

*Control eustático y tectónico durante una etapa regresiva de corta duración: Miembro El Bural, Aptiense, Cordillera Ibérica, España*

*Tectonic and eustatic controls during a short regressive stage: El Bural Member, Aptian, Iberian Ranges, Spain*

M. N. MELÉNDEZ Y J. LÓPEZ-GÓMEZ

**ABSTRACT**

The Aptian El Bural Mb. crops out in the SE Iberian Ranges (Central Spain). It is mainly comprised of fine to coarse-grained, white and ochre sandstones (arkoses) with intercalated levels of medium-sized, rounded quartzite pebbles, red mudstones and local coal (lignite) horizons. The thickness of the member changes abruptly from 5 m to 85 m in the study area. Dispersion of the sediments are clearly controlled by the NW-SE fault orientation that conditioned the Lower Cretaceous rift development in the Iberian Basin.

Detailed study of isopachs, 33 logs and 6 facies associations indicate that the El Bural Mb. was deposited from northern to southern zones respectively within sandy fluvial systems and fluvial-wave-tide interaction environments, commonly truncated by tidal channels. The fluvial environments are represented by bedload sediments, deposited as bars that fill channels of mainly low but also of high sinuosity. Crevasse splays are frequent, showing long complex sheet-sandstone bodies interbedded with the channel fills in the northern area. The fluvio-marine transitional zone is located in the central area, where sandy fluvial meandering deposits cut soil horizons and coal seams in flood plain areas and alternate with shallow water marine sediments of Urganian carbonate facies in the southern zone.

Sedimentation of the El Bural Mb. was clearly controlled by tectonic and eustatic factors. The interaction between both factors was responsible of erosive surfaces, soil and crust levels development, unconformities and lateral facies changes and facies belts migration. These factors also conditioned the development of two depositional sequences where lowstand, transgressive and highstand systems tracts are well recognized.

Similar siliciclastic deposits also occurred in other parts of this area that, during that time, underwent stress-induced tectonic episodes probably associated with a large-scale tectonic event related with the so-called opening of the Atlantic.

**Keywords:** Aptian, continental influx, tectonism, eustasy, Iberian Ranges

## RESUMEN

El Mb. Arenas y Arcillas de El Bural aflora en el SE de la Cordillera Ibérica. Comprende principalmente arenas (arcosas) de grano grueso a fino blancas y ocreas, con intercalaciones de niveles de cantos de cuarcita de tamaño medio, lutitas abigarradas y localmente niveles de carbón (lignito). El espesor de esta unidad varía entre 5 y 85 m. en el área estudiada. La distribución de los sedimentos está claramente controlada por fracturas sinsedimentarias con orientación NO-SE, que condicionaron durante el Cretácico Inferior el desarrollo del rift en la Cuenca Ibérica.

El estudio detallado de facies y asociaciones de facies en 33 secciones estratigráficas y el mapa de isopacas, indica que el Mb. El Bural se depositó en la zona N mediante sistemas fluviales arenosos que evolucionaron, hacia las zonas central y meridional, a ambientes de interacción fluvial y mareal, donde los canales fluviales son frecuentemente truncados por canales mareales. Los ambientes fluviales están representados por sedimentos de carga de fondo depositados como barras que rellenan canales de baja sinuosidad pero que también en ocasiones son de alta sinuosidad. Los depósitos de derrame son frecuentes en la zona meridional, y muestran un complejo de cuerpos arenosos tabulares que alcanzan extensiones laterales de varias decenas de metros. En el área de transición fluvio-marina, aparecen depósitos fluviales de tipo meandriforme arenoso que cortan horizontes de suelos y niveles de carbón situados en la llanura de inundación y, verticalmente, alternan con delgados niveles marinos someros. Estos últimos, pertenecientes a las facies carbonatadas urgonianas, alcanzan mayor desarrollo en el área meridional.

La sedimentación del Mb. El Bural estuvo controlada por la interacción de factores tectónicos y eustáticos, que determinaron el desarrollo de superficies de erosión, de niveles de suelos y costras ferruginosas, discordancias, cambios laterales de facies y migración de los cinturones de facies. Estos factores de control principales, también condicionaron el desarrollo de dos secuencias de depósito en las que se pueden reconocer bien los cortejos sedimentarios de bajo nivel, transgresivo y alto nivel del mar.

Aportes siliciclásticos similares también se produjeron en otras zonas de este ámbito paleogeográfico durante ese intervalo de tiempo, zonas que fueron sometidas

a esfuerzos tectónicos distensivos probablemente asociados a la apertura del Atlántico Norte.

**Palabras clave:** Aptiense, tectónica, eustatismo, aporte continental, Cordillera Ibérica.

## INTRODUCCIÓN

La sedimentación de un conjunto arenoso muy constante a lo largo de la Cuenca Ibérica durante el Cretácico medio, es un hecho conocido y puesto de manifiesto por muchos autores desde la primera mitad del siglo XX. (Richter y Teichmüller 1933, entre otros muchos). Se trata de materiales groseros siliciclásticos, de espesor variable y gran extensión a lo largo de toda la Cordillera Ibérica, que incluyen desde gravas y arenas gruesas hasta arenas finas, limos y arcillas. En general, el aspecto que presenta este conjunto en el campo muestra un predominio de arenas y areniscas poco consolidadas y de color blanco y de tramos lutíticos intercalados de colores abigarrados.

Este conjunto arenoso fue definido por Aguilar *et al.* (1971) como la *Formación Arenas de Utrillas*. La edad atribuida a estos depósitos siliciclásticos groseros abarca para la mayoría de los autores el Albiense *s.l.*, y es fácilmente reconocible a lo largo de la Cordillera Ibérica.

Con motivo del II Coloquio del Cretácico de España que tuvo lugar en Albacete en 1982, se publicó una monografía bajo la forma de una síntesis sobre de *El Cretácico de España*, en el que se definieron las unidades litoestratigráficas formales del registro sedimentario del Cretácico de la Península Ibérica. En el capítulo dedicado a la Cuenca Ibérica Suroccidental, Vilas *et al.*, (1982) reconocen un conjunto arenoso, muy similar a las *Arenas de Utrillas* en lo que respecta a las facies que lo componen, pero de edad Aptiense superior. También indican estos autores, que esta unidad litoestratigráfica nueva, “en algunos estudios ha sido incluida -más o menos formalmente- en la Formación Arenas de Utrillas”. La definen con rango de Miembro: Mb. Arenas y Arcillas de El Burgal, formando parte de la Formación Calizas con Rudistas del Caroch. Esta formación representa el desarrollo de las Plataformas Urganianas en la Cuenca Ibérica, relacionadas con la etapa transgresiva del mar del Tethys acaecida durante Aptiense. De esta forma, esta intercalación terrígena dentro de las facies carbonatadas urgonianas, refleja una etapa de inestabilidad en los bordes de la Cuenca, que generó aportes siliciclásticos que vinieron a interrumpir el desarrollo de la plataforma Urganiana carbonatada antes citada.

Esta unidad terrígena, así definida, fue reconocida, diferenciada y separada de las Arenas de Utrillas en las áreas más meridionales del Surco Ibérico, quedando su límite más noroccidental reconocido, en el sector más oriental de la provincia de Cuenca (Meléndez, 1983).

En este trabajo se aborda el estudio en detalle de esta unidad estratigráfica (Mb. Arenas y Arcillas de El Burgal) en un sector de la Cordillera Ibérica que durante el Aptiense constituyó el ámbito paleogeográfico de las áreas de borde del Surco Ibérico Suroccidental, y que dadas las características y naturaleza de esta unidad, es

el área propicia para su estudio (Fig. 1).

El objetivo de este trabajo incluye en primer lugar, el identificar y diferenciar esta unidad de otras unidades infra- y supra-yacentes de naturaleza también siliciclástica, ya que a medida que nos desplazamos hacia el borde de la cuenca, las unidades marinas carbonatadas de la Fm. El Caroch se acuñan, quedando representada esta formación únicamente por el miembro intermedio, el Mb. Arenas y Arcillas de El Bungal. Debido a esta causa y a su naturaleza terrígena, en la mayoría de los trabajos y sobre todo en las cartografías geológicas de las Hojas MAGNA correspondientes a este área, esta unidad no ha sido identificada y por lo tanto ha sido siempre incluida o bien en las Arenas de Utrillas, o bien dentro de un conjunto litoestratigráfico que en los mapas figura como “indiferenciado”.

En segundo lugar este trabajo trata de establecer la estratigrafía para la zona estudiada, determinando la extensión del área en que se depositó el Mb. El Bungal, su espesor, facies que incluye y la interpretación de los ambientes sedimentarios en los que se originó. Por último, se enfoca el análisis hacia el contexto paleogeográfico a escala de la Cuenca Ibérica, para reconocer y determinar los factores alocíclicos que controlaron la sedimentación durante esta etapa.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

La sedimentación del Mb. El Bungal representa el comienzo de un ciclo sedimentario relacionado con el desarrollo de una cuenca de tipo rift, en una rama de la Cuenca Ibérica, durante el Cretácico Inferior. Los primeros estadios evolutivos de la Cuenca Ibérica comenzaron durante el Carbonífero Superior–Pérmico Inferior, cuando la Microplaca Ibérica formaba parte del Cinturón Hercínico, una estructura lineal amplia afectada por una intensa deformación y magmatismo desde los Apalaches meridionales hasta el Macizo de Bohemia (Arche y López-Gómez, 1996).

La cuenca Ibérica comenzó su desarrollo como una cuenca de tipo rift durante el Pérmico Inferior y sufrió los primeros periodos extensionales durante el Pérmico Superior, que continuaron hasta el Hettangiense. Posteriormente, tres estadios extensionales sucesivos afectaron a la cuenca durante el Mesozoico: una etapa de post-rift, durante el Jurásico Inferior y Medio (desde el Sinemuriense al Oxfordiense); una etapa de rift durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior (desde el Kimmeridgiense al Albiense medio); y una etapa de post-rift durante el Cretácico Superior, (desde el Albiense superior al Maastrichtiense) (Salas y Casas, 1993; López-Gómez y Arche, 1997).

Como ocurre en los episodios extensionales tempranos, la Cuenca rift Ibérica evolucionó durante el Cretácico Inferior en forma de diferentes segmentos subdivididos o sub-cuencas asimétricas.

El desarrollo de las cuencas de tipo rift durante el Cretácico Inferior en el oeste de Europa, estuvo también condicionado por fluctuaciones eustáticas del nivel del mar, que probablemente tuvieron un origen tectónico (Ziegler, 1988). Así, después de una caída del nivel del mar durante el Berriasiense-Valanginiense inferior, el nivel del mar subió de nuevo hasta el Barremiense. Sin embargo, esta tendencia cambió de

nuevo durante el Aptiense, hecho que quedó registrado en la Cuenca Ibérica Suroccidental por los sedimentos del Mb. El Burgal.

Las diferentes fluctuaciones del nivel del mar durante el Cretácico Inferior, dieron lugar a una línea de costa cambiante en el borde SE de la Cuenca Ibérica. Los aportes clásticos continentales, especialmente durante el Barremiense-Aptiense, alternaron frecuentemente con sedimentos marinos (Meléndez, 1983), en un cambio continuo de los ambientes de sedimentación. En este cambio sucesivo de aportes clásticos y alternancia de medios de sedimentación continentales y marinos, influyó también de forma clara un clima cálido y húmedo en este área situada cerca del paralelo 25° N, en una posición tropical (Rat, 1982).

## ESTRATIGRAFÍA

El registro sedimentario del Cretácico Inferior en este sector de la Cuenca Ibérica, ha sido estudiado por diferentes autores (Meléndez-Hevia, 1971; Meléndez-Hevia *et al.*, 1974; Arias *et al.*, 1979; Vilas *et al.*, 1982; Mas, 1981; Mas *et al.*, 1982; Meléndez, 1983). En toda la zona estudiada (Fig. 2), sobre los materiales continentales en facies *Weald*, aparece una discontinuidad estratigráfica de tipo paraconformidad en el SE y que hacia el NO pasa a ser una discordancia angular (Meléndez, 1982). Estos materiales pertenecen a la Formación Arenas y Arcillas del Collado y la Formación Calizas de la Huérguina, ambas de edad Barremiense, y que sólo en las áreas más surorientales posiblemente alcancen una edad Hauteriviense superior alto (Mas *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1982).

Por encima de dicha discontinuidad, comienza la sedimentación al final del Barremiense superior y/o comienzo del Aptiense, con la Formación Arcillas de Contreras de carácter continental, que hacia el SE pasa, por cambio lateral de facies, al Miembro Calizas de Malacara, de origen marino. Tras una nueva etapa de interrupción, que afectó tanto más a la cuenca cuanto más hacia el borde NO (Fig. 2), la sedimentación se reanudó con el Mb. El Burgal, de carácter continental y de transición, y el Miembro Calizas del Buseo de origen marino. Estas tres unidades con rango de miembro, componen la Formación Calizas con Rudistas del Caroch definida por Vilas *et al.*, (1982). Todo este conjunto representa la sedimentación en la Cuenca Ibérica Suroccidental del desarrollo de las plataformas urgonianas relacionadas con el mar del Tethys, que tuvieron gran expansión en todo el ámbito actual mediterráneo.

Al final del Aptiense, y comienzo del Albiense, la cuenca de estudio sufrió de nuevo una inestabilidad tectónica, tanto más acusada cuanto más al NO, produciéndose la erosión de las áreas más de borde, con el consiguiente aporte de materiales clásticos. Este nuevo episodio terrígeno constituye la etapa correspondiente a la sedimentación de la Fm. Utrillas *s.s.*

Así, en este sector de la Cuenca Ibérica, durante un largo lapso de tiempo, que abarca desde el Barremiense hasta el Albiense (como mínimo), la recurrencia de sucesivos episodios de inestabilidad, más intensos cuanto más hacia el borde de la cuenca, provocó la erosión y aporte de cuñas clásticas hacia el SE, y por lo tanto la

superposición de sucesivas unidades de naturaleza siliciclástica en las áreas situadas hacia el NO de la cuenca haciendo difícil su identificación y separación sobre el terreno. Sin embargo, en las zonas situadas mas hacia el centro de la cuenca la intercalación de sedimentos carbonatados, en unos casos continentales (Barremiense) y en otros marinos (Aptiense), facilita la labor de identificación de los diferentes episodios de sedimentación.

Este hecho explica que el Mb. El Bungal no haya sido identificado convenientemente en un área extensa de la Cordillera Ibérica, y en concreto en La Serranía de Cuenca, aunque Meléndez-Hevia *et al.* (1974), habían reconocido una etapa de sedimentación siliciclástica de edad Aptiense con lignitos asociados, en algunos puntos de la Serranía de Cuenca, diferenciándola de la unidad suprayacente Arenas de Utrillas.

Con respecto a la edad, la Fm. Calizas con Rudistas del Caroch ha sido datada como Aptiense a partir de foraminíferos bentónicos (García, 1977; Arias *et al.*, 1979; Mas, 1981; Vilas *et al.*, 1982, 1983). Estos últimos autores, proponen una edad

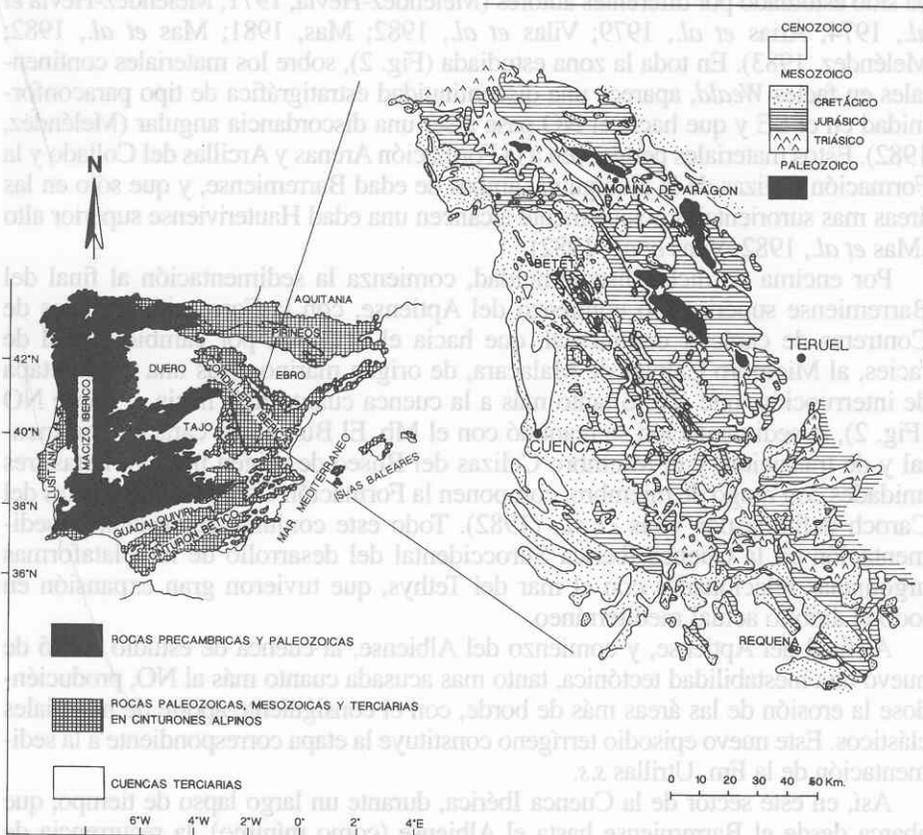


Fig. 1.- Localización geográfica y geológica del área de estudio.

Fig. 1.- Geographical and geological location of the study area.

Gargasiense a Clansayense para la intercalación terrígena correspondiente al Mb. El Burgal en la zona de Valencia. Por su parte, Meléndez (1983) describe una asociación de polen ya en la provincia de Cuenca que permite atribuir una edad Aptiense superior al citado miembro.

En las áreas más de borde de la cuenca, la desaparición de las cuñas carbonatadas marinas y la naturaleza siliciclástica de esta unidad, hace difícil su datación, por la ausencia generalizada de restos fósiles. Por el momento, sólo se han encontrado restos de polen y esporas, que están siendo estudiados, asociados a los niveles negros con lignito.

## LOS SEDIMENTOS: CARACTERÍSTICAS E INTERPRETACIÓN

El estudio de los sedimentos del Mb. El Burgal se ha basado en las observaciones llevadas a cabo en distintos afloramientos y en 33 columnas estratigráficas levantadas a lo largo de todo el área de estudio. En las figuras 3 y 4 se han representado 15 de estas columnas. Además, el estudio se ha completado en el sector más suroccidental (sector de Utiel) con datos de columnas e isopacas de García (1977), Mas (1981) y Hernández (1985).

El mapa de isopacas de la figura 4a muestra cómo la sedimentación de esta unidad se extiende a lo largo de un surco de dirección NO-SE. El depocentro principal se sitúa entre Uña y Tragacete, alcanzando un espesor de 85 m. en la zona de Mina Pepita. Al depocentro principal está asociado otro relativo, según la misma dirección, en el que se superan los 70 m. y está situado entre Cañete y Talayuelas.

Hacia el NO, en las proximidades de Beteta, se observa una clara disminución del espesor hasta desaparecer, lo que unido posiblemente a una menor cantidad de sedimentos depositados, se debe a una erosión posterior, previa a la sedimentación de la Fm. Utrillas. Hacia el SE, la progresiva disminución de espesor hasta desaparecer la unidad, se debe a un acañamiento de esta unidad dentro de las facies carbonatadas de la Fm. El Caroch; así, el límite de cero en esta zona representa un cambio lateral de facies (ver figura 2).

Por los bordes NE y SO del mapa de isopacas, la línea de cero parece representar el límite original de la sedimentación de esta unidad, aunque no se descarta que en algunos puntos, se haya sumado además la erosión posterior.

El mapa de isopacas revela para esta etapa de sedimentación, unas directrices estructurales claramente marcadas que condicionaron la sedimentación, tanto en la distribución de los espesores como en la de las facies. La cuenca aparece muy estructurada según una directriz tectónica NO-SE, que marca claramente un surco subsidente pronunciado en esa dirección en el que se acumulan los máximos espesores. Las isopacas revelan además la influencia de una directriz NE-SO que compartimenta el surco y da lugar a zonas de menor subsidencia, con menor espesor de sedimentos, que podrían actuar como ligeros umbrales que condicionaron la distribución de los depósitos.

Estas zonas de mínimos relativos ligadas a umbrales de menor subsidencia han sido reconocidas para etapas anteriores, como umbrales paleogeográficos también de

origen tectónico, y que actuaron ya durante la sedimentación del Pérmico y Triásico (Arche y López-Gómez, 1996), y durante la sedimentación del Barremiense y Aptiense inferior (Arias *et al.*, 1979; Mas, 1981; Mas *et al.*, 1982; Meléndez, 1983; Meléndez *et al.* 1989).

La figura 4b muestra las principales lineaciones tectónicas sinsedimentarias que controlaron la sedimentación del Mb. El Bural, inferidas a partir de las isopacas. Estas lineaciones tectónicas permiten dividir el área de sedimentación en tres zonas: norte, central y sur. A lo largo de estas tres zonas, además de las variaciones de espesor, se observan también variaciones en el predominio de los diferentes tipos de facies, que veremos mas adelante.

Se han tomado 127 direcciones de paleocorrientes entre las diferentes columnas levantadas (Fig. 3). Estas medidas han sido llevadas a cabo principalmente en estratificaciones cruzadas (68%) y surcos de canales (23%). En la mayor parte de los casos, prácticamente en la totalidad de las zonas norte y central, las paleocorrientes son de tipo unidireccional con una tendencia general S-SE mientras que, en la zona Sur, aparecen tanto de tipo unidireccional como bidireccional, estas últimas con orientaciones principales NO-SE.

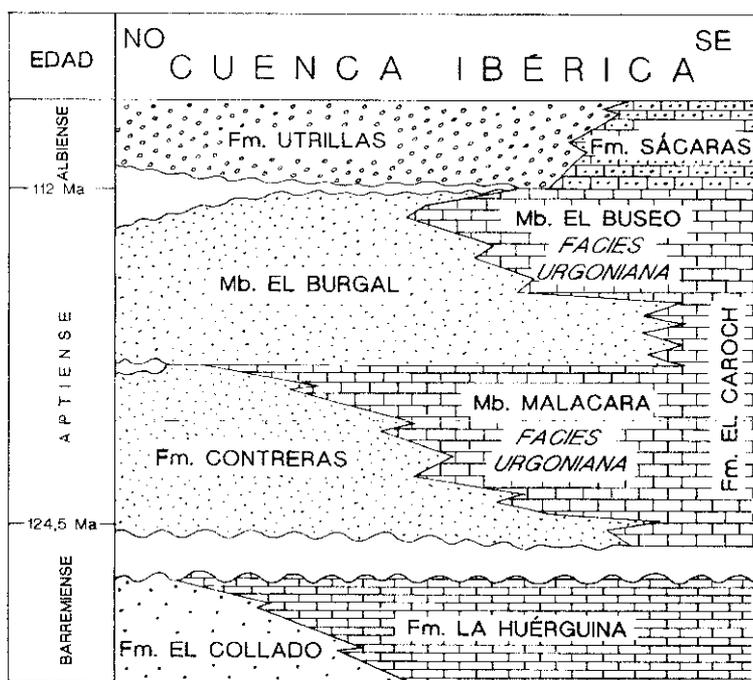


Fig. 2.- Localización estratigráfica del Mb. El Bural en la sucesión estratigráfica general del Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica. Escala cronoestratigráfica de Harland *et al.* (1990).

Fig. 2.- Stratigraphical location of the El Bural Mb. in the general stratigraphic framework of the study area. Ages based on Harland *et al.* (1990).

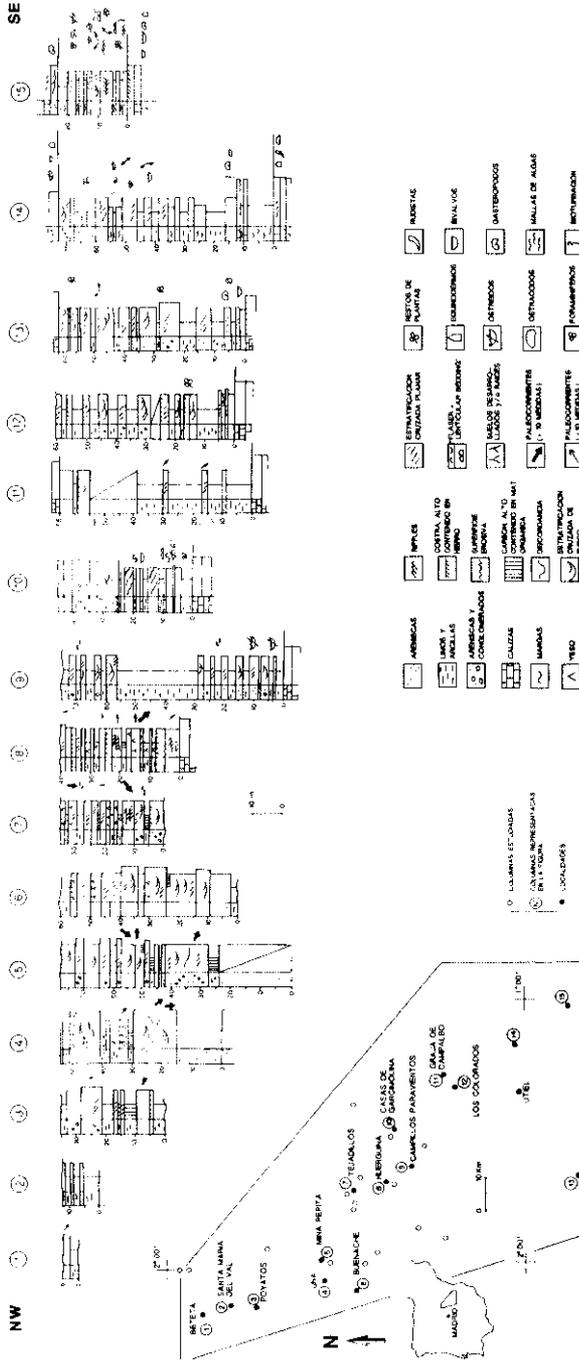


FIG. 3.- Columnas estratigráficas seleccionadas para el estudio del Mb. El Bungal.  
 FIG. 3.- Selected stratigraphical logs for the study of the El Bungal Mb.

## LITOLOGÍA

La litología del Mb. El Bural consiste principalmente en areniscas y limolitas, y de forma menos representativa en margas, calizas, cantos redondeados de cuarcita dispersos en niveles de areniscas, carbón y anhidritas. Estas diferentes litologías aparecen con mayor o menor proporción en las diferentes zonas descritas.

Las areniscas son en general de color blanco y tienen granos de cuarzo que oscilan de finos a gruesos. Ocasionalmente muestran cantos redondeados dispersos de cuarcita de hasta 6 cm de centil. Petrologicamente se trata de arcosas y subarcosas (Fig. 5). Aparecen constituyendo niveles de 0,2-3,1 m de espesor separados por superficies generalmente erosivas o bien de limolitas que desaparecen lateralmente. Estos niveles de areniscas tienden a amalgamarse, formando cuerpos que pueden superar 10 m de espesor y algunas centenas de metros de extensión lateral, generalmente presentando a su vez bases planas o erosivas y separados unos de otros en la vertical mediante grandes paquetes de limolitas y a veces de margas, que suelen presentar niveles con gran desarrollo de perfiles edáficos y acumulación de hierro formando niveles de costras.

Las limolitas son generalmente masivas y presentan diferentes colores, principalmente verde, rojo, amarillo y marrón. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo (18-82%), feldespato potásico (4-6%), illita (9-63%) y caolinita (9-40%).

Las margas se muestran masivas y con colores generalmente verde y amarillo. Las calizas muestran colores claros, aparecen formando niveles centimétricos y se trata en general de mudstones-packstones que pueden presentar equinodermos, ostreidos, ostrácodos, foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, mallas de algas y bioturbación en las columnas de la zona sur (Meléndez, 1983). Las anhidritas aparecen puntualmente en niveles milimétricos a centimétricos, masivas, con colores pardo y gris. El carbón aparece entre tramos de arenisca formando niveles que no superan 1 m de espesor y cuya composición es básicamente lignito con collinita, esporinita, resinita y fusinita como principales macerales (Fonollá, *com. pers.*).

## DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE FACIES.

El estudio sedimentológico del Mb. El Bural se ha llevado a cabo mediante la diferenciación de facies en función de las distintas litologías. En total se han podido distinguir 15 facies diferentes, 8 en areniscas y 7 en sedimentos mixtos de areniscas y limolitas, y en carbonatos.

La figura 6 muestra, de forma sintética la relación de facies diferenciadas en las distintas litologías. Los códigos de cada una de ellas están basados en los de Miall (1985). Las facies observadas en areniscas son:

*Sp-1.* Areniscas de color blanco-ocre de tamaño de grano medio-grueso con cantos aislados redondeados de cuarcita. Presentan estratificación cruzada planar que indican corrientes unidireccionales y están formando *sets* de hasta 1,6 m de espesor entre los que pueden aparecer niveles decimétricos de carbón. Se interpretan como barras transversales o linguoides.

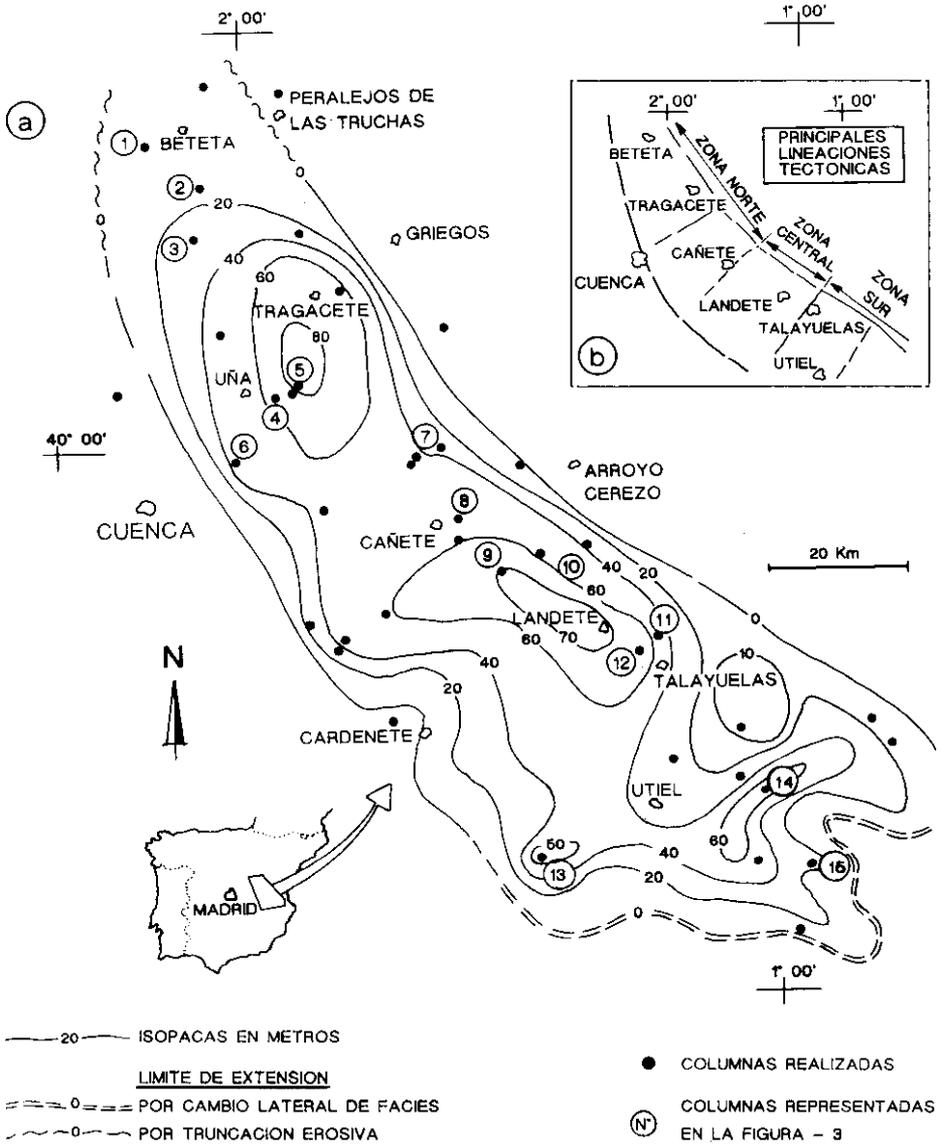


FIG. 4.- Isopacas del Mb. El Buralí y distribución de las principales líneas de fracturas que condicionaron la localización de los depocentros. Ver Fig. 3 para completar la localización geográfica. Las columnas obtenidas para los datos de la zona sur están obtenidas de Hernández *et al.* (1985) y García (1977).

FIG. 4.- Isopach map of the El Buralí Mb. and distribution of the main lineaments faults that conditioned the depocenters location. See also Fig. 3 for a more complete geographical location. The series obtained for the data of the southern part of this map are from Hernández *et al.* (1985) and García (1977).

*St.* Areniscas de color blanco-ocre de tamaño de grano medio-grueso con cantos aislados redondeados de cuarcita y con estratificaciones cruzadas de surco. Presentan *sets* de hasta 1,2 m de espesor. Se interpretan como el resultado de la migración de dunas linguoides con cresta sinuosa.

*Sp-2.* Areniscas blancas de tamaño de grano medio a grueso que presentan estratificación cruzada de tipo planar en *sets* aislados o compuestos que llegan a alcanzar un espesor de 1,4 m. Cuando éstos son compuestos pueden presentar corrientes bidireccionales. Pueden mostrar gasterópodos de forma aislada. Se interpretan como barras transversas superimpuestas con migraciones opuestas.

*Ss.* Areniscas blancas de tamaño de grano grueso. Forman *sets* de hasta 5 m de extensión lateral y casi 1 m de espesor, con estratificaciones cruzadas planares o de surco y con una base muy erosiva en la que aparecen restos de vegetación e impresiones de troncos que superan 1 m de longitud. Se interpretan como rellenos de surcos o canales y depósitos de *lag* en la base.

*La.* Areniscas de color blanco y ocre de tamaño de grano medio a grueso que presentan estratificación cruzada de tipo *epsilon*. Forman *sets* de hasta 0,9 m de espesor y casi 6 m de extensión lateral y ocasionalmente presentan restos de lignito dispersos. Se interpretan como barras de acreción lateral.

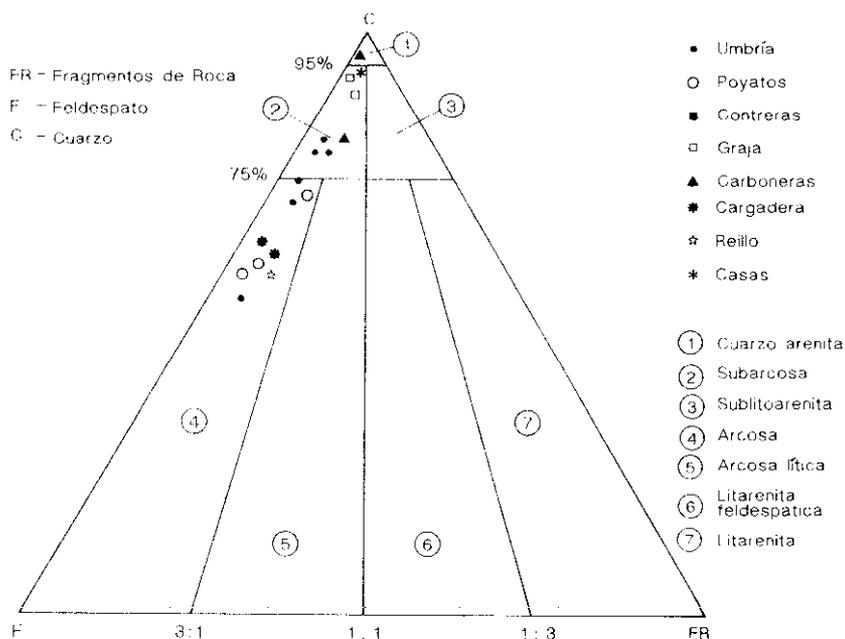


FIG. 5.- Composición petrológica de las areniscas del Mb. El Burgal basada en la clasificación de Folk (1974).  
FIG. 5.- Petrological composition of the El Burgal Mb. based on Folk (1974) classification.

*Sl.* Areniscas de color blanco y ocre con tamaño de grano fino y con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (inferior a 15°) con ripples de corrientes asociados a techo. Presentan *sets* algo mayores de 1 m de espesor de base plana o muy poco erosiva y con una extensión lateral que supera la centena de metros. En ocasiones muestran nódulos de pirita asociados. Se interpretan como depósitos de derrame.

*Srs.* Areniscas de tamaño de grano fino a grueso de color amarillo-ocre y masivas. Muestran impresiones por raíces de hasta 0,4 m de espesor que pueden estar unidas o separadas lateralmente. Se interpretan como niveles de suelos con alta concentración de raíces.

*Si.* Areniscas de color amarillo oscuro, de tamaño de grano fino a medio con alto contenido en óxido de hierro y constituyendo niveles en torno a los 0,2 m de espesor. Se interpretan como niveles de costra.

Las facies de areniscas aparecen por toda la zona de estudio, aunque tienden a ser más frecuentes en las zonas norte y central; sin embargo, la presencia de carbonatos es casi exclusiva de la zona sur. En estas litologías se han diferenciado las siguientes facies:

*Lms.* Areniscas de color ocre y blanco, micáceas y de tamaño de grano fino con ripples milimétricos de corriente y pequeños fragmentos asociados de carbón y limolitas de color oscuro. Constituyen *sets* de unos 0,3 m y presentan estructuras de tipo *lenticular* y *flaser bedding*. Se interpretan como sedimentos depositados bajo influencia mareal.

*Ism.* Intercalaciones de areniscas y limolitas. Las areniscas presentan laminación fina de color blanco, micáceas y de grano fino, y las limolitas son de color gris formando cuerpos que se acuñan a escasos (2-3) metros. Se interpretan como depósitos de desbordamiento de canal.

*Frs.* Intercalaciones de limolitas oscuras con areniscas de color gris de tamaño de grano fino. Presentan niveles de aspecto masivo atravesados por impresiones de raíces que cortan hasta 0,3 m desde la superficie. Se interpretan como niveles de suelos incipientes con desarrollo de raíces.

*C.* Areniscas de color blanco y ocre de tamaño de grano fino con intercalaciones de niveles de carbón de corta extensión lateral. inferiores a 0,5 m de espesor y aislados nódulos de pirita. Se interpretan como depósitos de charcas densamente vegetadas.

*Mn.* Margas verdes con intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas de color blanco de tamaño de grano fino y de calizas con foraminíferos. Se interpretan como ambientes marinos protegidos posiblemente ligados a sombras de barras.

*SCb.* Areniscas con cemento carbonatado de color ocre, de tamaño de grano medio con restos de bivalvos, gasterópodos y ostrácodos en niveles que no superan 0,5 m de espesor. Presentan estratificación cruzada planar y de surco y niveles milimétricos de calizas arenosas intercalados. Se interpretan como barras desarrolladas en zonas afectadas por la marea que muestran un nivel de energía medio-alto.

*Cm.* Intercalaciones de margas verdes con calizas grises que forman niveles inferiores a 0,2 m y contienen ostreidos. Se interpretan como zonas marinas restringidas de poca profundidad.

## ASOCIACIONES DE FACIES E INTERPRETACIÓN DEL AMBIENTE SEDIMENTARIO

La interpretación del ambiente sedimentario se ha llevado a cabo desde el análisis de 6 asociaciones de facies diferenciadas cuya descripción e interpretación están sintetizadas en la figura 6 y completamos en el presente apartado. Las asociaciones citadas están numeradas del I al VI y se trata de aquellas que consideramos más importantes por su aparición más frecuente y por sus características generales. Igualmente, cada una de ellas se presenta con más frecuencia en alguna de las zonas diferenciadas.

*Asociación I.* Constituye una secuencia granodecreciente de 1,5 m aproximadamente. Aparece básicamente en la zona norte, con menos frecuencia en la central y, ocasionalmente en la sur. Se interpreta como depósitos de relleno de canal, a veces interrumpidos, de sistemas fluviales arenosos de tipo entrelazado con depósitos de derrame asociados. Ejemplos similares han sido descritos por Walker y Cant (1984), Miall (1996), Kirschbaum y McCabe (1992), entre otros.

*Asociación II.* Constituye una secuencia granodecreciente que no supera 1 m de espesor. Aparece en la zona norte de estudio y con menor frecuencia en la central. Se interpreta como depósitos de derrame localizados entre sedimentos de llanura de inundación similares a los descritos por autores como Bown y Kraus (1987), Smith *et al.* (1989) y Richards *et al.* (1993).

*Asociación III.* Está constituida por secuencias centimétricas granodecrecientes de areniscas con estructuras de corriente que intercalan niveles centimétricos de carbón. Aparece principalmente en la zona central. Se interpreta como depósitos de charcas con alta acumulación de materia orgánica en zonas húmedas y extensas que son surcadas periódicamente por depósitos de desbordamiento procedentes de canales próximos en ambientes de llanuras aluviales. Ejemplos similares en sedimentos antiguos han sido descritos por Fisk (1960), Ryer y Langer (1980), McCabe (1984) y Fielding (1986) entre otros.

*Asociación IV.* Está constituida por secuencias de areniscas granoecientes que no superan 1,5 m de espesor y con abundantes estratificaciones cruzadas que muestran bidireccionalidad. Aparece básicamente en la zona sur. Se interpreta como barras sobrepuestas desarrolladas en canales mareales similares a los descritos por Penland *et al.* (1988).

*Asociación V.* Está constituida por secuencias granoecientes de 1-1,5 m de espesor de diferentes litologías en las que aparecen margas alternando con niveles de calizas con abundantes fósiles de fauna marina en niveles centimétricos que, hacia techo, están cortados por niveles de arenisca de base erosiva. Aparece en la zona sur. Se interpreta como depósitos de zonas de llanura de marea surcadas por canales que representan etapas de mayor energía y similar a ejemplos descritos en sedimentos antiguos por Allen (1965) y Oomkens (1974).

*Asociación VI.* Está representada por secuencias granodecrecientes de 1 m de espesor aproximadamente con estratificación cruzada tipo *epsilon* y con niveles limolíticos a techo. Aparecen básicamente en la zona centro y se interpretan como depósitos de sistemas fluviales de alta sinuosidad similares a los descritos por

Puigdefábregas (1973), Nanson (1980) y Jackson (1981).

El conjunto de las asociaciones de facies descritas y la localización de las mismas nos permite interpretar los ambientes sedimentarios del Mb. El Bural como sistemas fluviales de tipo entrelazado hacia el NO, en cabecera, y zona centro de la cuenca que evolucionarían a ambientes de transición-mixtos con zonas de acumulación de carbón y que pasarían, mediante cambio lateral de facies a los sedimentos carbonatados de la Plataforma Urganiana hacia el SE, en ambientes dominados por las mareas y surcados por canales.

## TECTÓNICA, VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR Y ANÁLISIS SECUENCIAL

El Cretácico Inferior representa una etapa de subida generalizada del nivel del mar con pequeñas caídas puntuales; sin embargo, el Valangiense-Aptiense marcó una caída relativa de mayor importancia registrada en gran parte del norte de Europa (Mauffret *et al.*, 1989, Ziegler, 1990, Day *et al.*, 1989).

El reconocimiento de las facies y asociaciones de facies en las distintas series estudiadas y diferenciadas en cada una de las zonas de estudio, nos ha permitido distinguir una clara secuencialidad vertical que afecta al conjunto de la unidad y que responde a la combinación de procesos eustáticos y tectónicos. Este análisis nos ha permitido también establecer la correlación lateral, a lo largo de la cuenca de estudio, de las etapas con características sedimentarias más importantes y los límites de las mismas marcadas por los citados procesos aloéclicos.

### CONTROL TECTÓNICO

El control tectónico pudo ser responsable de la caída relativa del nivel del mar durante el Valangiense-Aptiense; de hecho, una serie de manifestaciones de considerable relevancia se sucedieron durante el Aptiense afectando a una franja de miles de km en un cinturón próximo al Atlántico y en el que estaría incluida la Cuenca Ibérica en la que se depositó el Mb. El Bural. Entre estos controles tectónicos podríamos destacar: la aceleración en el movimiento relativo de separación entre Iberia y África (Savostin *et al.*, 1986, Livermore y Smith, 1985, Kooi y Cloetingh, 1989), propagación del fondo oceánico en el Atlántico (Tankard y Welsink, 1989, Kooi y Cloetingh, 1989), movilidad en la apertura del Golfo de Vizcaya (Ziegler *et al.*, 1987), giro de Iberia en sentido contrario al de las agujas del reloj (García-Mondéjar, 1989, Day *et al.*, 1989, Boillot *et al.*, 1989), fase importante de caída de bloques y erosión en toda la Placa Ibérica (Ziegler, 1990), levantamiento generalizado de Iberia y hundimiento de esta placa hacia el E (Ziegler, 1989).

Los sedimentos del Mb. El Bural muestran claras evidencias de que la actividad tectónica de ámbito regional que afectó al área del Atlántico Norte durante este periodo del Cretácico Inferior también condicionó la sedimentación en la Cuenca Ibérica. Este control tectónico queda ya marcado desde los sedimentos del final del Jurásico que llegan a encontrarse discordantes bajo arenas de edad Aptiense-Albiense, como

se observa al E de la zona de estudio, en la base del monte Macarrón. De forma más concreta, también queda manifestado en la marcada diferencia de espesores que indican las columnas levantadas, niveles erosivos, discordancias angulares internas hacia el NW, en la zona de Poyatos, y desarrollo de suelos en zonas selectivas (Fig. 4), características que muestran a su vez una clara relación con la distribución de las principales lineaciones de fractura cartografiadas (Fig. 4b).

#### CONTROL DE LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR

Las características sedimentarias y la disposición vertical y horizontal de las facies anteriormente descritas para el Mb. El Bural nos permiten reconocer que estos sedimentos estuvieron bajo condiciones cambiantes continentales y marinas durante su sedimentación. Así, las asociaciones de facies con sedimentación terrígena grosera que muestran estratificaciones cruzadas con paleocorrientes que indican unidireccionalidad y que representan el relleno de canales fluviales (asociación de facies I) pueden verse interrumpidas a techo mediante un nivel erosivo sobre el que se desarrollan niveles con arenas que muestran estratificaciones cruzadas, *flaser* y *lenticular bedding*, fósiles de origen marino y niveles centimétricos micríticos constituyendo secuencias métricas que indican rellenos de canales mareales (asociación de facies IV y V). Estas alternancias muestran igualmente variaciones laterales que pueden mostrar etapas de inundaciones con acumulaciones de carbón (asociación de facies III), derrames laterales de los sistemas de canales fluviales antes citados (Asociación de facies II) o niveles con impresiones de raíces o acumulación de hierro y manganeso que indican exposición subaérea (facies Srs, Si, Frs).

La evolución lateral y vertical de estas facies nos permite reconocer en los sedimentos del Mb. El Bural un claro control ejercido por las variaciones del nivel del mar que estaba, a su vez, condicionando la sedimentación en todo el O del Tethys y Atlántico Norte durante el Aptiense (Ziegler, 1989). La alternancia de este control con el de origen tectónico antes señalado y representado por las discordancias internas y las reactivaciones del sistema con los sedimentos de origen fluvial nos lleva a la conclusión de que hubo pulsos e interacción entre ambos controles durante la sedimentación del Mb. El Bural como también explican Weissert (1990) y Ziegler *et al.* (1987) para este mismo periodo de tiempo en otros puntos del O del Tethys.

#### ANÁLISIS SECUENCIAL

El análisis de la estratigrafía secuencial del Mb. El Bural se ha llevado a cabo diferenciando un conjunto de características sedimentarias de relevancia por su significado paleogeográfico y cuya continuidad lateral nos permite hacerlas extensibles a gran parte de la cuenca de sedimentación que estudiamos (Fig. 7).

En primer lugar, se han podido diferenciar claramente superficies que separan el Mb. El Bural de otras unidades, a la base o al techo. Estas superficies son claras discordancias en la parte NO de la zona de estudio, en los alrededores de Poyatos-Tragacete y Uña. Hacia la zona centro y hacia el SE, dichas discordancias se hacen

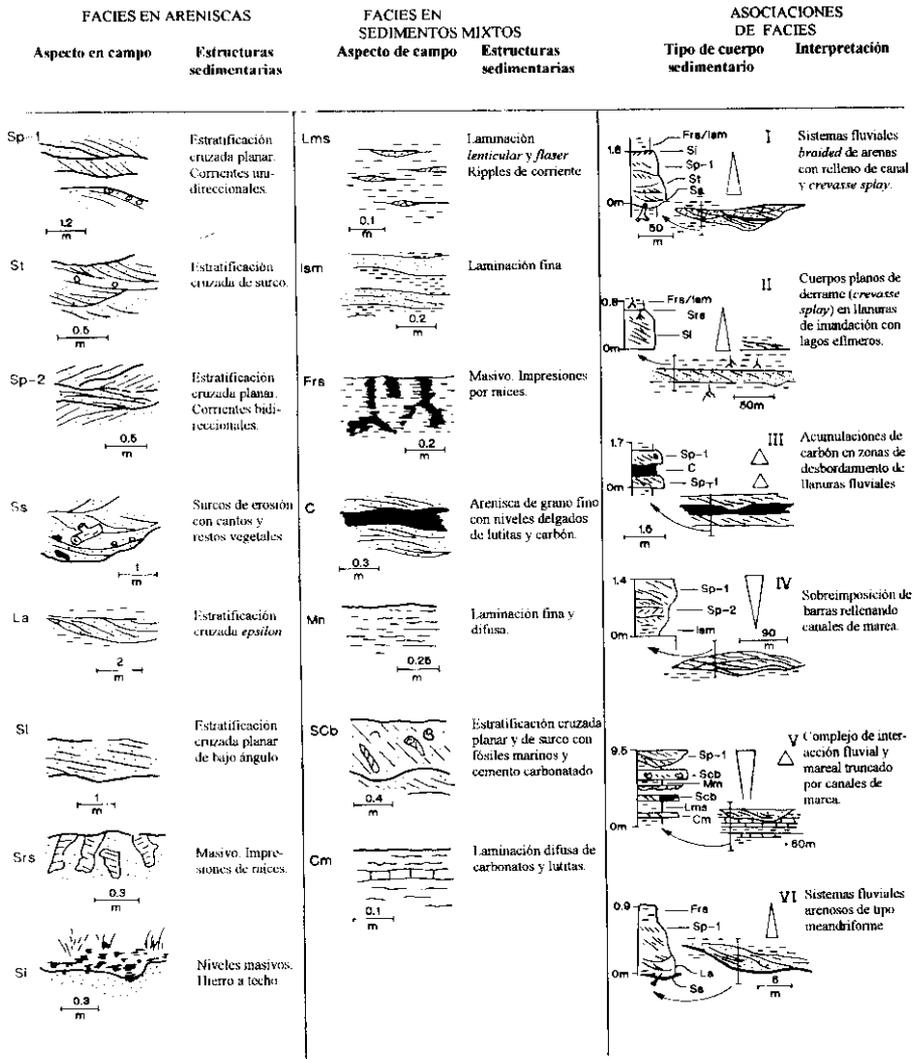


Fig. 6.- Principales estructuras sedimentarias, facies y asociaciones de facies diferenciadas e interpretación para el estudio del Mb. El Bursal.

Fig. 6.- Main sedimentary structures, facies and facies associations selected and interpreted for the study of the El Bursal Mb.

menos evidentes pero son reconocibles a escala cartográfica; ejemplos similares han sido descritos en el Grupo Mesa Verde (Mjos *et al.*, 1998). En segundo lugar, el propio Mb. El Bursal presenta también superficies internas muy marcadas que están en relación con el desarrollo de suelos o niveles de costra; una de estas superficies inter-

nas destaca sobre el resto: en la cabecera de la cuenca representa una discordancia y se continúa, hacia el centro de la cuenca, como niveles con enriquecimiento en hierro y desarrollo de perfiles edáficos, diferenciando claramente a lo largo de todo el área dos partes dentro del Mb. El Bural.

De las dos partes diferenciadas, tanto en la inferior como en la superior, se puede apreciar que los cuerpos de areniscas amalgamados (*multistorey*) superiores a 30 m de extensión lateral y 2 m de espesor y de base marcadamente erosiva tienden a localizarse en la mitad superior de las dos partes citadas. Por otro lado, los cuerpos cuya base es plana o semiplana, de similares dimensiones o incluso mayores y menos amalgamados que los anteriores, tienden a localizarse hacia la parte media inferior de las dos partes diferenciadas.

Se ha podido observar, por otro lado, que los niveles con carbón están restringidos a áreas determinadas de las zonas norte y central (Fig. 4b), observaciones que fueron llevadas a cabo con anterioridad por Meléndez-Hevia *et al.* (1974); sin embargo, ahora se ha podido comprobar también que dichos niveles mantienen una clara correspondencia lateral, situándose bajo los cuerpos amalgamados de base erosiva anteriormente descritos.

Las características sedimentarias, la disposición vertical y horizontal de los sedimentos del Mb. El Bural y la relación de éstos con los distintos niveles anteriormente descritos nos ha permitido desarrollar un armazón para establecer la estratigrafía secuencial de la unidad que estudiamos. De este modo, se han podido separar dos secuencias con episodios completos de bajada-subida del nivel del mar incluyendo el episodio de máxima inundación (LST, TST, HST y MFS según Van Wagoner *et al.*, 1988). Hacia el NO, en la cabecera de la cuenca, se puede separar un episodio principal ligado a interrupción-hiata y erosión que separaría la parte superior del Mb. El Bural de la inferior formando el límite entre secuencias (SB) y, lateralmente, hacia la cuenca, correspondería con el momento de cambio desde la bajada, al comienzo de la subida del nivel del mar, situación similar a la descrita por otros autores tanto para modelos teóricos como de observaciones reales (Cross *et al.*, 1988; Nystuen, 1988; Wescott, 1993).

Los niveles de carbón se disponen lateralmente coincidiendo con los depósitos que indican una máxima inundación del mar en la cuenca. Se trata pues de una etapa de inflexión entre la subida y la bajada del nivel del mar, similar a los depósitos de carbón descritos por Tucker (1998) y Diessel (1998) en la cuenca pérmica de Sydney, Australia.

Los cuerpos mayores de areniscas con base erosiva representarían sistemas fluviales complejos (*multistorey*) en zonas poco estables donde la acomodación sería reducida y la erosión sobre los depósitos de llanura de inundación sería intensa. Estas etapas estarían relacionadas con momentos regresivos (HST), mientras que en los momentos transgresivos (TST) y de mayor estabilidad, los sistemas aluviales podrían tener mayor capacidad de movimiento lateral, menor erosión y, por lo tanto, una base más plana. Ejemplos parecidos están ampliamente descritos por Dam y Sonderholm, 1998; Ethridge *et al.*, 1998; Shanley y McCabe, 1994; Smith y Jacobi, 2001. En todos estos ejemplos la tectónica sinsedimentaria representa también un





control fundamental que actúa simultáneamente al eustático, como también consideramos que sucede en el caso del Mb. El Bural y que veremos seguidamente.

## DISCUSIÓN

La interacción entre la tectónica y las variaciones del nivel del mar son patentes en muchos casos descritos de sedimentos antiguos; sin embargo, no es posible diferenciar con precisión la importancia que tuvo cada control en los citados registros sedimentarios. En este sentido podemos entender que, en el Mb. el Bural, la influencia de la tectónica, provocando levantamientos en la cabecera de la cuenca, pudo ser responsable de la interrupción puntual de la invasión del mar del Tethys desde el E en la cuenca Ibérica y, por tanto de los cambios tan bruscos de facies marino-continentales que muestra el Mb. El Bural. Una actividad tectónica de estas características tuvo que estar relacionada con procesos de características globales y de gran intensidad, siendo posiblemente la reorganización de placas litosféricas y la energía producida por el esfuerzo de éstas la causa más lógica (Cloetingh *et al.*, 1985; Cloetingh, 1991).

La figura 8 muestra en cinco etapas un ensayo de la sedimentación del Mb. El Bural bajo el control tectónico y eustático. Tras un empuje que provoca el levantamiento en la zona de cabecera y un hundimiento relativo en el centro de la cuenca, aparecería un basculamiento general hacia el este desde un teórico punto de equilibrio en el que el aporte de sedimentos y la sedimentación permanecerían estables (etapas A y B). Sucesivas fases de levantamiento, una de ellas más importante que las demás, forzaría a un desplazamiento del punto de equilibrio y de los cinturones de facies aguas abajo a lo largo de la cuenca, y la reactivación de antiguas fracturas que separarían subambientes de sedimentación (como la acumulación de carbón) provocarían cambios de facies repentinos (etapas C y D). Diferentes etapas de interrupción en la sedimentación con desarrollo de suelos y concentración de hierro formando niveles de costra estarían alternando con las erosiones y discordancias de cabecera producidas por los levantamientos (etapa D). Finalmente, una etapa de nueva reactivación en la cabecera forzaría la incursión de materiales siliciclásticos continentales hacia el centro de la cuenca favorecido por un clima general húmedo (Ziegler *et al.*, 1987; Weissert, 1990), provocando erosiones muy marcadas y la sedimentación de la Fm. Utrillas, fuera ya del objetivo del presente trabajo.

## CONCLUSIONES

La sedimentación del Mb. El Bural representa una etapa regresiva de corta duración dentro de otra mayor general de características transgresivas. Los marcados controles de la tectónica y el eustatismo caracterizan la sedimentación de esta unidad que muestra un rápido cambio lateral y vertical de medios de sedimentación y continuos desplazamientos laterales de los cinturones de facies favorecidos también por un clima general húmedo.

Los pulsos marcados por los factores que controlan la sedimentación del Mb. El

Burgal provocaron el desarrollo de dos secuencias deposicionales cuyos cortejos sedimentarios (*lowstand*, *transgressive* y *highstand*) caracterizan el tipo de cuerpos de acumulación de sedimentos, morfologías y dimensiones de éstos, acumulaciones de carbón, desarrollo de suelos etc. Las erosiones en la cabecera, más intensas que hacia el resto de la cuenca, favorecerían la retroalimentación de los propios sedimentos de la unidad, de modo que algunas estructuras y desarrollos de suelos no aparecerían en dicha zona al haber sido desmantelados.

El estudio llevado a cabo ha hecho posible diferenciar, dentro del Mb. El Burgal, los diferentes cinturones de facies que lo integran, las secuencias de depósito y los límites que las separan: niveles de suelos, superficies de costra, discordancias mayores, y todos ellos correlacionables lateralmente a lo largo del sector de estudio. Todo esto nos ha permitido marcar, por primera vez, los límites inferior y superior de esta unidad, describir su evolución sedimentaria vertical y horizontal, y justificar igualmente la evolución paleogeográfica de la misma a partir de los controles tectónicos y eustáticos. Algunos aspectos, sin embargo, quedan aún sin resolver, como la tasa de sedimentación de la unidad y la duración de las etapas de interrupción internas; ambos aspectos están sujetos a un mayor control cronoestratigráfico difícil de abarcar debido a las características eminentemente terrígenas que presentan los sedimentos.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el meticuloso trabajo de revisión de José Francisco García-Hidalgo (Universidad de Alcalá de Henares) y del revisor anónimo. Igualmente agradecen a Carlos Sánchez y Modesto Escudero los trabajos de delineación y reprografía respectivamente. El presente trabajo ha sido financiado con fondos de los proyectos PB 95-0084, PB 95-1142, BTE 2002-0775 y BTE 2002-04453-C02-02.

## REFERENCIAS

- AGUILAR, M. J., RAMÍREZ DEL POZO, J., RIBA, O. (1971): Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona Utrillas – Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, 27: 497-512.
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191.
- ARCHE, A., LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1996): Origin of the Permo-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- ARIAS, C., MAS, J.R., GARCÍA, A., ALONSO, A., VILAS, L., RINCÓN, R., MELÉNDEZ, N. (1979): Les faciès argonien et leurs variations pendant la transgression aptienne occidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Géobios Mémoire Spécial*, 3: 11-23.
- BOILLOT, G., MUOGENOT, D., GIRARDEAU, J., WITTEBER, E.L. (1989): Rifting processes on the West Galicia margin, Spain. In: A. J. Tankard, H.R. Balkwil (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. The American Association of Petroleum Geologists, *Memories*, 46: 363-377.

- BOWN, T.M., KRAUS, M.J. (1987): Integration of channel and floodplain suites in aggrading fluvial systems. I. Developmental sequence and lateral relations of Lower Eocene alluvial paleosols, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 587-601.
- CLOETINGH, S. (1991): Tectonics and sea-level changes: a controversy? In: D. W. Müller, J.A. McKenzie, H. Weissert, (eds.), *Controversies in modern Geology*, 249-277, Academic Press Limited.
- CLOETINGH, S. MCQUEEN, H., LAMBECK, K. (1985): On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 157-166.
- CROSS, T., LESSENGER, M. (1998): Sediment volume partitioning: Rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: F.M. Gradstein, K.O. Sandvick, N.J. Milton (eds.) *Sequence stratigraphy – Concepts and Applications*. NPF Special Publications, 8: 171-195, Elsevier Science, Amsterdam.
- DAM, G., SONDERHOLM, M. (1998): Sedimentological evolution of a fault-controlled early Paleocene incised-valley system. Nuussuaq Basin, west Greenland. In: K. Shanley, P. McCabe (eds.) *Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 59: 109-121.
- DAY, G. A., EDWARDS, J.W.F., HILLIS, R. R. (1989): Influences of variscan structures of Southwest Britain on subsequent phases of extension. In: A.J. Tankard, H.R. Balkwil (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. The American Association of Petroleum Geologists Memories, 46: 425-432.
- DIESSSEL, C. F. K. (1998): Sequence stratigraphy to coal seams: two case histories. In: K. Shanley, P. McCabe (eds.) *Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 59: 152-173.
- ETHRIDGE, F., WOOD, L.J., SCHUMM, S.A. (1998): Cyclic variables controlling fluvial sequence development: problems and perspectives. In: K. Shanley, P. McCabe (eds.) *Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks* The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 59: 17-29.
- FIELDING, C.R. (1986): Fluvial channel and overbank deposits from the Westphalian of the Durham Coalfield, NE England. *Sedimentology*, 33: 119-140.
- FISK, H.N. (1960): Recent Mississippi River sedimentation and peat accumulation. *Compte Rendu 4th congrès l'Avancement des Études de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. Heerlen 1958, 1: 187-199.
- FOLK, R.L. (1974): *Petrology of Sedimentary Rocks*. 159 p., Ed. Memphill, Austin.
- GARCÍA, A. (1977): *Jurásico terminal y Cretácico inferior en la región central de la provincia de Valencia y noreste de la provincia de Albacete*. 334 pp., Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 1.
- GARCÍA-MONDEJAR, J. (1989): Strike-Slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of Northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. In: A. J. Tankard, H.R. Balkwil. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. The American Association of Petroleum Geologists Memories, 46: 395-409.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G., SMITH, D.G. (1990): *A Geologic Time Scale*. 263 p., Cambridge University Press, Cambridge.
- HERNÁNDEZ, A. (1985): Hoja geológica num. 55 (Lliria). *Mapa Geológico de España E. 1:200.000*, primera edición. IGME, Madrid.
- JACKSON, R.G. II (1981): Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering stre-

- ams of the American middle west. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 1169-1192.
- KIRSCHBAUM, M.A., MCCABE, P.J. (1992): Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah. *Sedimentology*, 39: 581-598.
- KOOL, H., CLOETINGH, S. (1989): Intraplate stresses and the tectono-stratigraphic evolution of the Central North Sea. In: A. J. Tankard, H.R. Balkwíl (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. The American Association of Petroleum Geologists Memories, 46: 541-558.
- LIVERMORE, R.A., SMITH, A.G. (1985): Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean Region. In: D. J. Stanley, F.C. Wezel (eds.) *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. Raimond Selli Commemorative volume, 83-100, Springer-Verlag, Berlin.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J., ARCHE, A. (1997): The Upper Permian Boniches Conglomerates Formation: evolution from alluvial fan to fluvial system environments and accompanying tectonic and climatic controls in the southeast Iberian Ranges, central Spain. *Sedimentary Geology*, 114: 267-294.
- MAS, J.R. (1981): *El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia*. 476 p., Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 8.
- MAS, J.R., ALONSO, A., MELENDEZ, N., (1982): El Cretácico basal *Weald* en la transversal Valencia-Cuenca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 309-335.
- MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., MILES, P.R., MALOD, J.A. (1989): Results from multichannel reflection profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal) - Comparison with the Canadian Margin. In: A. J. Tankard, H. R. Balkwíl (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. The American Association of Petroleum Geologists Memoires, 46: 379-393.
- MCCABE, I.N. (1984): Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In: D.A.V. Stow, D.J.W. Piper (eds.): *Fine Grained Sediments: Deep-water Processes and Facies*. Special Publication of the Geological Society of London, 35-69.
- MELÉNDEZ-HEVIA, F., (1971): *Estudio Geológico de la Serranía de Cuenca en relación con sus posibilidades petrolíferas*. 250 p., Tesis Doctoral, Publicaciones del Dpto. de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid.
- MELÉNDEZ-HEVIA, F., VILLENNA-MORALES, J., RAMÍREZ DEL POZO, J., PORTERO-GARCÍA, J.M., OLIVÉ-DAVO, A., ASSENS-CAPARRÓS, J., SÁNCHEZ-SORIA, P. (1974): Síntesis del Cretácico de la Zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Ier Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica*, Cuenca: 241-249.
- MELÉNDEZ-N., (1983): Presencia de una discordancia cartográfica intrabarremiense en la Cordillera Ibérica Occidental (provincia de Cuenca). *Estudios Geológicos*, 38: 1-2, 51-54.
- MELÉNDEZ, N. (1983): *El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (provincias de Cuenca y Valencia)*. 242 p., Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 9.
- MELÉNDEZ, N., MELÉNDEZ, A., GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J. C. (1989): Los sistemas lacustres del Cretácico Inferior de la Serranía de Cuenca, Cordillera Ibérica. Guía de campo. *IGCP219. Comparative lacustrine sedimentology in space and time*, 70 p.
- MIALL, A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course*, 19: 33-81.
- MIALL, A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. 582 p., Springer-Verlag, Berlin.
- MOS, R., HADLER-JACOBSEN, F., JOHANNSSON, E.P. (1998): The distal sandstone pinchout of the Mesa Verde Group, San Juan Basin and its relevance for sandstone prediction of the Brent Group, nor-

- thern North Sea. In: F.M. Gradstein, K.O. Sandvick, N.J. Milton (eds.) *Sequence stratigraphy – Concepts and Applications*. NPF Special Publication, 8: 263-297, Elsevier Science, Amsterdam.
- NANSON, G.C. (1980): Point bar and flood plain of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 27: 3-30.
- NYSTUEN, J.P. (1998): History and development of sequence stratigraphy. In: F.M. Gradstein, K.O. Sandvick, N.J. Milton (eds.) *Sequence stratigraphy – Concepts and Applications*. NPF Special Publication 8: 31-116, Elsevier Science, Amsterdam.
- OOMKENS, E. (1974): Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger delta complex. *Sedimentology*, 21: 195-222.
- PENLAND, S., BOYD, R., SUTER, J.R. (1988): Transgressive depositional systems of the Mississippi delta plain: a model for barrier shoreline and shelf sand development. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 932-949.
- PUIGDEFÁBREGAS, C. (1973): Miocene point bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. *Sedimentology*, 20: 133-144.
- RAF, P. (1982): Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8: 1059-1076.
- RICHARDS, K., CHANDRA, S., FRIEND, P.F. (1993): Avulsive channel systems: characteristics and examples. In: J.L. Best, C.S. Bristow (eds.) *Braided Rivers*. The Geological Society of London Special Publications, 48: 195-203.
- RICHTER, G., TEICHMÜLLER, R. (1933): Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen, Math-Phys., Kl. 3., 7*, Resumen por J.M. Ríos, en: *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. 42: 263-283 (1944).
- RYER, T.A., LANGER, A.W. (1980): Thickness change involved in the peat-to-coal transformation for a bituminous coal of Cretaceous age in central Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 987-992.
- SALAS, R., CASAS, A., (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*. 228: 33-55.
- SAVOSTIN, L.A., SIBUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LEPICHON, X., ROULET, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- SHANLEY, K.W., MCCABE, P.J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 544-568.
- SMITH, G., JACOBI, R.D. (2001): Tectonic and eustatic signals in the sequence stratigraphy of the Upper Devonian Canadaway Group, New York State. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85, 2: 325-357.
- SMITH, N.D., CROSS, T.A., DUFFICY, J.P., CLOUGH, S.R. (1989): Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36: 1-23.
- TANKARD, A.J., WELSINK, H.J., (1989): Extensional tectonics, structural styles and stratigraphy of the Mesozoic Grand Banks of Newfoundland. In: W. Manspeizer (ed.) *Triassic-Jurassic Rifting, Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins, part A*. Developments in Geotectonics, 22: 129-165, Elsevier.
- TUCKER, M. (1998): Mixed carbonate-clastic high frequency sequences from the mid-carboniferous of northern England. *Abstracts vol. of 15th International Sedimentological Congress, International Association of Sedimentologists*, Alicante, Spain, p.774.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P.R. SARG, J. F., LOUTIT, T. S., HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. In: Ch. Wilgus,

- B.S. Hastings, C. G. C. Kendall, H. W. Posamentier, Ch. A. Ross, J. C. van Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42: 39-46.
- VILAS, L., MAS, J.R., GARCÍA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELÉNDEZ, N., RINCÓN, R., (1982): Ibérica Suroccidental. In: A. García (ed.) *El Cretácico de España*. 457-509, Universidad Complutense, Madrid
- VILAS, L., ALONSO, A., ARIAS, C., MAS, J.R., GARCÍA, A., RINCÓN, R., MELÉNDEZ, N., (1983): The Cretaceous at the SW Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*, 10: 245-254.
- WALKER, R.G., CANT, D.J. (1984): Sandy fluvial systems. In: R.G. Walker (ed.): *Facies Models*. Geoscience Canadian Reprints Series, 1: 71-89.
- WEISSERT, H. (1990): Siliciclastics in the Early Cretaceous Tethys and North Atlantic oceans: documents of periodic greenhouse climate conditions. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 44: 59-69.
- WESCOFF, W. (1993): Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems. Some applications for sequence stratigraphy. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(7): 1208-1219.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In: W. Manspeizer (ed.) *Triassic-Jurassic Rifting, Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins, part B*. Developments in Geotectonics, 22:711-755, Elsevier.
- ZIEGLER, P.A. (1989): Evolution of the North Atlantic - An overview. In: A. Tankard, H. R. Balkwil (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. The American Association of Petroleum Geologists Memories, 46: 111-129.
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 239 p., Shell Internationale Petroleum Maatschappij, The Netherlands.
- ZIEGLER, P.A., RAYMOND, A.J.L., GIERLOWSKI, T.C., HORRELL, M.A., ROWLEY, D.B., LOTTES, A.L. (1987): Coal, climate and terrestrial productivity: the present and early Cretaceous compared. In: A. C. Scott (ed.) *Coal and Coal-bearing Strata: Recent Advances*, The Geological Society Special Publication, 32: 25-49.

Recibido / Received : 8/11/01

Aceptado / Accepted: 13/02/02