

INTERPRETACION GENETICA Y PALEO GEOGRAFICA  
DE LAS TURBIDITAS Y MATERIALES REDEPOSITADOS  
DEL SENONENSE SUPERIOR EN LA SIERRA AIXORTA  
(PREBETICO INTERNO, PROVINCIA DE ALICANTE)

POR

M. COMPANY \*, M. GARCÍA-HERNÁNDEZ \*, A. C. LÓPEZ-GARRIDO \*,  
J. A. VERA \* y H. WILKE \*\*

## RESUMEN

Los materiales campanenses y maastrichtenses, en la Sierra Aixorta, muestran una alternancia de calizas y margocalizas blancas y amarillentas, con algunas intercalaciones de «capas rojas». Se observan algunos niveles de calcarenitas turbidíticas, así como niveles de *slumps* y ruditas intraformacionales, intercalados en la serie. Se estudian los materiales de la misma edad en series próximas del Prebético externo con el fin de deducir el significado paleogeográfico. Se interpretan estos materiales como el depósito en una pendiente submarina, adyacente a la plataforma externa, a pocos centenares de metros de profundidad. El límite entre el Cretácico y Terciario en estos cortes de Sierra Aixorta viene marcado por un *hard-ground*, con importante bioturbación y con desarrollo de estromatolitos pélagicos.

## ABSTRACT

The Campanian and Maastrichtian materials of Sierra Aixorta consist of an alternance of white and yellow limestones and marly limestones with episodes of «couches rouges» facies. Some interbeds of turbiditic calcarenites and levels with slumping phenomens can

\* Departamento de Investigaciones Geológicas, CSIC, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

\*\* Institut für Geologie und Paleontologie. Technische Universität-Berlín.

be observed. Same age materials of External Prebetic series are considered as well in order to establish the palaeogeographic interpretation of the former. The sedimentation supposedly took place in a few hundreds meters deep submarine slope related with the external platform. The Cretaceous-Tertiary limit in Sierra Aixorta is recorded by a hard-ground with strong biodisturbance and pelagic stromatolithes.

## 1. INTRODUCCION

Se estudian diversos cortes de materiales del Senonense superior en la provincia de Alicante, dentro del Prebético interno (sensu AZEMA, *et al.*, 1979) con el fin de precisar la evolución paleogeográfica de la cuenca durante este intervalo de tiempo.

Se presta la máxima atención a los cortes levantados en la Sierra Aixorta, en el extremo Sureste de la hoja 821 (Alcoy) del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000, localizado al norte del embalse de Guadalest.

Se han estudiado otros cortes dentro del Prebético interno (Fig. 1) con el fin de encuadrar las series anteriores en su contexto paleogeográfico. Las correlaciones entre las diferentes series estratigráficas se realizan, esencialmente, a partir de las dataciones con foraminíferos planctónicos.

La localización de los cortes se ha realizado contando con todos los datos disponibles en la bibliografía geológica. De una parte con los trabajos que tratan del conjunto de la región, como los de CHAMPETIER (1972), AZEMA *et al.* (1973), RODRIGUEZ ESTRELLA (1977) y JEREZ (1981). Por otra parte se ha contado con los mapas geológicos y las memorias explicativas recientemente publicadas: ALMELA *et al.* (1973), MARTINEZ y BENZANQUEN (1975, 1976), GARCIA-VELEZ y SOUBRIER (1981) y COLODRON *et al.* (1981).

Sobre los cortes de Sierra Aixorta son muy escasos los datos previos. ALMELA *et al.* (1975) separan, en la cartografía de la región, un término (C<sub>23-26</sub>) que en la memoria denominan «manifestaciones pelágicas del Salt y la Serrella», que datan como Maastrichtense a partir de diversas especies de *Globotruncana*. Estos autores llaman la atención sobre el marcado carácter pelágico de estos materiales, que contrasta con los de igual edad dentro de la misma hoja 1:50.000. RODRIGUEZ ESTRELLA (1977, 1978) muestra en algunos cortes geológicos la estructura de la Sierra Aixorta y de su continuación occidental, la Sierra de Serrella.

En trabajos del conjunto del Prebético se dispone de datos generales del sector donde se localiza la Sierra Aixorta. Así AZEMA

*et al.* (1973, Fig. 10) en el mapa de facies del Maastrichtense colocan este sector junto al cambio de facies entre las calizas de *Orbitoides*, *Siderolites* y corales, con las margas y margocalizas blancas rosadas con *Globo truncana*.

Según la nomenclatura litoestratigráfica de GARCIA-HERNANDEZ *et al.* (1982) los materiales corresponden a la Fm. Quipar-Jorquera. Hacia el Norte esta unidad pasa a la Fm. Mariasnal (calizas neríticas y de lagoon) mientras que hacia el interior de la cuenca lo hace, gradualmente, a la Fm. Capas Rojas, de carácter pelágico en su totalidad.

## 2. CORTES DE SIERRA AIXORTA

Se trata de dos cortes, distantes entre sí 500 m, y cuyas características estratigráficas se representan en la figura 2. Estos cortes se localizan en un sector ligeramente deprimido, paralelo a la cresta principal de la Sierra, cuyas coordenadas son X = 903,8; Y = 461,5. Se accede a ellos por un camino forestal, de reciente construcción, que sale de la carretera que rodea el embalse de Guadalest y lleva al pueblo de Castell de Castells. En el collado que cruza la Sierra (cota 870) hay otro camino, que sigue paralelo a la cresta principal, por el Norte, que permite acceder a los afloramientos.

En ambos casos los materiales campanenses y maastrichtenses se disponen directamente sobre un conjunto calizo (Fm. Caliza de Jaén) muy potente (más de 400 m) en cuya base se tiene fauna de Vraconense-Cenomanense inferior [*Hedbergella washitensis* (CARSEY)] mientras que el techo puede ser Cenomanense superior o Turonense, sin que se pueda precisar. En todo caso existe una importante laguna estratigráfica que comprende el Coniacense y el Santoniense, además de al menos parte del Turonense y/o parte del Campanense.

### 2.1. Descripción de los cortes

El primer rasgo que llama la atención es la existencia de intercalaciones de «capas rojas». Estas intercalaciones en la serie I son cinco, con un espesor acumulativo de 13 m, y la serie II cuatro, con un total de 18 m. Sobre el terreno se observan cambios laterales de niveles rosados a niveles blancos. En lámina delgada se puede ver que estos materiales están formados mayoritariamente por foraminíferos planctónicos, con una matriz micrítica, muy semejante a las que constituyen el material mayoritario de la Fm. Capas Rojas.



Un segundo aspecto que llama la atención en estas series es la existencia de niveles calcareníticos turbidíticos intercalados. En la serie I se han observado un total de nueve niveles, con espesores variables de 20 a 60 cm. Los cinco niveles inferiores, de espesor más reducido, muestran una secuencia de Bouma de tipo Tbc., y en algún banco se observan *groove casts* en el muro, que indican una dirección de paleocorrientes N 50° E. Los otros cuatro niveles turbidíticos de la serie I, situados en la parte superior, presentan la secuencia de Bouma completa (Tabcd), salvo en uno de ellos de secuencia Tbc. En la serie II se han observado siete niveles turbidíticos carbonatados, todos ellos de espesor reducido (20 a 30 cm). Tres de estos niveles presentan la secuencia completa (Tabcd), mientras que los otros cuatro tienen secuencia Tbc. En ninguna de las series se observa ordenación de espesores en los niveles turbidíticos, que permiten pensar en un depósito ligado a abanicos submarinos. Por otra parte los muros de los estratos son en todos los casos planos, y las estructuras de corrientes escasas. Aplicando la nomenclatura de facies turbidíticas de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y RICCI-LUCCHI (1980) se trata de facies C<sub>2</sub> y D<sub>2</sub>. Una diferencia que merece destacarse es la variación existente entre las dos series (cercanas entre sí) que parece indicar que se trata de niveles con escasa continuidad lateral. Precisamente el acuñamiento lateral es uno de los criterios de la facies C<sub>2</sub> según MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975).

En lámina delgada se observa que los niveles turbidíticos son biocalcarenititas, con matriz micrítica (packstone). Los bioclastos son placas de equínidos, prismas de *Inoceramus*, foraminíferos planctónicos y algunos restos de foraminíferos bentónicos (Nodosaridae y Textularidae). El tamaño de grano dominante en los intervalos con laminación (que son los más potentes) es de arena fina a muy fina, con una gran selección.

La roca en la que se intercalan los niveles turbidíticos es una caliza, con niveles margosos, con textura micrítica, con abundante fauna de Globotruncanas, Heterohelixidae, Lenticulinas y Pithonellas. Las relaciones de foraminíferos planctónicos de las diferentes muestras de estos cortes, así como su atribución a la biozona correspondiente, se tiene en la tabla I.

En los niveles autóctonos la bioturbación suele alcanzar un gran desarrollo; con frecuencia se observa que el relleno de las galerías es de limonita o arena muy fina, que contrasta con la micrita de la roca encajante. En ambas series se ha localizado un nivel próximo a la intercalación más alta de «capas rojas» de calizas margosas con grandes equínidos.

Otro aspecto destacable, en estas series, es la existencia de intercalaciones de materiales redepositados (ver Fig. 2). Por otra parte se

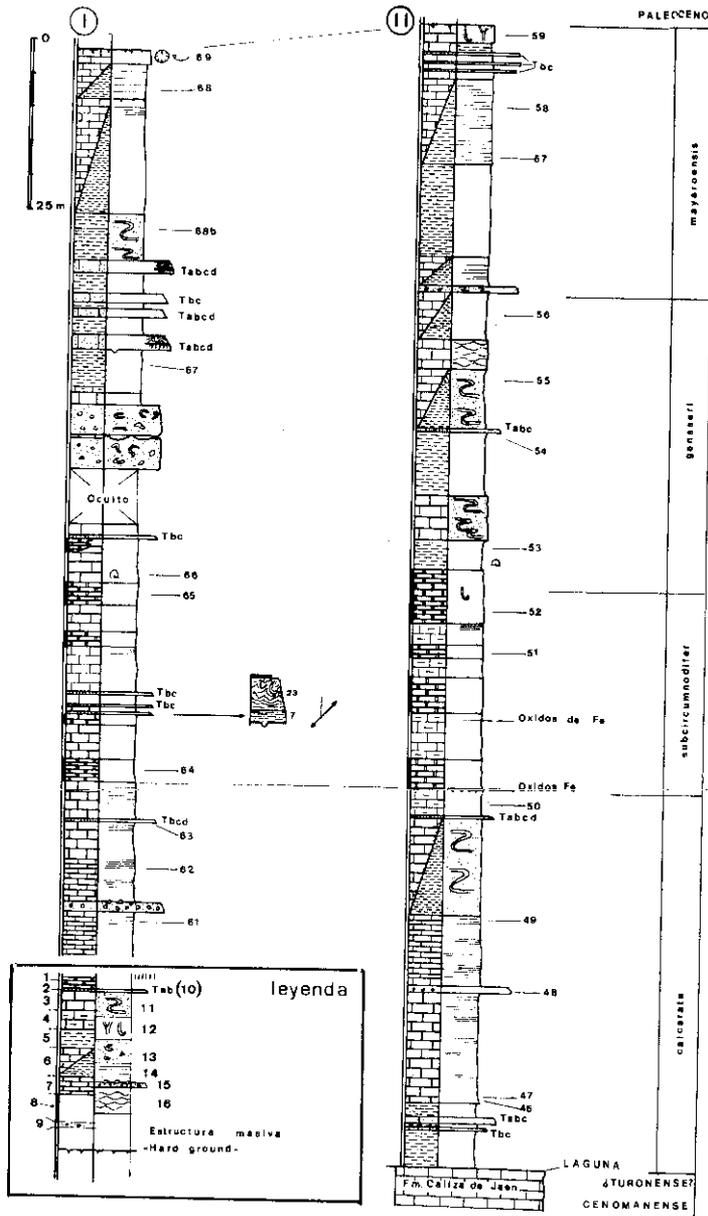


FIG. 2.—Cortes levantados en Sierra Aixorta. Leyenda: 1) «Capas rojas».—2) Niveles de turbiditas calcáreas.—3) Calizas masivas.—4) Calizas margosas.—5) Margas.—6) Alternancia de calizas y margas.—7) Calizas tableadas.—8) Intervalo de color rojo.—9) Rudita.—10) Secuencia de Bouma.—11) *Slumps*.—12) Bioturbación.—13) Rudita intraformacional.—14) Laminación.—15) *Debris flows deposits*.—16) Niveles calizos parcialmente nodulosos.

trata de niveles con cantos calizos muy redondeados (esféricos y elipsoidales) en el seno de una matriz algo más margosa; en el techo de alguno de los bancos sobresalen los cantos mayores, criterio en que nos basamos para atribuir estos materiales a depósitos de flujos de cantos (*debris flows*) o facies A<sub>2</sub> de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975). Por otra parte tenemos toda la gama de facies comprendida entre los niveles con estructuras *slumps* y la rudita intraformacional que en conjunto se incluyen en las facies F. En efecto, existen niveles con estructuras *slumps* de diferente grado de desarrollo, desde pequeñas deformaciones hasta bancos con pliegues tumbados. En otros casos se trata de bancos con trozos de estratos retorcidos dentro de una matriz margosa. Por último, se tiene la rudita intraformacional con cantos calizos heterométricos y una matriz más margosa. Las microfacies tanto de los cantos como de la matriz es de biomicritas con globigerinidos, Pithonellas y algunos radiolarios.

Todos estos datos permiten hacer una primera interpretación de las características del depósito. La asociación de facies F y A<sub>2</sub>, junto con las calizas y margas que constituyen la hemipelagita (facies G) corresponde, según los modelos conceptuales de depósito turbidítico (vg. RICCI-LUCCHI, 1980), a un talud, en especial a su parte baja. Igualmente COOK (1979) caracteriza la parte inferior del talud por los depósitos de flujos de sedimentos por gravedad de 0,2 a 3,5 metros de espesor.

La presencia de turbiditas de facies C<sub>2</sub> y D<sub>2</sub> en este contexto está ligada a corrientes de turbidez s. str. Estas corrientes se pueden iniciar en el propio talud, a partir de flujos de mayor densidad, o bien pueden proceder de la plataforma adyacente. La existencia de bioclastos de organismos neríticos aboga por la segunda posibilidad. El transporte se efectuaría a través de acanaladuras en el talud, de modo análogo al del modelo de COOK (1979). Al hablar de talud se alude exclusivamente a la pendiente adyacente a la plataforma. De acuerdo con las reconstrucciones palinspásticas del margen continental (VERA, 1981), se trataría de una pendiente que separa la plataforma continental de un área, de más de un centenar de kilómetros, de surcos y umbrales, toda ella sobre corteza continental.

Desde el punto de vista sedimentológico es evidente que si se depositaron turbiditas la pendiente debió ser baja (menos de un grado). Los *slumps* nos indicarían valores comprendidos entre 1 y 3 grados. Para interpretar estos datos, aparentemente contradictorios, se puede pensar en una área de una pendiente cercana a 1 grado. Todo ello permite pensar que la pendiente media desde el borde externo de la plataforma sería de 1 a 2 grados.



## 2.2. Datación de los materiales

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos se detallan en la tabla I. La muestra más baja estratigráficamente es la SS-50, que corresponde a la biozona de *G. calcarata* (Campanense superior) no habiéndose reconocido las otras dos zonas del Campanense (ventricosa y elevata) que posiblemente faltan por laguna estratigráfica.

Dentro del Maastrichtense se han reconocido las tres biozonas (*R. subcircumnodifer*, *G. gansseri* y *A. mayaroensis*) correspondientes al Maastrichtense inferior, medio y superior, respectivamente.

Por tanto los materiales estudiados corresponden al Campanense superior y al Maastrichtense en su totalidad.

## 2.3. El límite Cretácico-Terciario

Se ha reconocido una interrupción sedimentaria en el límite Cretácico-Terciario que merece especial atención. Esta interrupción queda reflejada en un *hard-ground*, que se observa en ambas series y, además, en un flanco invertido de un sinclinal en la serie II. Asimismo se observa en numerosos bloques caídos sobre el propio afloramiento de los materiales campanenses y maastrichtenses.

Las características morfológicas del *hard-ground* varían de unos puntos a otros, y equivalen a algunos de los tipos que diferencia FÜRSICH (1979). En todos los casos se constata que está ligado a la interrupción sedimentaria del límite Cretácico-Terciario, por tratarse de un banco calizo con fauna de la biozona de *A. mayaroensis* que en los huecos de los *burrows* (o en el propio *hard-ground*) tiene fauna del Paleoceno (Globorotalias).

Un primer tipo de *hard-ground* es aquel que presenta un gran desarrollo de la bioturbación. En él se observa que un banco de dos metros de espesor tiene una fuerte bioturbación. A partir de los *burrows*, cuya superficie está mineralizada, con óxidos de hierro, la roca tiende a adquirir estructura nodulosa. La génesis de este tipo de *hard-ground* sería muy similar a la propuesta por KENNEDY y GARRISON (1975). Al iniciarse la interrupción sedimentaria se colonizó el fondo y se produjo la bioturbación; inmediatamente después se inició una litificación selectiva del estrato relacionada con los *burrows*, a la vez que continuó la bioturbación; la caliza pasó a ser parcialmente nodulosa junto a las paredes de las cavidades de la bioturbación. En una etapa posterior tuvo lugar la mineralización, que tapizó toda la superficie expuesta al fondo marino, o sea, tanto el techo del estrato como las cavidades dentro del estrato litificado. Cuando se reanudó la sedimentación, lo primero que ocurrió fue el relleno de las cavidades, hasta su nivelación.

El segundo tipo de *hard-ground* presenta un menor desarrollo de la bioturbación, y en él los procesos anteriores afectaron exclusivamente a la parte superior del estrato. En este caso la litificación precoz fue más superficial, y estuvo seguida de una erosión parcial, lo que se deduce al encontrar en la superficie superior del estrato fósiles (corales y lamelibranquios) cortados por dicha superficie. La mineralización de óxidos de hierro cubrió posteriormente la superficie del estrato.

Un tercer tipo de *hard-ground* muestra la superficie de discontinuidad cubierta por envolturas estromatolíticas, semejantes a las descritas por GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1982) en el Cretácico del Penibético. Estas envolturas estromatolíticas son claramente pelágicas, como se deduce, de acuerdo con los criterios de MONTY (1977), porque la fauna que «atrapan» las láminas estromatolíticas es de foraminíferos planctónicos. Las envolturas cubren una superficie irregular a pequeña escala y con bioturbación, y muestran un crecimiento arriñonado con la convexidad hacia el techo. Entre las láminas se observan algunas Globorotalias que indican claramente que durante la interrupción sedimentaria en el Paleoceno quedaron atrapados los foraminíferos en los estromatolitos.

El cuarto tipo de *hard-ground* observado es una variante del anterior, y se caracteriza por presentar oncolitos y nódulos estromatolíticos, que quedan embalados en un banco de calizas con abundantes dientes de peces y braquiópodos. En lámina delgada este banco muestra cantos de material cretácico con *Globotruncanas*, en el seno de una matriz del Paleoceno con *Globorotalias*.

Todos estos tipos de *hard-ground* se pueden explicar como debidos a la interacción de diversos procesos: interrupción sedimentaria, bioturbación, litificación precoz, mineralización, etc., en un umbral submarino. El orden de los procesos y la intensidad de los mismos puede cambiar de unos puntos a otros y dar lugar a tipos diferentes como ya interpreta FÜRSICH (1979) en su trabajo monográfico sobre *hard-ground*; esto explica la gran variabilidad en estos cortes.

La causa común que dio lugar a los *hard-ground* fue una interrupción sedimentaria relacionada con un cambio brusco del nivel del mar. Cambios eustáticos a nivel mundial coincidentes con el límite Cretácico-Terciario han sido puestos de manifiesto por HANCOCK (1975) y VAIL *et al.* (1977), en ambos casos reflejados por descensos bruscos del nivel del mar. En esta región (GARCIA-HERNANDEZ *et al.*, 1982) también se detecta un descenso brusco del nivel del mar en la misma edad. La presencia de abundantes *Navarella* en los niveles infrayacentes al *hard-ground* anuncia esta bajada del nivel del mar.

### 3. CORRELACION CON LAS SERIES PROXIMAS

Se han levantado seis cortes estratigráficos (además de los de Sierra Aixorta), en los materiales campanenses y maastrichtenses. La correlación (Fig. 3) entre ellos se efectúa a partir de las dataciones con foraminíferos (ver tabla I). La información obtenida es completada con el estudio de láminas delgadas en todos los cortes y en otros próximos (Val de Ebo y Granadella). La localización exacta de cada corte se indica en la figura 1.

Las series situadas al norte y noroeste de la Sierra Aixorta presentan facies de calizas con *Inoceramus*, con episodios margosos con foraminíferos planctónicos de espesor y extensión variable. El Maastrichtense inferior en todos los cortes es más calizo, y nuestra facies más somera, como ya apuntó CHAMPETIER (1972). Estos materiales presentan en el sur de la Sierra de Azafor (Fig. 1) facies de calizas de *Orbitoides* y *Siderolites*. Más hacia el Sur, en Sierra Mariola y Sierra de Mediodía (flancos norte y sur), existe algún nivel aislado de *Orbitoides*, así como niveles con fragmentos de Rudistas y granos de glauconita. Estas facies en Sierra Mariola tiene Pithonellas, Lenticulinas y placas de equinodermos, junto con algunos foraminíferos planctónicos. En la Sierra del Mediodía son frecuentes los niveles con *Navarella*, *Marssonella* y fragmentos de crinoides. Todos estos caracteres indican que se tratan de una sedimentación de plataforma externa. En la Granadella (Fig. 1) la serie es muy monótona de calizas con Pithonellas y placas de equinodermos, y por tanto asimilable a las anteriores.

Las series localizadas al sur de la Sierra Aixorta presentan facies pelágicas en su totalidad, con un desarrollo de las «capas rojas» cada vez mayor en las series más meridionales. En la serie de Benimantell, muy próxima a Sierra Aixorta, hay varios niveles de turbiditas calcáreas. En la de Puigcampana se ha encontrado sólo uno hacia la base. Por su parte en la serie del Cabezón de Oro no se ha observado ninguna intercalación turbidítica.

En conjunto la serie de Sierra Aixorta corresponde al sector que separa la sedimentación de plataforma externa (localizada al Norte) de la sedimentación pelágica de «capas rojas».

### 4. CALCULO DE LA BATIMETRIA DEL DEPOSITO

La profundidad del depósito en los materiales de Sierra Aixorta no puede ser deducida por criterios sedimentológicos ni por criterios paleoecológicos, ya que podría ser de 200 metros hasta la cercanía del nivel de compensación de los carbonatos. La batimetría del de-

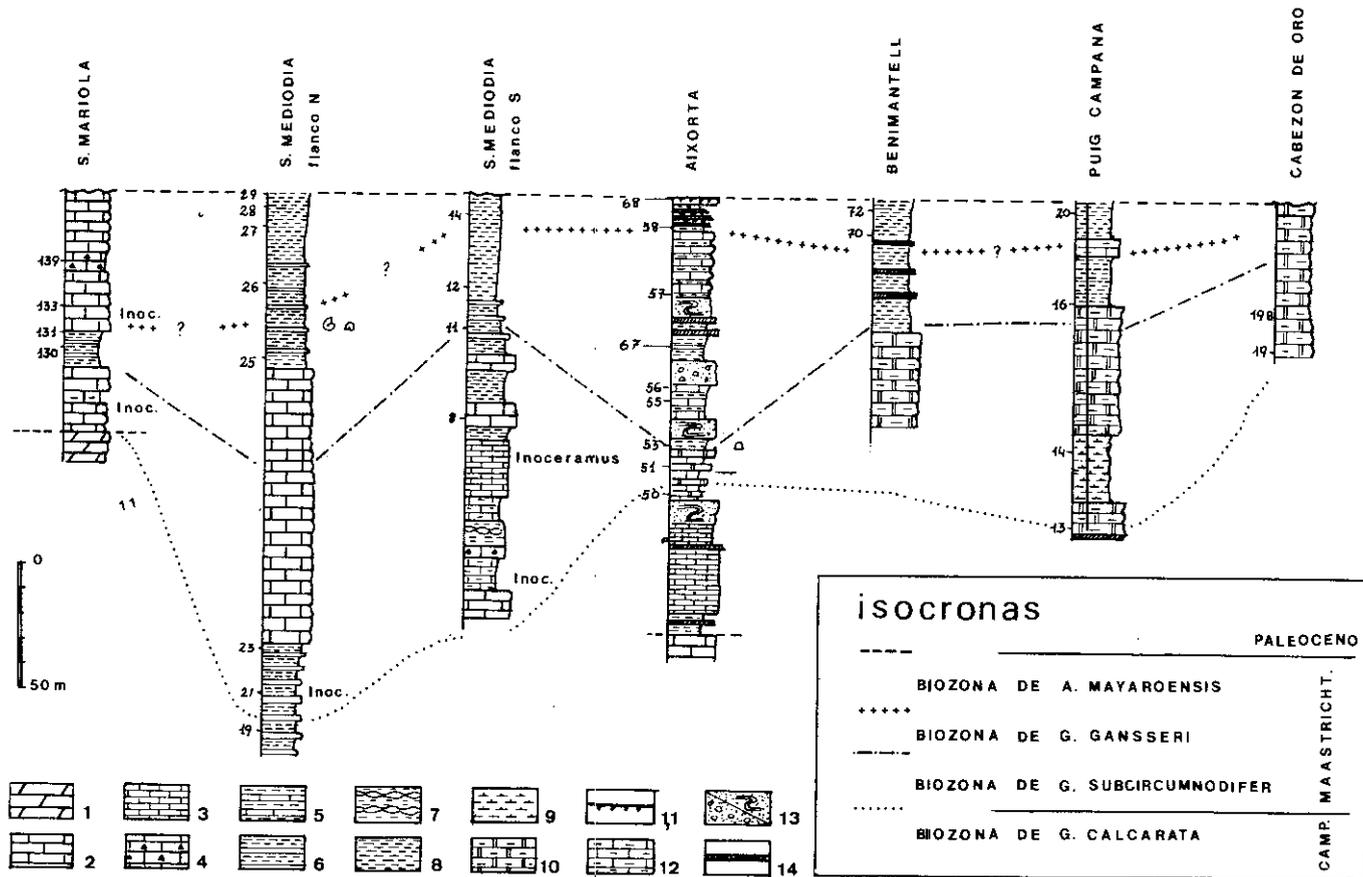


FIG. 3.—Correlación estratigráfica entre las diferentes series estudiadas. Leyenda: 1) Dolomías.—2) Caliza masiva.—3) Caliza tableada.—4) Caliza con sílex.—5) Alternancia rítmica de calizas y margas.—6) Margas con algunas intercalación de calizas.—7) Caliza de aspecto noduloso.—8) Margas.—9) Margocalizas.—10) «Capas rojas».—11) *Hardground*.—12) Caliza margosa.—13) Niveles de rudita intraformacional y de *slumps*.—14) Niveles turbidíticos.  
 NOTA.—Los números que figuran junto a las series corresponden a las muestras cuyas faunas se detallan en la tabla I.

pósito la vamos a calcular a partir de la reconstrucción paleogeográfica y palinspástica. Consiste en admitir un modelo sedimentario en el que a partir del borde de la plataforma externa se inicia una pendiente con valor medio de 1 a 2 grados. Se mide la distancia en la horizontal desde estas series a aquellas que presentan materiales de la misma edad depositados en la plataforma. A continuación se resuelve un problema geométrico elemental colocando la pendiente media estimada (1 a 2 grados) y con ello se deduce la profundidad o al menos un orden de magnitud.

El cálculo lo hacemos con la Sierra de Mediodía, en la que el Maastrichtense inferior es de facies de plataforma externa (máxima profundidad 180 metros). La distancia en la horizontal actual es de 9 km. Se estima que el acortamiento debido al plegamiento es del 50 por 100, por lo que la distancia original en la horizontal sería de unos 18 km. con ángulos de 1 a 2 grados, respectivamente, se resuelve que el incremento de batimetría sería 250 y 500 metros. A estas cantidades hay que sumarle la profundidad estimada del depósito de las facies someras (unos 150 metros) y se obtienen valores totales de 400 y 650 metros, según se considere 1 ó 2 grados. Por la existencia de turbiditas y *slump* se estima que la pendiente media podría ser más cercana a 1 grado que a 2 grados, por lo que los valores más probables serían de 400 a 500 metros.

Los posibles errores del método de cálculo utilizado podrían ser que la batimetría inicial en la plataforma fuese inferior a los 150 metros, y que existan series de plataforma más cercanas, no aflorantes. Ambos criterios darían lugar a disminuciones en los valores calculados. Otro posible error se debe a que el acortamiento fuese mayor que el estimado, con lo que los valores aumentarían. No obstante se considera que las cifras obtenidas (400 a 500 metros) son bastante representativas de la batimetría de ese depósito.

## 5. CONCLUSIONES

Los materiales campanenses y maastrichtenses de la Sierra Aixorta corresponden al depósito en un área comprendida entre la plataforma continental y la cuenca pelágica. En la plataforma se depositaron calizas de *Inoceramus*, con *Pithonellas*, *Navarellas* y algunos niveles de *Orbitoides* y fragmentos de *Ruditias*. Más hacia el continente estos materiales muestran facies de lagoon y facies continentales. La facies de cuenca pelágica son calizas margosas con gran abundancia de foraminíferos planctónicos («capas rojas»).

En los cortes de Sierra Aixorta existen niveles de turbiditas y materiales redepositados (*slumps* y *ruditas* intraformacionales) que

indican que su depósito tuvo lugar en una pendiente adyacente a la plataforma. Se calcula la profundidad de su depósito (400 y 500 m) a partir de la reconstrucción paleogeográfica y palinspástica.

Se detecta en Sierra Aixorta una interrupción sedimentaria en el límite Cretácico-Terciario que queda reflejada en un *hard-ground*. Esta interrupción se interpreta relacionada con cambios eustáticos que producen una bajada del nivel del mar.

## AGRADECIMIENTOS

A la C. A. C. Y. T., que ha cubierto los gastos de campo de este trabajo dentro del proyecto «El Mesozoico de las Cordilleras Béticas», desarrollado por el Departamento de Investigaciones Geológicas C. S. I. C. de Granada.

## BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GÓMEZ-NOGUEROLES, E., y MANSILLA, H. (1975): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 821 (Alcoy) del Mapa Geológico E. 1 : 50.000, Plan Magna. *I. G. M. E.*, 31 pp.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., y CHAMPETIER, Y. (1973): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España* (Bellaterra-Tremp), *Enadimsa. Trab. Congres. Reun.*, 7 (1): 159-217 (1975).
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P., y VERA, J. A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, *Ed. Secr. Public. Univer. Granada*, 83 pp.
- CHAMPETIER, Y. (1972): Le Prébétique et l'Iberique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le nord de la province d'Alicante (Espagne), *Mem. Scienc. de la Terre*, Nancy 24, 169 pp.
- COLODRÓN, I.; RUIZ, V., y NÚÑEZ, A. (1981): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 847 (Villajoyosa) del Mapa Geológico E. 1 : 50.000, Plan Magna, *I. G. M. E.*, 20 pp.
- COOK, H. E. (1979): Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. In: DOYLE, L. J., y PILKEY, O. H. (eds.): *Geology of continental slopes*, S. E. P. M., sp. publi., 27: 287-305.
- FÜRSICH, F. T. (1979): Genesis environments and ecology of Jurassic hard-grounds, *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 155: 1-63.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; MARTÍN-ALGARRA, A., y VERA, J. A. (1982): Cambios eustáticos en el Cretácico de la Cordillera Bética: Comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de

- plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelágico (Penibético) (en este volumen).
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C., y VERA, J. A. (1982): El Cretácico de la Zona Prebética. En el libro *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid, pp. 526-570.
- GARCÍA-VÉLEZ, A., y SOUBRIER, J. (1981): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 795 (Játiva) del Mapa Geológico E. 1: 50.000, Plan Magna, *I. G. M. E.*, 28 pp.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, D.; MARTÍN-ALGARRA, A.; REBOLLO, M.; SERRANO, F., y VERA, J. A. (1982): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética), *Estudios Geológicos* (en prensa).
- HANCOCK, J. M. (1975): The sequence of facies in the Upper Cretaceous of northern Europe compared with in the Western Interior, *Geol. Assoc. Canada*, sp. paper 13: 84-118.
- JEREZ, L. (1981): Estudios geológico, geotectónico y tectosedimentario de la Zona Prebética en relación con las demás Cordilleras Béticas e Ibérica, *Informe I. G. M. E.*, 160 pp. (en prensa).
- KENNEDY, W. J., y GARRISON, R. E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England, *Sedimentology*, 22: 311-386.
- MARTÍNEZ, W., y BENZAQUEN, M. (1975): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 820 (Onteniente) del Mapa Geológico E. 1: 50.000, Plan Magna, *I. G. M. E.*, 49 pp.
- (1976): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 794 (Canals) del Mapa Geológico E. 1: 50.000, Plan Magna, *I. G. M. E.*, 37 pp.
- MONTY, C. L. V. (1977): Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites: a review. In: FLÜGEL, E. (ed.): *Fossil Algae*, Ed. Springer-Verlag, 15-35.
- MUTTI, E., y RICCI-LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines*, Field Trip Guidebook A-11, IX Int. Cong. Sedim. Nice, 21-26.
- RICCI-LUCCHI, F. (1980): *Sedimentologia*, Ed. Coop. Libr. Univ. Bologna, 3 vols., 545 pp.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1977): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. I. Estratigrafía. II. Tectónica, *Bol. Geol. Min.*, 88: 183-214 y 273-299.
- (1978): Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética. Tesis, Univ. Granada, 755 pp. (public. *Mem. I. G. M. E.*, 1979).
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. JR., y THOMPSON, S. III. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. In: PAYTON, C. E. (ed): *Seismic Stratigraphy*, A. A. P. G., mem., 26: 83-97.
- VERA, J. A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica P. I. C. G.*, Real Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2: 129-160.