

# Discontinuidades y conformidades correlativas en las series hemipelágicas del final del Cretácico en el Prebético. Caracterización biocronoestratigráfica

B. Chacón y J. Martín-Chivelet

Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica CSIC-UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. bchacon@eucmax.sim.ucm.es, martinch@eucmax.sim.ucm.es.

## ABSTRACT

*In the upper Santonian to Danian hemipelagic to pelagic series in the eastern part of the Prebetic Jumilla-Callosa-Aspe area, detailed stratigraphic and biostratigraphic analyses have allowed the recognition and age-dating of three major regional unconformities and their correlative conformities. These represent major changes in sedimentation, synsedimentary tectonic, bathymetry, basin configuration and/or faunal assemblages that abruptly took place in the ancient Betic continental margin. These surfaces, based on the stratigraphic distribution of globotruncanids, can be dated (at their minimum hiatus) as latest Santonian-earliest Campanian, middle Maastrichtian and Maastrichtian-Danian boundary in age. From base to top, the following biozones have been identified: Dicarinella asymetrica, Globotruncanita elevata, Globotruncana ventricosa, Globotruncanita calcarata, Globotruncana falsostuarti, Gansserina gansseri, Contusotruncana contusa - Racemiguembelina fructifera, and Abathomphalus mayaroensis. The described unconformities bound and outline two major genetic stratigraphic units, with distinctive stratigraphic and sedimentological features. These units configure the first subdivision of those Upper Cretaceous hemipelagic/pelagic successions of the Prebetic in terms of genetic stratigraphy.*

**Key words:** unconformities, hemipelagic, Campanian, Maastrichtian, Betics.

## INTRODUCCIÓN

Las series pelágicas y hemipelágicas del Cretácico Superior de la Cordillera Bética presentan una notable homogeneidad en cuanto a facies, tanto espacial como temporalmente, hecho que ha conducido a la definición de grandes conjuntos litológicos para enmarcarlas. Este es el caso de las Fms. Quipar-Jorquera y Capas Rojas (Vera *et al.*, 1982), unidades de cientos de metros de espesor que abarcan todo el Cretácico Superior (y parte del Paleogeno) y que, además, son consideradas como esencialmente equivalentes en todos sus rasgos a excepción de su color (Vera y Molina, 1999). Sin embargo, el análisis bioestratigráfico y sedimentológico detallado de estas vastas y *a priori* homogéneas unidades permite reconocer discontinuidades de carácter regional dentro de las mismas, las cuales permiten dividir el registro en unidades estratigráficas de tipo genético, que suponen un gran avance para la comprensión de la evolución sedimentaria de la cuenca.

Este trabajo pretende contribuir a esa subdivisión estratigráfica fundamental y se centra en los materiales de edad Campaniense-Maastrichtiense de la parte oriental del Prebético (sector de Jumilla-Callosa-Aspe) (Fig. 1). Esta

franja corresponde, desde un punto de vista paleogeográfico, al área proximal dentro de los ambientes marinos profundos de la margen continental bética (o sudibérica). El estudio de dichos materiales permite reconocer tres discontinuidades estratigráficas de carácter regional (y sus conformidades correlativas) que representan cambios sustanciales en las condiciones de depósito, en el tipo de sedimento dominante, en la actividad tectónica sinsedimentaria, en la batimetría y/o en las asociaciones paleontológicas.

Las discontinuidades, datadas en los puntos de mínima laguna o de conformidad correlativa, tienen las siguientes edades: Santoniense terminal-Campaniense basal, Maastrichtiense "medio" y límite Maastrichtiense-Daniense. En este trabajo se caracterizan dichas discontinuidades desde un punto de vista sedimentológico y bioestratigráfico, y se describen someramente las unidades estratigráficas genéticas que limitan.

## LA DISCONTINUIDAD SANTONIENSE-CAMPANIENSE

La primera de las discontinuidades separa dentro del área estudiada los materiales del Campaniense inferior-

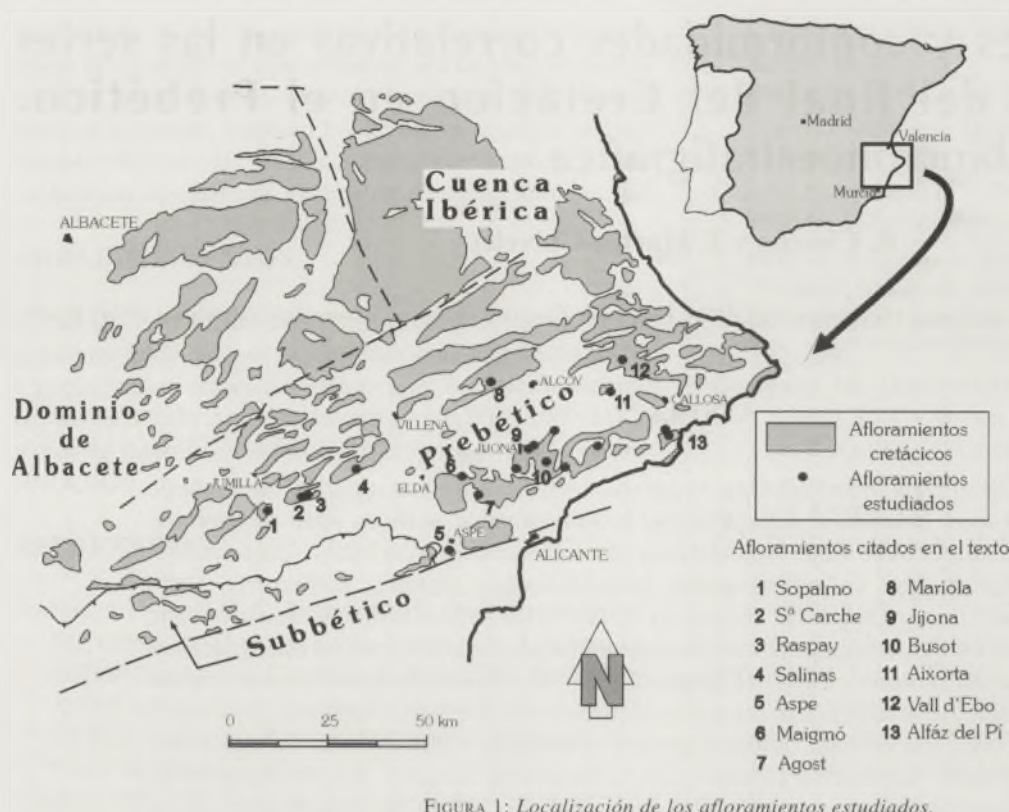


FIGURA 1: Localización de los afloramientos estudiados.

medio de otros más antiguos, cuyas edades en las secciones de mínimo hiato se sitúan en el Santoniense superior. En la parte más septentrional, los primeros llegan a descansar sobre facies de plataforma interna de edad Cenomaniense medio (p.ej., Martín-Chivelet, 1992).

La discontinuidad puede estar marcada por una costra ferruginosa y, en ocasiones, por el desarrollo de un *hard-ground* con finas laminaciones estromatolíticas ricas en fosfatos y con abundante glauconita. En la zona más septentrional, donde la laguna abarca desde el Cenomaniense hasta el Santoniense, la discontinuidad está marcada por una superficie de tipo caliche, que indicaría condiciones de exposición subaérea (Martín-Chivelet, 1992).

Los materiales que descansan sobre la discontinuidad son, en toda la zona estudiada, de tipo hemipelágico a pelágico, y tienen una composición carbonática, con proporciones variables de terrígenos finos. Con respecto a los materiales infrayacentes de edad Santoniense, también de tipo pelágico, los materiales campanienses presentan un mayor contenido en terrígenos. Estos materiales se enmarcan dentro de la Fm. Carche y de los tramos equivalentes en esta edad de las Fms. Quipar-Jorquera y Capas Rojas (Fig. 2).

La Fm. Carche (Martín-Chivelet, 1994) aflora en los sectores más septentrionales y paleogeográficamente más someros (p.ej., Sierra del Carche, Sopalmo, Salinas, Mariola, Vall d'Ebo). Se trata de una unidad bastante homogénea de calizas y margocalizas mal estratificadas y con abundante bioturbación, en las que se encuentran abundantes restos de foraminíferos planctónicos y bentónicos, calciesferas, equínidos e inocerámidos. Las microfacies

dominantes son los *packstone* bioclásticos de grano fino. El ambiente de formación corresponde a un medio marino abierto de plataforma externa carbonatada.

La Fm. Quipar-Jorquera *p.p.* y la Fm. Capas Rojas *p.p.* afloran extensamente en la parte meridional del área estudiada (p.ej., Aspe, Jijona, Aixorta, Busot), presentando cambios laterales entre sí, que están reflejados en la variación del color de las facies (blanco y rojo respectivamente). Engloban materiales de carácter hemipelágico a pelágico más profundos que los de la Fm. Carche. Forman series homogéneas de calizas y margas de marcado carácter rítmico (alternancia decimétrica de calizas y margocalizas o margas), que no se observa en la Fm. Carche, y que están afectadas por una bioturbación menos intensa que la de esta unidad. Incluyen numerosos restos de foraminíferos, esencialmente de tipo planctónico, inocerámidos y algunos restos de equinodermos y escasos corales solitarios.

A partir del estudio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos se ha obtenido la datación de la discontinuidad. En los puntos de menor laguna estratigráfica, se ha reconocido la siguiente asociación en los materiales infrayacentes: *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), *Globotruncanita elevata* (BROTZEN, 1934), *G. stuartiformis* (DALBIEZ, 1955), *Marginotruncana coronata* (BOLLI, 1945), *M. pseudolinneiana* (PESSAGNO, 1967), *M. sinuosa* (PORTHAULT, 1970) y *M. tarfayaensis* (LEHMANN, 1963). De acuerdo con Ro-

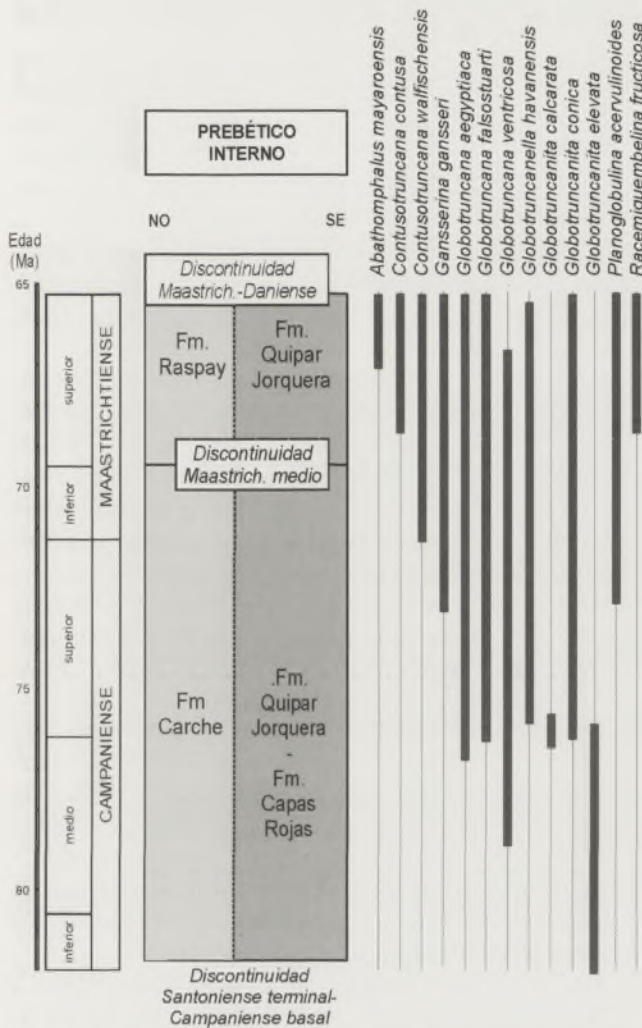


FIGURA 2: Esquema cronoestratigráfico para el intervalo temporal considerado en el que se muestran las principales discontinuidades, las unidades litoestratigráficas y la distribución vertical de los foraminíferos planctónicos más representativos.

baszynski *et al.* (2000) la edad de estos materiales es Santoniense superior. La asociación de foraminíferos planctónicos contrasta con la que existe encima de la discontinuidad, de modo que en los primeros metros de la unidad suprayacente no se encuentran ya ejemplares del género *Dicarinella* y las especies *Globotruncanella elevata* y *G. stuartiformis* pasan a dominar la asociación, junto con *Contusotruncana fornicata*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana* y algunos ejemplares de *Margino-truncana coronata*, *M. pseudolinneiana* y *M. schneegansi*. Esta asociación de los niveles que tapizan la discontinuidad permite caracterizar la biozona de *G. elevata*, de edad Campaniense inferior, sin poder afirmar si la base del Campaniense está o no representada en estos niveles inferiores de la unidad. De este modo, en estos puntos de menor laguna sedimentaria, la discontinuidad tendría probablemente una edad Santoniense terminal-Campaniense basal.

La sedimentación de la Fm. Carche y de los litosomas correlativos de las Fms. Quipar-Jorquera y Capas Rojas se prolonga hasta el Maastrichtiense inferior. La bioestratigrafía de esas series permite reconocer, de base a te-

cho, las biozonas de *Globotruncanella elevata* (BROTZEN, 1934), *Globotruncana ventricosa* (WHITE, 1928), *Globotruncanella calcarata* (CUSHMAN, 1927), *Globotruncana falsostuarti* (SIGAL, 1952) y gran parte de la biozona de *Gansserina gansseri* (BOLLI, 1951). Dentro de esta última, la presencia de *Contusotruncana walfischensis* (TODD, 1970) pero no de *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN, 1926) indicaría, según Robaszynski *et al.* (2000), que nos encontramos en la parte alta de la biozona de *G. gansseri*, sin llegar a la parte más alta de la misma. Por tanto, el techo de la unidad se enmarcaría en la parte alta del Maastrichtiense inferior.

### LA DISCONTINUIDAD MAASTRICHTIENSE "MEDIO"

La discontinuidad del Maastrichtiense "medio" puede estar representada por una ligera superficie ferruginizada y llevar asociadas importantes evidencias de tectónica sin-sedimentaria, tales como fallas inversas, *slumps* y olistolitos (Chacón y Martín Chivelet, 2001). Supone un importante cambio en el ambiente de depósito, marcado, por un lado, por fuertes variaciones litológicas, debido a la llegada masiva de terrígenos de tamaño fino, diferenciándose claramente de los depósitos infrayacentes, esencialmente carbonatados y, por otro lado, por un aumento drástico en la inestabilidad tectónica del medio.

Separa los materiales descritos en el apartado anterior de los materiales del Maastrichtiense superior. Estos últimos corresponden a la Fm. Raspay y al litosoma correlativo de la Fm. Quipar-Jorquera. Los materiales de esta edad, en la zona de estudio, no aparecen representados nunca por la Fm. Capas Rojas.

La Fm. Raspay (Martín-Chivelet, 1994) aflora en las áreas septentrionales del sector estudiado (p.ej., Sierra del Carche, Raspay, Maimó). Está constituida esencialmente por margas verdes a grises que pueden incluir pequeñas intercalaciones algo más carbonáticas que se hacen más importantes a techo. Son ricas en foraminíferos, planctónicos y bentónicos, en calciesferas y ostrácodos. El ambiente de sedimentación correspondería a un medio marino de plataforma externa mixta, carbonatado - siliciclástica.

El tramo de la Fm. Quipar-Jorquera equivalente en edad a la Fm. Raspay aflora en diferentes puntos de la provincia de Alicante (p.ej., Agost, Aspe, Alfaz del Pí). Presenta también un carácter predominantemente margoso, pero a diferencia de la anterior, su depósito tuvo lugar en ambientes marinos más profundos y alejados del continente. Está formado por margas y margocalizas, que frecuentemente presentan un carácter rítmico. Este carácter, sin embargo, está a menudo enmascarado por estructuras de deformación sinsedimentaria (*slumps*), que pueden llegar a ser muy abundantes, otorgando a la unidad un aspecto bastante caótico. Además, aparecen intercalados algunos niveles arenosos o calcareníticos de naturaleza turbidítica en los que es frecuente reconocer abundantes restos de fauna procedente de la plataforma interna (Chacón y Martín-Chivelet, 2001).

Con respecto a la bioestratigrafía, los depósitos que descansan sobre la discontinuidad muestran ya una asociación caracterizada por la presencia de *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fruticosa* (EGGER, 1899) en su parte basal. Dicha asociación correspondería con la parte más alta de la biozona de *G. gansseri*, según Robaszynski *et al.* (2000) o a la biozona de *C. contusa* - *R. fruticosa* en el sentido de Premoli Silva y Sliter (1995). En cualquier caso, ambas biozonaciones coinciden en asignar una edad Maastrichtiense superior al intervalo. El resto de la unidad está caracterizada por la biozona de *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI, 1951) de edad Maastrichtiense superior-terminal.

#### LA DISCONTINUIDAD K-T

Separa los depósitos de edad Maastrichtiense superior-terminal de los del Daniense. Está marcada por *hardgrounds* intensamente ferruginizados y bioturbados, ricos en fosfatos y glauconita, colonizados por abundantes corales solitarios y algunos braquiópodos, y a menudo tapiados por laminaciones estromatolíticas pelágicas (Vera y Martín-Algarra, 1994), o bien por un nivel de sedimentación de tipo catastrófico, representado por depósitos de tipo flujos viscosos de gravedad (*debris flow*, *grain flow*, *slumps*). En la zona más meridional, la discontinuidad deja paso a una conformidad correlativa, que permite analizar el tránsito gradual entre el Cretácico y el Paleoceno, muy bien definido en el corte clásico de Agost.

Sobre la discontinuidad se encuentran depósitos del Daniense, formados por margas (Maigmo, Alfaz del Pi) y calizas bien estratificadas (Carce, Raspay), o materiales más modernos, que no son el objeto de este trabajo. En la zona de continuidad sedimentaria (Agost), la discontinuidad coincide con el límite Maastrichtiense-Paleoceno (p.ej., Molina *et al.*, 1996; Chacón, Tesis en curso).

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al proyecto PB 97-0330 de la DGES.

#### REFERENCIAS

- Chacón, B. y 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: 123-134.
- Martín-Chivelet, J. (1992): *Las plataformas carbonatadas del Cretácico superior de la Margen Bética (Altiplano de Jumilla - Yecla, Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 899 p.
- Martín-Chivelet, J. (1994): Litoestratigrafía del Cretácico superior del Altiplano de Jumilla - Yecla (Zona Prebética). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18: 117-173.
- Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996): The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktic foraminifera at Agost (Spain). *Revue de Micropaleontology*, 39: 225-243.
- Premoli Silva, I. y Sliter, W. V. (1995): Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacioni section, Gubbio, Italy. *Palaeontographica Italica*, 82: 1-89.
- Robaszynski, F., González Donoso, J. M., Linares, D., Amédro, F., Caron, M., Dupuis, C., Dhont, A. V. y 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 nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin du Centre de Recherches, Elf Exploration Production*, 22: 359-490.
- Vera, J. A., García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Comas, M. C., Ruiz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra, A. (1982): El Cretácico de la Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España* (A. García, Ed.). Universidad Complutense, Madrid, 515-632.
- Vera, J. A. y Martín-Algarra, A. (1994): Mesozoic stratigraphic breaks and pelagic stromatolites in the Betic Cordillera, Southern Spain. En: *Phanerozoic Stromatolites II* (J. Bertrand-Sarfati y C. Monty, Eds), Kluwer Academic Publishers, 319-344.
- Vera, J. A. y Molina, J. M. (1999): La formación Capas Rojas: caracterización y génesis. *Estudios Geológicos*, 55: 45-66.