se sitúa en el metro 19 del corte de Massignano coincidiendo con la U.A. de las especies de *Hantkeninidae*, y con el presente estudio se puede precisar que el límite E/O coincide con la U.A. de *C. lazzarii* y de *P. micra* ($> 150 \mu$) como ocurre en la Cordillera Bética.

Se ha establecido una nueva biozonación de alta resolución fácil de reconocer en ambos cortes: Biozona de *Porticulusphaera semiinvoluta*, Biozona de *Globigerina index*, Biozona de *Turborotalia cocoaensis*, Biozona de *Cribohantkenina inflata* y Biozona de *Cribohantkenina lazzarii* (Priaboniense, Eoceno Superior); Biozona de *Paragloborotalia increbescens* y Biozona de *Globigerina tapuriensis* (Rupeliense, Oligoceno Inferior).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto DGICYT número PB88-0389-C02-01. También agradeceremos la subvención del Instituto de Estudios Altoaragoneses (Diputación de Huesca), al que pertenece como becaria Concepción Gonzalvo.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, W. and Montanari, A. 1988. The Scaglia limestones (late Cretaceous-Oligocene) in the northeastern Apennines carbonate sequence: Stratigraphic context and geological significance. In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)* (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni and A. Montanari) IUGS, Ancona, 13-31.
- Bellagamba, M. and Coccioni, R. 1989. Deep water agglutinated foraminifera from the Massignano section (Ancona, Italy), a proposed stratotype for the Eocene-Oligocene boundary. In: *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera* (Eds. Ch. Hemleben, M. A. Kaminski, W. Kuhnt and D. B. Scott). Nato ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences-vol. Kluwer Academic Publishers, **327**, 883-921.
- Berggren, W. A. 1969. Paleogene biostratigraphy and planktonic Foraminifera of Northern Europe. In: *Proceedings of the first International Conference Planktonic Microfossils* (Eds. P. Brönnimann and H. H. Renz) E. J. Brill, Amsterdam, **1**, 121-160.
- Berggren, W. A. 1971. Tertiary boundaries and correlation. In: *Micropaleontology of Oceans* (Eds. E. Funnell and J. Riedel). Cambridge University Press, 693-809.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and Van Couvering, J. A. 1985. Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 1407-1418.
- Berggren, W. A. and Miller, K. G. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, **34**, 362-380.
- Berthenet, F. 1985. *Événements géochimiques (éléments traces et isotopes stables) à la limite Éocène-Oligocène. Application aux coupes de la région de Grenade (Espagne) et de Biarritz (Pyrénées Atlantiques)*. D.E.A. Université P. et M. Curie. Paris, 1-29.
- Bice, D. M. and Montanari, A. 1988. Magnetic Stratigraphy of the Massignano section across the Eocene-Oligocene boundary. In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)* (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni, y A. Montanari). IUGS, Ancona. 111-119.
- Blow, W. H. 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In: *Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils* (Eds. P. Bronnimann and H. H. Renz). E. J. Brill, Amsterdam, **1**, 199-422.
- Blow, W. H. 1979. *The Cainozoic Globigerinida. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationships and the stratigraphical distribution of some Globigerinida (mainly Globigerinacea)* Ed. E. J. Brill, Leiden, 1.413 pp.
- Blow, W. H. and Banner, F. T. 1962. The mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinacea. In: *Fundamentals of Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation* (Eds. E. F. Eames et al.), Cambridge University Press, 61-151.
- Bolli, H. M. 1957: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, BWI. *U.S. Natural Museum Bulletin*, **215**, 97-124.
- Bolli, H. M. 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Boletín informativo, Asociación Venezolana de Geología, Mineralogía y Petróleo*, **9**, 3-32.
- Bolli, H. M. and Premoli Silva, I. 1973. Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 Sites in the Caribbean Sea. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, **15** 475-497.
- Bolli, H. M. and Saunders, J. B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. In: *Plankton Stratigraphy* (Eds. H. M. Bolli, J. B. Saunders and K. Perch-Nielsen). Cambridge University Press **2**, 155-262.
- Canudo, J. I. y Molina, E. 1992. Bioestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Pirineo. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abh (en prensa).
- Cavelier, C. and Pomerol, Ch. 1986. Stratigraphy of the Paleogene. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8^{ème} série, **II**, 255-265.
- Cita, M. B. 1969. Le Paléocène et l'Éocène de l'Italie du Nord. *Bulletin BRGM*, **69**, Orléans, 417-430.
- Coccioni, R., Monaco, P., Monechi, S., Nocchi, M. and Parisi, G. 1986. The E/O boundary at Massignano: biostratigraphy based on calcareous nannofossils and planktonic Foraminifera. *Bulletin de Liaison et Informations, Project 196*, **6**, 37-44.
- 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 doctoral. Universidad de Bilbao, 322 pp.
- 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, Publicaciones de la Universidad de Granada, 350 pp.
- Dumont, A. 1849. Rapport sur la carte géologique du Royaume. *Bulletin Academican Royal Sciences*, Bruxelles, **16**, 351-373.
- Jenkins, D. G. 1966. Standard Cenozoic stratigraphical zonal scheme. *Nature*, **211**, 178.
- Keller, G., D'Hondt, S. L., Orth, C. J., Gilmore, J. S., Oliver P. Q., Shoemaker, E. M. and Molina, E. 1987. Late Eocene impact microspherules stratigraphy, age and geochemistry. *Meteoritics*, **22**, 25-60.
- Martínez Gallego, J. 1977. *Estudio Micropaleontológico del Nannulítico de un sector comprendido entre Moreda - Piñar - Pedro Martínez (Zona Subbética)*. Tesis Doctoral. Publicaciones de la Universidad de Granada, **2**, 506 pp.
- Martínez Gallego, J. y Molina, E. 1975. Estudio del tránsito Eocene-Oligoceno con foraminíferos planctónicos al Sur de Torre Cardela (Granada, zona subbética). *Cuadernos de Geología*, **6**, 177-195.
- Martini E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proceedings of the second Planktonic Conference*. A. Farinacci (Ed.). Tecnoscienza, 1970, **2**, 739-785.
- Martini, E. 1986. Paleogene calcareous nannoplankton from the southwest Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg. 90. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, 747-761.
- Martini, E., Fahlbusch, V. and Hagn, H. 1986. The Eocene/Oligocene boundary and the Latdorfian (Lower Oligocene). A statement by the Subcommittee on Tertiary Stratigraphy. *Newsletter on Stratigraphy*, **17**, 37-43.
- Molina, E. 1979. *Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)*. Tesis doctoral. Publicación Universidades de Granada y Zaragoza, 1-242.
- Molina, E. 1986. Description and Biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. In: *Terminal Events Eocene* (Eds. Ch. Pomerol, and I. Premoli Silva). Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, 53-63.
- Molina, E., Monaco, P. Nocchi, M. and Parisi, G. 1986. Biostratigraphy correlation between the central Subbetic (Spain) and Umbro-Marchean (Italy) pelagic sequences at the Eocene

- ne/Oligocene boundary using foraminifera. In: *Terminal Eocene Events* (Eds. Ch. Pomerol, and I. Premoli Silva). Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, 75-85.
- Molina, E. Keller, G. and Madile, M. 1988. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, **10**, 491-514.
- Monechi, S. 1986. Calcareous nannofossil events around the Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian sections (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **57**, 61-69.
- Montanari, A. and Bice, D. M. 1986. Paleomagnetic analysis across the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona): Correlation with the classic sequence of Contessa (Gubbio). In: *Bulletin of Liaison and Information, Project 196*, **3**, 44-58.
- Montanari, A. 1991. Two Anomalies near the *semiinvoluta/cerroazulensis* Boundary in the Boundary Stratotype of Massignano (Italy): new Evidence for Multiple Late Eocene Impacts. *Abstract with Programs*, 1425.
- Munier-Chalmas, E. et Lapparent, A. de 1893. Note sur la nomenclature des bassins sédimentaires. *Bulletin de la Société géologique de France*, série, **3**, **21**, 438-488.
- Nocchi, M., Parisi, G., Monaco, P., Monechi, S. and Madile, M. 1988. Eocene and early Oligocene Micropaleontology and Paleoenvironments in Umbria, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**, 181-244.
- Odin, G. S., Guise, P., Rex, D. C. and Kreuzer, H. 1988. K-Ar and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ geochronology of late Eocene biotites from the northeastern Apennines. In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)* (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni y A. Montanari). IUGS, Ancona. 239-249.
- Odin, G. S., Barbin, V., Hurford, A. J. Baadsgaard, H., Galbrun, B. and 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*, **106**, 151-168.
- Odin, G. S., Montanari, A., Deino, A., Drake, R., Guise, P. G., Kreuzer, H. and Rex, D. C. 1991. Reliability of volcano-sedimentary biotite ages across the Eocene-Oligocene boundary (Apennines, Italy). *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **86**, 203-224.
- Okada, H., and Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the "Low latitude coccolith biostratigraphic zonation" (Bukry, 1973, 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**, 321-325.
- Orbigny, A. d'. 1852. *Cours élémentaire de Paléontologie et Géologie stratigraphique*. Masson, Paris, **2**, 848 pp.
- Parisi, G. and Coccioni, R. 1988. Deep-water benthic Foraminifera at the Eocene-Oligocene boundary in the Massignano section (Ancona, Italy). In: *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)* (Eds. I. Premoli Silva, R. Coccioni y A. Montanari). IUGS, Ancona, 97-111.
- Premoli Silva, I., Coccioni, R. and Montanari, A. 1988. *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. International Union of Geological Sciences: Commission on Stratigraphy. Ancona (Italy), 268 pp.
- Samuel, O. and Salaj, J. 1968. Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geologický Ústav Dionýza Stúra*, Bratislava, 1-232.
- Van Den Broek, E. 1881. Sur un facies un peu connu de l'argile supérieure rupelienne et sur les erreurs d'interprétation auxquelles il peut donner lieu. *Bulletin Société Royale Malacologique de Belgique*, **4**, 75-76.
- Vandenbergue, N. 1981. Rupelian. In: *Bulletin D'Information Géologues du Bassin du Paris* série n.º 2. (Ed. Ch. Pomerol), 203-217.

Manuscrito recibido: 2 de diciembre, 1991

Manuscrito aceptado: 10 de abril, 1992