

Las capas de «Margas Verdes» del Cenomanense de la zona central de la Cadena Ibérica: su significado en la evolución de la Plataforma Levantina

A. GARCÍA⁽¹⁾, M. SEGURA⁽²⁾, B. CARENAS⁽³⁾, P. PÉREZ⁽⁴⁾ y A. CALONGE⁽²⁾

(1) Dpto. Estratigrafía. Universidad Complutense de Madrid y Instituto de Geología Económica CSIC-UCM.

(2) Dpto. Geología Universidad Alcalá de Henares.

(3) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma Madrid.

(4) División Obra Nueva RENFE

RESUMEN

En este sector de la Cordillera Ibérica, dentro del conjunto de los materiales carbonatados litorales y marinos proximales, del Cenomanense inferior-medio, se intercalan hasta cuatro litosomas de «margas verdes», con un espesor variable (5-50 m) y una distribución geográfica no siempre coincidente. Litológicamente están formadas por margas de un acusado color verde, a veces con intercalaciones de calcarenitas, biomicritas o calizas lumaquéticas, habiéndose considerado como depósitos de llanuras mareales, lagoon o plataformas someras restringidas.

Estos materiales se interpretan como depósitos de baja tasa de sedimentación, formados durante intervalos de mínimos eustáticos y depositados a favor de una subsidencia isostática generalizada en esta región pudiéndose obtener a partir de ellos una curva eustática compleja, de traza sinuosa, con cinco valores máximos, que son progresivamente menos acusados.

Palabras clave: Eustatismo. Discontinuidades. Cenomanense. Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

In this Iberian Range area belonging to the proximal marine and litoral carbonates materials assemble from the Lower-Middle Cenomanian four lithosomes of «green marls» are interlayered with a variable thickness (5-50 m) and not always with the same geographic distribution. Lithologically they are strongly green coloured marls, sometimes with different kinds of limestones and biomicrites. They have been considered as deposits of tidal flat, lagoon or shallow platform.

These materials are interpreted as low tax sedimentation deposits, formed during the minimum eustatic intervals and deposited according to an isostatic subsidence, generally in all this area during the Cenomanian. From the Cenomanian sedimentary record in this area it can be obtained a complex eustatic curve with a sinusoidal trace, with five maximum values that are progressively less sharp and are continually delayed.

Key words: Eustatism. Discontinuities. Cenomanian. Iberian Ranges.

INTRODUCCIÓN

En la zona central de la Cadena Ibérica (provincias de Guadalajara, Soria, Zaragoza, Teruel, Castellón, Cuenca y Valencia, fig. 1), el Cenomanense inferior y medio está formado por una sucesión alternante de litosomas carbonáticos y margosos (capas de margas verdes) con un espesor total promedio de unos 150 m.

En estos materiales se han definido las siguientes unidades litoestratigráficas formales: en la región meridional, las Formaciones, Margas de Chera (único litosoma margoso con denominación formal), Dolomías de Alator y Dolomías tableadas de Villa de Vés (Vilas *et al.*, 1982); en la región oriental, en parte las Formaciones Calizas y Margas de Mosqueruela (Miembro superior, Margas y Calizas del Puerto de Villarroya) y Dolomías del Barranco de los Degollados (los términos basales) definidas por Canerot (1982); en la región septentrional la Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos que pasa por cambio lateral de facies a los depósitos mixtos de la Formación Arenas, Arcillas y Calizas de Santa María de las Hoyas (Alonso *et al.*, 1982) y posteriormente a los materiales terrígenos de la Formación Arenas de Utrillas definida por Aguilar *et al.*, (1971).

Formando parte de estos materiales se encuentran los niveles de margas verdes a los cuales se pueden considerar como *capas*, ya que según las áreas se sitúan tanto en los límites de estas unidades litoestratigráficas, como intercaladas dentro de las mismas (fig. 2) y en algunas zonas cruzan los cambios laterales de facies entre las unidades, pasando del límite o el interior de una unidad, al límite o el seno de otra unidad, lateralmente equivalente a la primera (García *et al.*, 1984; Segura *et al.*, 1983 y García *et al.*, 1987).

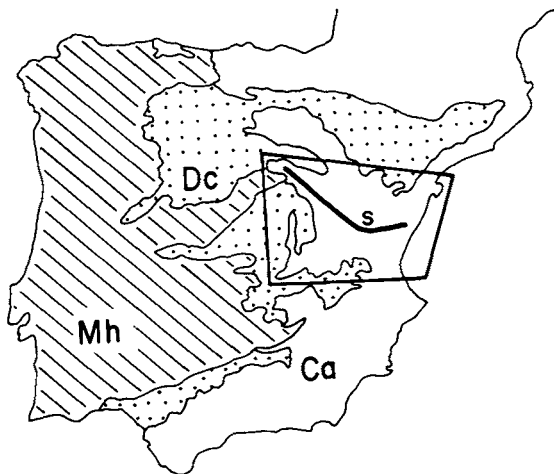


Figura 1. - Localización del área de estudio. Mh, Macizo Hercínico; Ca, Cordilleras Alpinas; Dc, Depresiones Cenozoicas; S, trazado de la sección de la fig. 2.

Figure 1. - Studied area localitation. Mh, Hercynic Massif; Ca, Alpine Ranges; Dc, Cenozoic Basins; S fig. 2 section way.

ANTECEDENTES

Ya desde antiguo, diversos autores habían descrito el Cenomanense como una alternancia de margas y de calizas o dolomías, pero sin considerar la posible continuidad lateral de los niveles margosos (Castell, 1880).

La primera individualización de una «capa de margas verdes» la realiza Ramírez del Pozo *et al.*, (1974) al cartografiar y describir aisladamente, los materiales que hoy se denominan Formación Margas de Chera. Posteriormente, García *et al.*, (1978) identifican dos de los niveles, Segura *et al.*, (1983) reconocen la tercera capa y Segura y García (1986) describen la cuarta.

Respecto a su génesis, García *et al.*, (1978) señalan que corresponden a depósitos de medios poco profundos, con baja tasa de sedimentación, y que representan el término basal de megasecuencias de profundización que se desarrollan después de una discontinuidad estratigráfica. Una buena y detallada descripción de estos materiales, referida tan solo a la «capa de margas verdes» más antigua (Formación Margas de Chera), puede encontrarse en Mas (1981), en la que se interpretan estas margas como depósitos litorales de lagoon abierto a llanuras de mareas.

VARIACIONES LATERALES

En líneas generales, cada una de las cuatro capas de margas verdes (fig. 2) pierde espesor y se carga en terrígenos hacia el Macizo Ibérico (W); y aumenta su potencia y su contenido en intercalaciones carbonáticas hacia las zonas más externas de la plataforma levantina (E).

Haciendo una pequeña abstracción, pueden diferenciarse cuatro tipos de facies:

— Margas verdes alternando con niveles arenosos (en facies «tipo Utrillas»), que generalmente se sitúan hacia la base del tramo (por ejemplo en Reillo).

— Margas verdes con algunas delgadas intercalaciones de dolomías (nodulares, estromatolíticas, etc.) y de costras ferruginosas (por ejemplo en El Cubillo).

— Margas verdes y ocre con abundantes ostreidos (aislados o formando lumaquelas), con la esporádica presencia de otros bivalvos, foraminíferos bentónicos e incluso ammonites (Mas y Wiedmann, 1980), etc. (por ejemplo en Ademuz).

— Margas verdes y ocre con abundantes ostreidos, presentando abundantes intercalaciones de bancos carbonáticos, que varían de calcarenitas y calizas con Rudistas a calizas nodulares con foraminíferos bentónicos y dolomías con huellas de bioturbación vegetal (por ejemplo en Gestalgar).

Estas variaciones laterales de facies, pueden ser lo suficientemente acusadas, como para que en algunas áreas, se llegue a no poder diferenciar la «capa de margas verdes» de las facies Utrillas (p. ej. en Peñalén); o para que en otros casos, el alto contenido en intercalaciones carbonatadas, pueda permitir su inclusión (al menos en parte), en la unidad carbonatada infra o suprayacente (p. ej. en Gestalgar).

VARIACIONES VERTICALES

Se encuentran dos tipos de sucesiones, por un lado, afloramientos en los cuales la capa de margas verdes presenta una homogeneidad de facies, o una regular alternancia, de tal modo, que no es posible deducir una polaridad vertical (p. ej. en Benaguacil). En otros casos, que son la mayoría, hay una tendencia en la distribución de las facies, y así: hacia los bordes de la cuenca, las facies terrígenas (arenas), se sitúan hacia la base de la capa (p. ej. en Casa Veguillas); y hacia las zonas más centrales de la plataforma, las facies más carbonáticas, se localizan también hacia la base de la capa de margas (p. ej. Barranco del Vallurgo, en Ademuz).

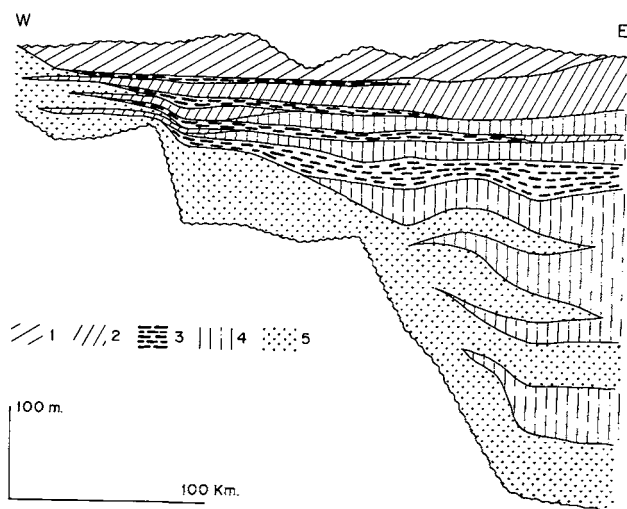


Figura 2. - Esquema simplificado de la arquitectura estratigráfica de la Etapa Albense superior Cenomanense medio en la zona Central de la Cordillera Ibérica. 1, Dolomías tableadas; 2, Dolomías; 3, Margas verdes; 4, Calizas y Dolomías; 5, Facies terrígenas.

Figure 2. - Simplified scheme of the upper Albian middle-Cenomanian stratigraphic build up in the Central zone of the Iberian Range. 1. Dolomite banc; 2. Dolomites; 3. Green marls; 4. Limestones and Dolomites; 5, Terrigenous facies.

RELACIONES CON LOS MATERIALES INFRAYACENTES

Siempre hay huellas, más o menos claras, de la existencia de una interrupción sedimentaria: superficies rubefactadas, costras ferruginosas, costras perforadas, etc.

En muchas ocasiones, la discontinuidad no está exactamente a la base de la capa margosa, sino hacia el techo del litosoma carbonático infrayacente, por debajo de un tramo de calizas bioturbadas (p. ej. Casas de Garcimolina). En algunos afloramientos, puede observarse la presencia de huellas de varias discontinuidades importantes; bien separando las calizas de Rudistas y las barras de calcarenitas del tramo de calizas bioturbadas suprayacentes; bien separando estas últimas calizas bioturbadas de las margas con ostreidos; y por último, separando estas margas con ostreidos, de las margas verdes de tonos acusados suprayacentes (p. ej. en Campo de Arriba, en Villar del Arzobispo, etc.).

Desde el punto de vista regional, hacia el Macizo Ibérico, cada capa de margas verdes, va descansando progresivamente sobre facies más marginales del litosoma (megasecuencia deposicional) infrayacente, llegando in-

cluso a descansar sobre arenas en facies «tipo Utrillas» (p. ej. en la transversal Bicuera-Reillo-Villalba de la Sierra; Meléndez *et al.*, 1974; García *et al.*, 1978).

RELACIONES CON LOS MATERIALES SUPRAYACENTES

Los materiales suprayacentes, por el contrario, varían relativamente muy poco sus facies de unos puntos a otros, por lo general, son dolomías bioturbadas con intercalaciones, más o menos abundantes y potentes, de estromatolitos o/y de bancos con ripples.

Nunca se han encontrado costras ferruginosas ni ninguna otra marca que permita sospechar la presencia de una discontinuidad sedimentaria entre estos depósitos y las margas verdes infrayacentes.

EVOLUCIÓN VERTICAL

En la evolución vertical, las capas de margas verdes representan los episodios menos marinos de toda la sucesión. Son las únicas facies del Cenomanense inferior y medio en las que se han encontrado paleosuelos y caráceas (García *et al.*, 1978; Mas, 1981) y son en su mayor parte azoicas.

También deben de ser las facies con una menor tasa de sedimentación. En la sucesión vertical, desde una capa de margas verdes, hacia las partes centrales de los litosomas carbonáticos infra y suprayacentes, hay una disminución de la bioturbación y los niveles ferruginosos, así como un aumento de la energía y batimetría de los depósitos. Por todo ello, parece lógico atribuir a las margas verdes, la menor tasa de sedimentación de toda la sucesión litológica.

DISTRIBUCIÓN DE FACIES

En la horizontal, y como ya se ha indicado, desde el borde de la cuenca sedimentaria hacia sus zonas más centrales, se encuentran: margas verdes con un alto contenido en arenas, lo que las hace casi indiferenciables de las «facies Utrillas»; margas verdes con intercalaciones arenosas; margas verdes; margas ocreas con ostreidos y numerosas intercalaciones carbonáticas, lo que las hace casi indiferenciables de las facies carbonáticas infra y suprayacentes.

En la vertical, también hay casi siempre una polaridad en la distribución de sus facies. Hacia los bordes de la cuenca, en las facies con terrígenos, estos se sitúan ha-

cia la base de la capa de margas, marcando una tendencia vertical hacia la marinización. Hacia las zonas centrales de la cuenca, las intercalaciones carbonáticas (más masivas) se localizan hacia la base de la capa de margas, marcando entonces una tendencia vertical hacia la somerización. En una posición geográficamente intermedia entre ambos casos, se sitúan los afloramientos en los que la capa de margas está constituida por un tramo inferior de margas con ostreoides y alguna intercalación carbonática, y un tramo superior de margas verdes de colores intensos y azóicos, llegando en algunos puntos a estar separados por una discontinuidad (p. ej. en Villar del Arzobispo).

Todos estos datos indican que: hacia los bordes de la cuenca sedimentaria la capa de margas constituye el tramo basal de una mesosecuencia de profundización; y hacia las zonas más centrales de la cuenca, la capa de margas representa también los términos de somerización por los que culmina la mesosecuencia superior (fig. 3).

TRANSGRESIONES Y REGRESIONES

Así pues, en la evolución vertical de todo el conjunto sedimentario, las capas de margas verdes representan las etapas de mínimos en la batimetría y en la tasa de sedimentación, mientras que las facies de calizas con Rudistas, representan los máximos en la batimetría, y probablemente también en la velocidad de depósito. Hacia las zonas marginales de la plataforma sedimentaria, los episodios de máximos vienen representados por otras facies también más marginales.

En el Cenomanense inferior y medio, se reconocen aquí cinco episodios regresivos separados por cinco episodios transgresivos. A los cuatro primeros episodios regresivos corresponden las cuatro capas de margas: Formación Margas de Chera (Vilas *et al.*, 1982), Miembro margoso (Segura *et al.*, 1983), Nivel de margas (Segura y García, 1984) y Capa de margas (Segura *et al.*, 1983). El último episodio regresivo, viene representado por la parte central de la Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos. Los cinco episodios transgresivos están reflejados por la Formación Dolomías de Alatoz y por otros cuatro litosomas carbonáticos que no tienen denominación formal: Dolomías superiores de Alatoz (Segura *et al.*, 1983), Dolomías masivas con bioturbación (Segura y García, 1984) «Capa dolomítica» (Segura *et al.*, 1983, «Dolomías superiores» de Villa de Vés (Segura *et al.*, 1983).

En líneas generales, las capas de margas son sucesivamente menos potentes, y los litosomas carbonáticos que las separan, también sucesivamente presentan facies

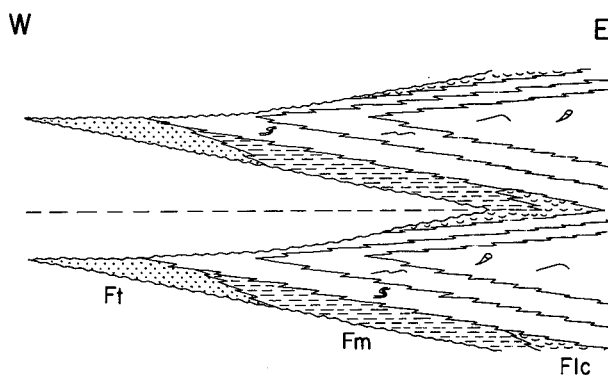


Figure 3. - Modelo de distribución espacial y temporal de las capas de margas y sus facies. Ft, facies con terrígenos; Fm, facies de margas; Flc, facies de lumaquelas y facies con intercalaciones carbonáticas.

Figure 3. - Spatial and temporal distribution model of the marl beds and their facies. Ft, Terrigenous facies; Fm, Marl facies; Flc, Bio-clastic facies and facies with carbonated interlayerings.

menos marinas. Esto indica, que tanto los impulsos transgresivos como los regresivos, van perdiendo importancia del Cenomanense inferior al Cenomanense medio (fig. 2).

FACTORES TECTÓNICOS Y EUSTÁTICOS

A toda esta evolución sedimentaria, se le atribuye un origen eustático ya que si bien la «plataforma levantina», se desarrolla sobre un zócalo articulado tectónicamente, como demuestra la presencia de fracturas que limitan la distribución de las facies (Segura *et al.*, 1985), su actividad no condicionó la sedimentación de estos materiales ya que de existir una causa tectónica para esta rápida y compleja historia (aproximadamente una transgresión de 200 km. cada 0,8 m.a.), habría estructurado tectónicamente estos depósitos dando lugar a discordancias internas, paleofracturas, etc. y ningún fenómeno de este tipo, ha sido detectado en el seno de estos materiales en la Cadena Ibérica.

Pero al mismo tiempo, parece necesaria la concurrencia de subsidencia, pues el espesor total de los depósitos del Cenomanense inferior y medio en este área, viene a ser el doble que el valor del aumento eustático total, que para este intervalo de tiempo puede deducirse de las curvas propuestas por varios autores (Vail *et al.*, 1977; Reyment & Bengston, 1985).

Esto nos lleva a considerar que la variación eustática, va a marcar en toda la plataforma, los momentos de mayor batimetría (y quizás también los de mayor tasa

de sedimentación), así como los momentos de menor batimetría y según las áreas los de discontinuidad en la sedimentación, pero la existencia de subsidencia, implica que la sedimentación, no va a venir influenciada por una «variación eustática» común para toda la plataforma, sino por una variación «tecto-eustática», que va a ser diferente para cada región, en función de los diferentes valores regionales de subsidencia.

Además, en cada mesosecuencia deposicional, el intervalo transgresivo presenta mayores espesores que el intervalo regresivo, a la vez que facies algo diferentes. Durante la transgresión trabajan a favor de la profundización, el eustatismo positivo más la subsidencia, y en contra, de ella, la sedimentación, que tiende a colmar la cuenca sedimentaria. Durante la regresión, actúan a favor de la somerización el eustatismo negativo y la sedimentación, mientras que en el sentido contrario actúa la subsidencia.

Por todo ello, las condiciones de sedimentación de las margas verdes, van a migrar diacrónicamente con las variaciones tecto-eustáticas, siendo algo distintas durante

los episodios de profundización y durante los episodios de somerización (fig. 3).

De una forma estimativa, de las sucesiones sedimentarias (fig. 4, A), correlacionadas e interpretadas, pueden obtenerse unas curvas de variaciones batimétricas aproximadas (fig. 4, B): y de estas últimas, por adición de los espesores del registro sedimentario, pueden deducirse unas curvas tecto-eustáticas (fig. 4 C). En función de la geología regional de este sector de la Cordillera Ibérica, puede presumirse la existencia de una «subsidencia isostática» (1)d, que tendría distintos valores para cada punto (fig. 4, D), pero en general, puede estimarse en un valor aproximado a la mitad del espesor de los depósitos acumulados. Estos valores de subsidencia, restados a las correspondientes curvas tecto-eustáticas, permiten obtener una idea de la curva eustática (fig. 4, E), válida para toda la plataforma sedimentaria.

Además, todo el conjunto de depósitos que aquí se consideran, se enmarcan dentro de un «superciclo» (Vail *et al.*, 1977), que correspondería desde el Albense superior (o medio) al Cenomanense medio, para el que se han

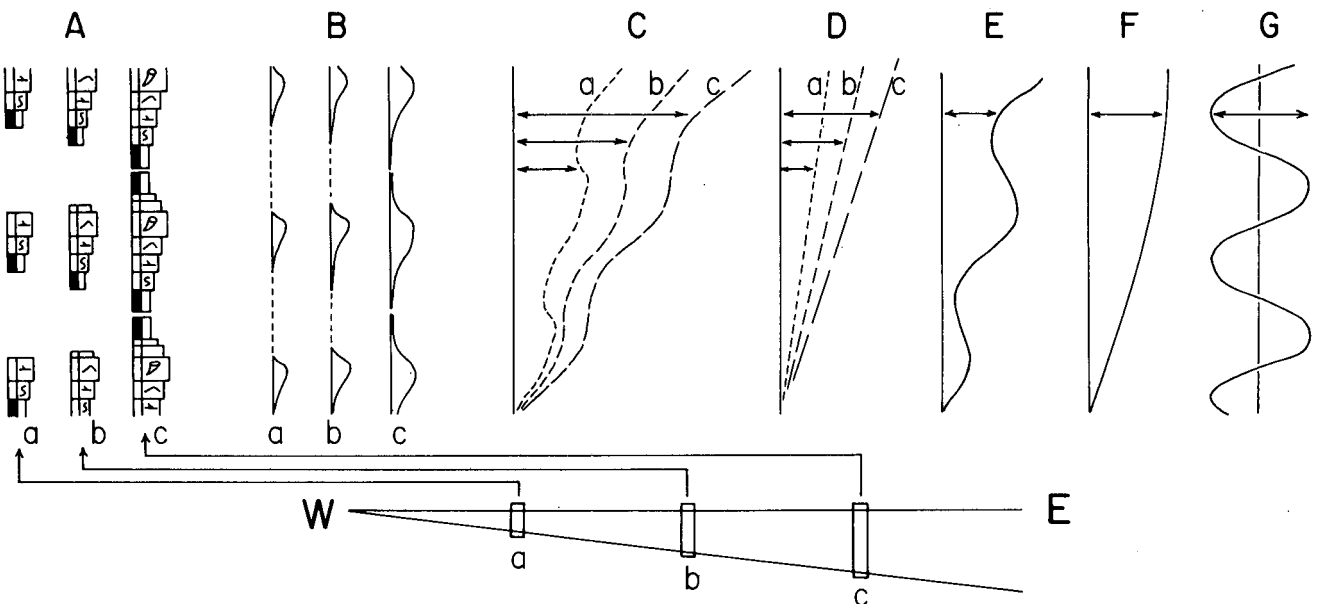


Figura 4. - Factores tectónicos y eustáticos en la sedimentación de las capas de margas. A, registro sedimentario en tres zonas de la cuenca: a, próxima; b, intermedia; c, central. B, discontinuidades y curvas batimétricas. C, curvas tecto-eustáticas. D, valores de la subsidencia. E, curva eustática. F, tendencia general eustática. G, variación eustática de segundo orden.

Figure 4. - Eustatic and tectonic factors of the Marl beds sedimentation. A, sedimentary record of three basin zones: a, proximal; b, intermediate; c, central. B, disconformities and bathymetric curves. C, tecto-eustatic curves. E, eustatic curve. F, general eustatic trend. G, second order eustatic variation.

dado unos valores y una tendencia de variación eustática absoluta (fig. 4, F). La substracción de esta variación eustática general, de la curva eustática aquí obtenida, da como resultado una curva de variaciones eustáticas de segundo orden (fig. 4, G).

Estas variaciones eustáticas de segundo orden, a pesar de ser más una estimación que un cálculo, si permiten deducir, que se corresponden con una curva de trazo sinuoso y sin ángulos (fig. 5), del estilo de las curvas dadas por Hancock (1975) que la curva con abruptas variaciones, del tipo de la elaborada por Vail *et al.*, (1977).

Estas variaciones eustáticas de segundo orden, no son tan regulares, como puede deducirse del distinto desarrollo y de las algo diferentes facies que presenta cada capa de margas. Desde los comienzos del Cenomanense medio, las oscilaciones eustáticas van siendo progresivamente menos acusadas, probablemente más distanciadas en el tiempo, y muy probablemente no tengan porqué ser tan exactamente simétricas.

Asimismo, la arquitectura estratigráfica de todo el conjunto de estos depósitos, parece en detalle, bastante más compleja. La subsidencia no debió de ser, ni tan constante en el tiempo, ni tan regular su variación en el espacio (ver Pérez *et al.*, en este mismo volumen). Es previsible la existencia de ciclicidades de rangos inferiores (que se han identificado con los materiales Albenses infrayacentes (ver Carenas *et al.*, en este mismo volumen), que señalarían una mayor complejidad de la historia sedimentaria de estos depósitos. Y por último, la propia dinámica de los distintos medios sedimentarios, les hace responder de diferente modo, a los factores tectónicos y eustáticos que aquí se han considerado, dificultando así la identificación y valoración de los mismos.

(1) Se utiliza aquí el término de «Subsidencia isostática», para denominar la subsidencia que se reconoce en extensas cuencas sedimentarias, durante grandes intervalos de tiempo; presenta un valor relativamente constante, próximo a la mitad del espesor de sedimentos acumulados; parece estar ocasionada por el peso de los materiales sedimentados; está desconectada, geográficamente y cronológicamente, de cualquier etapa de estructuración tectónica del área.

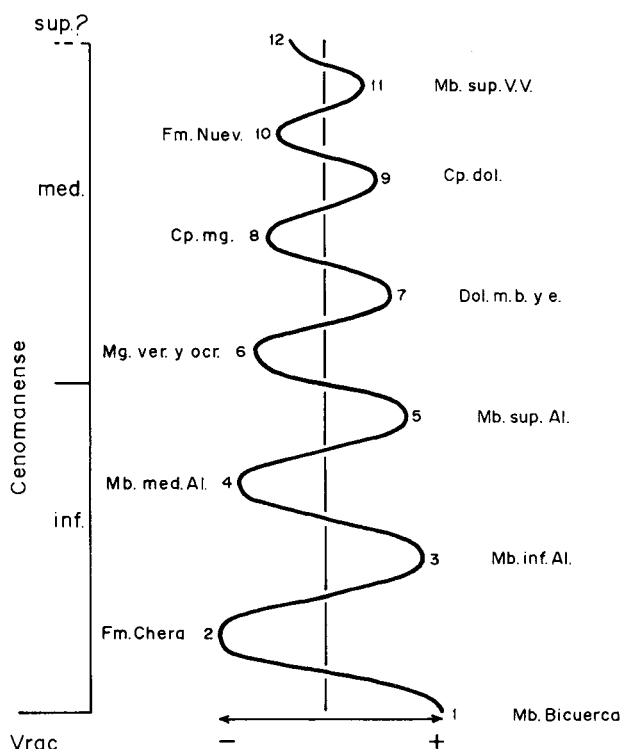


Figura 5. - Esquema teórico simplificado de las variaciones eustáticas de segundo orden. Transgresiones: 1, Miembro Calizas de la Bicuerca (Vilas *et al.*, 1982); 3, Miembro inferior de la Formación Dolomías de Alatoz (Segura *et al.*, 1983); 5, Miembro superior de la Formación Dolomías de Alatoz (Segura *et al.*, 1983); 7, Dolomías masivas bioturbadas y estromatolíticas (Seguras y García, 1986); 9, Capa Dolomítica (García *et al.*, 1984); 11, Miembro superior de la Formación Dolomías tableadas de Villa de Vés (García *et al.*, 1984). Regresiones: 2, Formación Margas de Chera (Vilas *et al.*, 1982); 4, Miembro medio de la Formación Dolomías de Alatoz (Segura *et al.*, 1983); 6, Margas verdes y ocre (Segura y García, 1986); 8, Capa margosa (García y Segura, 1984); 10, Formación Calizas dolomíticas de Nuévalos (Alonso *et al.*, 1982); 12, discontinuidad Cenomanense med.-sup.

Figure 5. - Simplified theoretical scheme of the second order eustatic variations. Transgressions: 1, Calcareous member of «La Bicuerca» (Vilas *et al.*, 1982); 3, Alatoz Formation's lower member (Segura *et al.*, 1983); 5, Alatoz Formation's upper member; 7, Bioturbated and stromatolitic massive dolomites (Segura and García, 1986); 9, Dolomitic bed (García *et al.*, 1984); 11, Upper member of the «Villa de Vés» Formation (García *et al.*, 1984). Regressions: 2, «Marls of Chera» Formation (Vilas *et al.*, 1982); 4, Alatoz Formation's intermediale member (Segura *et al.*, 1983); 6, Ochre and green Marls; 8, Marly bed (García and Segura, 1984); 10, «Calizas dolomíticas de Nuévalos» Formation. (Alonso *et al.*, 1982); 12, Middle-Upper (Cenomanian disconformity).

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M.J., RAMÍREZ, J. y RIBA, O., 1971: Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estud. Geol.*, 27:497-512.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELÉNDEZ, A. y SALOMÓN, J., 1982: Cameros-Castilla In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense Madrid: 345-387.
- CANEROT, J., 1982: Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense Madrid: 273-349.
- CARENAS, B., GARCÍA, A., SEGURA, M. y PÉREZ, P., 1986-1987: Rangos en la ciclicidad de la Formación Calizas de Aras de Alpuente (Albense superior-Cenomanense inferior) en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 389-394.
- CASTELL, C., 1880: Descripción física, geográfica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. España*, 7:331-395.
- GARCÍA, A., MAS, J.R., ARIAS, C., VILAS, L., ALONSO, A. y RINCÓN, R., 1978: Evolution sedimentaire des facies terrigenes mixtes et carbonates de l'Albien superieur-Cenomanien dans la región de Cuenca-Almansa (Espagne). *Cahiers de Micropaleontologie*, 4: 11-19.
- GARCÍA, A. y SEGURA, M., 1984: Les transgressions du Cretace moyen dans le secteur occidentale et meridional de la Chaîne Iberique (Espagne central). *10 R.A.S.T.* 244.
- GARCÍA, A., SEGURA, M. y CARENAS, B., 1984: El Cenomanense en la transversal Valdecabras (Serranía de Cuenca)-Cañada Vellida (Maestrazgo noroccidental) *Actas 1^{er} Congr. Español Geol.*, 1: 43-52.
- GARCÍA, A., SEGURA, M., CARENAS, B. y PÉREZ, P., 1987: Transgression, discontinuités, eustatisme et tectonique dans le Crétacé moyen du secteur central de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 11:81-89.
- HANCOCK, J.M., 1975: The sequence of facies in the Upper Cretaceous of Northern Europe compared with that in the Western Interior. *Geol. Assoc. Canadá Spec. Paper*, 136:84-118.
- MAS, J.R., 1981: El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia. *Seminarios Estratigrafía* (ser. *Monografías*), 8:1-408.
- MAS, J.R. y WIEDMANN, J., 1980: Ammoniten und Alter der Mittkreide-Transgression in der Westlichen Provinz Valencia, Spanien. *N. Ib. Geol. Palaöntd. Abh.*, 159 (2): 256-272.
- MELÉNDEZ, F., VILLENA, J., RAMÍREZ, J., PORTERO, J.M., OLIVÉ, A., ASSENS, J. y SÁNCHEZ, P., 1975: Síntesis del Cretácico de la zona sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica *Actas 1^{er} Symp. Cretácico Cordillera Ibérica*: 241-252.
- PÉREZ, P., CARENAS, B., SEGURA, M. y GARCÍA, A., 1986-1987: Directrices tectónicas durante la sedimentación del Cretácico medio en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 381-387.
- RAMÍREZ, J., PORTERO, J.M., OLIVÉ, A. y MELÉNDEZ, F., 1975: El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la región Fuentes-Villar del Humo: correlación y cambios de facies». *Actas 1^{er} Symp. Cretácico Cordillera Ibérica*: 189-206.
- REYMENT, R. y BENGSTON, P. comp., 1985: Mid-Cretaceous events report on results 1974-1983. *Publications from the paleontological Institution of the University of Uppsala*, 132 pp.
- SEGURA, M., CARENAS, B. y GARCÍA, A., 1985: Albense y Cenomanense de la región Atienza-Sacedorbo (Cordillera Ibérica, Provincia de Guadalajara). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 3:211-226.
- SEGURA, M., GARCÍA, A. y CARENAS, B., 1983: El Albense superior-Cenomanense de la Sierra de Albarracín (provincias de Teruel y Cuenca). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 81:247-269.
- SEGURA, M. y GARCÍA, A., 1985: La transgresión Cenomanense en el sector septentrional de la «Serranía de Cuenca» (provincias de Cuenca y Guadalajara, Cordillera Ibérica). *Acta Geol. Hispanica*, 20 (3/4):209-217.
- VAIL, P.R., MITCHUM, P.M.Jr. y THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4, Global cycles or relative changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy. Mem.A.A.P.G.*, 26:83-97.
- VILAS, L., MAS, J.R., GARCÍA, A., ARIAS, C., MELÉNDEZ, N. y RINCÓN, R., 1982: Ibérica Suroccidental. In: *El Cretácico de España* Univ. Complutense Madrid; 457-513.