

Discontinuidades estratigráficas regionales en las sucesiones hemipelágicas finicretácicas del Prebético (sector Jumilla – Callosa – Aspe)

Regional unconformities in the uppermost Cretaceous hemipelagic series of the Prebetic (Jumilla – Callosa – Aspe area)

B. CHACÓN Y J. MARTÍN-CHIVELET.

ABSTRACT

Detailed stratigraphical and biostratigraphical analyses of the upper Santonian to Danian hemipelagic to pelagic series from the eastern part of the Prebetic (SE Spain), in the Jumilla – Callosa – Aspe area, have allowed the recognition of three regional stratigraphic unconformities and, in some cases, also of their correlative conformities. These unconformities record major and abrupt changes in sedimentation, water-depth, paleogeography, synsedimentary tectonics, and/or faunal assemblages, and constitute a main basis for a new stratigraphic framework for that area.

The unconformities have been dated (at their minimum hiatus) on the basis of planktic foraminifera. From base to top, the following biozones have been identified in the studied sections: *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana falsostuar-ti*, *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana contusa* - *Racemiguembelina fructico-sa*, and *Abathomphalus mayaroensis*. The ages of the three unconformities respectively are: latest Santonian (to lowermost Campanian), mid Maastrichtian and Maastrichtian-Danian boundary.

Those major unconformities bound and outline two major genetic stratigraphic units, showing distinctive stratigraphic and sedimentological features. These units

configure the first allostratigraphic subdivision of the apparently homogeneous hemipelagic successions of the Upper Cretaceous in the Prebetic zone. This new stratigraphic framework should constitute the basis for further analysis of the evolution of this part of the Betic continental paleomargin.

Furthermore, the correlation with northwestern areas of the Prebetic, these characterized by shallow water carbonates for the considered time interval, has allowed to check the regional character of these unconformities.

Keywords: Unconformities, hemipelagite, Upper Cretaceous, K-T boundary, Betic Range, globotruncanids.

RESUMEN

La realización de un estudio estratigráfico y bioestratigráfico detallado en las series hemipelágicas a pelágicas de edad Santoniense superior a Daniense del sector Jumilla – Callosa – Aspe, en el Prebético oriental, han permitido reconocer y datar tres discontinuidades estratigráficas, que constituyen el registro de cambios importantes en la cuenca sedimentaria, que afectan a la sedimentación, la batimetría, la paleogeografía, la tectónica sinsedimentaria y a las comunidades faunísticas.

Las tres discontinuidades reconocidas se han datado, en los puntos de menor laguna estratigráfica o conformidad correlativa, mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos como: Santoniense terminal (a Campaniense basal), Maastrichtiense medio y límite Maastrichtiense / Daniense. En las series analizadas, se han identificado, de base a techo, las biozonas de *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana falsostuarti*, *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana contusa* - *Racemiguembelina fructicosa* y *Abathomphalus mayaroensis*.

Las discontinuidades que aquí se describen permiten subdividir esas series hemipelágicas tan homogéneas en unidades estratigráficas genéticas, con características estratigráficas y sedimentológicas distintivas, contribuyendo, de este modo, a entender mejor la evolución de la cuenca durante este periodo.

La correlación con otras áreas más septentrionales de la cuenca ha permitido comprobar el carácter regional de estas discontinuidades.

Palabras clave: Discontinuidades, hemipelagita, Cretácico Superior, límite K/T, Cordillera Bética, globotruncánidos.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos marinos de ambientes hemipelágicos de edad Cretácico Superior de la Cordillera Bética presentan facies muy homogéneas tanto espacial como temporalmente, hecho que dificulta la diferenciación de unidades en el ámbito estratigráfico y cartográfico regional. Esto ha llevado a la definición de unidades con un

enorme rango temporal y gran distribución espacial para englobar estos materiales tan uniformes. Ejemplos de estas unidades son la Formación Capas Rojas y la Formación Quipar-Jorquera (Vera *et al.* 1982), que incluyen conjuntos litológicos de cientos de metros de espesor y edades que abarcan desde el Cenomaniense al Eoceno inferior. Sin embargo, estudios bioestratigráficos y sedimentológicos detallados de estos depósitos están mostrando la existencia de discontinuidades internas que permiten dividir el registro en unidades estratigráficas más pequeñas y, con ello, incrementar los conocimientos sobre la evolución de la cuenca.

El presente estudio se enmarca dentro de esa línea de trabajo. Está centrado en los depósitos de edad Santoniense superior – Daniense del sector oriental del Prebético (área de Jumilla – Callosa – Aspe) (Fig.1). Paleogeográficamente estos materiales corresponderían a la zona proximal de los ambientes marinos profundos de la margen continental meridional de Iberia durante el Mesozoico (paleomargen Bética o Sudibérica).

METODOLOGÍA

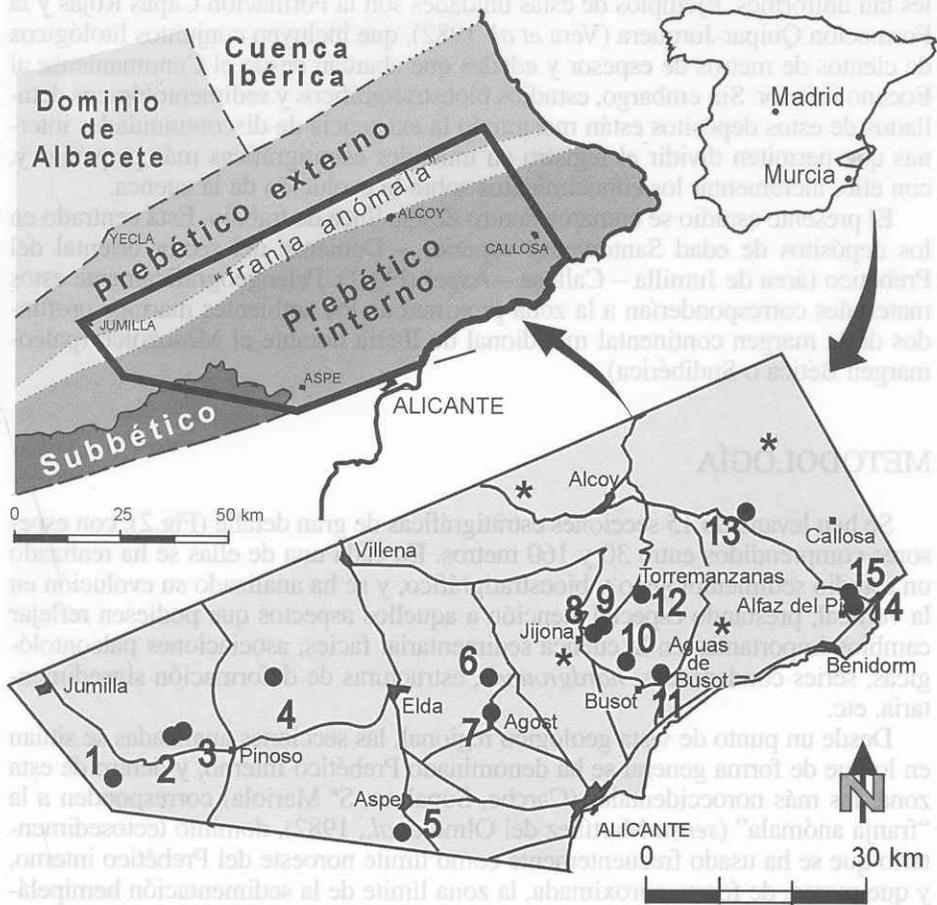
Se han levantado 15 secciones estratigráficas de gran detalle (Fig.2), con espesores comprendidos entre 30 y 160 metros. En cada una de ellas se ha realizado un estudio sedimentológico y bioestratigráfico, y se ha analizado su evolución en la vertical, prestando especial atención a aquellos aspectos que pudiesen reflejar cambios importantes en la cuenca sedimentaria: facies, asociaciones paleontológicas, series condensadas, *hardgrounds*, estructuras de deformación sinsedimentaria, etc.

Desde un punto de vista geológico regional, las secciones analizadas se sitúan en lo que de forma general se ha denominado Prebético Interno, y dentro de esta zona, las más noroccidentales (Carche, Sopalmo, S^a Mariola) corresponden a la “franja anómala” (*sensu* Martínez del Olmo *et al.*, 1982), dominio tectosedimentario que se ha usado frecuentemente como límite noroeste del Prebético interno, y que marca, de forma aproximada, la zona límite de la sedimentación hemipelágica en la paleomargen bética.

En la figura 3 se incluyen columnas sintéticas para el área estudiada y se muestra un ensayo de correlación entre ellas, en el que queda patente la existencia de tres discontinuidades de carácter regional (y, en algún caso, sus conformidades correlativas).

Estas tres discontinuidades se han datado mediante el estudio de foraminíferos planctónicos en levigado y en lámina delgada en la zona de mínima laguna estratigráfica o, cuando ha sido posible, de conformidad correlativa. Las edades respectivas son: Santoniense terminal (a Campaniense basal), Maastrichtiense *medio* y límite Maastrichtiense – Daniense (K/T).

Todas estas secciones se han correlacionado entre sí y también con otras secciones de áreas más septentrionales del Prebético estudiadas por nosotros y otros autores, con el fin de comprobar el carácter local o regional de estas discontinuidades.



Afloramientos estudiados

- | | | | |
|-------------------------|------------|-------------------|--------------------------------|
| 1 Sopalmo | 6 Maigmó | 11 Aguas de Busot | * Otras secciones consideradas |
| 2 S ^a Carche | 7 Agust | 12 Torremanzanas | |
| 3 Raspay | 8 Jijona A | 13 Aixorta | |
| 4 Salinas | 9 Jijona B | 14 Alfáz del Pi | |
| 5 Aspe | 10 Busot | 15 Foies Blanques | |

FIG. 1.- Localización de la zona de estudio y de los afloramientos estudiados. Los dominios paleogeográficos indicados están basados en Martínez del Olmo *et al.* (1982) y Martín-Chivelet (1993).

FIG. 1.- Location map of the study area and analyzed outcrops. Paleogeographic domains are based in Martínez del Olmo *et al.* (1982) and Martín-Chivelet (1993).

A continuación se analizarán las características de cada discontinuidad y se describirán someramente las unidades estratigráficas que delimitan.

DISCONTINUIDAD SANTONIENSE TERMINAL (A CAMPANIENSE BASAL)

Se trata de una discontinuidad que separa, en las zonas de mínimo hiato, los carbonatos hemipelágicos del Santoniense superior de aquellos, también hemipelágicos, del Santoniense terminal o el Campaniense basal, los cuales presentan una proporción mayor de material siliciclástico fino. Presenta, sin embargo, diferentes características y lagunas asociadas según el sector considerado.

En el sector más noroccidental (el que corresponde con la “franja anómala”) la discontinuidad, en sentido estricto, no se reconoce como tal, debido a que los materiales del Santoniense terminal se apoyan directamente sobre las calizas y dolomías del Cenomaniense medio (p.ej.: Azéma, 1977) sobre las que existe una superficie de tipo caliche (Martín-Chivelet, 1993) y la gran laguna existente no es achacable exclusivamente al evento que induce la formación de la discontinuidad en el sector suroriental. Sin embargo, el mecanismo que determina el inicio de la sedimentación en el Santoniense terminal en esta zona sí debe estar relacionado con el mencionado evento.

Esos materiales, que abarcan desde el Santoniense terminal hasta el Maastrichtiense inferior (biozonas de *Dicarinella asymetrica* -parte superior-, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncanita falsostuarti* y *Gansserina gansseri* -pro parte-, Fig. 4), corresponden a la Formación Carche (Martín-Chivelet, 1994). Se trata de una unidad de calizas y calizas margosas de tonos beige claro y aspecto homogéneo, que alcanza 60 m de espesor en su localidad tipo. Esas calizas aparecen estratificadas en bancos decimétricos mal definidos, frecuentemente nodulosos, entre los que se intercalan escasos niveles poco potentes de margas de tonos blanquecinos. Tanto los niveles más carbonáticos como los más ricos en terrígenos presentan bioturbación importante, que llega a ser en ocasiones muy intensa. Predominan las biomicitras *wackestone* y *packstone*, de grano fino, que ocasionalmente están laminadas y que son ricas en foraminíferos planctónicos y bentónicos, calciesferas, inocerámidos, equínidos (completos y desarticulados), ostrácodos y restos de otros bivalvos. Cabe destacar también la presencia, aunque en menor cantidad, de corales solitarios y de ammonoideos. El ambiente de formación de la unidad correspondería a un medio marino abierto de plataforma externa carbonatada, con batimetrías superiores al nivel de base del oleaje.

En el sector suroriental (al sur de la “franja anómala”) la discontinuidad se encuentra desarrollada en el seno de la Formación Capas Rojas (Vera *et al.*, 1982) o de la Formación Quipar-Jorquera, las cuales afloran extensamente en esas áreas más meridionales del sector estudiado (p. ej.: Aspe, Jijona, Aixorta, Busot). Ambas unidades presentan características similares, diferenciándose casi exclusivamente por el color, rojizo para la primera y blanco o beige para la

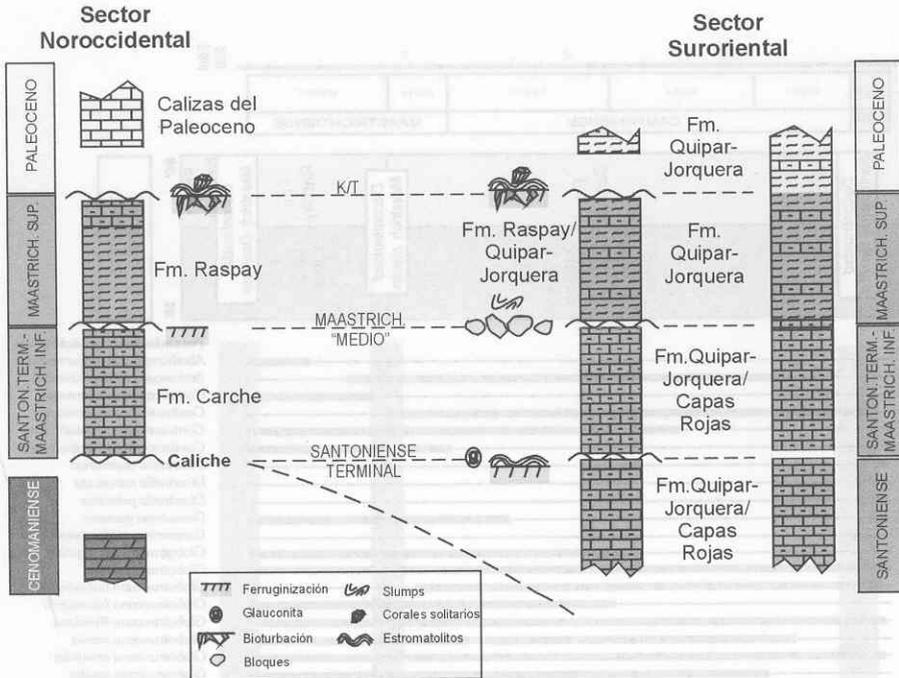


FIG. 3.- Esquema de correlación entre las columnas sintéticas obtenidas para el área de estudio, con énfasis en las discontinuidades regionales reconocidas.

FIG. 3.- Chart showing the correlation between synthetic sections from the study area, with emphasis in the recognized regional unconformities.

des se encuentran afectadas por una bioturbación menos intensa representada por *Zoophycos* y *Chondrites* y presentan un aspecto mejor estratificado, dado por la alternancia rítmica de calizas y margas o calizas margosas. El depósito de estas unidades tuvo lugar en un medio marino abierto, de hemipelágico a pelágico, en condiciones algo más profundas y externas que las de la Fm. Carche. El tránsito entre estas dos unidades es, en cualquier caso, gradual, y el límite entre ambas, bastante arbitrario.

La discontinuidad no es fácilmente reconocible en el campo, dado la homogeneidad de las facies. Los materiales supra-discontinuidad se apoyan de un modo aparentemente concordante sobre los depósitos infrayacentes, quedando marcado el límite entre unos y otros materiales por un cambio en la litología hacia materiales algo más ricos en terrígenos. Es frecuente, sin embargo, que se reconozca un nivel ferruginoso milimétrico que representa un pequeño *hardground*, caracterizado por el desarrollo de laminaciones estromatolíticas de tipo pelágico, similares a las descritas en otros puntos de la Cordillera Bética por Vera y Martín-Algarra (1994), ricas en fosfatos y con abundante glauconita (Fig. 5).

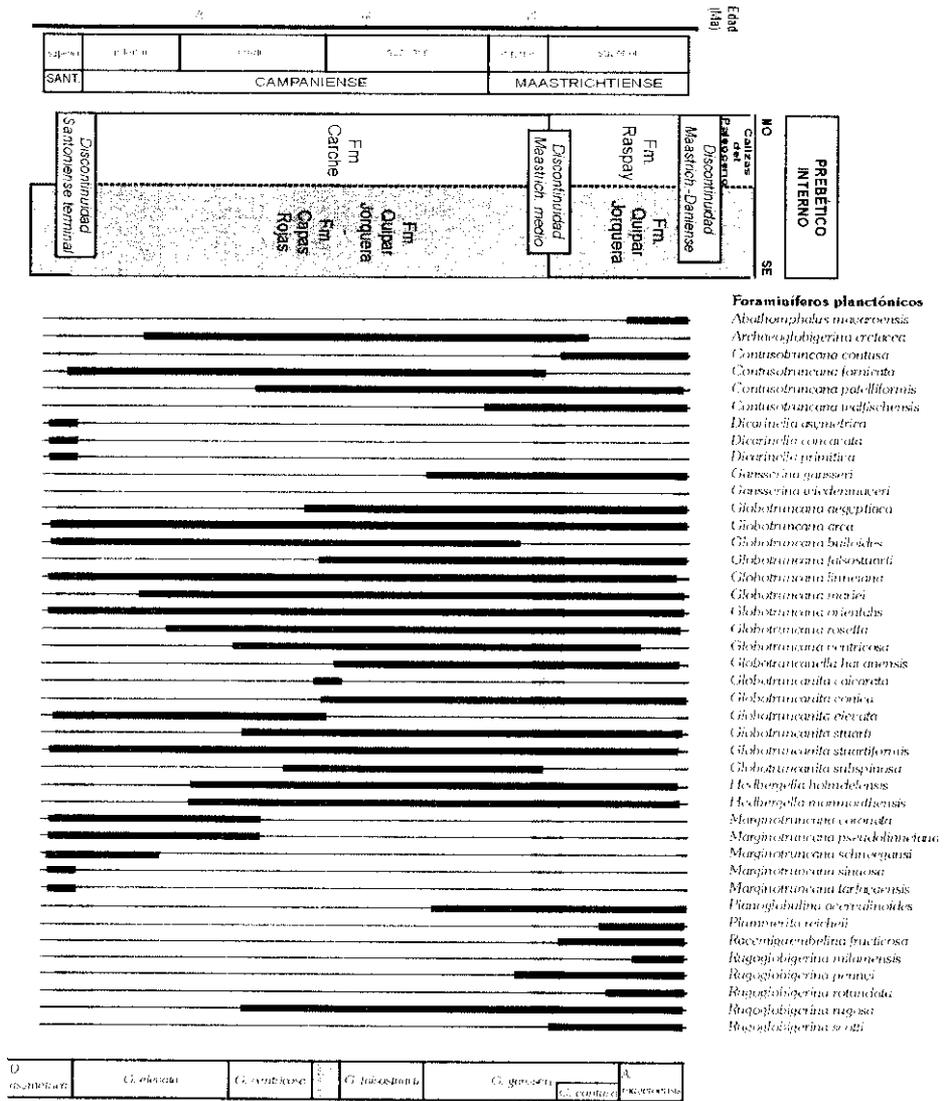


FIG. 4.- Cuadro bioestratigráfico con los rangos de distribución reconocidos para las principales especies de foraminíferos planctónicos con significado bioestratigráfico para este intervalo temporal. Biozonación según Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski *et al.* (2000).

FIG.4.- Biostratigraphic chart showing the vertical distribution of the most indicative planktic foraminifera species for this time period. Biozonation according to Premoli Silva and Sliter (1995) and Robaszynski *et al.* (2000).

BIOCRONOESTRATIGRAFÍA

Mediante el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos se han datado los materiales infra y suprayacentes a la discontinuidad.

En el sector noroccidental, donde la Formación Carche se apoya sobre carbonatos cenomanienses, una revisión minuciosa de la base de la citada unidad ha permitido reconocer en su seno la parte más alta de la biozona de *Dicarinella asymetrica*, que caracteriza el Santoniense terminal. Esto representa una novedad importante, ya que la base de la mencionada unidad era considerada hasta ahora como Campaniense no basal (p.ej.: Martín-Chivelet, 1993).

En el sector suroriental, en los puntos de menor laguna estratigráfica (Figs.4 y 6) los materiales inmediatamente infrayacentes a la discontinuidad han aportado la siguiente asociación: *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *Dicarinella asymetrica* (SIGAL, 1952), *D. concavata* (BROTZEN, 1934), *D. primitiva* (DALBIEZ, 1955), *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, 1967, *M. schneegansi* (SIGAL, 1952), *M. sinuosa* PORTHULT, 1970, *M. tarfayaensis* (LEHMANN, 1963), *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. y *Schackoina* sp. Esta asociación fósil caracteriza, según Premoli Silva y Sliter (1995) y Robaszynski *et al.* (2000), la biozona de *Dicarinella asymetrica* en su parte superior. De acuerdo con el esquema biocronoestratigráfico de Hardenbol *et al.*, 1998, la edad correspondiente a estos depósitos sería Santoniense superior.

Esta asociación de foraminíferos planctónicos contrasta con la que se observa en los primeros niveles depositados sobre la discontinuidad (Fig. 4), caracterizada por la presencia de las siguientes especies: *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *Globotruncana arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), *M. pseudolinneiana* PESSAGNO, 1967, *M. schneegansi* (SIGAL, 1952), *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. y *Schackoina* sp. A diferencia de los materiales infradiscontinuidad, en estos materiales no se encuentran ya representantes del género *Dicarinella* y la asociación pasa a estar dominada por las especies *Globotruncanita elevata* y *Globotruncanita stuartiformis*. Esta asociación de los niveles que fosilizan la discontinuidad ha permitido reconocer la biozona de *Globotruncanita elevata*, de edad Campaniense inferior, sin poderse afirmar si la base del Campaniense se encuentra o no representada.

Así, con los datos disponibles en la actualidad, podemos afirmar que la discontinuidad constituye la respuesta a un evento en la evolución de la cuenca que se inició, muy posiblemente, en la parte final del Santoniense.

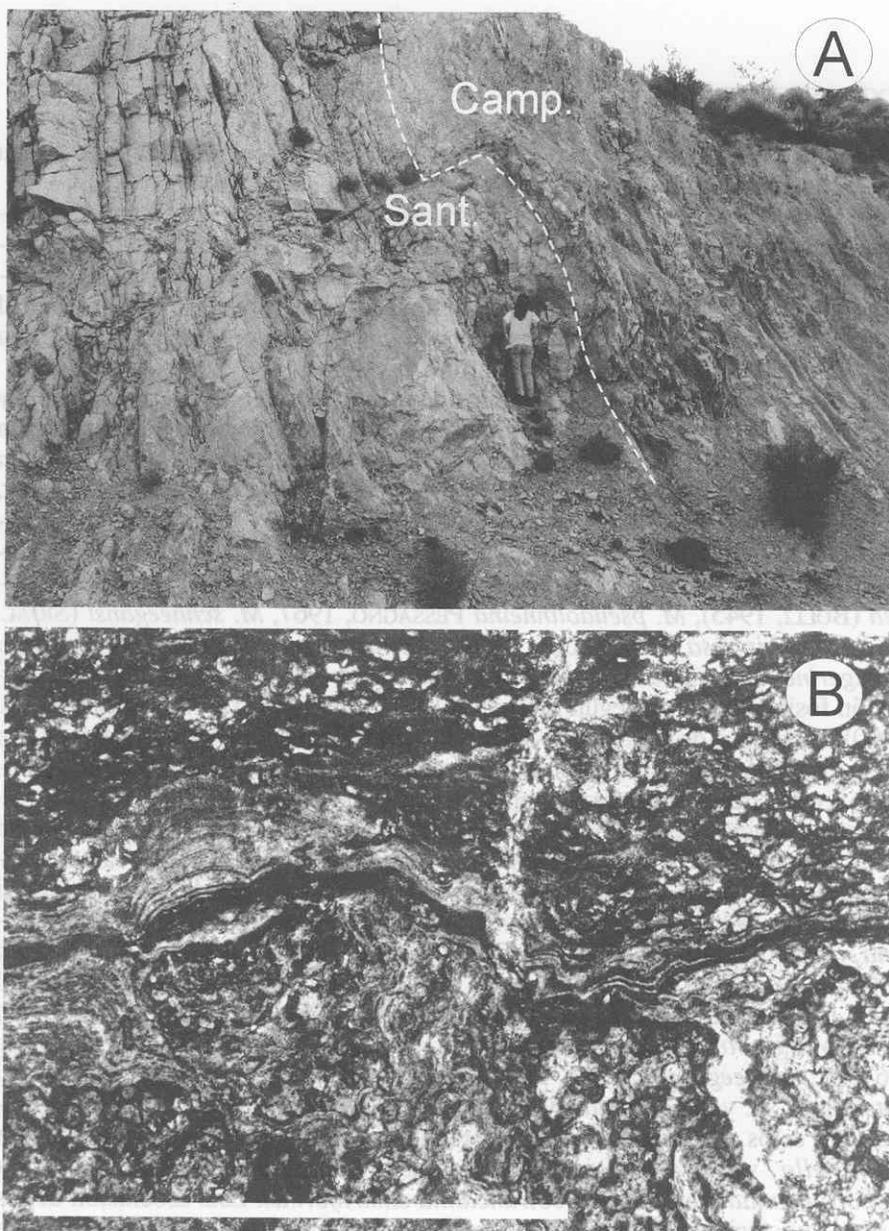


FIG. 5.- *Hardground* desarrollado a techo de los depósitos del Santoniense superior de la sección de Busot. A. Aspecto del afloramiento donde se reconoce la discontinuidad (marcada por una línea discontinua). B. Detalle al microscopio petrológico de las laminaciones microstromatolíticas pelágicas. La escala gráfica representa 1mm.

FIG. 5.- *Hardground* over the Upper Santonian deposits in Busot section. A. Outcrop perspective of the unconformity (marked with a dashed line). B. Microscopic detail of the pelagic microstromatolitic laminae. Scale bar: 1mm.

DISCONTINUIDAD MAASTRICHTIENSE MEDIO

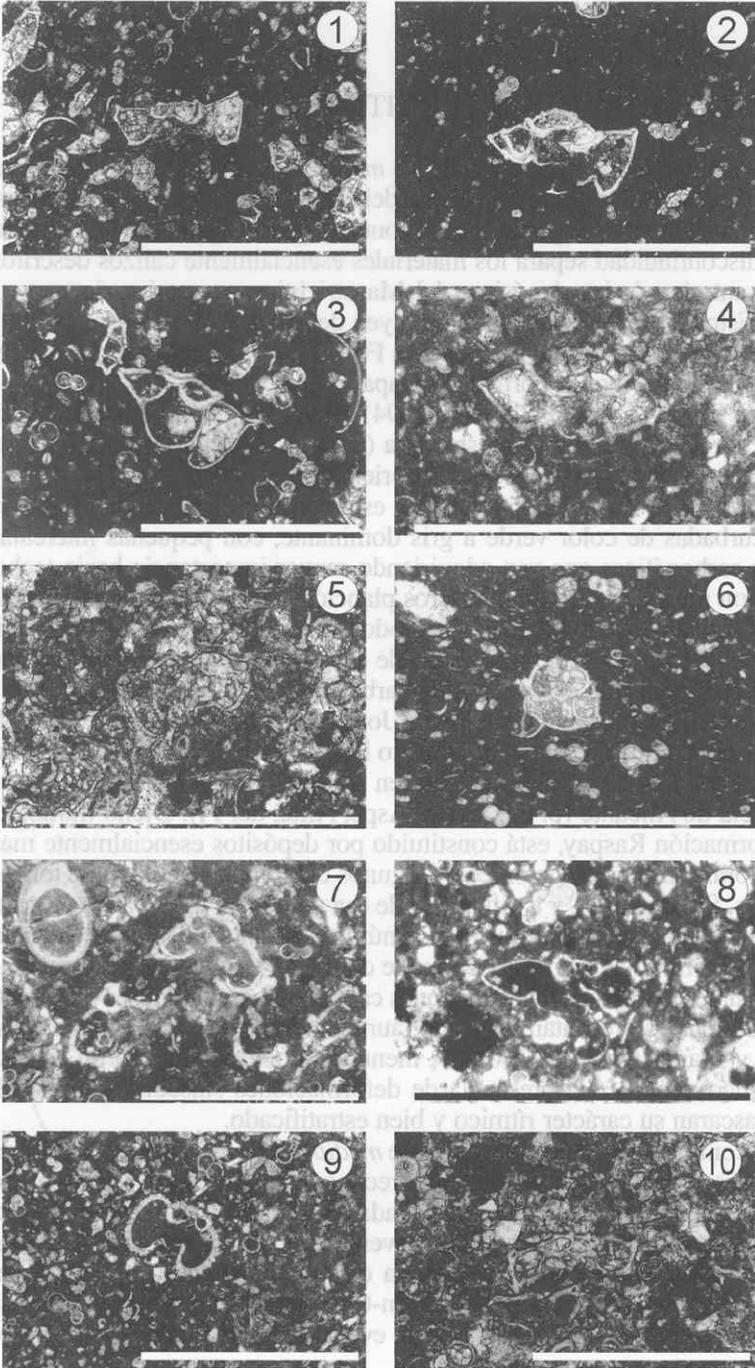
La discontinuidad del Maastrichtiense *medio* suele representar una laguna sedimentaria de corta duración en este sector del Prebético, y supone, en todos los casos estudiados, un aumento importante en el contenido en terrígenos en la sedimentación.

Esta discontinuidad separa los materiales esencialmente calizos descritos en el apartado anterior de los depósitos del Maastrichtiense superior ricos en margas (Fig. 3). Estos últimos depósitos se incluyen dentro de la Fm. Raspay y del tramo equivalente en edad a dicha unidad de la Fm. Quipar – Jorquera, pero nunca aparecen representados por la Formación Capas Rojas.

La Fm. Raspay (Martín-Chivelet, 1994) aflora, al igual que la Fm. Carche, en el sector noroccidental del área estudiada (p. ej.: Sierra del Carche, Raspay) y en la parte más septentrional del sector suroriental (p.ej.: Maigmó). Tiene una potencia de 12,5 metros en su localidad tipo y está constituida básicamente por margas algo bioturbadas de color verde a gris dominante, con pequeñas intercalaciones algo más carbonáticas que van adquiriendo mayor importancia hacia techo de la unidad. Son muy ricas en foraminíferos planctónicos y microbentónicos, que vienen acompañados de abundantes ostrácodos, calciesferas y pequeños fragmentos de bivalvos. El ambiente de formación de estos materiales se interpreta como un ambiente de plataforma externa mixta, carbonatado – siliciclástica.

Los materiales de la Fm. Quipar – Jorquera equivalentes en edad a la Fm. Raspay (y con la que presentan un tránsito lateral gradual) afloran en el sector más suroriental del área de estudio, es decir, en zonas algo más meridionales dentro de la provincia de Alicante (p. ej.: Agost, Aspe, Alfaz del Pi). Dicho tramo, al igual que la Formación Raspay, está constituido por depósitos esencialmente margosos ricos en foraminíferos planctónicos y algunos bentónicos, también de tonos grises a verdosos. Sin embargo, y a diferencia de esa unidad, el tramo ahora considerado de Quipar-Jorquera presenta un mayor número de intercalaciones calcáreas formadas por biomicritas *wackestone*, que le confieren en algunos puntos un aspecto rítmico, así como algunas intercalaciones calcareníticas o arenosas de carácter turbidítico, las cuales presentan restos de fauna procedentes de la plataforma interna (Chacón y Martín-Chivelet, 2001). A menudo la unidad muestra un aspecto bastante caótico debido a la presencia de deformaciones sinsedimentarias (*slumps*) que enmascaran su carácter rítmico y bien estratificado.

La discontinuidad del Maastrichtiense *medio* puede estar marcada por una ligera superficie ferruginizada, como se ha reconocido en algunas secciones del área más noroccidental, y puede llevar asociadas importantes evidencias de actividad tectónica sinsedimentaria, como fallas inversas, *slumps* que tapizan la discontinuidad y olistolitos que se apoyan sobre la discontinuidad. En un trabajo reciente sobre la zona de Aspe, Chacón y Martín-Chivelet (2001), se interpreta esta discontinuidad como la consecuencia de un evento tectónico de tipo compresivo.



BIOCRONOESTRATIGRAFÍA

El estudio bioestratigráfico ha reflejado las siguientes asociaciones de foraminíferos planctónicos (Figs. 4 y 6):

En todos los afloramientos analizados, los depósitos inmediatamente por debajo de la discontinuidad muestran una asociación formada por *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY, 1940), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER, 1931), *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955), *C. walfischensis* (TODD, 1970), *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951), *G. wiedenmayeri* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950, *G. arca* (CUSHMAN, 1926), *G. bulloides* VOGLER, 1941, *G. falsostuarti* SIGAL, 1952, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *G. rosetta* (CARSEY, 1926), *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK, 1937), *Globotruncanita conica* (WHITE, 1928), *G. stuarti* (DE LAPPARENT, 1918), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *G. subspinosa* (PESSAGNO, 1960), *Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964, *Hedbergella monmouthensis* (OLSSON, 1960), *Rugoglobigerina rugosa* (PLUMMER, 1926), *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp. y *Pseudotextularia* sp. Esta asociación caracteriza la biozona de *Gansserina gansseri*. La presencia de *Contusotruncana walfischensis*, pero no la de *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926) indica, según Robaszynski *et al.* (2000), que esta asociación es típica de la parte alta de la biozona de *G. gansseri*, sin llegar a la parte más alta de la misma, lo que supone una edad Maastrichtiense inferior para estos depósitos situados por debajo de la discontinuidad.

En cuanto a los depósitos que descansan sobre la discontinuidad, muestran una asociación similar a la de los niveles inferiores, pero, a diferencia de ésta, destaca la presencia de *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER, 1899). La primera presencia de estas especies marca el inicio de la biozona de *Contusotruncana contusa/Racemiguembelina fructicosa*, según Premoli Silva y Sliter (1995), mientras que, de acuerdo con Robaszynski *et al.* (2000), caracterizaría la parte más alta de la biozona de *G. gansseri*. Tanto una como otra biozonación, en cualquier caso, asignan una edad Maastrichtiense superior a este intervalo.

Durante el proceso de revisión de este trabajo ha sido publicada la propuesta de una nueva biozonación con foraminíferos planctónicos (Arz y Molina, 2001;

FIG. 6.- Foraminíferos planctónicos en lámina delgada. Se han ilustrado algunas de las especies más representativas desde el punto de vista bioestratigráfico, en orden de aparición. 1. Dicarinella asymerica; 2. Globotruncanita elevata; 3. Globotruncanita calcarata; 4. Globotruncana falsostuarti; 5. Gansserina gansseri; 6. Contusotruncana walfischensis; 7. Contusotruncana contusa; 8. Rugoglobigerina scotti; 9. Rugoglobigerina rotundata y 10. Abathomphalus mayaroensis. Escala gráfica: 1mm.

FIG. 6.- Planktic foraminifera in thin section. Most important species for biostratigraphical purposes are shown in order of appearance. 1. Dicarinella asymerica; 2. Globotruncanita elevata; 3. Globotruncanita calcarata; 4. Globotruncana falsostuarti; 5. Gansserina gansseri; 6. Contusotruncana walfischensis; 7. Contusotruncana contusa; 8. Rugoglobigerina scotti; 9. Rugoglobigerina rotundata and 10. Abathomphalus mayaroensis. Scale bar: 1 mm.

Odin *et al.*, 2001a) excelentemente documentada y basada en el corte de referencia de Tercis (Francia), así como una redefinición del límite Campaniense/Maastrichtiense (Odin *et al.*, 2001b). Sin embargo, en una primera tentativa de usar dicha biozonación, han surgido problemas para aplicarla a las series analizadas. Por este motivo, y a la espera de análisis más precisos, se ha preferido conservar las biozonaciones referidas (Premoli Silva y Sliter, 1995; Robaszynski *et al.*, 2000).

DISCONTINUIDAD K/T

El tránsito entre el Cretácico y el Paleógeno tiene un registro muy completo en algunas áreas del Dominio Prebético. Un ejemplo de estas condiciones se cumple en la sección de Agost, en el Prebético más meridional, que gracias a sus excelentes condiciones de afloramiento se ha convertido en un corte clásico de referencia para el estudio del límite K/T (Canudo *et al.*, 1991; Pardo *et al.*, 1996, Molina *et al.*, 1998, entre otros). Sin embargo, en la mayor parte del Prebético, los depósitos maastrichtienses quedan separados de depósitos más recientes por una discontinuidad de variable duración (Fig. 3).

Esa discontinuidad separa los depósitos del Maastrichtiense terminal de la Fm. Raspay o, en sectores más meridionales, de la Fm. Quípar-Jorquera *p.p.* de los depósitos hemipelágicos de edad Paleoceno no basal. Estos últimos muestran diferentes litologías dependiendo de las secciones consideradas. Así, en las secciones más noroccidentales, están constituidos por calizas bien estratificadas, ricas en foraminíferos planctónicos globosos, que dan paso rápidamente en la vertical a calizas de plataforma interna carbonatada. Mientras que en el resto del sector están constituidos por margas, frecuentemente de tonos verdes a rojizos, ricas también en foraminíferos planctónicos.

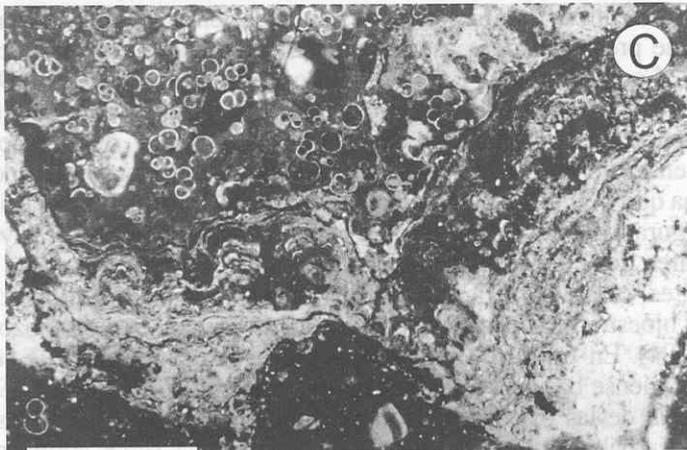
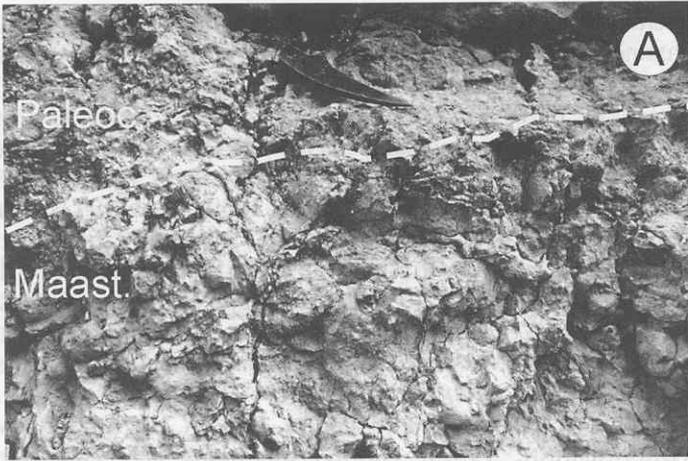
Esta discontinuidad puede estar marcada por *hardgrounds* intensamente mineralizados, bioturbados y colonizados por organismos bentónicos, que en ocasiones pueden mostrar laminaciones estromatolíticas pelágicas ricas en fosfatos y en glauconita (Vera y Martín-Algarra 1994; Chacón y Martín-Chivelet, 1999). (Fig. 7). . .

BIOCRONOESTRATIGRAFÍA

Los últimos metros de la Formación Raspay y de los tramos equivalentes de

FIG. 7.- *Hardgrounds* desarrollados sobre los depósitos del Maastrichtiense terminal. **A.** Detalle de la discontinuidad del Cretácico terminal en la sección de Carche. Obsérvese la intensa bioturbación que afecta a los últimos decímetros del Maastrichtiense. **B.** Costra estromatolítica pelágica intensamente ferruginizada en la sección de Aixorta. **C.** Detalle al microscopio petrológico de las laminaciones microestromatolíticas pelágicas del *hardground* de Aixorta. Escala gráfica: 1 mm.

FIG. 7.- *Hardgrounds* developed over the uppermost Maastrichtian deposits. **A.** Outcrop detail showing the K/T unconformity in Carche section. Note the intense bioturbation in the uppermost part of Maastrichtian deposits. **B.** Pelagic stromatolitic crust, very rich in iron oxides, in Aixorta section. **C.** Microscopic detail of the pelagic microstromatolitic laminae in Aixorta section. Scale bar: 1 mm.



Quipar-Jorquera muestran asociaciones de foraminíferos caracterizadas por los siguientes taxones (Figs. 4 y 6): *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951), *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926), *C. patelliformis* (GANDOLFI, 1955), *C. walfischensis* (TODD, 1970), *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951), *G. wiedenmayeri* (GANDOLFI, 1955), *Globotruncana aegyptiaca* NAKKADY, 1950, *G. arca* (CUSHMAN, 1926), *G. dupeblei* CARON, GLEZ. DONOSO, ROBASZYNSKI Y WONDERS, 1984, *G. falsostuarti* SIGAL, 1952, *G. linneiana* (D'ORBIGNY, 1839), *G. mariei* BANNER Y BLOW, 1960, *G. orientalis* EL NAGGAR, 1966, *G. rosetta* (CARSEY, 1926), *Globotruncanita conica* (WHITE, 1928), *G. pettersi* (GANDOLFI, 1955), *G. stuarti* (DE LAPPARENT, 1918), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Hedbergella holmdelensis* OLSSON, 1964, *H. monmouthensis* (OLSSON, 1960), *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER, 1899), *Plummerita reicheli* (BRÖNNIMANN, 1952), *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER, 1899), *Rugoglobigerina milamensis* SMITH Y PESSAGNO, 1973, *R. pennyi* BRÖNNIMANN, 1952, *R. rotundata* BRÖNNIMANN, 1952, *R. rugosa* (PLUMMER, 1926), *R. scotti* (BRÖNNIMANN, 1952), *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix* sp. y *Pseudotextularia* sp. Esta asociación marca la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* de edad Maastrichtiense superior – terminal.

CORRELACIÓN CON OTRAS ZONAS DE LA CUENCA

Con el fin de comprobar la amplitud espacial de las discontinuidades reconocidas, se han correlacionado las secciones analizadas con datos procedentes de áreas más septentrionales del Prebético, en concreto de las zonas de Jumilla-Yecla y de Xàtiva-Ontinyent, ambas caracterizadas, para el intervalo Campaniense – Maastrichtiense, por series de plataforma interna. Los resultados de esta comparación interregional son muy positivos y ponen de manifiesto la excelente correlación que existe para las discontinuidades entre las dos zonas (Fig. 8).

En esas zonas, los materiales de edad Santoniense se incluyen dentro de la Formación Sierra de Utiel (Martín-Chivelet, 1993; 1994), formada por series homogéneas de calizas marinas someras generadas en una amplia plataforma carbonatada, que presentan ricas asociaciones de foraminíferos bentónicos y algas verdes (p.ej.: Fourcade, 1970; Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994; Luperto Sinni y Martín-Chivelet, 1999, Luperto Sinni *et al.*, 2000 y datos inéditos). Sobre ellas, encontramos, en contacto discordante, las series del Campaniense y Maastrichtiense inferior, también típicas de una plataforma somera pero mucho más estrecha que la anterior y con notable llegada de material siliciclástico. Dichas series configuran la Formación Rambla de los Gavilanes (Martín-Chivelet, 1994, 1995; Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994). El hiato asociado a esta discontinuidad es variable y difícil de evaluar debido a la precisión que otorgan los marcadores bioestratigráficos (p.ej.: Fourcade, 1970; Ramírez del Pozo y Martín-Chivelet, 1994). En función de los mismos, esta discontinuidad fue considerada como Campaniense basal en trabajos previos (p.ej.: Martín-Chivelet, 1993, 1995)

La segunda de las discontinuidades aquí descrita, la de edad Maastrichtiense medio, también había sido previamente reconocida en las series correspondientes a

los dominios paleogeográficos más someros de la cuenca. En esas zonas, sobre los materiales del Maastrichtiense inferior se encuentran, existiendo una discontinuidad entre ambos, los de edad Maastrichtiense superior. Estos materiales se generaron en medios de lagos costeros (Formación Cerrillares) o de plataforma interna (Formación Molar) en los que la presencia de abundante material siliciclástico es quizás el rasgo más distintivo. Estos materiales, que se han caracterizado bioestratigráficamente (p.ej.: Pons *et al.*, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 1995 y datos inéditos), definen la sedimentación del final del Cretácico en la plataforma prebética.

Sobre los materiales del Cretácico terminal se encuentran discordantemente depósitos del Paleoceno y Eoceno inferior formados por lutitas, yesos y carbonatos de naturaleza continental, en los cuales, con los datos disponibles en la actualidad, resulta muy difícil precisar la edad (p.ej.: Fourcade, 1970; Champetier, 1972).

El carácter regional de las discontinuidades indica que la génesis de cada una de ellas estuvo controlada por mecanismos comunes que afectaron a toda la cuenca. Dados los cambios paleogeográficos, tectónicos y sedimentarios asociados a cada una de ellas, su génesis estaría relacionada con cambios tectónicos rápidos, los cuales posiblemente se enmarcaron en la etapa evolutiva que atravesaba la paleomargen bética, paleomargen que iniciaba su evolución hacia una margen conver-

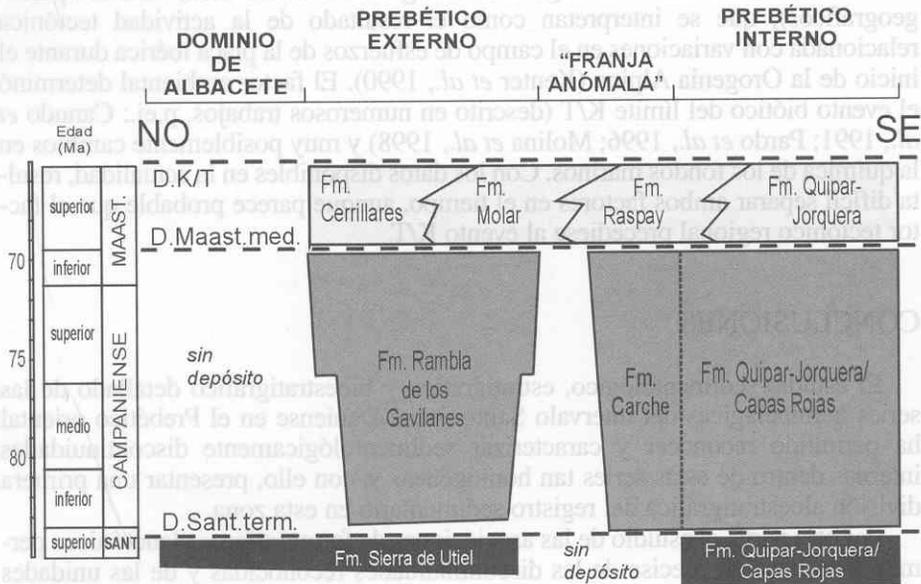


FIG. 8.- Cuadro cronoestratigráfico del Cretácico superior para el área estudiada y correlación con áreas más septentrionales del Prebético (datos basados en Martín-Chivelet, 1993). Se muestra la distribución espacial y temporal de las unidades litoestratigráficas y las discontinuidades reconocidas.

FIG. 8.- Chronostratigraphic chart for the Upper Cretaceous of the study area and its correlation with the northern part of the Prebetic (data based in Martín-Chivelet, 1993). Spatial and temporal distribution of the lithostratigraphic units and recognized unconformities are shown.

gente en el marco general de la Orogenia Alpina.

De hecho, el evento tectónico que dio como resultado la discontinuidad Santoniense terminal (a Campaniense basal) se ha interpretado como el inicio del tránsito de la margen pasiva del Cretácico Superior a una margen convergente (Martín-Chivelet, 1996; Martín-Chivelet *et al.* 1997). Este evento se ha reconocido además en otras cuencas de Iberia (p.ej., Floquet, 1991; Gräfe, 1994; Reicherter y Pletsch, 2000; Martín-Chivelet *et al.*, 2002) y define un cambio fundamental en la evolución geodinámica de la placa.

La discontinuidad del Maastrichtiense *medio* fue el resultado de un nuevo evento tectónico que provocó una nueva reorganización de la margen continental (Martín-Chivelet *et al.*, 1995), el cual tuvo un carácter netamente compresivo (Chacón y Martín-Chivelet, 2001), que pudo ser el resultado de una reactivación tectónica generalizada del Macizo Ibérico debida a los movimientos transpresoriales en los Pirineos y/o a la tectónica compresiva entre Iberia y África (Martín-Chivelet, 1996).

En la génesis de la discontinuidad del límite K/T pudieron superponerse factores de tipo tectónico regional y de tipo ambiental, estos últimos inducidos por el evento global que marca el final del Cretácico. El factor regional debió de determinar cambios abruptos en las condiciones de sedimentación (parada de la sedimentación, incremento de la llegada de terrígenos, somerización, cambios paleogeográficos), que se interpretan como el resultado de la actividad tectónica relacionada con variaciones en el campo de esfuerzos de la placa ibérica durante el inicio de la Orogenia Alpina (Kenter *et al.*, 1990). El factor ambiental determinó el evento biótico del límite K/T (descrito en numerosos trabajos, p.ej.: Canudo *et al.*, 1991; Pardo *et al.*, 1996; Molina *et al.*, 1998) y muy posiblemente cambios en la química de los fondos marinos. Con los datos disponibles en la actualidad, resulta difícil separar ambos factores en el tiempo, aunque parece probable que el factor tectónico regional precediese al evento K/T.

CONCLUSIONES

El estudio sedimentológico, estratigráfico y bioestratigráfico detallado de las series hemipelágicas del intervalo Santoniense-Daniense en el Prebético oriental ha permitido reconocer y caracterizar sedimentológicamente discontinuidades internas dentro de estas series tan homogéneas y, con ello, presentar una primera división aloestratigráfica del registro sedimentario en esta zona.

Por otra parte, el estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos permite una datación precisa de las discontinuidades reconocidas y de las unidades que delimitan. Se han caracterizado regionalmente las biozonas de *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncanita elevata*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana falsostuarti*, *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana contusa* - *Racemiguembelina fructicosa* y *Abathomphalus mayaroensis*. Las discontinuidades tienen respectivamente las siguientes edades (en los puntos de mínimo hiato): Santoniense terminal (a Campaniense basal), Maastrichtiense *medio* y

límite Maastrichtiense – Daniense.

La correlación de las secciones estudiadas con secciones de áreas más marginales de la plataforma ha permitido comprobar el carácter regional de las tres discontinuidades reconocidas para el Cretácico terminal. La génesis de las mismas debe estar relacionada con eventos tectónicos regionales que se enmarcan dentro de la evolución de la cuenca sedimentaria, la paleomargen Bética, que inicia al final del Cretácico su etapa como margen convergente. En el caso de la discontinuidad Maastrichtiense-Daniense, a la componente regional se le debieron de superponer los efectos del evento global del límite K/T.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado dentro de los proyectos *PB97-0330* de la DGES y *REN 2001-1607/GLO* del Ministerio de Ciencia y Tecnología. Queremos agradecer a los doctores Kai-Uwe Gräfe y Robert Speijer (Universidad de Bremen, Alemania) su inestimable ayuda en la transmisión de conocimientos para el estudio avanzado de foraminíferos a B. Chacón. Igualmente, queremos agradecer la revisión del manuscrito y las sugerencias realizadas por el Dr. Eustoquio Molina y el Dr. José Pedro Calvo, que han contribuido a mejorar notablemente el resultado final de este trabajo.

REFERENCIAS

- ARZ, J. A., MOLINA, E. (2001): Planktic foraminiferal quantitative analysis across the Campanian / Maastrichtian boundary at Tercis (Landes, France). In: Odin, G. S. (Ed). *The Campanian – Maastrichtian Boundary*. 2001 Elsevier Science B. V. Chapter C5b.
- AZÉMA, J. (1977): *Etude géologique des zones externes de Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. 393 p., Thèse Univ. Paris.
- CANUDO, J. I., KELLER, G., MOLINA, E. (1991): Cretaceous-Tertiary boundary extinction pattern and faunal turnover at Agost and Caravaca, SE Spain. *Marine Micropaleontology*, 17: 319-341.
- CHACÓN, B., MARTÍN-CHIVELET, J. (1999): El Cretácico terminal y Paleoceno de la Sierra del Carche (dominio prebético. Jumilla). Caracterización estratigráfica y sedimentológica. *Geogaceta*, 26: 11-14.
- CHACÓN, B., MARTÍN-CHIVELET, J. (2001): Implicaciones tectosedimentarias de la discontinuidad estratigráfica del Maastrichtiense medio en Aspe (Prebético de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14 (1-2): 123-133.
- CHAMPETIER, Y. (1972): *Le Prébétique et l'Ibérique cotiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne)*. 169 p. Thèse. Univ. Nancy.
- FLOQUET, M. (1991): *La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne)*. Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. *Sédimentation et Vie*. 925 p., Mémoires Géologiques de la Université de Dijon, 14.
- FOURCADE, E. (1970): *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. 427 p. Thèse Univ. de Paris, Paris.

- GRÄFE, K. U. (1994): *Sequence stratigraphy in the Cretaceous and Paleogene (Aptian to Eocene) of the Basco-Cantabrian Basin (N. Spain)*. 418 p., Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Band 18, Tübingen.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, TH., DE GRACIANSKY, P.-C., VAIL, P. R. (1998): Cretaceous Biostratigraphy. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic framework of European basins. In: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P. R. (Eds) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publication 60. Chart nº 5.
- KENTER, J. A. M., REYMER, J. J. G., VAN DER STRAATEN, H. C., PEËR, T. (1990): Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza region (southern Spain). *Sedimentary Geology*, 67: 263-280.
- LUPERTO-SINNI, E., MARTÍN-CHIVELET, J. (1999): *Falsurgonina parva*, nuova specie de foraminifero del Santoniano de Bocairente (SE della Spagna). *Geologica Romana*, 35: 261-267.
- LUPERTO-SINNI, E., MARTÍN-CHIVELET, J., GIMÉNEZ, R. (2000): *Praemugella valenciana* nov. gen. et sp. (Foraminifera) in the Sierra de Utiel Formation (Coniacian-Santonian) of the Prebetic Domain. *Geobios*: 32, 145-151.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1993): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia)*. 899 p. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1994): Litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla (Zona Prebética). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 117-173.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1995): Sequence stratigraphy of mixed carbonate - siliciclastic platforms developed in a tectonically active setting, upper Cretaceous, Betic continental margin (Spain). *Journal of Sedimentary Research*, B65: 235-254.
- MARTÍN-CHIVELET, J. (1996): Late Cretaceous subsidence history of the Betic Continental Margin (Jumilla-Yecla region, SE Spain). *Tectonophysics*, 265: 191-211.
- MARTÍN-CHIVELET, J., BERÁSTEGUI, X., ROSALES, I., VERA, J.A., VILAS, L., CAUS, E., GRÄFE, K.-U., SEGURA, M., PUIG, C., MAS, R., ROBLES, S., FLOQUET, M., QUESADA, S., RUIZ-ORTIZ, P.A., FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., SALAS, R., GARCÍA, A., MARTÍN-ALGARRA, A., ARIAS, C., MELÉNDEZ, N., CHACÓN, B., MOLINA, J.M., SANZ, J.L., CASTRO, J.M., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J., GIL, J., ORTEGA, F. (2002): Cretaceous. In: *Geology of Spain*. Gibbons, W, Moreno, T. (Eds.), Geological Society of London, London, *in litt*.
- MARTÍN-CHIVELET, J., GIMÉNEZ, R., LUPERTO-SINNI, E. (1997): La discontinuidad del Campaniense basal en el Prebético. ¿Inicio de la convergencia alpina en la Margen Bética?. *Geogaceta*, 22: 121-124.
- MARTÍN-CHIVELET, J., RAMÍREZ-DEL POZO, J., FRONCHETTI, G., BABINOT, J. F. (1995): Palaeoenvironments and evolution of the upper Maastrichtian platform in the Betic continental margin, SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 169-186.
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W., LERET, G., MEGÍAS, A. G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona prebética. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 597-614.
- MOLINA, E., ARENILLAS, I., ARZ, J.A. (1998): Mass extinction in planktic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary in subtropical and temperate latitudes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(3): 351-363.
- ODIN, G. S., ARZ, J. A., CARON, M., ION, J., MOLINA, E. (2001a): Campanian - Maastrichtian planktonic foraminifera at Tercis les Bains (Landes, France): synthetic view and potential for global correlation. In: Odin, G. S. (Ed). *The Campanian - Maastrichtian Boundary*. 2001 Elsevier Science B. V. Chapter C5d.
- ODIN, G. S. (compiler) and the Maastrichtian Working Group (2001b): The Campanian - Maastrichtian

- boundary: definition at Tercis (Landes, SW France) principle, procedure, and proposal. In: Odin, G. S. (Ed). *The Campanian – Maastrichtian Boundary*. 2001 Elsevier Science B. V. Chapter F3.
- PARDO, A., ORTIZ, N., KELLER, G. (1996): Latest Maastrichtian and Cretaceous-Tertiary boundary foraminiferal turnover and environmental changes at Agost, Spain. In: MacLeod, N., Keller, G. (Eds): *The Cretaceous-Tertiary mass extinction: biotic and environmental events*: 139-171. W.W. Norton & Co., New York
- PONS, J. M., GALLEMÍ, J., HÖFLING, R., MOUSSARIAN, E. (1994): Los Hippurites del Barranc del Racó, microfacies y fauna asociada (Maastrichtiense superior, sur de la Provincia de Valencia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 273-307.
- PREMOLI SILVA, I., SLITER, W. V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacioni section, Gubbio, Italy. *Palaeontographica Italica*, 82: 1-89.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., MARTÍN-CHIVELET, J. (1994): Bioestratigrafía y cronoestratigrafía del Coniaciense - Maastrichtiense en el sector Prebético de Jumilla - Yecla (Murcia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 83-116.
- REICHERTER, K. R., PLETSCH, T. K. (2000): Evidence for a synchronous circum-Iberian subsidence event and its relation to the African-Iberian plate convergence in the Late Cretaceous. *Terra Nova*, 12: 141-147.
- ROBASZYNSKI, F., GONZÁLEZ-DONOSO, J. M., LINARES, D., AMÉDRO, F., CARON, M., DUPUIS, C., DHONDT, A. V., GARTNER, S. (2000): Le crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-Biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nanofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin du Centre de Recherches, Elf Exploration Production*, 22, (2): 359-490.
- VERA, J. A., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ GARRIDO, A. C., COMAS, M. J., RUÍZ-ORTÍZ, P. A., MARTÍN-ALGARRA, A. (1982): La Cordillera Bética. In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense: 515-631, Madrid.
- VERA, J. A., MARTÍN-ALGARRA, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. In: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds): *Phanerozoic Stromatolites II*. Vol II: 319-344. Kluwer Acad. Publishers.
- VERA, J. A., MOLINA, J. M. (1999): La Formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.

Recibido / Received : 8/11/01

Aceptado / Accepted: 13/02/02