

Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional

R. SALAS

Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes, 08028 Barcelona.

RESUMEN

El Malm y la porción basal del Cretácico inferior (Oxfordiense-Berriasiense) constituyen el tramo final del gran ciclo sedimentario jurásico (supersecuencia de depósito jurásico) de las cuencas del margen oriental de Iberia. Durante esta etapa la sedimentación está integrada por carbonatos de plataforma y en menor proporción de cuenca. El registro sedimentario carbonático de este intervalo se divide en tres secuencias de depósito, que presentan los siguientes tipos de plataformas: (1): **Oxfordiense** (hasta 40 m), rampa homoclinal, con bancos marginales oolítico-bioclásticos (bajíos), *wackestones* de esponjas y *ammonites* y *mudstones* de protoglobigerinas. (2): **Kimmeridgiense** (hasta 750 m), rampa distalmente acentuada, con *mudstones* rítmicos tableados, bioconstrucciones de esponjas y margas anóxicas de cuenca. (3): **Titónico-Berriasiense** (hasta 1.000 m), plataforma somera, de poca pendiente deposicional muy bien diferenciada, con extensas llanuras de marea, parcialmente dolomitizada, limitadas por bancos marginales oolítico-bioclásticos (bajíos) que pasan a facies más abiertas de calpionélidos.

Dos factores principales controlan la evolución de la sedimentación de carbonatos (1): la historia de la tectónica extensiva local y de la subsidencia tectónica y (2): las variaciones eustáticas del nivel del mar. La capacidad de producción de sedimento carbonático por los organismos, si bien es importante, estaría subordinada a los mencionados factores. Las entradas de terrígenos siliciclásticos serían un factor de segundo orden.

Palabras clave: Malm, Berriasiense, Purbeck, Weald, Cordillera Ibérica.

Cordilleras Costero Catalanas, Estratigrafía secuencial, Plataforma de carbonatos, Rampa de carbonatos, Subsistencia.

ABSTRACT

In the intracontinental basins of the Eastern Iberian Plate, the last part of the Jurassic sedimentary cycle is formed by the Malm and the lowermost Cretaceous (Oxfordian-Berriasian). The carbonate sedimentary record of the study area mainly consists of marine shallow water carbonates, fresh water carbonates and minor deeper marine and basinal carbonates. This record can be divided into three depositional sequences that show the following types of carbonate platforms: (1): *Oxfordian* (up to 40 m), homoclinal ramp with oolitic-bioclastic marginal banks (shoals), sponge ammonitic wackestones and protoglobigerinid mudstones. (2): *Kimmeridgian* (up to 750 m), distally steepened ramp; major facies include thin bedded lime-mudstone, sponge buildups and anoxic basinal marls. (3): *Tithonian-Berriasian* (up to 1.000 m), a very distinct shallow platform, characterized by a gentle slope and extensive tidal flats fringed by marginal oolitic-bioclastic marginal banks (shoals) that pass seaward into open marine calpionellid sediments.

Two main factors are controlling the evolution of carbonate sedimentation: (1): the local history of extensive tectonics and tectonic subsidence, and (2): the eustatic fluctuations of sea level. The capacity of production of carbonate sediment by organisms would be subordinated to (1) and (2). The siliciclastic supplies are to be considered as second order factor.

Key words: Malm, Berriasian, Purbeck, Weald, Iberian Range, Catalan Ranges, Sequence Stratigraphy, Carbonate platforms, Carbonate ramps, Subsistence.

INTRODUCCION

La etapa Oxfordiense-Berriasiense, considerada en este trabajo, comprende el lapso de tiempo generalmente denominado «tránsito Jurásico-Cretácico». Es una etapa bastante oscura y poco conocida en toda el área estudiada, como en el resto de la Cordillera Ibérica. Generalmente se suele relacionar con los denominados eventos orogénicos neociméricos. La principal dificultad que presenta su estudio radica, sobre todo, en la naturaleza continental de las facies, casi siempre carbonatos de agua dulce, pero frecuentemente con entradas de terrígenos siliciclásticos. Estos, en algunos casos, pueden llegar a ser muy importantes, como es el caso de la denominada cubeta de Aliaga-Penyagolosa, al SW del área estudiada (Fig. 1). Estas facies, desde antiguo y por comparación con Inglaterra, se han

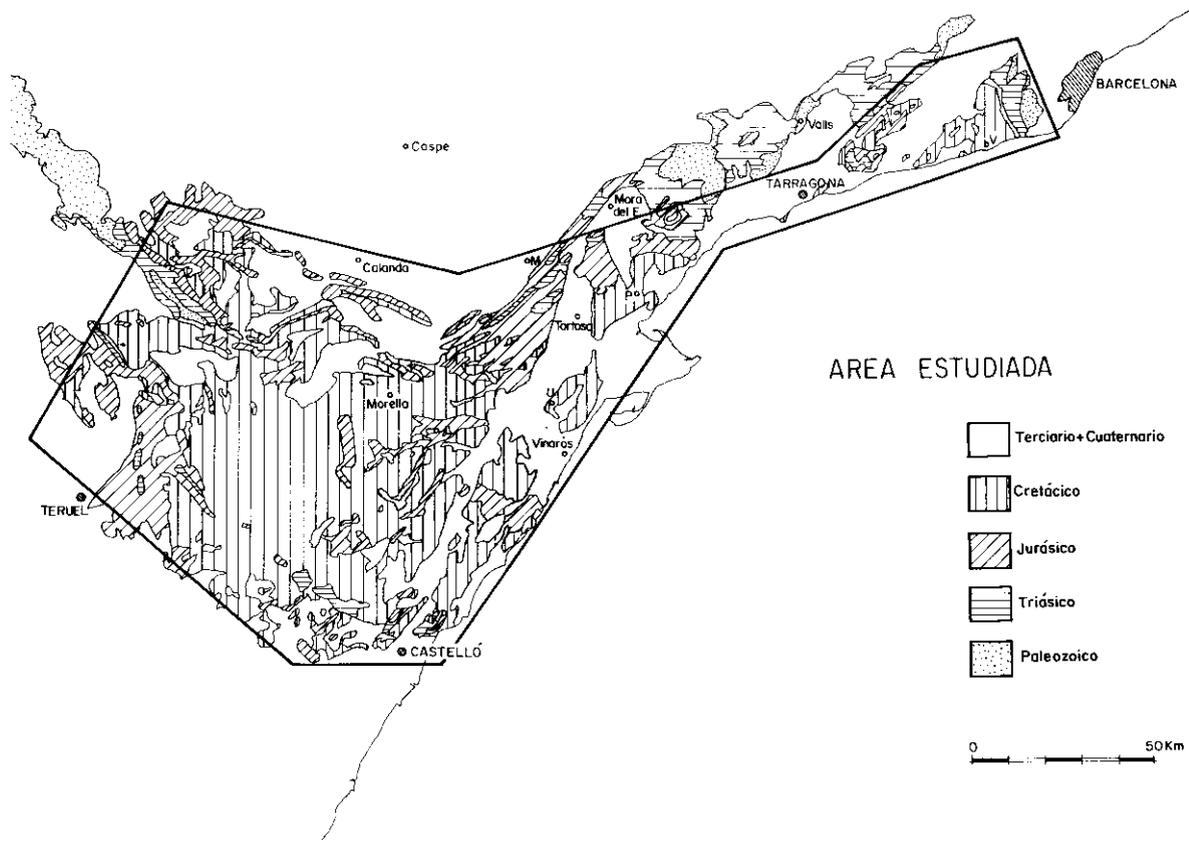


Fig. 1.—Esquema geológico del sector oriental de la Cordillera Ibérica y del meridional de la Cordillera Costero Catalana. El polígono indica la localización del área estudiada.

Fig. 1.—Geological scheme of the Iberian range, Eastern sector and the Southern part of the Catalan ranges. Polygon represents study area.

denominado *Purbeck* y/o *Weald* (Hahne, 1930). Su utilización en la literatura geológica comporta siempre un cierto grado de connotación estratigráfica, aunque siempre muy impreciso, debido al marcado diacronismo de deposición según las diversas áreas consideradas (Esteban, 1973; Ramírez del Pozo, 1971; Pujalte, 1982; García-Hernández, 1982; Mas et al, 1984).

A primera vista, estas facies se podrían interpretar como el resultado de una etapa de crisis de la sedimentación marina somera, en las áreas de Iberia ocupadas por mares epicontinentales de la Mesogea. Esta crisis se produciría en relación con cambios importantes de la subsidencia tectónica y de caídas eustáticas significativas del nivel del mar (Salas, 1985, 1987). Temporalmente quedarían emergidas extensas áreas en zonas adyacentes, que suministrarían grandes aportes de agua dulce y de sedimentos terrígenos siliciclásticos.

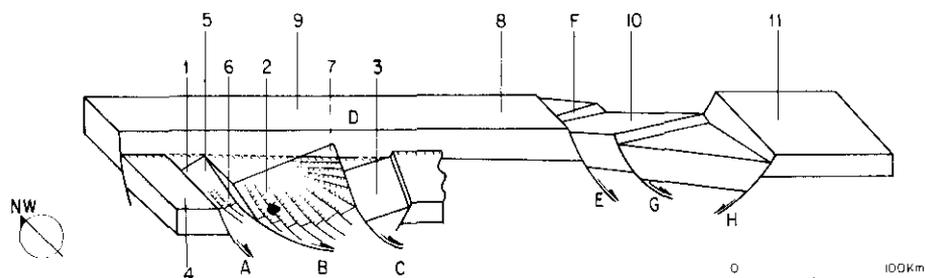
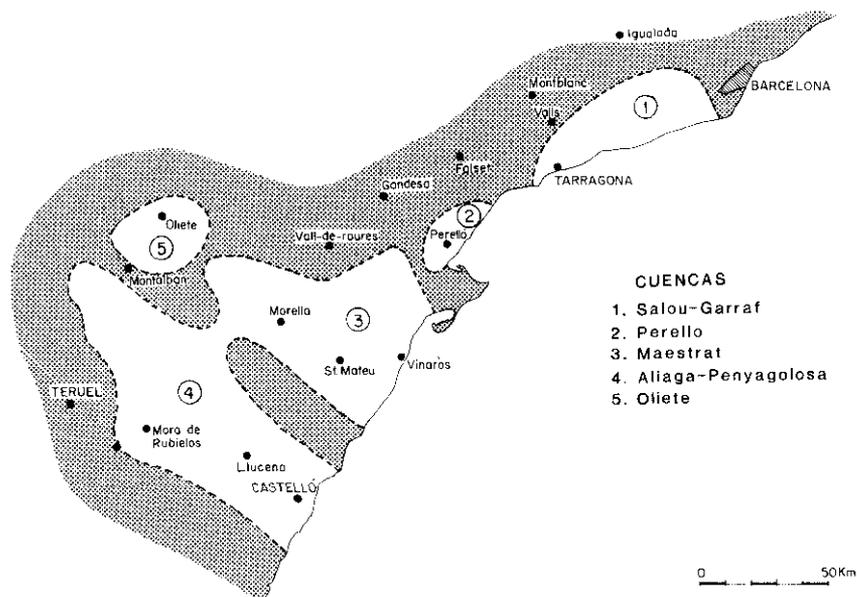
En el área estudiada la cuenca del Maestrat o del Maestrazgo (Fig. 2,3), presenta el registro sedimentario más completo para el intervalo considerado (hasta 1.800 m). Esta cuenca ofrece, además, la particularidad de poseer una sedimentación de carácter marino en el depocentro, con escasas intercalaciones de carbonatos de agua dulce y de terrígenos siliciclásticos. Estas facies, constituidas principalmente por carbonatos marinos de aguas someras, hacia los márgenes pasan lateralmente a carbonatos de agua dulce (Fig. 3), ocasionalmente con intercalaciones de cuñas detríticas.

El Jurásico superior y el Cretácico inferior de la Zona de Enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costera Catalana ofrecen afloramientos excepcionales. La calidad de estos afloramientos se ve aumentada por el bajo o nulo grado de deformación tectónica que presentan. A lo largo de sucesivos cortes, es posible estudiar todas las asociaciones y secuencias de facies de cada subambiente deposicional de las distintas plataformas de carbonatos.

En este trabajo se estudian las secuencias de depósito y se analizan las facies del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en el sector meridional de la Cordillera Costero Catalana y oriental de la Cordillera Ibérica, donde se han podido establecer cuatro tipos de plataformas de carbonatos similares, principalmente, a la clase rampa.

MARCO GEOLOGICO

El área estudiada queda encuadrada en la parte más meridional de la Cordillera Costera Catalana y la más oriental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Desde el punto de vista morfoestructural pueden reconocerse las siguientes unidades: 1) La Cordillera Costero Catalana, con estructuras de dirección NE-SW; 2) La Cordillera Ibérica, con estructuras de dirección NW-SE y mucho más hacia el sur la Cordillera Bética (WSW-ENE). Cada una de estas unidades se caracteriza por una dirección estructural predominante, aunque todas estas direcciones pueden encontrarse también en



ACCIDENTES

- A. Ateca-Castelló
- B. Montalban-Orpesa
- C. Pla de Burgar
- D. Tarragona
- E. La Riba-Punta de la Mora
- F. Sant Quinti
- G. Garraf
- H. Llobregat

- 1. Cuenca de Aliaga-Penyagolosa
- 2. Cuenca del Maestrat
- 3. Cuenca del Perello
- 4. Umbral de València
- 5. Umbral de Ejulve
- 6. Umbral del Maestrat meridional
- 7. Umbral del Mont Caro
- 8. Umbral Priorat-Prades
- 9. Macizo del Ebro
- 10. Cuenca Salou-Garraf
- 11. Umbral de la Cordillera Litoral

Fig. 2.—Las fallas listricas normales y las cubetas en semigraben son los principales dispositivos estructurales de control de la sedimentación durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior.

Fig. 2.—Listric faults and half-graben are the main structural control factors during Upper Jurassic and Lower Cretaceous.

cualquier unidad. La dirección E-W domina en el área que se denomina Zona de Enlace entre la Cordillera Costero Catalana y la Cordillera Ibérica (Guimera, 1984). El frente norte de la Zona de Enlace está formado por un conjunto de pliegues y cabalgamientos, ambos en relación con accidentes de zócalo (Guimera, 1984, 1988). Estos mismos accidentes de zócalo parecen haber controlado la sedimentación durante el Mesozoico (Esteban & Robles, 1979-81). Este control se hace mucho más evidente durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior (Salas, 1983, 1987). Más tarde, estos accidentes, también determinan las estructuras compresivas alpinas y finalmente intervienen en las distensivas.

En el margen oriental de la placa ibérica (Iberia) la sedimentación durante el Mesozoico tiene lugar en cuencas intracratónicas que son ocupadas por mares epicontinentales. Estas cuencas o cubetas están separadas por umbrales que actúan controlados por el hundimiento y el basculamiento de bloques a lo largo de fallas normales. Durante los tiempos mesozoicos no siempre han jugado los mismos accidentes paleogeográficos, ni las cuencas han sido siempre las mismas, pero sí que algunos de estos accidentes han participado significativamente y de manera prácticamente constante. Tal es el caso del accidente de Ateca-Castello o del de Llobregat (Fig. 2), los cuales condicionan la existencia de umbrales paleogeográficos a lo largo de todo el Mesozoico. Las principales unidades paleogeográficas que han intervenido en la sedimentación, durante la etapa Oxfordiense-Berriasiense en el área estudiada, se representan en la figura 2, relacionadas con los principales accidentes de zócalo.

Durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior la sedimentación es mayoritariamente carbonatada, se trata principalmente de carbonatos marinos de aguas someras, aunque se registran etapas menores de carbonatos de aguas más profundas. Las entradas de terrígenos siliciclásticos y los carbonatos de agua dulce se sitúan, en determinados momentos, en las zonas marginales de las cuencas. El tránsito Jurásico-Cretácico es una de estas etapas caracterizada por presentar momentos críticos de la sedimentación marina, se trata de las conocidas facies *Purbeck* y *Weald*. El acontecimiento de estos hechos no es casual, sino que están claramente relacionados con eventos geodinámicos globales y de evolución de la placa ibérica, como son los denominados movimientos neociméricos.

ESTRATIGRAFIA

El Mesozoico de la Cordillera Costero Catalana y del sector oriental de la Cordillera Ibérica se puede dividir en cuatro grandes unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades o grandes Secuencias de Depósito (supersecuencias) en el sentido de Vail et al. (1977): 1) Triásico (Pérmico superior-Retiense); 2) Jurásico (Hettangiense-Berriasiense); 3) Cretácico inferior (Berriasiense terminal-Albiense inferior) y 4) Cretácico superior

(Albiense medio-Senoniense) (Salas, 1985, 1987; Querol, 1988). Estas supersecuencias de depósito están limitadas por cuatro grandes discontinuidades que pueden presentarse como disconformidades y/o discordancias angulares. Al mismo tiempo se observa cómo el grado de recubrimiento expansivo (*onlap*) aumenta considerablemente de cada supersecuencia respecto a la subyacente. Teniendo en cuenta otras discontinuidades de orden menor, se pueden distinguir, además, 25 secuencias de depósito en el intervalo Pérmico superior-Senoniense (Salas, 1987). Las cuatro grandes secuencias de depósito o supersecuencias son correlacionables con los superciclos globales de cambios relativos del nivel del mar de Vail et al. (1977), mientras que las secuencias de depósito menores lo son con los ciclos de tercer orden.

Las discontinuidades menores afectan principalmente a los sectores marginales de las cuencas, siendo debidas a la erosión producida por la exposición subáerea de una porción de los sedimentos marginales. Las discontinuidades mayores afectan al mismo tiempo a zonas más distales de las cuencas y estarían relacionadas con caídas relativas del nivel marino de importancia regional considerable, debidas a causas eustáticas y a la subsidencia tectónica.

La supersecuencia de depósito jurásica

El límite inferior es una disconformidad muy importante que localmente puede ser una discordancia, como en el Massis de Garraf (Esteban & Julia, 1973). En ambos casos la etapa de erosión puede ser muy importante. Por encima de esta discontinuidad las brechas de la base del Lias (Fm Cortes de Tajuña) se disponen con un alto grado de recubrimiento expansivo. Comprende (más de 2.400 m) desde el Hettangiense hasta el Berriasiense no terminal inferior. El límite superior, en las cuencas del borde oriental de Iberia, está bien representado por una importante disconformidad y sobre todo por la importancia de la laguna estratigráfica asociada y el amplio y extenso recubrimiento progresivamente más expansivo de la supersecuencia de depósito suprayacente cretácica inferior.

En el área que nos ocupa y en general en todas las cuencas del borde oriental de Iberia, se han definido ocho secuencias deposicionales (SD): 1) SD hettangiense-carixiense (J1.1); 2) SD domeriense (J1.2.); 3) SD toarciense-aaleniense (J1.3); 4) SD bajociense-callovioense (J2); 5) SD oxfordiense (J3.1); 6) SD kimmeridgiense (J3.2) y 7) SD titónico-berriasiense (J3.3) (Salas, 1985, 1987) (Fig. 4).

El intervalo oxfordiense-berriasiense

El intervalo Oxfordiense-Berriasiense (hasta 1.800 m) está formado, en el área estudiada, por las tres secuencias de depósito señaladas anterior-

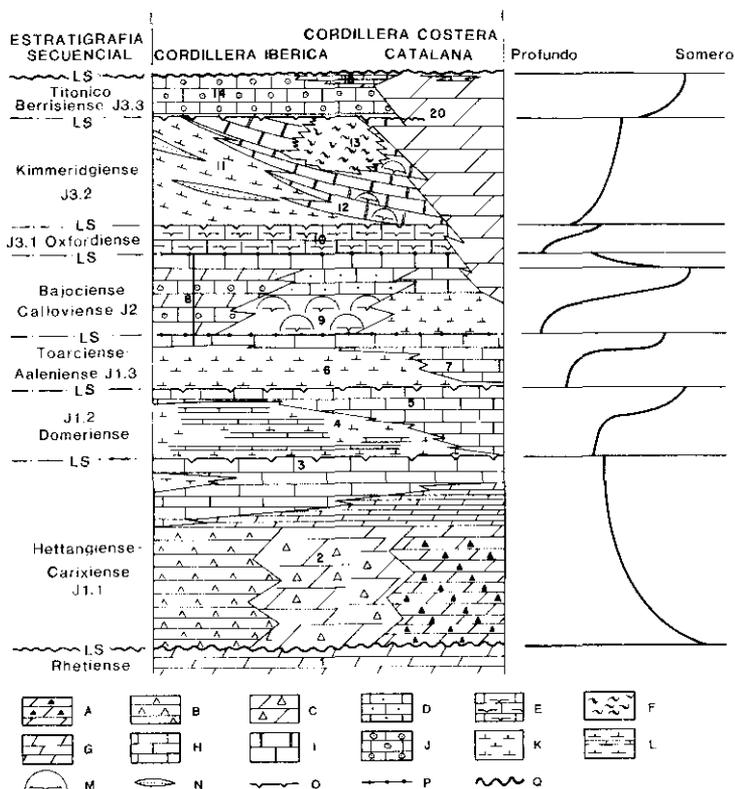


Fig. 4.—Unidades estratigráficas del Jurásico del borde oriental de Iberia. Se indican las unidades litoestratigráficas con sus relaciones geométricas y cambios laterales de facies, además de la agrupación de estas unidades en secuencias de depósito. Las unidades litoestratigráficas son: 1, Fm de Imón. 2, Fm de Cortes de Tajuña. 3, Fm de Cuevas Labradas. 4, Fm del Cerro del Pez. 5, Fm de Barahona; 6, Fm de Turmiel. 7, Mb Casinos. 8, Fm Xelva. 9, Parte media de la Fm de Xelva. 10, Fm de Iatova. 11, Fm de Sot de Xera. 12, Fm de la Loriguilla (=Fm de Polpís). 13, Fm del Mas de Ascla. 14, Fm de Higuercruclas (=Fm de Bovalar). 15, Fm de La Pleta. A, Carniolas. B, Evaporitas. C, Brechas. D, Calizas bioclásticas. E, Calizas con esponjas. F, Margas anóxicas. G, Dolomias. H, Calizas. I, Ritmita calcárea. J, Calizas oolíticas. K, Margas. L, Margocalizas. M, Arrecifes de esponjas. N, Terrígenos siliciclásticos. O, Hardground. P, Superficie con oolitos ferruginosos. Q, Discontinuidad mayor. Esquema original de Giner (1980), modificado y ampliado por Salas (1987).

Fig. 4.—Jurassic stratigraphical units of the Iberian Eastern margin. Lithostratigraphical units show its geometrical relations and lateral facies changes. Depositional sequences are indicated. The lithostratigraphical units are as follow: 1, Imon Fm. 2, Cortes del Tajuña Fm. 3, Cuevas Labradas Fm. 4, Cerro del Pez Fm. 5, Barahona Fm. 6, Turmiel Fm. 7, Casinos Mb. 8, Xelva Fm. 9, Xelva Fm. middle part. 10) Iátova Fm. 11) Sot de Xera Fm. 12, Loriguilla Fm (= Polpís Fm). 13) Mas de Ascla Fm. 14) Higuercruclas (= Bovalar Fm). 15) La Pleta Fm., A «Carniolas». B, Evaporites. C, Breccia. D, Bioclastic limestones. E, Espongae limestones. F, Anoxic marls. G, Dolomites. H, Limestones. I, Ritmic limestones. J, Oolitic limestones. K, Marls. L, Marlstones. M, Sponge reefs. N, Siliciclastics. O, Hardground. P, Ferruginous oolitic surface. Q, Main unconformity. From Giner (1980) modified by Salas (1987).

mente y definidas formalmente por Salas (1987). El procedimiento utilizado para la definición de las secuencias de depósito es el recomendado por la «International Subcommission on Stratigraphic Classification» de la IUGS Comisión de Stratigraphy en su circular núm. 68 de 1985 (ISSC, 1985), donde se propone establecer, describir y extender las unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades según el procedimiento de la Guía Estratigráfica Internacional. Posteriormente el texto y las recomendaciones de la citada circular han sido publicadas en forma de artículo (Salvador, 1987).

Dentro de cada secuencia de depósito pueden disponerse una o varias unidades litoestratigráficas (Fig. 5). El armazón estratigráfico obtenido formaría una especie de pentagrama donde las secuencias de depósito y sus límites darían soporte y significación a las unidades litoestratigráficas contenidas. Cada secuencia de depósito está formada por un cuerpo de sedimentos de geometría prismática que se acuña hacia los márgenes de las cuencas y recubre con mayor o menor grado de expansión a la discontinuidad que limita superiormente a la/s secuencia/s subyacente/s (Fig. 3,5).

A continuación se describen las tres secuencias de depósito del intervalo Oxfordiense-Berriasiense.

La secuencia de depósito oxfordiense

La SD oxfordiense consta de una sola unidad litoestratigráfica: la Fm de calizas con esponjas de Iátova. Esta unidad fue definida formalmente por Gómez (1979) en el sector levantino de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. Más tarde Giner (1980) la identificó y reconoció en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. Concretamente, Gómez (1979) la definió como un Mb de la Fm de calizas de Xelva, pero el hecho de encontrarse limitada inferiormente por una importante discontinuidad (oolito ferruginoso superior del tránsito Calloviense-Oxfordiense) llevó tanto a Giner (1980) como a Canerot et al. (1984) a aumentar el rango de esta unidad a formación, independizándola de la Fm de Xelva. La Fm de calizas con esponjas de Iátova está formada por calizas micríticas y bioclásticas con predominio de los restos de espongiarios, además de ammonites, belemnites y abundantes foraminíferos (hasta 20 m).

El límite inferior de la SD oxfordiense está marcado por una importante discontinuidad que suele encontrarse muy cerca de la sección condensada suprayacente. Esta discontinuidad infraoxfordiense se habría formado en relación con fenómenos de corrosión submarina y/o exposición subáerea, con edafización y carstificación del substrato. La sección condensada suprayacente englobaría como mínimo dos etapas de condensación de fauna (Meléndez et al. 1983), con superficies ferruginizadas y perforadas.

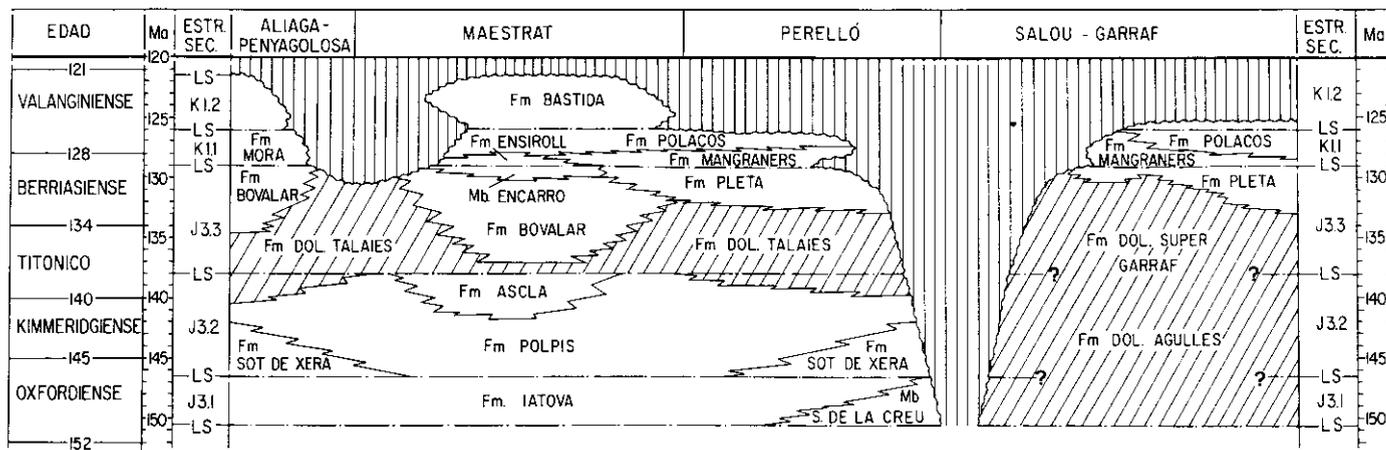


Fig. 5.—Las unidades estratigráficas (secuencias de depósito y unidades litoestratigráficas) del intervalo Oxfordiense-Valangiense de las Cordilleras Ibérica oriental y Costero Catalana.

Fig. 5.—Oxfordian-Valanginian interval stratigraphical units (depositional sequences and lithostratigraphic units) in the Eastern Iberian range and Catalan ranges.

acumulaciones de oolitos ferruginosos retrabajados y de glauconita. Esta sección condensada marcaría la superficie basal de progradación (*downlap surface*) del tracto sedimentario depositado durante la etapa de nivel del mar alto (*higstand system tract*) (Haq et al., 1987; Vail et al., 1987), el cual correspondería a la mayor parte de la Fm de Iàtova. Entre la superficie de discontinuidad infraoxfordiense y la sección condensada se dispone un tramo calcáreo, de escaso espesor (menos de 1 m) y generalmente rico en oolitos ferruginosos retrabajados, que podría ser interpretado como parte del tracto sedimentario transgresivo (*transgressive system tract*). Estos fenómenos tienen una gran extensión lateral y constituyen el conjunto denominado «oolito ferruginoso superior» o la «capa de oolitos ferruginosos de Arroyofrío» (Gómez, 1979; Gómez & Goy, 1979).

La discontinuidad infraoxfordiense también se puede presentar como una verdadera discordancia (hasta 10°), caso de Les Voltes (corte el río Matarranya, al S de Beseit), del pantano de Gallipuen y del collado de Majalinos (carretera de Ejulve a Aliaga) (Bulard, 1972).

La laguna estratigráfica asociada a la discontinuidad infraoxfordiense normalmente suele abarcar la parte alta del Calloviense medio y el Oxfordiense inferior, concretamente en el sector comprendido entre Ràfels y Ariño. De allí hacia el NW (Bajo Aragón) y el SE (Cordillera Costero Catalana) la laguna se va haciendo más pequeña, para abarcar solamente al Calloviense superior y Oxfordiense inferior (Bulard, 1972). Excepcionalmente en el sector de Ejulve la laguna adquiere la mayor dimensión de tiempo, abarcando además al Bathoniense medio y superior.

El límite superior de la SD oxfordiense está formado por una discontinuidad de tipo subáereo y conlleva la emersión de bloques y entradas significativas de terrígenos siliciclásticos en los sectores marginales de las cuencas, como ocurre en Cameros. En áreas más distales, como es el caso que nos ocupa, esta discontinuidad finioxfordiense se hace prácticamente imperceptible por no haber habido emersión y erosión, produciéndose la correlativa conformidad. La discontinuidad finioxfordiense se situaría en la porción terminal de la Fm de calizas con esponjas de Iàtova y quedaría representada por una paraconformidad difícil de detectar, o por un *hard-ground* cuando se suma a la superficie de transgresión de la secuencia de depósito suprayacente. La laguna estratigráfica asociada suele durar normalmente una parte de la zona de *planula* (Oxfordiense superior terminal) y sólo en algunas ocasiones abarca la zona subyacente de *bimammatum*, como en Aguilón (Bulard, 1972).

La secuencia de depósito oxfordiense se halla presente en el dominio meridional de la Cordillera Costero Catalana, concretamente en los Ports de Tortosa y también en Tivissa, en la Serra de la Creu, donde curiosamente alcanza la máxima potencia con facies calcareníticas (hasta 40 m). En el sector de los Ports de Tortosa aun está representada por depósitos bastante potentes (hasta 25 m), pero que hacia el W se van adelgazando progresiva-

mente (menos de 10 m). Entre Beseit y Alcorisa se la reconoce también con facies muy parecidas en varios afloramientos (10-12 m). En el sector más noroccidental del área estudiada, al W de Alcorisa, disminuye considerablemente la potencia de esta unidad (1-6 m). Más hacia el S, también se encuentran materiales oxfordienses en la Adzeneta del Maestrat y en Vistabella del Maestrat. Los afloramientos más meridionales del área estudiada están cerca de Castellón de la Plana, en el sector del Desert de les Palmes, en Borriol y Vilafamés (Canerot et al., 1984).

La secuencia de depósito kimmeridgiense

La SD kimmeridgiense está constituida por tres unidades litoestratigráficas con el rango de formaciones: 1) la Fm de margas de Sot de Xera, 2) la Fm de calizas de Polpís y 3) la Fm de margas del Mas de Ascla (Salas, 1987). Cada una de estas unidades pasa lateral y verticalmente a su inmediata superior (Figs. 3, 4, 5.). La Fm de margas de Sot de Xera sólo se encuentra en los sectores marginales de las cuencas y la Fm de margas del Mas de Ascla sólo está bien desarrollada en el depocentro de la cuenca del Maestrat (sector de la Salzedella-Sta. Magdalena de Polpís). En la Cordillera Costero Catalana los materiales de esta secuencia de depósito, como el resto del Malm, suelen estar afectados por una importante dolomitización.

La Fm. de calizas de Polpís (Salas, 1987) equivaldría a una parte de la Fm de la ritmita calcárea de la Loriguilla, definida en el sector valenciano de la rama castellana de la Cordillera Ibérica por Gómez (1979). Igualmente equivaldría a una parte de la Fm de margas de Moyuela del sector de Muniesa-Montalbán (Van Ginkel & Mekel, 1976).

La Fm de calizas de Polpís presenta el máximo desarrollo en la localidad tipo (la Salzedella-Santa Magdalena de Polpís). Está formada fundamentalmente por *mudstones* con estratificación de orden decimétrico y ordenación estratocreciente, llegando a superar el conjunto los 400 m de potencia. El contenido fósil es escaso, aunque de manera localizada se disponen acumulaciones de bioclastos (braquiópodos, equinidos, bivalvos,...). A escala microscópica se han identificado *Saccocoma*, *Globochaete* y espículas de esponjas. Los ammonites suelen ser poco abundantes. En la Serra de Encanes (la Salzedella) se han localizado arrecifes de esponjas. Espectaculares olistolitos, slumps y truncamientos, nos indican la existencia de la pendiente deposicional suficiente para llegar a producir la delapsión del sedimento más o menos consolidado.

Las calizas de la Fm de Polpís se adelgazan considerablemente hacia el W, unos 200 m en Vistabella, más de 150 m en la Serra de la Espareguera y 60 m en Argelita. Pero la reducción es aun más apreciable hacia el N, con tan solo unos 50 m en la escama de la Ginebrosa. En el sector de Calanda el techo de la Fm de Polpís (o de su equivalente lateral: la Fm de la Loriguilla) contiene ammonites de la zona de *Hybonotum*, pertenecientes ya a la base del Titónico Inferior (Atrops & Meléndez, 1985).

En el depocentro de la cuenca del Maestrat la Fm de Polpís es recubierta de forma transicional por una unidad margosa: la Fm de margas del Mas de Ascla (Salas, 1987), existiendo entre ambas unidades una relación de paso lateral y vertical a nivel de cuenca (Fig. 3). Se trata de *mudstones* arcillosos y limosos, frecuentemente con laminación bien preservada, que alternan con intercalaciones de margas muy hojosas (hasta 300 m). En fractura fresca el color es siempre de tonalidades grises-azuladas. El contenido faunístico es más bien escaso, el fósil más abundante es un pequeño bivalvo (*Gervillella*) que suele encontrarse casi siempre en forma de moldes, pequeños ostreidos (*Exogyra virguliana*), tallos de crinoideos, algunos restos de peces y en la parte superior de la unidad el foraminífero bentónico *Evertecyclamina virguliana*. Los ammonites recogidos indican una edad kimmeridgiense. El tercio superior de la unidad es una recurrencia a las litofacies de la unidad subyacente (Fm de Polpís), con escasas intercalaciones margosas y el progresivo incremento hacia techo de componentes marinos someros (foraminíferos bentónicos, moluscos, oolitos...), organizándose en una macrosecuencia de somerización.

En el sector nororiental de la Zona de Enlace, la base de la SD kimmeridgiense está formada por una unidad margosa: la Fm de margas de Sot de Xera. En los Ports de Beseit está formada por 15-20 m de margas oscuras con pasadas de margocalizas muy ricas en glauconita. En la escama de la Ginebrosa (hasta 15 m) en la base se disponen margas blanquecinas con ostrácodos (hasta 6 m) con algunos bancos más calcáreos que presentan disyunción bolar. Siguen calizas margosas (hasta 9 m) con restos de tubos de serpúlidos y ammonites de edad kimmeridgiense inferior. Por encima se disponen las calizas micríticas laminadas y tableadas de la Fm. de Polpís, a las cuales pasan de forma gradual.

El límite basal de la SD kimmeridgiense es la discontinuidad finioxfordiense ya descrita anteriormente. El límite superior es una discontinuidad infratitónica que se hace bastante difícil de reconocer en el área estudiada, dado que nos encontraríamos en una situación relativamente distal y con una tasa de subsidencia muy elevada. En estas condiciones puede ser que no haya discontinuidad, si no su correlativa conformidad. Pero en sectores más marginales se producen importantes entradas de detríticos que indicarían la emersión y basculamiento de bloques en relación con una caída relativa significativa del nivel del mar. Al NW de Alacón la discontinuidad infratitónica se hace ya más patente por tratarse de facies más someras (Aurell, 1988).

La discontinuidad infratitónica está en relación con eventos paleogeográficos importantes que modifican notablemente la extensión y distribución de las tierras emergidas y las zonas inundadas por el mar en el borde oriental de Iberia. Desde el Oxfordiense superior el Bloque o Macizo del Ebro da muestras de actividad, suministrando aportes significativos de terrígenos siliciclásticos. Posteriormente, a partir del Titónico basal, el

Macizo del Ebro se integra a la Meseta y se cierra el denominado "Estrecho de Soria" (Mas & Alonso, 1988). De este modo se corta la comunicación entre la «mar cantábrica» y la «mar levantina» de las cuencas del borde oriental de Iberia (Bulard, 1972). A partir de este momento, estas cuencas serán como entradas o golfos que se abrirán hacia el E, hacia la Mesogea y reflejarán una evolución tectosedimentaria característica que favorecerá la deposición de espesores importantes de sedimentos marinos de aguas someras.

En el depocentro de la cuenca del Maestrat el tracto sedimentario transgresivo estaría representado por una macrosecuencia de profundización formada por la Fm de Polpís y la mitad inferior, al menos, de la Fm del Mas de Ascla. La superficie de transgresión es un intervalo condensado (*condensed section*) con acumulación de fauna y/o superficies ferruginizadas y perforadas (*hardgrounds*) ricas en glauconita, que se habría originado por una subida relativa rápida del nivel del mar. En el sector N del área estudiada, en dirección del continente, esta superficie de transgresión tiende a sumarse y confundirse con la discontinuidad basal de la secuencia (discontinuidad finioxfordiense). Tal es el caso del sector de Ejulbe y de la escama de la Ginebrosa. El resto de la Fm del Mas de Ascla se organiza en una macrosecuencia de somerización que, muy probablemente con el paquete de dolomías suprayacentes, podría corresponder al tracto sedimentario progradante depositado en una etapa de nivel del mar alto. La superficie basal de progradación viene marcada por acumulaciones de glauconita y en otros sectores también puede estar asociada a un intervalo condensado.

La secuencia de depósito titónico-berriasiense

La secuencia de depósito titónico-berriasiense está formada por dos unidades litoestratigráficas: la Fm de calizas de Bovalar y la Fm de calizas y dolomías de la Pleta (Salas, 1987), las cuales se disponen con una relación de paso lateral-vertical entre ellas (Fig. 3,4,5). La dolomitización de estos materiales puede llegar a ser muy importante, caso de la Cordillera Costero Catalana (Fig. 4,5). Cada una de estas formaciones equivale a una parte de la Fm de calizas con oncolitos de Higuieruelas, definida por Gómez (1979) en el sector valenciano de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. También equivale a la Fm calizas de Mortero del sector de Muniesa-Montalbán (Van Ginkel & Mekel, 1976). Muy probablemente la Fm de Bovalar y la Fm de La Pleta también deben corresponder a la Fm de Higuieruelas y la Fm de Villar del Arzobispo, esta última definida por Mas et al, (1983) en el denominado «Surco Ibérico Suroccidental» del sector valenciano de la Cordillera Ibérica.

La Fm de calizas de Bovalar esta formada por una sucesión carbonatada de alternancias *wackestones-grainstones* que se ordenan en secuencias de

somerización (hasta 925 m). En todas las secciones del área tipo el tramo final (hasta 250 m) se presenta con facies mucho más micríticas y margosas, con los tramos calcareníticos más delgados y espaciados, constituyendo el Mb calizas y margas del Barranc de En Carro (Fig. 3). Inmediatamente por encima del tramo dolomítico basal, aparecen: *Anchispirocyclina lusitanica*, *Pseudocyclamina*, *Trocholina*, *Nautiloculina*, miliólidos, texturados..., También son abundantes las algas dasicladáceas como: *Clypeina jurasica*, *Thaumatoporella parvoversiculifera*..., y también las codiáceas como *Cayeuxia*. En el tramo final (Mb Barranc de En Carro) hacen su aparición *Feurtillia frequens*, *Rectocyclamina* y las algas: *Actinoporella* y *Macroporella*, a la vez que continúa apareciendo *Cayeuxia* y esporádicamente *Likanella campanensis*. En la sección tipo del Barranc de En Carro (la Salzedella) esta unidad queda interrumpida por la aparición de los primeros bancos de calizas con carofitas de la base de la secuencia deposicional suprayacente valanginiense (Fig. 3).

En el corte del Coll de Querol la Fm de Bovalar se encuentra parcialmente dolomitizada (hasta 80 m). Por encima se disponen mudstones laminados con estratificación de orden cm a dm y porosidad fenestral de la Fm de calizas y dolomías de Pleta (Fig. 12).

Mas hacia el N, en el Massis de Garraf y el Montmell, ya en la Cordillera Costero Catalana, la secuencia de depósito titónico-berriasiense se halla representada únicamente por la Fm de la Pleta. En su localidad tipo del camino de la Pleta (M. de Garraf) esta unidad está formada por mudstones laminados y dolomicritas también laminadas, de tonalidades grises u oscuras, normalmente en bancos de orden decimétrico, pero algún tramo de dolomías laminadas puede llegar a los 4 m de espesor. Las estructuras de brechas de retracción son muy abundantes (hasta 50 m). El contenido fósil es más bien pobre: *Clypeina*, *Cylindroporella*, miliólidos..., (Rosell-Ortiz, 1978-79).

La secuencia de depósito titónico-berriasiense se halla presente en toda el área estudiada. De la línea que uniría el Coll de Querol (Morella) con el Montsià hacia el N, predomina la Fm de la Pleta. Al S de esta línea adquieren mayor importancia las facies calcareníticas de la Fm de Bovalar. Localmente, al S de Coves de Vinromà, estas facies pasan a wackestones de *Calpionella*, que representarían los medios más abiertos de la secuencia.

La secuencia de depósito titónico-berriasiense queda limitada en su parte inferior por la discontinuidad infratitónica que se ha descrito anteriormente. El límite superior es también otra discontinuidad de tipo subaéreo y edad finiberriasiense. Esta se manifiesta por entradas importantes de terrigenos siliciclásticos en los bordes de la cuenca, superficies de erosión y relaciones de disconformidad con la base de la secuencia suprayacente y cambios bruscos en la sedimentación. La laguna estratigráfica que conlleva esta discontinuidad puede abarcar el Valanginiense y el Hauteriviense, sobre todo en los sectores marginales de las cuencas donde los terrenos

barremienses descansan sobre los materiales de la SD titónico-berriasiense más o menos erosionados y/o carstificados (Figs. 3,5).

El tracto sedimentario transgresivo de la secuencia deposicional titónico-berriasiense está formado por los materiales de la Fm de Bovalar que recubren expansivamente al substrato pretitónico. El tracto sedimentario regresivo de alto nivel está constituido por el Mb de En Carro, el cual se encuentra muy desarrollado en el depocentro de la cuenca del Maestrat. En los sectores marginales de las cuencas estaría formado por materiales de la Fm de la Pleta.

ANÁLISIS DE FACIES Y MODELOS DEPOSICIONALES

La secuencia de depósito oxfordiense

Dentro de la secuencia de depósito oxfordiense se han distinguido tres principales secuencias y asociaciones de facies: 1) Facies de *packstones* y *grainstones*; 2) Facies de *wackestones* de esponjas y 3) Facies de *mudstones* de protoglobigerinas, que se describen a continuación.

Facies de packstones y grainstones

Están formadas por granos muy consolidados y ligeramente redondeados de 2-6 mm de diámetro. La mayoría son peloides que provienen probablemente de la micritización de fragmentos esqueléticos. Estos componentes están formados principalmente por restos de moluscos, equínidos, tubos de anélidos, algas calcáreas, ostrácodos y foraminíferos bentónicos. En menor proporción también se reconocen foraminíferos planctónicos (protoglobigerinidos), ammonites y espículas de esponjas. Normalmente forman cuerpos de estratificación bien definida, del orden de 2-6 m de potencia, excepcionalmente en el sector de Tivissa llegan a los 40 m de espesor (Mb de calizas de la Serra de la Creu). Se interpretan como el registro de bancos marginales de alta energía (*shoals*), los cuales se situarían en sectores adyacentes a la costa y progradarían sobre las facies subyacentes y más distales y abiertas.

Facies de wackestones de esponjas y ammonites

El componente esquelético principal son grandes fragmentos de espongiarios que en muchas ocasiones pueden conservarse enteros, con morfologías planas y en forma de copa. En algunas localidades pueden llegar a formar pequeñas construcciones con mucho fango carbonático (*bafflesto-*

nes) de hasta algo más de 1 m de altura y escasa continuidad lateral. Estas facies forman cuerpos de 1,5 a 4 m, situándose siempre en posición subyacente a las granosoportadas. También contienen ammonites, equínidos, filamentos, protoglobigerinas, y radiolarios. La presencia de glauconita puede llegar a ser importante en estos materiales. Esta facies se interpreta como depositada en los sectores abiertos de una plataforma de carbonados y fuera de la influencia del oleaje, concretamente de tipo rampa, de la cual formarían su parte más profunda proximal.

Facies de mudstones de protoglobigerinas

Están constituidos básicamente por tramos micríticos de 1,5 a 10 m, con estratificación de orden decimétrico a centimétrico. Son bastante pobres en fauna, con fantasmas de organismos difíciles de identificar y protoglobigerinas. La gran cantidad de fango carbonático y la presencia de foraminíferos planctónicos indican que se trata de sedimentos abiertos y depositados en sectores tranquilos de una plataforma de carbonatos. Se trataría de los sedimentos más distales, o de rampa más profunda distal, de la plataforma de tipo rampa oxfordiense.

Modelo deposicional

Las tres facies descritas se suelen encontrar generalmente juntas constituyendo la Fm de Iátova y ordenadas verticalmente en secuencias de somerización. Los *mudstones* de protoglobigerinas se sitúan en la parte basal de las secuencias y las calcarenitas en la parte superior. La repetición de esta secuencia suele ser de dos o tres ciclos; localmente puede faltar algún término, pero generalmente la ciclicidad acostumbra a estar bien marcada y ser bastante constante. Excepcionalmente en Tivissa (sector meridional de las Cordilleras Costero Catalanas) solamente hay las facies calcareníticas y muy desarrolladas, lo cual significaría que la Serra de la Creu de Tivissa se situaría paleogeográficamente en un sector marginal de la plataforma de carbonatos oxfordiense.

La gran extensión lateral (más de 100 km) y la también gran homogeneidad de las facies descritas, así como la falta de slumps o de depósitos de talud que puedan indicar la existencia de pendientes deposicionales, parecen encaminar la interpretación hacia un tipo de plataforma de carbonatos de tipo rampa homoclinal (Ahr, 1973; Read, 1985) que se abriría hacia el S (Fig. 6).

La secuencia de depósito kimmeridgiense

En la secuencia de depósito kimmeridgiense se han distinguido cuatro grandes asociaciones de facies o secuencias de facies: 1) facies de margas

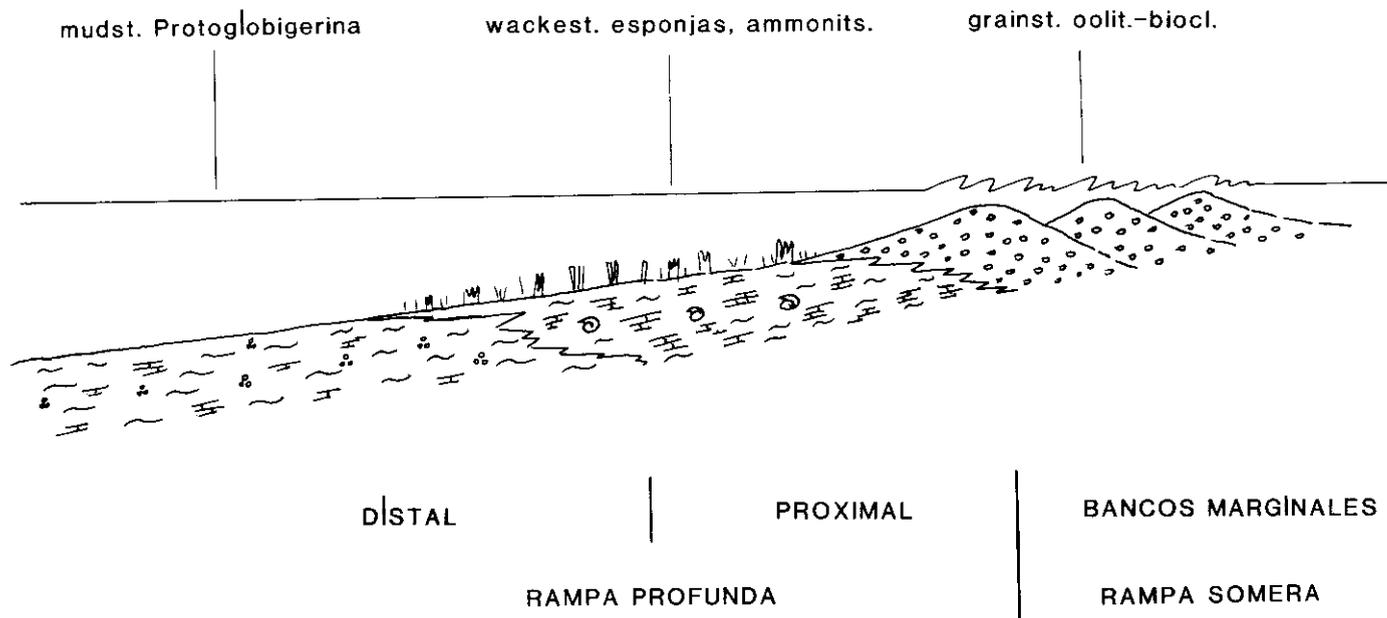


Fig. 6.—Modelo deposicional de la secuencia de depósito oxfordiense. Plataforma de carbonatos de tipo rampa homoclinal.

Fig. 6.—Depositional model of the Oxfordian depositional sequence. Homoclinal ramp carbonate platform.

oscuras; 2) facies de *mudstones*; 3) facies de *mudstones* con olistolitos y arrecifes y 4) facies de margas y margocalizas hojosas.

Facies de margas oscuras

Están formadas por margas con intercalaciones de *mudstones* arcillosos y algunas pasadas arenosas. Estos materiales se van enriqueciendo en cuarzo hacia los bordes de cuenca, hacia el Macizo del Ebro y pasan lateral y verticalmente a los materiales suprayacentes, claramente marinos, de la Fm de Polpís. La fauna de estas margas es mayoritariamente marina, pero también se encuentran mezclados algunos restos vegetales. Esta facies corresponde a los materiales de la Fm de Sot de Xera.

Estos materiales se habrían depositado en un medio sedimentario marino litoral de aguas poco agitadas. El carácter terrigénico del sedimento, el contenido fósil y las relaciones con las facies adyacentes, inclinan a considerar esta facies margosa como depositada en un medio de prodelta.

Facies de mudstones

Están constituidas por calizas micríticas grises y azul oscuras, frecuentemente limolíticas, con algunas pasadas de *wackestones* y son muy ricas en nódulos de pirita. Las capas son delgadas, de orden decimétrico a centimétrico, con contactos bien definidos y prácticamente paralelos. En los interestratos es frecuente encontrar pasadas muy delgadas de margas. Algunas capas de orden decimétrico poseen estructura turbidítica, con fragmentos de fósiles (braquiópodos, moluscos, equinidos...) claramente desorganizados y con evidencias de acumulación en la base, seguidos de *mudstones* laminados que pueden conservar la laminación, a veces cruzada, a techo. El apilamiento de estos bancos micríticos da una clara impresión de ritmicidad, con una cierta tendencia a formar secuencias menores estratocrecientes. Estas facies en el Coll del Vidre presentan buenos ejemplos de *slumps* con pliegues de orden métrico en forma de rodilla. Estos materiales corresponden a una parte de la Fm de Polpís.

Estas facies de *mudstones* se han interpretado como carbonatos profundos, depositados en una plataforma de tipo rampa; concretamente en el sector proximal de la rampa más profunda. Se habrían originado por la deposición de fango carbonático que se pondría en suspensión procedente de las zonas más someras de producción de carbonatos de la plataforma. Aparte del proceso de la simple suspensión, también podrían haberse producido mecanismos de suspensiones turbulentas, las cuales darían lugar a las secuencias turbidíticas, probablemente originadas por corrientes turbidíticas de baja densidad (Loewe, 1972).

Facies de mudstones con olistolitos y arrecifes

Esta asociación de facies, que también forma parte de la Fm de Polpís, presenta muchas características de la anterior, no obstante se diferencia de aquella por poseer las siguientes peculiaridades: 1) mayor número de secuencias turbidíticas; 2) presencia de grandes olistolitos y 3) construcciones arrecifales de esponjas.

Los deslizamientos submarinos de masas sedimentarias, más o menos consolidadas, son bastante frecuentes, principalmente de tipo olistostrómico con truncaciones en la base. Estas delapsiones pueden tener hasta 10 m de altura y algunas decenas de metros de longitud.

Los arrecifes son *bafflestones* de esponjas de geometría biohermal (hasta 50 m de altura), sobre los que se acúan las capas de las facies adyacentes micríticas. El sedimento de estos arrecifes, igual que el de las facies adyacentes, es rico en *Saccocoma* y foraminíferos planctónicos. Algunos tramos del sedimento iterarrecifal conservan la laminación bien desarrollada cuando la bioturbación ha sido escasa o nula.

Esta asociación de facies se interpreta como propia del sector distal más profundo y del talud de una plataforma de carbonatos de tipo rampa distalmente acentuada (*distally steepened ramp*) (Read, 1985), con la típica sedimentación rítmica de estratificación delgada de mudstones limolíticos de periplataforma. Los arrecifes de fango carbonático y esponjas ocuparían el sector más distal de la rampa profunda, en tránsito al talud.

Facies de margas y margocalizas hojosas

Se trata de una asociación de facies que está formada por las siguientes facies elementales: a) *mudstones* grises; b) *mudstones* laminados; c) margocalizas laminadas y d) *mudstones* laminados oscuros con bandas beige (Fig. 7).

La facies de *mudstones* grises presenta estratificación de decimétrica a métrica, con restos de ammonites, braquiópodos, pequeños bivalvos..., y fragmentos de tubos de serpúlidos. Los bioclastos se disponen como si estuvieran flotando dentro de la matriz micrítica y presentan ordenación granodecreciente, frecuentemente con tendencia a formar líneas o bandas, sobre todo los tubos de serpúlidos. Todos estos detalles nos indicarían que los bioclastos estarían retrabajados y se habrían acumulado sobre determinadas superficies dando lugar a las distribuciones lineales. La bioturbación está siempre presente en esta facies.

Los *mudstones* laminados son de tonalidades grises oscuras, con alteraciones a beige amarillento y prácticamente azoicos. Las margocalizas laminadas son de coloraciones azul oscuras, con alteraciones a tonalidades más claras. La laminación puede llegar a ser muy intensa, de orden mili-

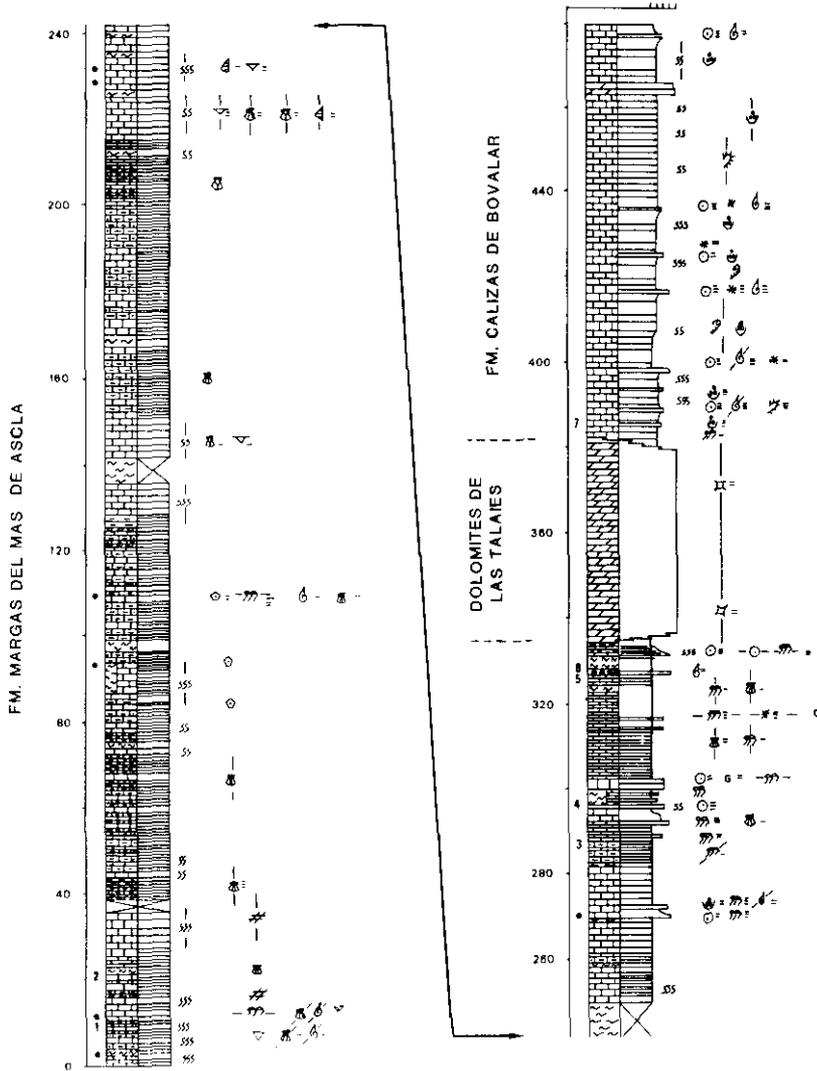


Fig. 7.—La Fm de margas del Mas de Ascla (SD kimmeridgiense). Los 250 m basales constituyen una macrosecuencia de profundización (cortejo sedimentario transgresivo) y los 90 m restantes superiores se organizan en una macrosecuencia de somerización (cortejo sedimentario depositado en una etapa de nivel del mar alto). Por encima del paquete dolomítico se disponen los materiales de la Fm de Bovalar, ordenados en secuencias de somerización. Sector de La Salzedella-Ermita de St. Josep.

Fig 7.—Mas de Ascla marls Fm. (Kimmeridgian DS). Lower part (250 m) consists of deepening sequence (Transgressive system tract), and upper part (90 m) represents a shallowing upwards sequence (Higstand system tract). The Bovalar Fm. overlays the dolomitic body. Salzedella sector.

nétrico, confiriendo a la roca un aspecto hojoso característico. Contiene abundantes moldes del pequeño bivalvo *Garvillella*, que se comporta como pifauna filtradora de suspensiones y es característico de medios empobrecidos en oxígeno, con algunos restos diseminados de crinoideos.

En la facies de *mudstones* laminados oscuros con bandas beige, estas últimas corresponden a zonas muy bioturbadas, con la total destrucción de la laminación original. Esta sucesión vertical, de bandas bioturbadas beige y tramos laminados más oscuros, sugiere la alternancia en el tiempo de etapas con condiciones más oxigenadas y episodios restringidos de empobrecimiento en oxígeno.

Sintetizando, se pueden agrupar todas estas facies en dos grandes grupos: i) facies normales y ii) facies restringidas. Las primeras englobarían las facies de tipo «a) *mudstones* grises» con buena bioturbación. El segundo grupo abarcaría las otras tres facies, donde se darían condiciones anóxicas, que en algunos casos podrían alternarse en el tiempo con etapas normales menores, o más ricas en oxígeno, permitiendo la instalación de infauna bioturbadora del sedimento más rico en materia orgánica.

El contenido en carbono orgánico total (COT) de las facies de margas y margocalizas hojosas llega a ser en superficie del orden de 1,2 %. Estas facies anóxicas de la Fm del Mas de Ascla se han cuestionado por algunos autores como la posible roca madre del crudo del campo de Amposta (Albaiges et al., 1986).

El conjunto de estas facies margosas, que corresponden a la Fm del Mas de Ascla, se interpretan como depósitos de cuenca, con aguas tranquilas y episodios anóxicos. Hay que remarcar que estos materiales ocupan un sector muy concreto del depocentro y centro de cuenca kimmeridgiense de la cuenca del Maestrat, entre La Salzedella y Sta. Magdalena de Polpís.

Modelo deposicional

El modelo deposicional deducido para la secuencia de depósito kimmeridgiense es una plataforma de carbonatos extensa, del tipo rampa distalmente acentuada (*distally steepened ramp*) (Read, 1985) de más de 100 km de longitud (Fig. 8). Los sectores más marginales del área estudiada estarían ocupados por los sedimentos margosos de prodelta de la Fm Sot de Xera (facies de margas oscuras). La facies de rampa más profunda y de talud estarían constituidos por los carbonatos de la Fm de Polpís (facies de *mudstones* y de *mudstones* con olistolitos y arrecifes). Finalmente, los sedimentos de cuenca estarían representados por las facies margosas de la Fm del Mas de Ascla.

La secuencia de depósito titónico-berriasiense

La secuencia de depósito titónico-berriasiense se compone de cuatro grandes asociaciones de facies o secuencias de facies: 1) facies de *mudsto-*

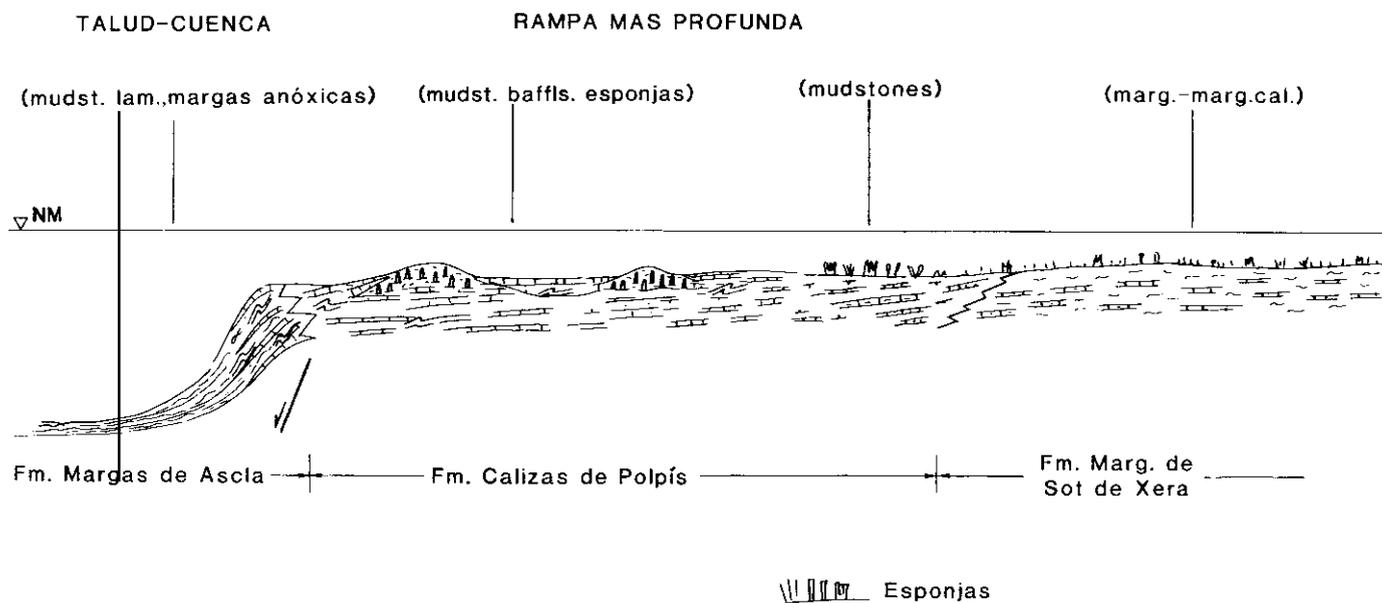


Fig. 8.—Modelo deposicional de la secuencia de depósito kimmeridgiense. Plataforma de carbonatos de tipo rampa distalmente acentuada (*distally steepened ramp*).

Fig. 8.—Depositional model of the Kimmeridgian depositional sequence interpreted as distally steepened ramp.

nes y dolomías laminadas; 2) facies de *wackestones* y *mudstones*; 3) facies calcareníticas y 4) facies de *wackestones* de calpionélidos.

Facies de mudstones y dolomías laminadas

Se ordenan en secuencias de somerización fangosas (*muddy*) de hasta 3 metros de potencia, donde se pueden distinguir las siguientes facies: a) facies de *packstones* y *wackestones*; b) facies de *mudstones* laminados; c) facies de margas nodulosas y d) facies de oncolitos y *grainstones*.

Las facies de *packstones* y *wackestones* contienen foraminíferos bentónicos, dasicladáceas, fragmentos de moluscos... Algunos de estos bancos (hasta 1 m) presentan bases erosivas con acumulación de intraclastos y oncolitos, las cuales podrían ser interpretadas como el depósito de canales muy laxos. En conjunto, se trataría de las facies con el carácter más submareal de un sistema de llanura mareal carbonática (facies SM, Fig. 9).

Los *mudstones* laminados presentan porosidad fenestral y pueden llegar a estar muy bioturbados con la destrucción de la laminación original. Están formados por laminaciones planas y muy tenues de orden milimétrico. No se han reconocido moldes de evaporitas y localmente estas facies pueden presentar laminación cruzada de *ripple*. Se han interpretado como laminaciones criptoalgales producidas por la actividad de cianobacterias en medios inter-supramareales de una llanura de mareas carbonática.

Las facies de margas nodulosas son de coloraciones verdosas, con señales de raíces y estructuras de edafización propias de los suelos hidromorfos. Algunos niveles son muy ricos en carofitas. Corresponderían a los medios supramareales depositados en sistemas de marismas costeras (facies Ms, Fig. 9).

Las facies de oncolitos y *grainstones* se disponen en cuerpos lenticulares de base erosiva y continuidad lateral de algunos metros. En la base suele encontrarse un *lag* de intraclastos de fragmentos de las facies laminadas adyacentes y suprayacentes (*flat pebbles*) y por encima importantes acumulaciones de oncolitos que superiormente pasan a *grainstones* bioclásticos. Estos cuerpos fusiformes de carbonatos granosoportados se han interpretado como canales de marea (Fig. 9).

Esta asociación de facies se interpreta como de llanura mareal carbonática y corresponde a la Fm de La Pleta, la cual tiene una gran extensión lateral en el área de estudio. Ocuparía un amplio sector marginal de la plataforma carbonática titónica-berriasiense (Fig. 13), desde el Coll de Querol (S de Morella) hacia el W, hasta el M. de Garraf, donde se encuentra la localidad tipo de la unidad.

Facies de wackestones y mudstones

Constituyen siempre los términos basales de secuencias de somerización de alta energía que terminarían generalmente con paquetes de *grains-*

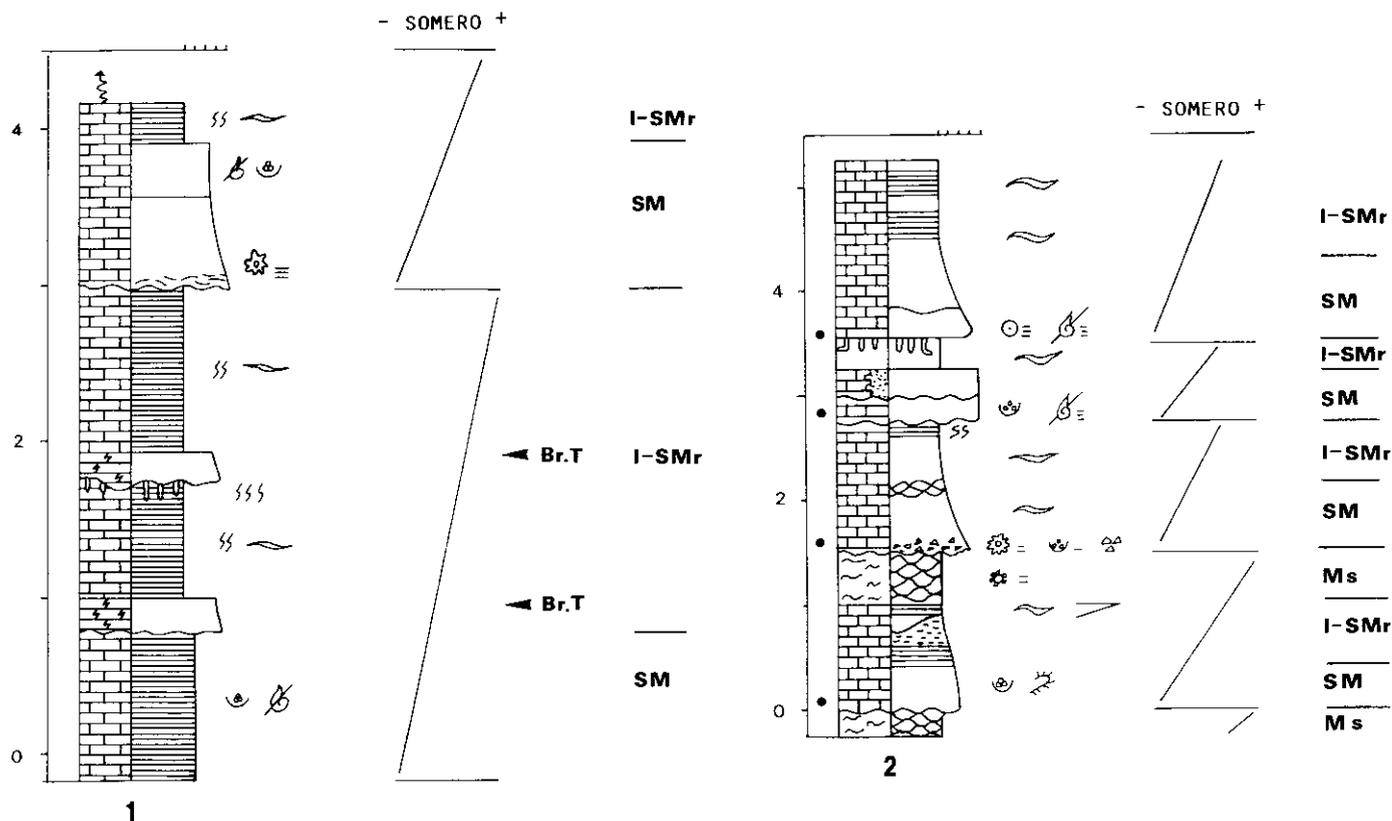


Fig. 9.—Secuencias de somerización fangosas (*muddy*) en la llanura de marea de la Fm de La Pleta (SD titónico-berriasiense). SM, Submareal. I, Intermareal. SMr, Supramareal. Ms, Marismas y BrT, Brechas de tormenta. Coll de Querol, carretera N-232, km 50.

Fig. 9.—Shallowing muddy sequences in the peritidal flat deposits of La Pleta Fm. (Tithonian-Berriasian DS). SM, Subtidal. I, Intertidal. SMr, Supratidal. Ms, Carbonate swamp and BrT, Storm breccias. Coll de Querol section, road N-232, near 50 km.

tones (Fig. 10). Están compuestos por foraminíferos bentónicos, moluscos, algas calcáreas, algún resto vegetal y abundante bioturbación (hasta 12 m). Los ostréidos y las dasicladáceas pueden llegar a ser importantes componentes. Las intercalaciones margosas se hacen importantes en algunos sectores (2-4 m) y contienen moluscos y oogonios de carofitas retrabajados, en el sector de La Salzedella pueden alcanzar los 10 m. Estas facies se han interpretado como depósitos de *lagoon* (Fig. 13).

Facies calcareníticas

Las facies calcareníticas están formadas por *grainstones* y *packstones* oolítico-bioclásticos de moluscos, foraminíferos bentónicos, algas calcáreas..., pellets y oncolitos. Suelen representar casi siempre los términos superiores de secuencias de somerización de alta energía (*grainy*) (Fig. 10), aunque en algunos casos estas secuencias pueden terminar con facies de *mudstones* laminados y porosidad fenestral que reflejarían episodios de tipo supra-intermareal (Fig. 11) al final de los ciclos de somerización. Estos cuerpos calcareníticos (más de 10 m) se interpretan como bancos marginales (*shoals*) que cerrarían a una zona más protegida de la plataforma de carbonatos o del *lagoon* (Fig. 13).

Las facies de complejos de bancos bioclásticos, más hacia el S, en el sector de Les Coves de Vinroma, pasan a facies de plataforma abierta, con *wackestones* de Callionélidos y tintínidos, que corresponderían a los medios de plataforma abierta y más profunda. Mientras que a partir del Coll de Querol (S de Morella) hacia el W pasan a las facies primareales de la Fm de la Pleta (Fig.12)

Modelo deposicional

Durante la secuencia de depósito titónico-berriasiense se instala un tipo de plataforma de carbonatos somera con los medios deposicionales muy bien diferenciados. Por la distribución de facies que presenta podría compararse al tipo de rampa homoclinal de Read (1985). Extensas llanuras de marea (Fm de la Pleta), parcialmente dolomitizadas, son limitadas por complejos barrera de bancos marginales calcareníticos (*shoals*) (Fm de Bovalar) con las facies asociadas de *lagoon*, los cuales pasan a facies más abiertas de callionélidos hacia dominios más marinos (Fig. 13).

HISTORIA EVOLUTIVA

El intervalo Oxfordiense-Berriasiense de las Cordilleras Ibérica oriental y Costero Catalana meridional está formado por tres secuencias de depósito que muestran los siguientes tipos de plataformas de carbonatos:

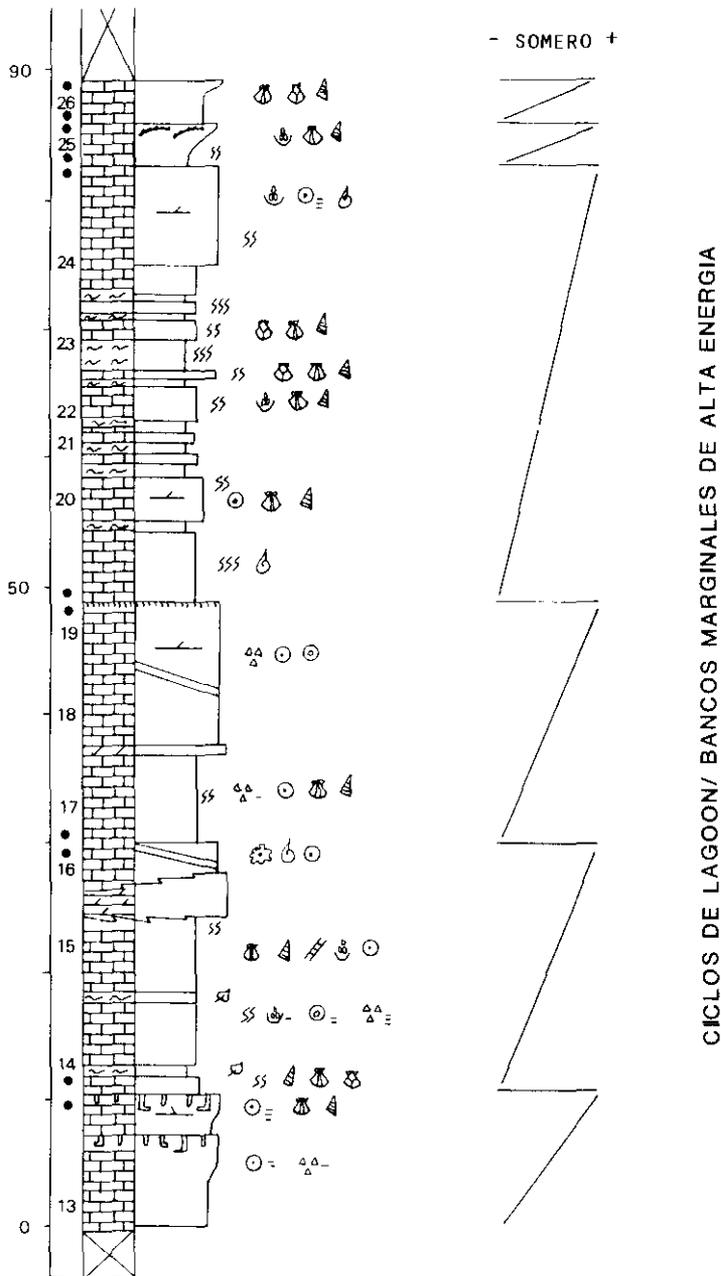


Fig. 10.—Fm de Bovalar (SD titónico-berriasiense), secuencias de somerización calcareníticas (*rainy*). Carretera de Cincorres al Portell de Morella, proximidades del km 14.5.

Fig. 10.—Shallowing grany sequences in the Bovalar Fm (Tithonian-Berriasian DS). Road from Cincorres to Portell de Morella, near 14.5 km.

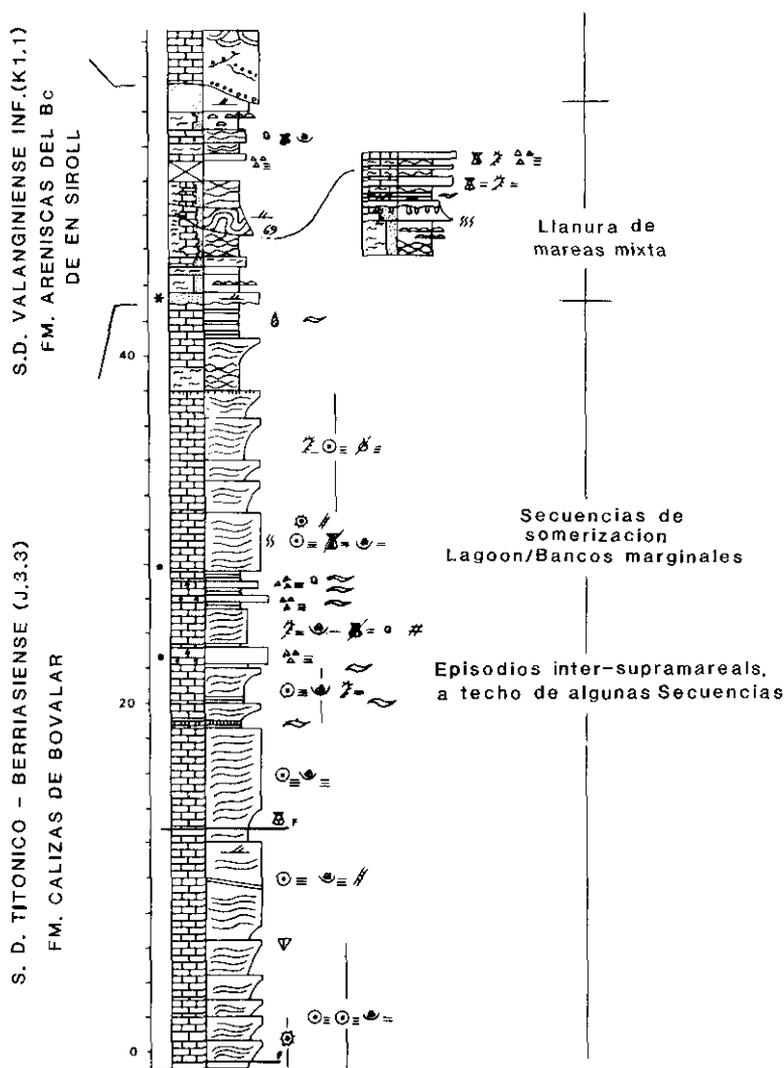


Fig. 11.—Fm de Bovalar (SD titónico-berriasiense). Secuencias de somerización calcareníticas de alta energía (*grainy*). En el techo de algunas secuencias se han preservado episodios inter-supramareales. En la parte superior de la serie se dispone la Fm del Bc. de En Siroll, de la base de la SD valanginiense. Carretera del santuario del Avellà (Cati).

Fig. 11.—High energy shallowig grainy sequence in the Bovalar Fm. Inter-supratidal sediments has been preserved in the upper part of the shallowing sequences. The Bc. de Ensiroll Fm. (lowermost par of the Valanginian DS) overlays the Bovalar Fm. Santuario del Avellà road (Cati).

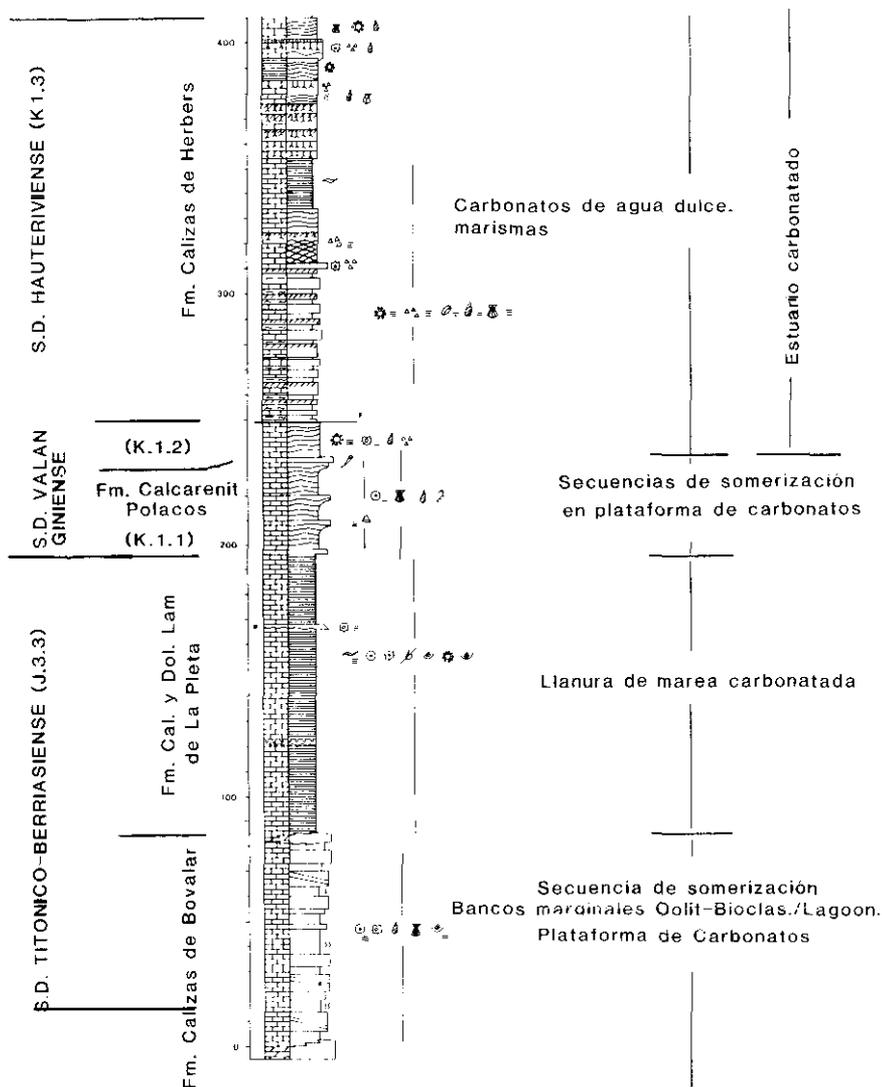


Fig. 12.—En el tramo inferior de la serie se observa el contacto aparentemente transicional entre la Fm de Bovalar y la Fm de La Pleta (SD titónico-berriasienne). La primera unidad constituye el cortejo sedimentario transgresivo y la segunda, en los sectores marginales de las cuencas, el cortejo sedimentario regresivo depositado en una etapa de nivel del mar alto. Por encima se sitúan las SD valanginienses (Fm de los Polacos y Fm de La Bastida) seguidas de la SD hauteriviense (Fm de Herbers). Serie del Coll de Querol, desde el puente del Bc. de la Bota.

Fig. 12.—The boundary between the Bovalar Fm and the La Pleta Fm is observed in the lower part of the section. The first unit constitutes the transgressive system tract, and the second unit (only in the margins basins) consists the hightand system tract. Over La Pleta Fm are located Valanginian DS (Polacos Fm and Bastida Fm) which are followed by the Hauterivian DS (Herbers Fm). Coll de Querol section, near the Bc de la Bota bridge.

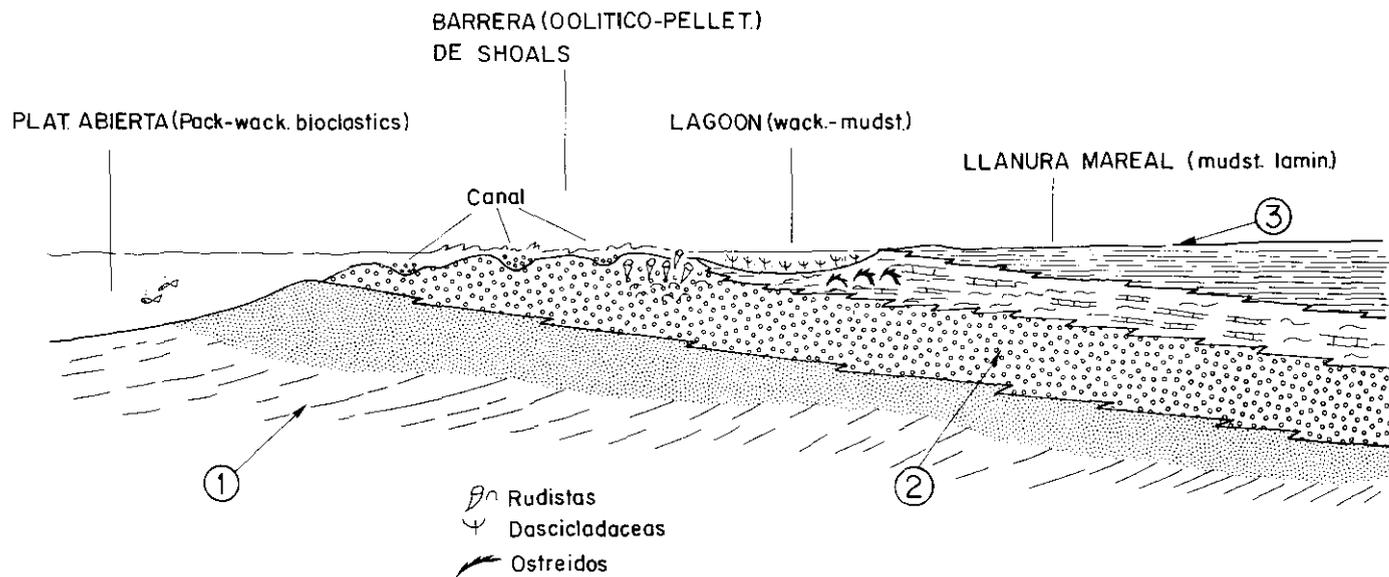


Fig. 13.—Modelo deposicional de la SD titónico-berriasiense para la etapa regresiva progradante. 1, Calizas de calpionélidos. 2, Calizas oolítico-biolásticas (Fm de Bovalar), bancos marginales de alta energía (bajos) con las facies asociadas de lagoon. 3, Calizas laminadas, parcialmente dolomitizadas, de llanura mareal (Fm de La Pleta).

Fig. 13.—Depositional model of the Tithonian-Berriasian depositional sequence during the regressive progradational stage. 1, Calpionellid limestones. 2, Oolitic-bioclasic limestones (Bovalar Fm), high-energy shoals and related lagoonal facies. 3, Peritidal laminated limestones partially dolomitized (La Pleta Fm).

1) rampa homoclinal (Oxfordiense); 2) rampa distalmente acentuada (Kimmeridgiense), y 3) plataforma somera (Titónico-Berriasiense) (figura 14).

Rampa homoclinal (Oxfordiense). Tiene una gran extensión lateral, con más de 150 km de longitud por otros tantos de anchura. Las facies de rampa somera de alta energía solo se han reconocido en el sector de Tivissa, formando un cinturón estrecho (hasta 2 km de anchura) y relativamente potente (hasta 40 m). Las facies de rampa más profunda son las de mayor extensión y menor espesor (hasta 25 m), constituyendo prácticamente la totalidad de los terrenos oxfordienses del área estudiada (Fig. 14).

La tectónica distensiva debe haber jugado un papel importante en el control de la sedimentación carbonática. Los efectos de la reactivación del régimen tectónico distensivo se ponen de manifiesto desde el Oxfordiense inferior, con el basculamiento de bloques y los cambios de configuración y orientación de las cuencas. Así, los materiales oxfordienses pueden encontrarse discordantes sobre el substrato calloviense y las cuencas del Malm se abren hacia el S y SE, en oposición a las del Dogger que lo hacían hacia el NE (Vandellós-Salou). Una subida relativa brusca del nivel del mar (Oxfordiense terminal), después de una caída relativa corta del mismo, produce la inundación de la plataforma con la formación de hardgrounds, niveles glauconíticos y la deposición de sedimentos hemipelágicos de la secuencia suprayacente sobre facies someras marginales (Tivissa).

Rampa distalmente acentuada (Kimmeridgiense). Presenta también una gran extensión, de orden similar a la plataforma oxfordiense (más de 150 kilómetros de longitud por más de 150 km de anchura). Las facies de rampa somera no se reconocen en el área estudiada. Las facies de rampa más profunda proximal (*mudstones* ritmicos) ocupan la mayor extensión (más de 100 km de anchura) con espesores inferiores, no obstante, a las facies más distales (hasta 200 m). Las facies de rampa más profunda distal y de talud se distribuyen en un cinturón alargado de dirección NE-SW (hasta 150 km de anchura) que ofrece las mayores potencias (hasta 450 m). Las facies de cuenca ocupan un sector muy concreto, en La Salzedella, formando un cinturón estrecho y alargado (50 km por 10 km) y bastante potente (hasta 300 m) (Fig. 14).

La sedimentación y la geometría de esta plataforma están controladas principalmente por la subsidencia tectónica que crece espectacularmente durante el Kimmeridgiense. Así se pasa de 2.3 m/Ma de velocidad de subsidencia tectónica del zócalo al aire libre del Oxfordiense a 42.8 m/Ma del Kimmeridgiense (Salas, 1987). Pero al mismo tiempo tiene que haber también una gran capacidad de producción de sedimento carbonático por los organismos, capaz de compensar la elevada tasa de subsidencia tectónica. La reactivación del régimen tectónico extensivo, iniciada en el Oxfordiense, alcanza el máximo durante el Kimmeridgiense, produciendo la evolución de la rampa homoclinal oxfordiense, de escasa potencia, a

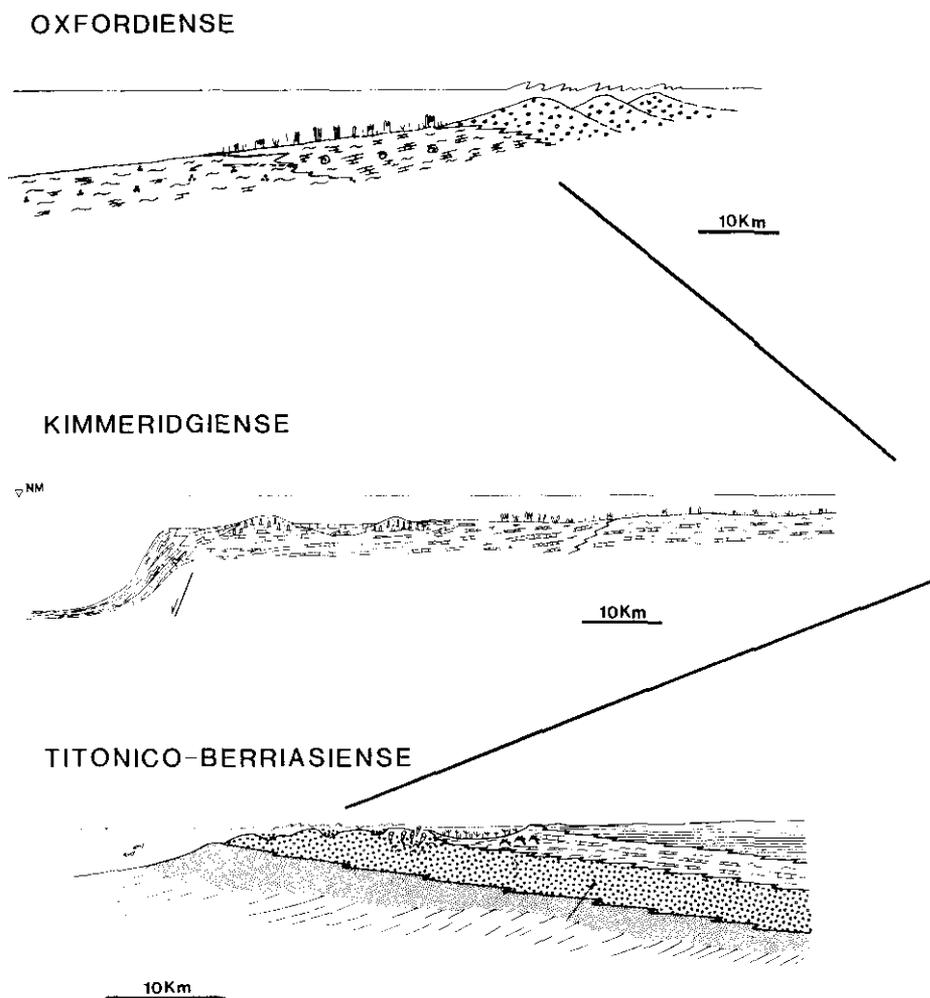


Fig. 14.—Historia evolutiva de los tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Valanginiense: 1, Rampa homoclinal (Oxfordiense). 2, Rampa distalmente acentuada (Kimmeridgiense) y 3, Plataforma somera de poca pendiente deposicional (Titónico-Berriasiense). Las líneas correlacionan el tránsito de plataforma (rampa) somera a plataforma (rampa) más profunda proximal de cada tipo.

Fig. 14.—Evolution of the carbonate platforms types during the Oxfordian-Valanginian interval: 1) Homoclinal ramp (Oxfordian); 2) Distally steepened ramp (Kimmeridgian) and 3) Shallow platform with gentle slope (Tithonian-Berriasian). The lines correlate the passage from shallow to proximal deeper carbonate (ramp) platforms.

una rampa distalmente acentuada (*distally steepened ramp*) muy potente, con un talud que muestra fenómenos de resedimentación y las facies de

cuenca episodios anóxicos. La caída relativa del nivel del mar del Titónico basal causa la entrada de terrígenos siliciclásticos y el cese de la sedimentación carbonática en zonas mucho más marginales, ya fuera del área de estudio. En nuestra área, con el inicio de la nueva subida relativa del nivel del mar, se produce un cambio brusco en la sedimentación y se depositan carbonatos muy someros, de alta energía, de la secuencia suprayacente, sobre las facies de rampa profunda kimmeridgiense.

Plataforma somera (Titónico-Berriasiense). Extensas llanuras de marea (más de 60 km de anchura) bastante potentes (hasta 100 m), quedan limitadas por bajíos de bancos marginales oolítico-bioclásticos y las áreas adyacentes de lagoon (más de 100 km de anchura) acumulados en grandes espesores (hasta 900 m). Hacia mar abierto se pasa a facies de calizas de calpionélidos.

El régimen tectónico extensivo continúa y da lugar a la compartimentación de las cuencas, iniciándose la configuración neocomiense. La subsidencia tectónica disminuye notablemente respecto a la secuencia kimmeridgiense. En el depocentro de la cuenca del Maestrat se pasa de 42.8 m/Ma de velocidad de subsidencia tectónica del zócalo al aire libre del Kimmeridgiense a 21.8 m/Ma (Salas, 1987). La importante caída relativa del nivel del mar del Berriasiense terminal produce la entrada considerable de terrígenos siliciclásticos hasta sectores próximos a los depocentros de las cuencas más subsidentes, ahora ocupados por carbonatos de agua dulce. Con la nueva subida del nivel del mar se reanudan las condiciones de plataforma somera durante el Valanginiense inferior.

CONCLUSIONES

1. El registro del intervalo Oxfordiense-Berriasiense de las cordilleras Ibérica oriental y Costero-Catalana meridional esta formado por tres unidades estratigráficas limitadas por discontinuidades del tipo *Secuencia de depósito* (SD) en el sentido de Vail et al. (1977): a) SD oxfordiense; b) SD kimmeridgiense, y c) SD titónico-berriasiense.

2. Las tres secuencias de depósito muestran la siguiente historia deposicional evolutiva: Rampa homoclinal —> Rampa distalmente acentuada —> Plataforma somera de poca pendiente deposicional.

3. Los orígenes y evolución de las secuencias de depósito y de las discontinuidades de sus límites están controlados por los siguientes factores principales: a) historia de la tectónica extensiva local y de la subsidencia tectónica y b) variaciones eustáticas del nivel del mar. La capacidad de producción de sedimento carbonático por los organismos, aun siendo muy importante, quedaría subordinada a los mencionados factores como una respuesta a la acomodación. Las entradas de terrígenos siliciclásticos serían un factor de segundo orden.

BIBLIOGRAFIA

- AHR, W. M. (1973): «The carbonate ramp an alternative to the shelf model». *Gulf Coast Association of Soc. Transactions*, 32, 221-225.
- ALBAIGES, J., ALGABA, J., CLAVELL, E. & GRIMALT, J. (1986): «Petroleum geochemistry of the Tarragona basin (Spanish mediterranean off-shore)». *Advances in organic Geochemistry, 1985 Org. Geochem.*, 10, 441-450.
- ATROPS, F. & MELENDEZ, G. (1985): «Le Jurassique supérieur de Calanda (Prov. de Teruel)». *Strata*, 2 y 2.1, 170-180.
- AURELL, M. (1988): «Sedimentología y paleogeografía del Jurásico superior en la región de Muniesa-Calanda (Provincia de Teruel)». *V curso de ayudas a la investigación, Instituto de Estudios Turolenses*, 19 pp. (en prensa).
- BULARD, P. F. (1972): «*Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre (Espagne)*» Thèse es Sciences, Niza, 702 pp., 100 fig.
- CANEROT, J., CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R. & VILLENA, J. (1982): «Ibé-rica central-Maestrazgo». In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid, 273-344.
- CANEROT, J., FAURE, Ph. & RAHAL, M. (1984): «Donnée nouvelles sur le Jurassique du Maestrazgo méridional (prov. de Castellón, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, série II, núm. 15, 651-654.
- ENOS, P. (1983): «Shelf Environment». In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. por P. A. Scholle; D. G. Bebout; C. H. Moore). A.A.P.G., Men. 33, 268-295.
- ESTEBAN, M. (1973): «*Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (prov. de Tarragona y Barcelona)*». Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 425 pp.
- ESTEBAN, M. & JULIA, R. (1973): «Discordancias erosivas intrajurásicas en los Catalánides». *Acta Geol. Hisp.*, 8, 153-157.
- ESTEBAN, M. & ROBLES, S. (1979-1981): «Período preorogénico, el Mesozoico». In: *Evolución tectosedimentaria de los Catalánides* (Anadón et al.). *Acta Geol. Hisp.* 11 (3), 73-78.
- GARCÍA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A. C. & VERA, J. A. (1982): «El cretácico de la zona Prebética». In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid, 526-570.
- GINER, J. (1980): «*Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánidos, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (sector oriental)*». Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 315 pp.
- GOMEZ, J. J. (1979): «*El Jurásico de facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*». Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías, Univ. Complutense, Madrid, 4, 686 pp.
- GOMEZ, J. J. & GOY, A. (1979): «Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Estudios Geológicos*, 35, 569-598.
- GUIMERA, J. (1984): «Paleogene evolution of deformation in the NE Iberian Peninsula». *Geol. Mag.*, 121, 413-420.
- GUIMERA, J. (1988): «*Estudi estructural de l'enllac entre la Serralda Ibérica i la Serralada Costanera Catalana*». Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 600 pp.
- HAHNE, C. (1930): «Investigaciones estratigráficas y tectónicas de las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona» (traducción de San Miguel de la Cámara). *Publicaciones Alemanas Geol. España*, Madrid (1982), 2, 51-97.

- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): «Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic». *Science*, 235, 1156-1167.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) (1985): «*Unconformity Bounded Units*». Appendix A to ISSC Circular no. 68, 12 p.
- LOEWE, D. (1982): «Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents». *Jour. Sed. Petr.*, 52 (1), 279-297.
- MAS, R., ALONSO, A. & MELENDEZ, N. (1984): «La Formación del Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de mareas siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW de Valencia y E de Cuenca)». In: *Libro homenaje a Luis Sánchez de la Torre*. (Ed. por A. Obrador). Publicaciones de Geología no. 20, Universidad Autónoma de Barcelona, 175-188.
- MAS, R. & ALONSO, A. (1988): «El complejo arrecifal progradante de Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior)». In: *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. Instituto de Estudios riojanos, Logroño, 315-329.
- MASSON, D.G. & MILES, P.R. (1984): «Mesozoic seafloorspreading between Iberia, Europe and North America». *Mar. Geol.*, 56, 279-287.
- MELENDEZ, G., SEQUEIROS, L. & BROCHWICZ-LEWINSKI, W. (1984): «Lower Oxfordian in the Iberian Chain, Spain; Part I. Biostratigraphy and Nature of Gaps». *Bull. Acad. Polonaise Sciences, série Sc. de la Terre*, XXX (3-4), 158-172.
- PUJALTE, V. (1982): «Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense». In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense, Madrid, 51-63.
- QUEROL, X. (1988): «*Estudio geológico de la Formación Escucha en la cuenca del Maestrazgo, Cordillera Ibérica oriental*». Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 261 p.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): «*Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España*». Trabajos de la Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, S.A., 357 p.
- READ, J. F. (1985): «Carbonate platform models». *American Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, 69 (1), 1-21.
- ROSELL-ORTIZ, L. (1978-79): «Característiques dels dipòsits de plataforma mareal del final del Juràssic (Portlandia) a la zona de la Pleta (Massís de Garraf)». *Rev. Inst. Invest. Geol.*, 33, 81-94.
- SALAS, R. (1983): «Las secuencias deposicionales del tránsito Jurásico-Cretácico en la zona de enlace Catalánides-Ibérica». *Com. X Congr. Nac. Sedimentología Menorca*, 3.34-3.38.
- SALAS, R. (1985): «Depositional sequences and cycles of relative changes of sea level during Jurassic-Cretaceous time in the oriental Iberian and Catalan Ranges». *6th European Regional Meeting of Sedimentology*, IAS, Lleida (Spain), 411-414.
- SALAS, R. (1987): «*El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espada. Anàlisi de conca*». Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 345 p., 133 figs.
- SALAS, R.; BARRACHINA, A.; CABANES, R. & QUEROL, X. (1986): «Los sistemas deposicionales del Malm y el Cretácico inferior de los Catalánides y la

- Cordillera Ibérica oriental». *X Congreso Español de Sedimentología, Barcelona, Libro Guía de la Excursión no. 4* (Ed. por R. Salas et al.) Fac. Geol. Univ. Barcelona, 125 p.
- SALVADOR, R. (1987): «Unconformity-Bounded Stratigraphic Units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 98, 232-237.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. & TOMPSON III, S. (1977): «Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level». In: *Seismic Stratigraphy application to hydrocarbon exploration*. (Ed. por C. E. Payton). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26, 83-97.
- VAIL, P. R.; COLIN, J. P.; CHENE, R. J. DU; KÜCHLY, J.; MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987): «La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, 8 (III), 1301-1321.
- VAN GINKEL, A.C. & MEKEL, J.F.M. (1976): «Explanation of the geological maps of the Muniesa-Oliete and Montalban-Obon regions». ITC, Department of Geology, 33, 50 p.
- VEGAS, R. & BANDA, E. (1982): «Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Penninsula». *Earth Evol. Sc.*, 4, 320-343.
- WILSON, J. L. & JORDAN, C. (1973): «Middle shelf environment». In: *Carbonate Depositional Environments* (Ed. por P. A. Scholle, D. G. Bebout, C. H. Moore). A.A.P.G., Mem. 33, 298-343

Recibido 13 marzo 1989

Aceptado 20 julio 1989