

SECUENCIAS DEPOSICIONALES EN EL BARREMIENSE-APTIENSE INFERIOR DE LA SIERRA DEL CORQUE (CORDILLERA BÉTICA): CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

M. Company (1), J. Sandoval (1) y J. M. Tavera(1)

(1) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18002 GRANADA

RESUMEN

En el intervalo estratigráfico Barremiense-Aptiense basal de la Sierra del Corque (sector oriental de la Cordillera Bética) se han podido reconocer dos secuencias deposicionales. La primera (S1: Barremiense inferior *p.p.*) está limitada en su base por una importante discontinuidad producto de un brusco descenso del nivel relativo del mar que tuvo lugar hacia el límite Hauteriviense-Barremiense y que trajo como consecuencia la emersión y erosión de gran parte de la plataforma prebética y de los umbrales pelágicos subbéticos. En el área estudiada, esta primera secuencia está representada únicamente por ritmitas pelágicas depositadas durante la fase posterior de ascenso relativo del nivel del mar.

La segunda secuencia deposicional (S2: Barremiense superior-Aptiense basal) queda delimitada en su base por la superposición de sedimentos mayoritariamente siliciclásticos de plataforma abierta ("Areniscas de Caprés") sobre los sedimentos pelágicos de la secuencia anterior, interpretada como el resultado de un nuevo descenso del nivel relativo del mar. Durante la subida posterior, se reinicia la sedimentación pelágica en esta área, mientras que en la plataforma situada más al norte se instala una sedimentación de tipo urgoniano.

Una nueva caída del nivel relativo del mar durante el Aptiense inferior, asociada a un importante evento tectónico, marcó el cese de la sedimentación en el área de la Sierra del Corque y en otros puntos del Subbético Externo. Sobre esta discontinuidad, los materiales más antiguos representados corresponden ya al Albiense superior.

Palabras clave: Secuencias deposicionales, Evolución paleogeográfica, Barremiense, Aptiense, Cordillera Bética.

ABSTRACT

Two depositional sequences can be identified in the Barremian-basal Aptian of Sierra del Corque (southeastern Spain). The first sequence (S1: Lower Barremian *p.p.*) is bounded at its base by a marked unconformity brought about by a sharp fall of the relative sea level, which accounted at the Hauterivian-Barremian boundary and led to the subaerial exposure and concurrent erosion of the most Prebetic shelf and Subbetic pelagic swells. In the Sierra del Corque area, this sequence is composed by thin pelagic rhythmities deposited during the subsequent relative sea level rise.

The basal boundary of the younger sequence (S2: Upper Barremian-Lowermost Aptian) can be identified by the change from marly-limestone facies below to shelf margin sands ("Areniscas de Caprés") above. This change is interpreted as the result of a new relative sea level fall. During the subsequent relative sea level rise, a pelagic sedimentation was reestablished in this area, while an Urganian-like sedimentation took place in the Prebetic platform.

A new relative fall of sea level during the early Aptian, associated to a major regional tectonic event, led to the end of the sedimentation in the Sierra del Corque and other areas of the External Subbetic. The oldest materials present above this discontinuity are Upper Albian in age.

Key words: Depositional sequences, Paleogeographic evolution, Barremian, Aptian, Betic Cordillera.

Company, M., Sandoval, J. y Tavera, J. M. (1992): Secuencias deposicionales en el Barremiense-Aptiense inferior de la Sierra del Corque (Cordillera Bética): consideraciones paleogeográficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

Company, M., Sandoval, J. and Tavera, J. M. (1992): Depositional sequences in the Barremian-Lower Aptian of Sierra del Corque (Betic Cordillera): paleogeographic remarks. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 000-000.

1. INTRODUCCION

Los aspectos más significativos de la evolución de los medios sedimentarios del margen sudibérico de la Cordillera Bética durante el Cretácico inferior han sido ya pue-

tos de relieve en diversos trabajos anteriores, entre los que cabe citar los de Azéma *et al.* (1975, 1979), Vera *et al.* (1982) y Vera (1988). La inexistencia de marcos bioestratigráficos suficientemente detallados para este intervalo temporal en nuestra región ha condicionado, ine-

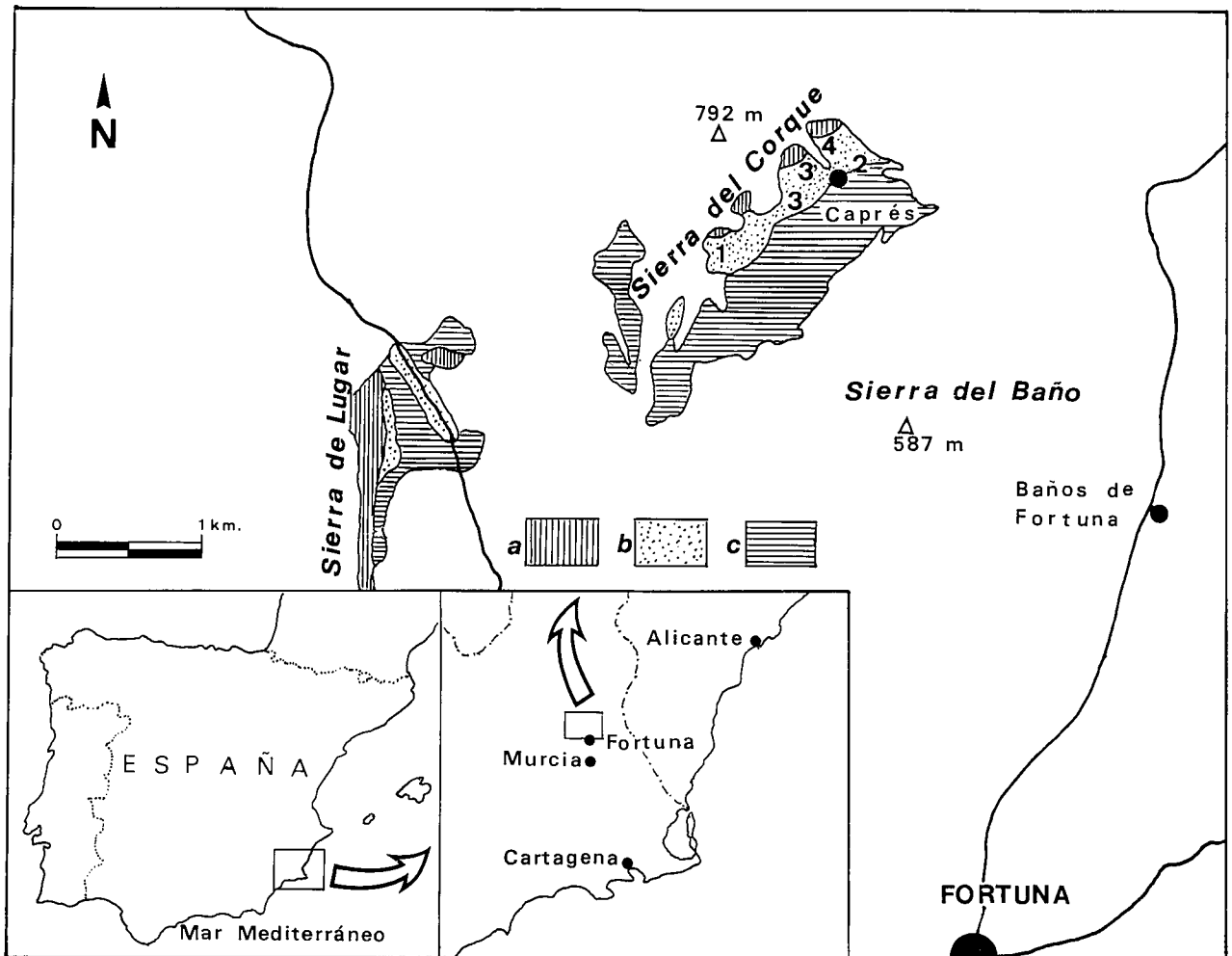


Fig. 1.—Localización de afloramientos del Cretácico inferior en la región de Fortuna (a: materiales neocomienses; b: Barremiense-Aptiense basal; c: Albiense superior). Secciones estudiadas: CP1, CP2, CP3, CP3' y CP4.

Fig. 1.—Lower Cretaceous outcrops in Fortuna region (a: Neocomian; b: Barremian-Lower Aptian; c: Upper Albian). Studied sections: CP1, CP2, CP3, CP3' and CP4.

vitiblemente, una cierta imprecisión en la datación y registro de algunos acontecimientos relevantes desde el punto de vista paleogeográfico. Ello es particularmente patente en el caso de los sedimentos depositados en dominios pelágicos en los que, como señala Vera (1989), el reconocimiento de las discontinuidades estratigráficas, que a menudo coinciden con simples superficies de paraconformidad, requiere un análisis bioestratigráfico preciso.

Con objeto de cubrir parcialmente estas carencias, que frecuentemente han conducido a interpretaciones excesivamente simplistas, hemos llevado a cabo un detallado estudio bioestratigráfico del Barremiense basado en el análisis de la distribución de las faunas de ammonoideos en diversas secciones ubicadas en diferentes dominios paleogeográficos de las Zonas Externas de la cordillera. Especial interés presentan las secciones del área de la Sierra del Corque que, por sus singulares características —gran abundancia de fósiles y una peculiar posición paleogeográfica, próxima al borde de la plataforma durante este tiempo—, ofrecen un excelente registro de los eventos que condicionaron la evolución del margen septentrional de la cuenca durante el intervalo Hauteriviense superior-Ap-

tiense basal. En este trabajo exponemos los resultados del estudio de estas secciones.

La Sierra del Corque está situada en el sector oriental de la Cordillera Bética, en la provincia de Murcia, cerca de la localidad de Fortuna (Fig. 1). Sus materiales jurásicos y cretácicos han sido objeto de atención por parte de diversos autores (Fallot, 1945; Azéma, 1966, 1975, 1977; Seyfried, 1978; Company, 1987; Ayala *et al.*, 1988). Desde el punto de vista geológico, el conjunto formado por las sierras de Lúgar y del Corque ha sido alternativamente atribuido, según distintos autores, al Subbético Externo, a las Unidades Intermedias y al Prebético Interno.

2. ANALISIS DE FACIES Y EDAD DE LOS MATERIALES

Las secciones estudiadas (Figs. 1 y 2) se localizan en la vertiente sudoriental de la Sierra del Corque, en las inmediaciones de la pedanía de Caprés. El intervalo estratigráfico analizado abarca desde el Hauteriviense superior hasta la base del Albiense superior, habiéndose detectado una importante laguna estratigráfica que incluye la mayor

parte del Aptiense y el Albiense inferior y medio. Dentro del intervalo analizado hemos distinguido cinco unidades litoestratigráficas cuyas características e interpretación genética exponemos a continuación. Hemos desistido de utilizar los nombres de formaciones propuestos por otros autores para los materiales del Cretácico inferior de las Unidades Intermedias y el Dominio Subbético ya que su aplicación y reconocimiento resultan problemáticos fuera de las transversales en que fueron definidas. La datación precisa de los materiales (Fig. 2) se basa en el estudio de más de tres mil ammonites recolectados nivel a nivel. La escala biocronoestratigráfica empleada es la elaborada por el Grupo de Trabajo de Cefalópodos del Cretácico inferior (Proyecto 262 del P.I.C.G.) en su reunión de Digne en 1990 (Hoedemaeker y Bulot, 1990), cuya calibración con las curvas eustáticas globales será presentada en el International Symposium on Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon 1992 (J. Thierry, com. personal, 1991).

2.1. Ritmitas neocomienses (U1).

En el núcleo del macizo de la Sierra del Corque

aflojan materiales jurásicos esencialmente carbonatados con un importante desarrollo de facies ligadas a umbrales pelágicos -calizas nodulosas, costras limoníticas, brechas calcáreas, etc.- a partir del Bajociense superior (Seyfried, 1978; Ayala *et al.*, 1988).

Sobre estos materiales, y casi siempre mediante un contacto mecanizado, se sitúa una alternancia rítmica (de escala decimétrica a métrica) de calizas y margas blancuecinas, cuyo espesor no sobrepasa los cuarenta o cincuenta metros, con ammonites que han permitido datar el Berriasiense, el Valanginiense superior y el Hauteriviense (Azéma, 1977; Company, 1987). La textura dominante en los niveles calizos, menos potentes por lo general que los intervalos margosos, corresponde a un *mudstone* con escasos foraminíferos bentónicos, radiolarios y fragmentos de bivalvos (probablemente Entoliidae). La bioturbación es intensa, desarrollándose frecuentemente una estructura moteada de huellas de excavación a la que se superponen algunos *Zoophycos*, *Chondrites* y raros grafoglíptidos. Se trata, pues, de materiales marinos pelágicos, correspondientes a sedimentos depositados en zonas de baja energía y alejadas de la línea de costa, bien en las áreas más distales de la plataforma o en el talud.

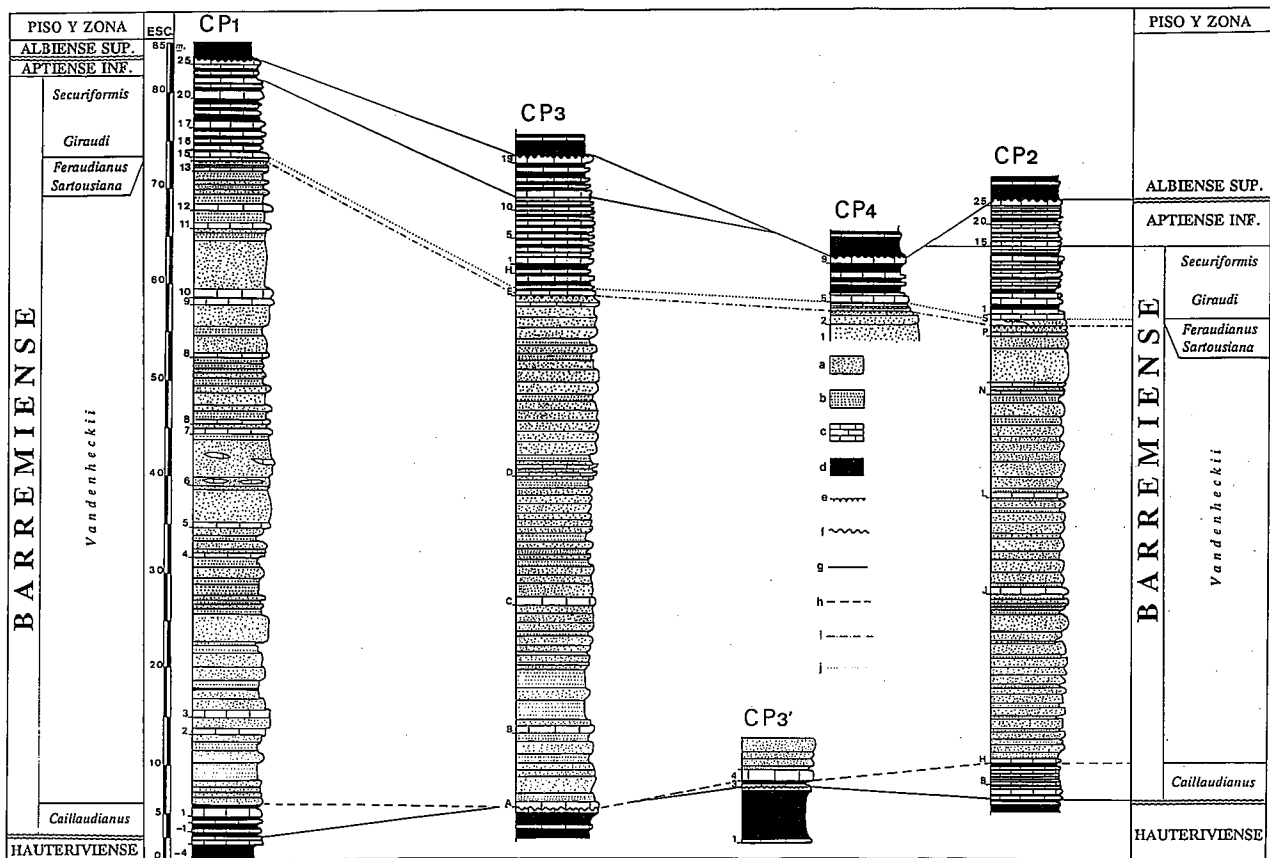


Fig.2.-Columnas estratigráficas de las secciones estudiadas. Unidades biocronoestratigráficas. Correlación entre las distintas secciones. Clave de signos.- a: arenas; b: limos; c: calizas; d: margas; e: costra limonítica; f: superficie erosiva; g: límites entre pisos; h: límite entre las zonas de Caillaudianus y Vandenneckii; i: límite entre las zonas de Vandenneckii y Sartousiana; j: límite entre las zonas de Feraudianus y Giraudi.

Fig.2.-Stratigraphic columns of the studied sections. Biochronostratigraphic units. Correlation between sections. Key.- a: sandstones; b: silts; c: limestones; d: marls; e: limonitic crust; f: erosional surface; g: stage boundary; h: boundary between the Caillaudianus Zone and the Vandenneckii Zone; i: boundary between the Vandenneckii Zone and the Sartousiana Zone; j: boundary between the Feraudianus Zone and the Giraudi Zone.

2.2. *Ritmitas del Barremiense inferior (U2).*

Por encima de los materiales neocomienses, y separada de ellos por una discontinuidad estratigráfica a la que aludiremos en detalle más adelante, se localiza una nueva alternancia de margas y calizas grises que forman ritmos de escala decimétrica en los que predominan en espesor los bancos calcáreos sobre los niveles margosos intercalados. El espesor total del tramo varía, de unos puntos a otros, entre pocos decímetros y algunos metros. La microfacies de los niveles calizos corresponde a un *wackestone* con abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos, *Bonetocardiella*, radiolarios, ostrácodos y fragmentos de bivalvos y de equinodermos. En algunos niveles, sobre todo en los situados más cerca de la discontinuidad basal, se observan abundantes granos de glauconita.

La fauna de ammonites en este tramo es abundante y ha permitido reconocer la Zona de Caillaudianus (parte terminal del Barremiense inferior) y la base de la Zona de Vandenneckii (Barremiense superior). Probablemente, los niveles más bajos correspondan a la Zona de Nicklesi y/o a la de Pulchella, aunque la ausencia de formas características impone serias dudas al respecto.

La abundancia de restos fósiles, la escasa potencia en relación con el intervalo estratigráfico representado y la presencia de minerales autigénicos del grupo de la glauconita indican la existencia de una cierta condensación.

2.3. *Areniscas de Caprés (U3).*

Utilizamos este término para referirnos, de un modo informal, a un potente tramo (entre cuarenta y sesenta metros de espesor) de limos, arenas y areniscas con algunos niveles carbonatados intercalados, que constituyen los materiales más característicos del área estudiada.

Los niveles detríticos, que individualmente presentan un tamaño de grano bastante uniforme, están constituidos por bancos de areniscas de grano medio, cuya potencia oscila entre los veinte centímetros y los dos metros, que alternan irregularmente con tramos de arenas de grano fino y limos. En su composición entran mayoritariamente cuarzo y micas. Los niveles arenosos no presentan más estructuras internas observables que una laminación paralela y la superficie de contacto entre los distintos cuerpos es, por lo general, plana, aunque en algunos casos se observan superficies erosivas. Ocasionalmente, dentro de los niveles de arenas de grano fino, existen concreciones nodulares areniscosas de origen diagenético, de forma esférica o elipsoidal, que llegan a alcanzar los 50 o 60 centímetros de diámetro. Estas concreciones aparecen aisladas o, en otros casos, alineadas formando bancos discontinuos más cementados.

La fauna fósil preservada en estos niveles detríticos es muy escasa. Tan sólo se han podido reconocer algunos moldes de ammonites y de bivalvos. Dentro de algunos bancos areniscosos existen pequeños horizontes, de espesor centimétrico, en los que se acumulan restos muy fragmentados de conchas de bivalvos. Las estructuras visibles de origen orgánico son también raras, aunque algunas

concreciones muestran una intensa perforación biogénica en su superficie superior, lo que, de acuerdo con Voigt (1968) y Fürsich (1979), implicaría la actuación de agentes erosivos y la existencia de períodos de omisión que permitieran la exhumación, al menos parcial, de esas concreciones una vez cementadas y su posterior colonización.

Los escasos niveles carbonatados intercalados constituyen bancos de continuidad variable que terminan siempre por acuñarse lateralmente, de forma que no es posible establecer una correlación directa entre los bancos presentes en las distintas secciones analizadas. La potencia máxima de cada uno de los bancos oscila entre los pocos centímetros y casi un metro y su espesor acumulado nunca llega a representar más del 5% del espesor total de la unidad. Están constituidos por biomicitas con gran cantidad de foraminíferos planctónicos y, menos frecuentes, foraminíferos bentónicos, radiolarios, ostrácodos, fragmentos de bivalvos, radiolas de equínidos y embriones de ammonites. Ocasionalmente contienen también granos de cuarzo, micas y óxidos de hierro.

En contraste con los niveles terrígenos, la fauna fósil de los bancos carbonatados puede llegar a ser muy abundante, estando constituida, en su mayor parte, por restos de ammonites -que permiten asignar todo este tramo a la Zona de Vandenneckii (base del Barremiense superior)- y algunos bivalvos y equínidos. La bioturbación es también mayor que en las arenas y, en los bancos calizos más gruesos, se llegan a ver algunos ejemplares de *Zoophycos*.

La interpretación genética de esta unidad ha sido objeto de algunas controversias. Mientras que Azéma (1975, 1977) la relaciona con un sistema deltaico que se localizaría algo más al norte, Seyfried (1978) piensa que se trata de turbiditas terrígenas distales, en función de su localización dentro del Dominio Subbético. Aunque la ausencia de estructuras sedimentarias características dificulta la interpretación, las asociaciones faunísticas presentes difieren notablemente de las que aparecen en áreas más distales de la cuenca para la misma edad. En concreto, la gran abundancia de ejemplares de los géneros *Heinzia*, *Carstenia* y la presencia de grandes *Ancyloceras* indican, de acuerdo con Kotetishvili (1989), un medio relativamente somero. En nuestra opinión se trataría de sedimentos depositados en áreas de plataforma externa sometida a episodios con régimen hidrodinámico de alta energía, durante los que predominaría la actividad erosiva en determinadas áreas y el depósito concomitante o subsiguiente de los materiales terrígenos, que alternarían con períodos más tranquilos, sin apenas aportes detríticos, en los que se produciría el depósito, mucho más lento, de los niveles carbonatados.

2.4. *Ritmitas del Barremiense terminal-Aptiense basal (U4).*

La unidad anterior culmina a techo con un nivel arenoso intensamente bioturbado y perforado cuya superficie superior se presenta a veces tapizada por costras ferruginosas discontinuas. Sobre este nivel se sitúa un pequeño tramo de margas y calizas arenosas con abundante glau-

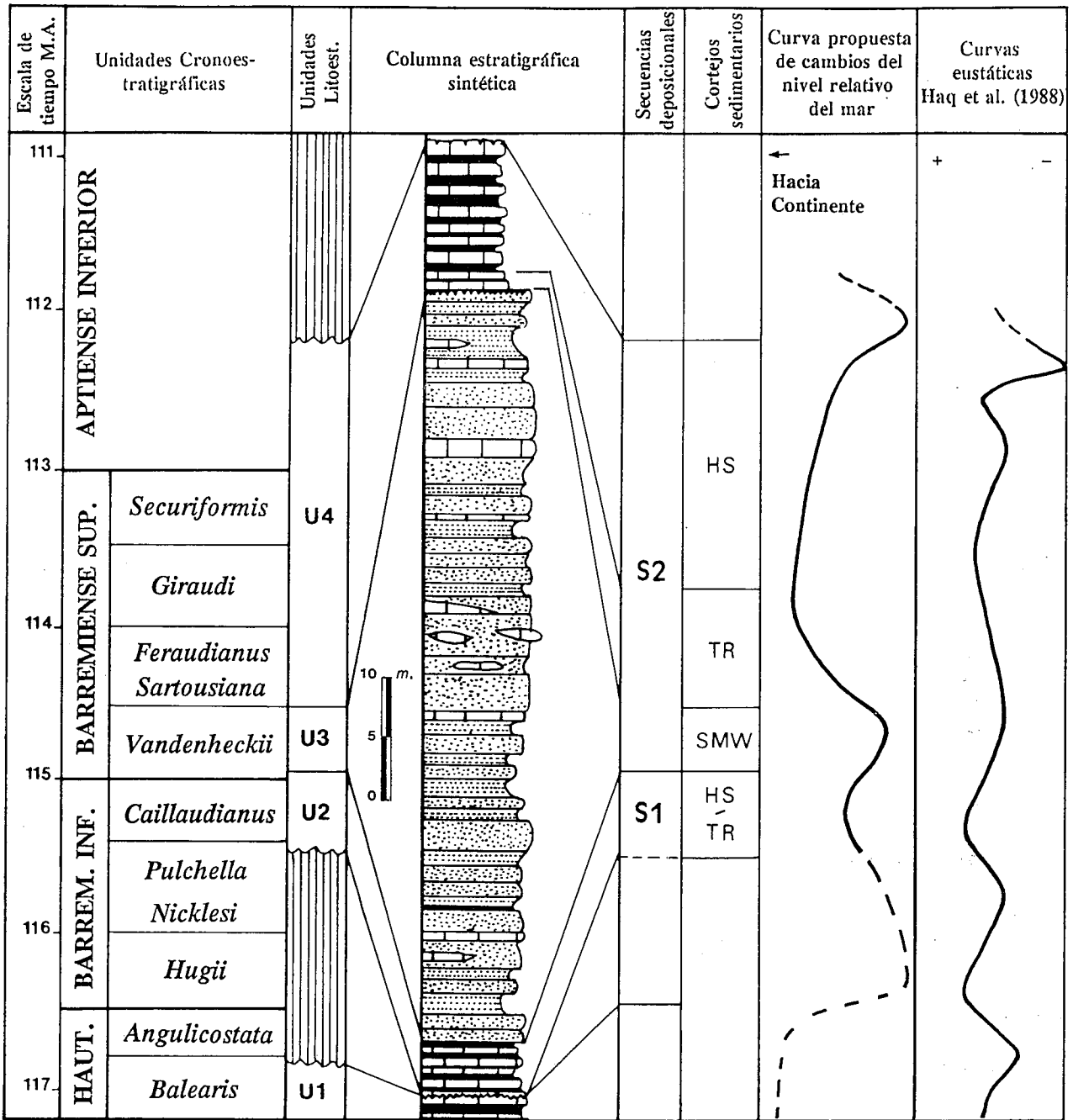


Fig.3.-Unidades crono y litoestratigráficas. Secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios identificados (SMW: cuña de borde de plataforma; TR: depósitos transgresivos; HS: depósitos de alto nivel). Curva deducida de cambios del nivel relativo del mar en la Cordillera Bética durante el intervalo Hauteriviense superior-Aptiense inferior.

Fig.3.-Chrono and lithostratigraphic units. Depositional sequences and systems tracts (SMW: Shelf-margin wedge; TR: Transgressive deposits; HS: Highstand deposits). Relative sea level variations in the Betic Cordillera during the late Hauterivian-early Aptian interval.

conita, cuyo espesor no sobrepasa los dos metros. En estos niveles los restos fósiles (de ammonites y, en menor cantidad, braquiópodos y bivalvos) son excepcionalmente abundantes, encontrándose, por lo general, fragmentados y con signos evidentes de una dilatada exposición sobre el fondo. Este tramo corresponde a un intervalo fuertemente condensado en el que se encuentran representadas las zonas de Sartousiana, Feraudianus y base de la de Giraudi.

Estos materiales dan paso a una alternancia de ritmos decimétricos a métricos de margas y calizas micríticas

(mudstone con foraminíferos planctónicos, radiolarios, *Colomiella* y *Cadosina*) que corresponden al Barremiense terminal (zonas de Giraudi p.p. y Securiformis) y al Aptiense basal y se ordenan en pequeñas parasecuencias estratocrecientes.

2.5. *Materiales albienses (U5).*

La unidad anterior está cortada irregularmente a techo (ver figura 2) por una nueva superficie de discontinuidad fácilmente reconocible por la presencia de múltiples

perforaciones biogénicas de pequeño tamaño, impregnaciones ferruginosas y algunos gastrolitos cuarcíticos. Los materiales situados inmediatamente por encima de esa superficie corresponden ya al Albiense superior (Zona de Inflatum, Subzona de Cristatum) y constituyen la base de una potente serie de margas y margocalizas de color crema con algunos niveles arenosos intercalados en su parte inferior.

3. DISCONTINUIDADES Y SECUENCIAS DEPOSICIONALES RECONOCIDAS

El análisis lito y bioestratigráfico de las secciones de la Sierra del Corque ha permitido la identificación de varias superficies deposicionales significativas caracterizadas por presentar evidencias de omisión y/o erosión o coincidir con cambios litológicos bruscos. Estas superficies que, en algunos casos, pueden reconocerse a nivel regional, se corresponden con acontecimientos relevantes en la evolución paleogeográfica del margen meridional de la placa ibérica durante el Cretácico inferior. La identificación de esas superficies hace posible, al mismo tiempo, la individualización de dos secuencias deposicionales (*sensu* Mitchum *et al.*, 1977) bien diferenciadas para el intervalo Barremiense-Aptiense basal (Fig. 3).

3.1. Secuencia deposicional S1 (Barremiense inferior).

Su límite inferior coincide con una importante discontinuidad que se localiza a techo de las ritmitas neocomienses (U1). Se trata de una superficie claramente erosiva dado que, aunque a la escala de afloramiento tiende a ser plana, la edad de los materiales situados inmediatamente por debajo de ella varía de unas secciones a otras entre el Hauteriviense inferior (Zona de Nodosoplicatum) y el Hauteriviense superior no terminal (Zona de Balearis). Los efectos de este evento erosivo son reconocibles en extensas áreas del Prebético Interno y del Subbético Externo en las que los materiales hauterivienses se encuentran irregularmente representados, llegando a faltar por completo en algunos casos. Ello se explicaría en el contexto de un brusco descenso del nivel relativo del mar que traería como consecuencia la emersión y subsiguiente erosión de gran parte de la plataforma prebética y de los umbrales pelágicos subbéticos y la excavación de cañones submarinos en las partes altas de los taludes correspondientes; contexto que caracteriza las discontinuidades de tipo 1 (*sensu* Vail *et al.*, 1984).

Más difícil de determinar es la edad precisa de este acontecimiento. A partir de los datos obtenidos en las secciones de la Sierra del Corque es evidente que debemos situarlo entre el Hauteriviense superior no terminal (Zona de Balearis) y el Barremiense inferior no basal (Zona de Cailaudianus o, probablemente, algo antes), edad a la que corresponden los materiales más antiguos situados por encima de dicha superficie. Más precisión aportan, sin embargo, observaciones realizadas en otros puntos de la cordillera:

- el Hauteriviense terminal (Zona de Angulicostata) aparece en determinadas áreas del Prebético oriental, que habrían quedado preservadas de la erosión, bajo facies hemipelágicas con abundantes ammonites, que corresponden a un episodio de alto nivel relativo del mar.

- en algunos puntos del Subbético Externo, los primeros sedimentos que aparecen sobre una discontinuidad que afecta a los materiales neocomienses corresponden al Barremiense basal (Zona de Hugii).

- es precisamente en esa edad (base de la Zona de Hugii) cuando se inicia el depósito de las turbiditas terrígenas, que habitualmente se asocian a discontinuidades de tipo 1 (Vail *et al.*, 1987; Posamentier y Vail, 1988), de la base de la Formación Cerrajón en áreas más profundas de la cuenca (Ruiz-Ortiz, 1980; Braga *et al.*, 1982).

A partir de estos datos, se puede concluir que el acontecimiento que dio lugar a la discontinuidad a la que nos referimos debió tener lugar en la base del Barremiense, muy cerca del límite con el Hauteriviense. Muy probablemente, esta discontinuidad se corresponde con la datada como "intrahauteriviense" en el Dominio Penibético (González-Donoso *et al.*, 1983).

La secuencia deposicional S1 está representada en el área de la Sierra del Corque por la unidad litoestratigráfica U2. Las ritmitas margoso-calcáreas, de la parte superior del Barremiense inferior y extrema base del Barremiense superior, que constituyen esta unidad y muestran, como hemos indicado anteriormente, evidencias de una cierta condensación, formarían parte del cortejo transgresivo y de alto nivel de esta secuencia deposicional. El desigual espesor que presenta la unidad U2 en el área estudiada podría estar condicionado por las desigualdades topográficas producto de la etapa erosiva y su posterior relleno diferencial.

El cortejo de bajo nivel correspondiente a esta secuencia deposicional se habría depositado previamente (durante las cronozonas de Hugii y Nicklesi) en las áreas más profundas del dispositivo sedimentario como serían los surcos correspondientes a las Unidades Intermedias y al Subbético Medio y las zonas más deprimidas del Subbético Externo. La presencia aparentemente anómala de sedimentos pelágicos de esta edad en una estrecha franja situada entre el Valle del Vinalopó y el Cabo de la Nao se explicaría por la individualización de un surco intraprebético fuertemente subsidente en esa área durante esta edad y que estaría bordeado hacia el sur por una serie de bloques más elevados que se corresponderían con la alineación formada por Fontcalent, Cabeçó d'Or, Puig Campana y Serra Gelada según el modelo propuesto por Granier (1987).

3.2. Secuencia deposicional S2 (Barremiense superior-Aptiense basal)

Aunque no existen evidencias de un nuevo evento erosivo en el área estudiada, la brusca superposición de sedimentos de plataforma externa (unidad U3) sobre las ritmitas pelágicas de la unidad U2 implica un desplazamiento neto de las facies hacia el interior de la cuenca y traduce una nueva caída en el nivel relativo del mar, marcando el

límite inferior de la secuencia deposicional S2 que corresponde al intervalo Barremiense superior-Aptiense basal. En este contexto, las areniscas de Caprés deben ser interpretadas como parte de los depósitos acumulados en el borde de la plataforma durante un período de bajo nivel relativo del mar, como se indica en la figura 3. Otra posibilidad sería que el límite entre las secuencias S1 y S2 se localizara en el seno de las areniscas de Caprés, y que parte de ellas correspondieran todavía al cortejo de alto nivel de la secuencia anterior. No obstante, el intervalo estratigráfico al que corresponden las areniscas de Caprés (Zona de Vandenneckii) se encuentra representado en las áreas más profundas de la cuenca (Subbético medio) por un potente paquete calizo que, de acuerdo con el modelo propuesto por *Vail et al.* (1991), estaría relacionado con una expansión masiva de organismos planctónicos en la cuenca, característica de los períodos de bajo nivel relativo del mar.

Hay que señalar que la potente acumulación de sedimentos terrígenos de plataforma durante esta edad (base del Barremiense superior) en el área de la sierra del Corque —que a lo largo del Jurásico y el Neocomiense había tenido un “comportamiento subbético”— implicaría la desaparición, al menos temporal, en esta transversal del surco correspondiente a las Unidades Intermedias, que habría impedido la llegada a esta área de los aportes detríticos procedentes de sus áreas fuente situadas en el dominio litoral. Lamentablemente, es difícil constatar esta afirmación dado que los escasos afloramientos de materiales de esta edad situados inmediatamente al norte del área estudiada forman parte de unidades subbéticas más internas cabalgadas sobre el conjunto parautóctono de Corque-Lugar (Fallot, 1945; Azéma, 1977).

El techo de las areniscas de Caprés coincidiría con el momento de máxima regresión de este ciclo. Al intervalo transgresivo subsiguiente y al período de máxima inundación corresponderían los niveles condensados de la base de la unidad U4. Es precisamente en este momento cuando llegan a desarrollarse facies hemipelágicas con ammonites en algunos puntos del Prebético Interno oriental (“nivel de Hemihoplites” de la Sierra de Mariola de Busnardo *et al.*, 1968).

Las pequeñas parasecuencias estratocrecientes que constituyen la parte principal de las ritmitas de la unidad U4 corresponderían a los depósitos acumulados en el período de alto nivel del mar.

Como hemos señalado anteriormente, la unidad U4 está cortada a techo por una nueva superficie erosiva sobre la cual aparecen ya materiales del Albiense superior. No es fácil precisar el momento en que tuvo lugar este evento erosivo que, en cualquier caso es posterior al Aptiense basal, edad de los materiales más modernos situados inmediatamente por debajo de dicha superficie. De nuevo tenemos que recurrir a datos procedentes de fuera de nuestro ámbito de estudio. En efecto, esta discontinuidad ha sido detectada en diversas áreas de la Cordillera Bética (“acontecimiento intraaptense” de *García-Hernández et al.*, 1982; *Vera*, 1988) y es la que separa los dos miembros de la Formación Arroyo de los Anchos en el Dominio Prebético (*Vera et al.*, 1982). Precisamente en el Prebético oriental (sierras de Mariola, Castell de la Solana, etc.), el miembro superior de esta formación comienza con un intervalo

transgresivo representado por materiales hemipelágicos que han podido ser datados (*Company et al.*, 1982) mediante ammonites como pertenecientes a las zonas de Deshayesi, Bowerbanki y Martinioides (Bedouliense superior y Gargasiense inferior). Se puede concluir, con estos datos, una edad intrabedouliense para la discontinuidad que nos ocupa.

4. EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Los datos expuestos permiten una mejor comprensión de la dinámica de los depósitos en el margen sudibérico durante parte del Cretácico inferior. Para esta edad, y de acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas comúnmente aceptadas (*Vera*, 1988), se distingue una amplia plataforma al norte (Dominio Prebético), cuyas áreas más próximas al continente (Prebético Externo) habrían permanecido en gran parte emergidas desde el Jurásico superior hasta el Albiense superior. Al sureste de esta plataforma se ubicaba el dominio de las facies pelágicas estructurado en una serie de surcos y umbrales heredados de la etapa de *rifting* medioliásica y que habían alcanzado su máxima diferenciación durante el Jurásico superior.

En este contexto, el conjunto de Corque-Lugar se situaría en una posición intermedia entre ambos dominios, alternativamente en el borde de la plataforma o en la parte alta del talud, formando parte de un bloque que, durante determinados períodos de tiempo, podría quedar elevado sobre las áreas adyacentes constituyendo un umbral pelágico.

Para comprender la evolución paleogeográfica de la cuenca en el intervalo Barremiense-Aptiense basal, es necesario hacer algunas consideraciones sobre el desarrollo de la misma en etapas previas. Hacia la parte alta del Valanginiense inferior se detecta en todo el Prebético Interno una importante discontinuidad (*García-Hernández et al.*, 1982; *Vera*, 1988) motivada por un brusco descenso del nivel relativo del mar. El ascenso posterior queda registrado en todo este dominio por el depósito de las facies hemipelágicas del Valanginiense superior que caracterizan el miembro inferior de la Formación Cerro Lobo (*Vera et al.*, 1982). Este estadio de alto nivel relativo del mar perdura hasta el Hauteriviense superior —sin que podamos excluir oscilaciones de orden menor— con el desarrollo de las facies arrecifales del miembro superior de la Formación Cerro Lobo en la mayor parte del Prebético Interno, salvo en sus áreas más meridionales (Sierra Seca, Sierra de la Muela) y en el extremo oriental donde se mantiene la sedimentación hemipelágica. Durante todo este tiempo, la sedimentación tiene un carácter claramente pelágico en todo el Dominio Subbético.

Hacia la base del Barremiense tuvo lugar, de nuevo, un acusado descenso del nivel relativo del mar que dio lugar a la emersión y erosión de amplias zonas de la plataforma prebética y de las partes más elevadas de los umbrales pelágicos subbéticos y a la excavación de cañones submarinos en los taludes adyacentes. En esta época, la sedimentación quedó confinada a las partes más profundas de la cuenca, donde localmente, coincidiendo con la desembocadura de los cañones, aparecen episodios turbidíticos terrígenos.

Con el ascenso subsiguiente del nivel relativo del mar, a lo largo del Barremiense inferior, se reanudó de forma progresiva la sedimentación con características pelágicas en el resto de la cuenca (áreas de talud y umbrales) y en las zonas más externas o deprimidas de la plataforma prebética. Esta tendencia quedó abortada de nuevo en la base del Barremiense superior (Zona de Vandenneckii) por un nuevo descenso del nivel relativo del mar, cuyos efectos son mucho menos marcados que en el caso anterior y que se limitan a un ligero desplazamiento de las facies hacia el interior de la cuenca, como queda atestiguado en el área de la Sierra del Corque con la superposición de las areniscas de Caprés sobre los niveles pelágicos del Barremiense inferior y por la aparición de niveles terrígenos a techo de las ritmitas margososo-calcáreas del Prebético oriental (Sierra de Mariola). Durante todo este tiempo (Barremiense inferior y Zona de Vandenneckii), la mayor parte del Prebético occidental correspondería a dominios supramareales e intermareales en los que se depositarían los términos basales de la Formación Arroyo de los Anchos (Vera *et al.*, 1982).

Hacia el final del Barremiense se produjo un nuevo ascenso del nivel relativo del mar, cuyas etapas iniciales quedaron registradas como intervalos condensados en las áreas de cuenca y en el borde de la plataforma. Durante este episodio de alto nivel relativo del mar, que perduró hasta el Aptiense inferior, se produjo la inundación de la mayor parte de la plataforma prebética en la que se instaló una sedimentación de tipo urgoniano.

Este episodio de alto nivel relativo del mar se vio interrumpido nuevamente por una nueva caída en el Aptiense inferior. A partir de esta época no existe registro sedimentario en el área de la Sierra del Corque hasta el Albiense superior. Resulta imposible explicar este hecho, que por otra parte se detecta también en otros puntos del Subbético Externo (Molina, 1987), invocando exclusivamente un control eustático ya que sí existe sedimentación durante este intervalo en la mayor parte de la plataforma prebética. Es un hecho ampliamente constatado que, a lo largo del Cretácico, se mantiene, de forma más o menos atenuada, la diferenciación en surcos y umbrales dentro del Dominio Subbético. La tasa de subsidencia (o levantamiento) de los distintos umbrales estaría, en definitiva, controlada por procesos tectónicos locales (fracturación y/o diapirismo), por lo que su distribución varía irregularmente tanto en el espacio como en el tiempo. En estas circunstancias, durante determinadas épocas, y de forma similar a lo que ocurrió durante el Jurásico medio y superior, algunos de estos bloques podrían quedar lo suficientemente elevados para que en ellos sólo se acumularan depósitos muy condensados (Castro y Ruiz-Ortiz, 1991) o quedarán incluso sometidos a erosión.

5. CONSIDERACIONES FINALES

Somos conscientes que la propuesta de división en secuencias deposicionales y cortejos sedimentarios que presentamos en este trabajo constituye una hipótesis coherente con los datos disponibles, pero que su aplicación en el conjunto de la cuenca bética deberá ser contrastada con los nuevos datos que se vayan conociendo.

Por otra parte, si se establece una comparación de los resultados obtenidos a partir de este estudio con la sucesión de ciclos eustáticos propuesta por el grupo EXXON (Haq *et al.*, 1987, 1988) aparecen notables diferencias en cuanto a la datación de ciertos acontecimientos (Fig 3). Así, por ejemplo, estos autores sitúan el límite entre los ciclos LZB 3.3 y LZB 3.4 en la base de la Zona de Feraudianus, que en nuestra área coincide con un intervalo fuertemente condensado, característico de los períodos de máxima inundación. Suponemos que estos desfases, además de las influencias que puedan haber tenido los procesos tectónicos de escala local y regional, son debidos en gran parte a dificultades de ajuste de las curvas EXXON con la escala biocronoestratigráfica más que a divergencias en la interpretación. De hecho, las propuestas actuales de revisión de esos esquemas incluyen modificaciones que se acercan mucho más a nuestros resultados (J. Thierry, com. personal, 1991). Además, las coincidencias son evidentes cuando se comparan nuestros resultados con las variaciones en el nivel relativo del mar detectadas para el mismo período de tiempo en un área relativamente cercana y de similares características como es el sureste de Francia (Arnaud y Arnaud-Vanneau, 1988; Arnaud-Vanneau y Arnaud, 1991; Magniez-Jannin, 1991).

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Ruiz Ortiz por sus sugerencias y observaciones sobre el terreno. Al Dr. Olóriz Sáez por la lectura y revisión del manuscrito. Este trabajo ha sido subvencionado con cargo al Proyecto PB-87/0887 (D.G.I.C.Y.T.) y al Grupo de Investigación EMMI (Junta de Andalucía).

BIBLIOGRAFIA

- Arnaud, H. y Arnaud-Vanneau, A. (1989): Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 5: 651-660.
- Arnaud-Vanneau, A. y Arnaud, H. (1991): Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien inférieur et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 535-545.
- Ayala, V., Hernández-Bravo, J.A. y Sandoval, J. (1988): Bioestratigrafía del Bajociense superior en las sierras de Corque y Lugar. Fortuna (Murcia). *II Congr. Geol. España*, S.G.E. Granada, 1: 257-260.
- Azéma, J. (1966): Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 8: 80-86.
- Azéma, J. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. II. Le Prebétique et le Sub-Bétique de Cieza à Alicante. *I Col. Estratigr. Paleogeogr. Cretácico España*, Bellaterra-Tremp (1973), 219-231.
- Azéma, J. (1977): *Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Tesis Univ. Paris VI, 393 p.

- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E. y Champetier, Y. (1975): Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. I. Essai de coordination. *I Col. Estratigr. Paleogeogr. Cretácico España*, Bellaterra-Tremp (1973), Publ. ENADIMSA, 159-217.
- Azéma, 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*. Secr. Publ. Univ. Granada, 83 p.
- Braga, J.C., Company, M., Linares, A., Rivas, P. y Sandoval, J. (1982): Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Hauteriviense-Barremense en la región de Jaén. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 677-689.
- Busnardo, R., Champetier, Y., Fourcade, E. y Moullade, M. (1968): Etude stratigraphique des faciès à orbitolinidés et à rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne). *Geobios*, 1: 165-185.
- Castro, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1991): Nivel condensado con estromatolitos pelágicos en el Cretácico de la Sierra de Estepa (Subbético Externo, Prov. de Sevilla). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 305-319.
- Company, M. (1987): *Los Ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España)*. Tesis Univ. Granada, 294 p.
- Company, M., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Vera, J.A. y Wilke, H. (1982): Análisis y distribución de facies del Cretácico inferior del Prebético de la provincia de Alicante. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 563-578.
- Falot, P. (1945): *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. C.S.I.C., Madrid, 719 p.
- Fürsich, F.T. (1979): Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 158: 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). *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 579-595.
- González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1983): Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 39: 71-116.
- Granier, B. (1987): Le Crétacé inférieur de la Costa Blanca entre Busot et Altea (Alicante, Espagne): Biostratigraphie, Sedimentologie, Evolution tectono-sédimentaire. *Mém. Sci. Terre*, 87-49: 1-281.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1987): The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds.): *Sea level changes - An integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 42: 71-108.
- Hoedemaeker, P.J. y Bulot, L. (1990): Preliminary ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region. *Geol. Alpine*, 66: 123-127.
- Kotetishvili, E.V. (1989): Biofacies characteristics of Lower Cretaceous deposits of Georgia. In: J. Wiedmann (Ed.): *Cretaceous of the Western Tethys*. Schweizerbart, Stuttgart, 543-550.
- Magniez-Jannin, F. (1991): Renouvellements de foraminifères et séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du Bassin vocontien (SE de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 887-895.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (Ed.): *Seismic stratigraphy*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 26: 53-62.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 518 p.
- Posamentier, H.W. y Vail, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition. II-Sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner (Eds.): *Sea level changes - An integrated approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 42: 125-154.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias. (Entre Castril-prov. de Granada y Jaén)*. Tesis Univ. Granada, 272 p.
- Seyfried, H. (1978): Der subbetsische Jura von Murcia (Südost-Spanien). *Geol. Jahrb.*, B, 29: 1-204.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Perez-Cruz, G. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (Eds.): *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin, 617-659.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Chene, R.J. du, Kuchly, J., Mediavilla, F. y Trifilieff, V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 7: 1301-1321.
- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Todd, R.G. (1984): Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: J.E. Schlee (Ed.): *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation*. Amer. assoc. Petrol. geol., Mem. 36: 129-144.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera, J.A. (1989): Diferenciación de unidades estratigráficas en materiales pelágicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 335-374.
- Vera, J.A., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Comas, M.C., Ruiz-Ortiz, P.A. y Martín-Algarra, A. (1982): La Cordillera Bética. In: *El Cretácico de España*. Univ. Compl. Madrid, 515-632.
- Voigt, E. (1968): Über Hiatus-Konkretionen (dargestellt an Beispielen aus dem Lias). *Geol. Rundschau*, 58: 281-296.

Recibido el 4 de febrero de 1992
Aceptado el 6 de junio de 1992