

ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA Y DIAGENESIS DEL MUSCHELKALK INFERIOR DE LOS CATALANIDES

POR

F. CALVET * y X. RAMÓN *

RESUMEN

Se trata de un estudio estratigráfico, sedimentológico del Muschelkalk inferior de los Catalánides. Basándose en criterios litológicos, paleontológicos y sedimentológicos, por una parte, y en la presencia de discontinuidades (paleokarsts, superficies de erosión, etc.), por otra. Se ha dividido el Muschelkalk inferior en cuatro unidades informales, que de base a techo son: Calizas y/o dolomías laminadas de El Brull, Calizas bioclásticas de Olesa, Calizas bioturbadas de Vilella Baixa y Dolomías blancas de Colldejou. Las unidades de El Brull, Olesa y Vilella Baixa pueden presentarse parcial o totalmente dolomitizadas, constituyendo paquetes masivos de dolomías grises, siendo claramente diferentes de las dolomías blancas de Colldejou. Ambos tipos, grises y blancas, están separadas por una clara discontinuidad que se observa a lo largo de los Catalánides.

Los materiales de las tres unidades inferiores representan un gran ciclo transgresivo de carácter progresivamente más marino, desde depósitos mareales a barras oolíticas. Los materiales de la Unidad de Colldejou, situados por encima de la importante discontinuidad, se interpretan como depósitos de sabkha, en una etapa regresiva. El modelo global para los materiales del Muschelkalk inferior es el de una rampa, tipo *ramp-homoclinal*.

* Departamento de Petrologia i Geoquímica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Gran Via, 585, 08007 Barcelona.

ABSTRACT

A stratigraphic and sedimentological study of the Lower Muschelkalk of the Catalonian Ranges has been done. The Lower Muschelkalk has been divided into four unconventional units from the lithological, paleontological and sedimentological point of view on one hand and the presence of discontinuities (paleokarsts, erosive surfaces, etc.) on the other. There units are from base to top: El Brull laminated limestones and/or dolomites; Olesa bioclastic limestone; Vilella Baixa bioturbed limestones and Collejou white dolomites. The El Brull, Olesa and Vilella Baixa units can be partially or totally dolomitized forming massive grey dolomites of mixing-water origin, completely different to the Colldejou white dolomites. Both, grey and white types, are separated by a regional discontinuity.

The three lowest units present a transgressive cycle from tidal deposits (El Brull unit) to shoal bars (upper part of Vilella Baixa unit). The Colldejou unit, over the regional discontinuity, has been interpreted as a sabkha deposit in a regressive stage. The global model to interpret the materials of the Lower Muschelkalk is a homoclynal ramp type.

INTRODUCCION

En toda Europa central y occidental, el ciclo Triásico presenta un carácter expansivo, asociado a una elevación general del nivel del mar, que se produjo de forma cíclica (BUSSON, 1982; ZIEGLER, 1982). Esta ciclicidad se pone de manifiesto por una alternancia de episodios transgresivos, representados por facies carbonatadas y/o evaporíticas, y de episodios regresivos representados por facies terrígenas y/o evaporíticas.

En los Catalánides, sobre los materiales terrígenos del Buntsandstein, se detectan tres etapas transgresivas culminadas por los carbonatos del Muschelkalk inferior, Muschelkalk superior y Formación Imón, de edad Anisiense, Ladiniense y Noriense, respectivamente. Entre estos carbonatos se registran dos etapas regresivas culminadas por los materiales terrígenos del Muschelkalk medio y del Keuper, de edad Anisiense superior-Ladiniense inferior y Karniense, respectivamente. El objetivo fundamental de este trabajo se centra en el estudio estratigráfico, sedimentológico y diagenético del Muschelkalk inferior de los Catalánides.

Existe una extensa bibliografía respecto a distintos aspectos, referentes al Muschelkalk inferior de los Catalánides, destacando entre los trabajos paleontológicos los de BOFILL (1898), TORNQUIST (1916), BATALLER y GUERIN (1930), SCHMIDT (1932, 1933), LLOPIS y VI-

LLALTA (1935), BAUZA (1954), CALZADA y GAETANI (1977), y entre los trabajos estratigráficos-sedimentológicos, en general de una área concreta, los de VILASECA (1920), LLOPIS (1942), VIRGILI (1953, 1964), RIOS y ALMELA (1954), VIRGILI y JULIVERT (1954), GOTTIS y KROMM (1967), DE RENZI (1969), ROBLES (1974, 1975), ESTEBAN *et al.* (1977), ANADON *et al.* (1979), RAMON (1985). Pero la estratigrafía del Triásico de los Catalánides, y por consiguiente del Muschelkalk inferior, no queda perfectamente delimitada hasta los trabajos de VIRGILI (1958). VIRGILI (1958) distingue en el Muschelkalk inferior cuatro grandes tramos que de base a techo son: M1A, Nivel de *Mentzelia*, calizas grises con braquiópodos; M1B, Nivel de *Paraceratites*, calizas grises en lajas; M1C Calizas con fucoides, calizas más o menos margosas, y M1D, Dolomías con *Diploporas*, dolomías más o menos calcáreas, con nódulos de sílex. Atribuye la edad del Muschelkalk inferior al Anisiense.

CONTEXTO ESTRATIGRAFICO

En base a diferencias de potencia, características sedimentológicas, grado de dolomitización y contenido paleontológico, los afloramientos del Muschelkalk inferior han sido agrupados en tres dominios (figuras 1 y 2): Montseny-Llobregat-Garrafi-Gaià, Prades y Priorat-Baix Ebre.

La potencia del Muschelkalk inferior de los Catalánides varía de unos 70 m. en el sector más nordoriental (Centelles, junto al Montseny) a más de 120 m. en las áreas más suroccidentales (Pauls, Baix Ebre). El mapa de isopacas (fig. 1) pone de relieve el aumento de la potencia de los materiales del Muschelkalk inferior en dirección S y SO. Su límite inferior está representado por un paso gradual pero rápido de los niveles del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior del Buntsandstein (MARZO, 1980) a los materiales calcáreos de las facies Muschelkalk. El límite superior viene marcado por el paso brusco de estas facies a las detrítico-evaporíticas del Muschelkalk medio.

Atendiendo a criterios litológicos, paleontológicos y sedimentológicos, por una parte, y a la presencia de discontinuidades (paleokarst, superficies de erosión, niveles de ferruginización, etc), por otra, se ha dividido el Muschelkalk inferior en cuatro unidades informales (fig. 2):

1. Calizas y/o dolomías laminadas de El Brull.
2. Calizas bioclásticas de Olesa.
3. Calizas bioturbadas de Vilella Baixa.
4. Dolomías blancas de Collejou.

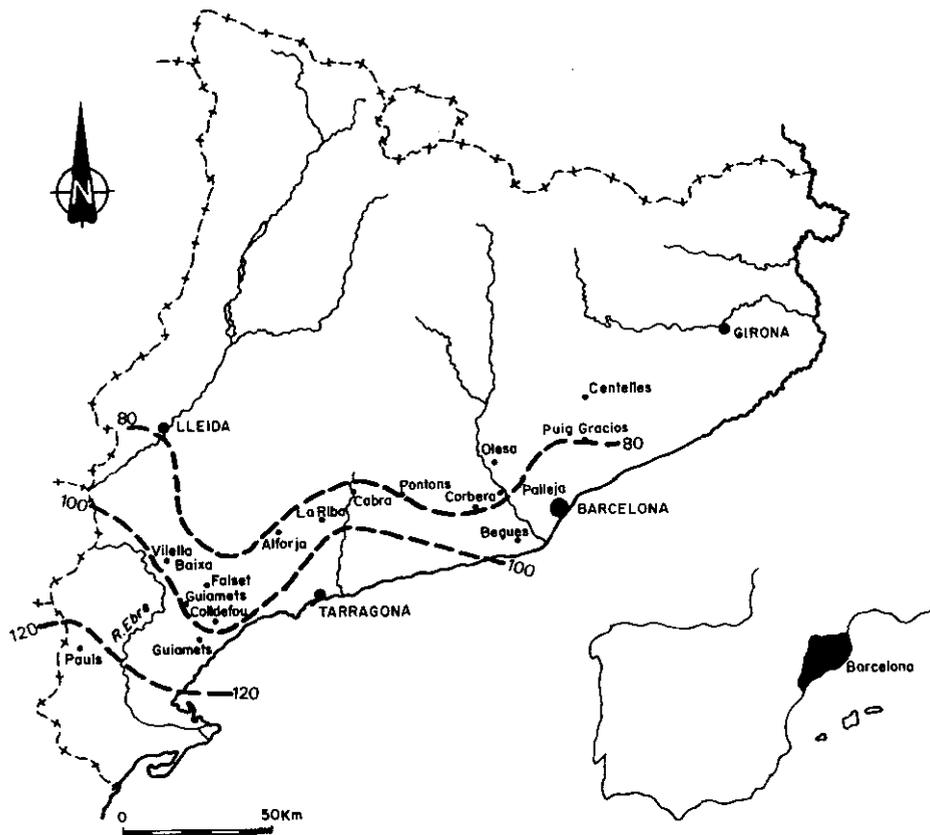


FIG. 1.—*Mapa de situació. Mapa de isopacas del Muschelkalk inferior. Location map and isopac map for the L. Muschelkalk.*

Las unidades de El Brull, Olesa y Vilella Baixa pueden presentarse parcial o totalmente dolomitizadas, constituyendo paquetes masivos de dolomías grises. Estas son claramente diferentes de las dolomías blancas de Collejou. Ambos tipos, grises y blancas, están separadas por una clara discontinuidad que se observa a lo largo de los Catalánides.

CALIZAS Y/O DOLOMIAS LAMINADAS DE EL BRULL

GENERALIDADES Y LÍMITES

Constituido básicamente por dolomías y calizas finamente laminadas. La potencia de la Unidad El Brull varía de 6 a 14 m. El límite superior viene marcado por un cambio litológico respecto a las cali-

DISTRIBUCION DE LAS UNIDADES DEL MUSCHELKALK INFERIOR DE LOS CATALANIDES

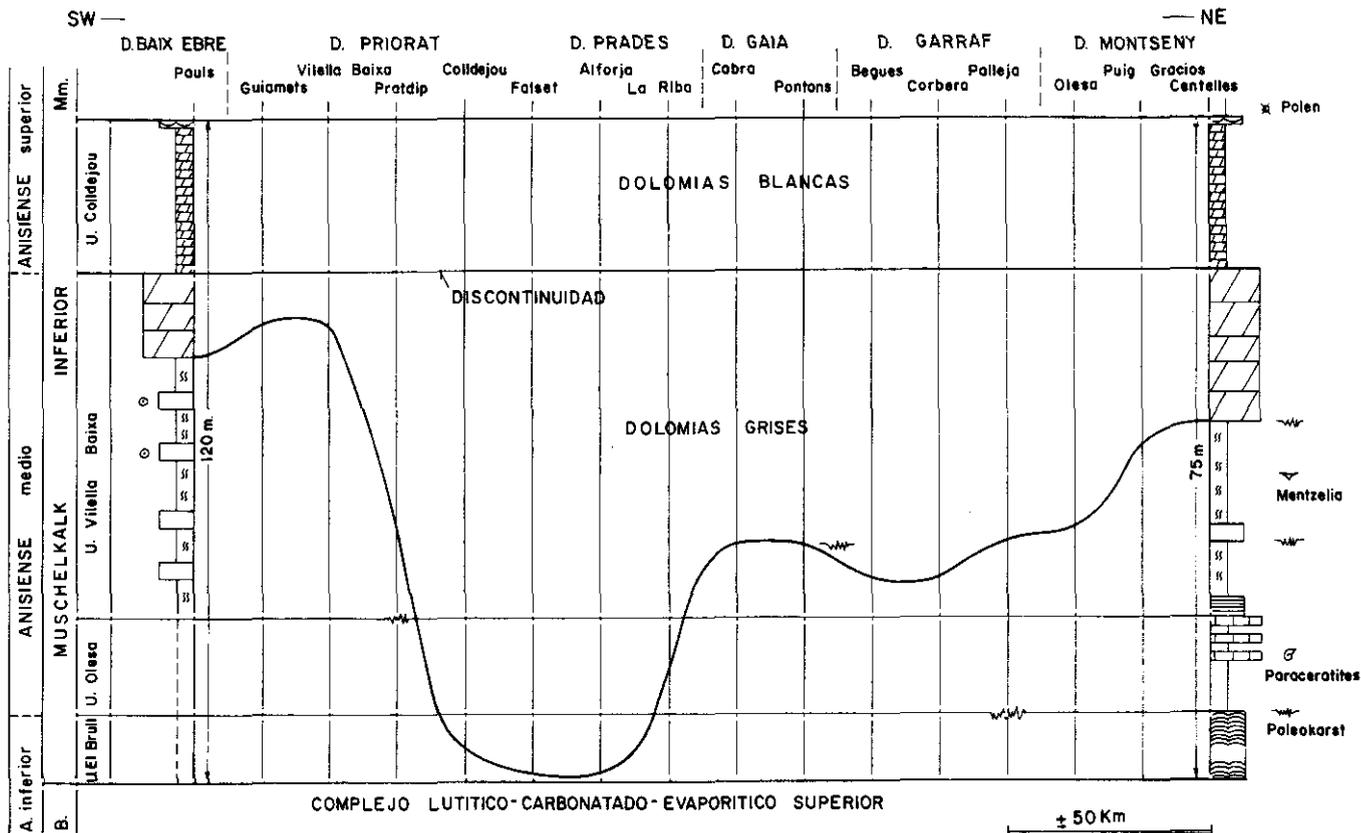


FIG. 2.—*Sintesis litoestratigráfica del Muschelkalk inferior.*
Lithostratigraphic synthesis of the L. Muschelkalk.

zas bioclásticas de la Unidad Olesa, el cual puede estar asociado a superficies de erosión o a un paleokarst (RAMON, 1985).

La Unidad El Brull se ha dividido en dos tramos. El tramo inferior, constiuido por una alternancia de dolomías ocre y niveles de lutitas carbonatadas, de 1 a 6 m. de potencia. El tramo superior, constituido esencialmente por mudstones-wackestones finamente laminados y mudstones-wackestones masivos, dichas facies pueden estar parcial o totalmente dolomitizadas, de 3 a 13 m. de potencia.

FACIES

El tramo inferior está constituido por:

i) Dolomías ocre, petrológicamente dolsparitas, se presentan en estratos de 20 cm. a 2 m. de potencia, con laminación milimétrica, en general plana a ligeramente ondulada en la base de los estratos, la cual pasa de forma progresiva a domos estromatolíticos. A techo de los estratos se presentan niveles de intraclastos, *mud cracks*, *tepees*, etcétera. Algunos domos estromatolíticos colonizan ripples de oleaje, constituidos por oolitos. PLAYFORD y COCKBAIN (1976) muestran en la bahía de Shark Bay (Australia) una relación similar.

ii) Niveles lutíticos, de 10 a 50 cm. de potencia, alternan con dolomías, y están constiuidos básicamente por lutitas carbonatadas ocre o de tonos grises.

La asociación de facies más común en el tramo inferior es la que presenta a base de las secuencias las dolomías ocre y a techo los niveles lutíticos (fig. 3).

El tramo superior lo constituyen las siguientes facies:

i) Mudstones-wackestones bioturbados, de color gris claro a gris ocre, en estratos de 10 cm. a 1 m. de potencia. Puede presentarse masivo o con aspecto nodular. Fauna muy escasa (bivalvos, gasterópodos).

ii) Mudstone-wackestone de color gris con laminación milimétrica de 2 a 4 mm., de paralela a ligeramente ondulada en la base de los estratos, a formar domos centimétricos-decimétricos hacia el techo de los estratos. La potencia de los estratos varía de 5 cm. a 2 m. Las laminaciones presentan, en general, una alternancia de mudstone y de wackestone-packstone peletoidales. A techo de algunos estratos presencia de *mudcracks*, intraclastos, *tepees*, ripples. Es raro observar texturas fenestral. Presencia de moldes de evaporitas (lensoides, redondeados).

iii) Brechas, constituidas por fragmentos de la facies laminada.

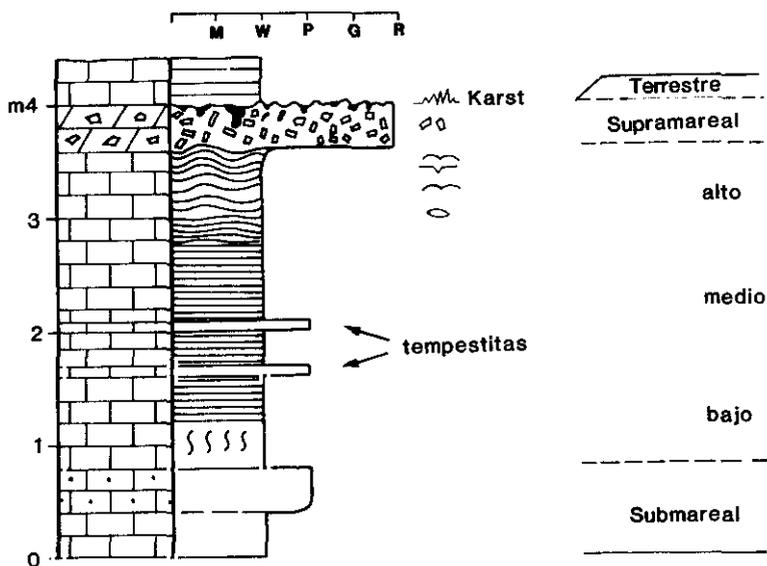
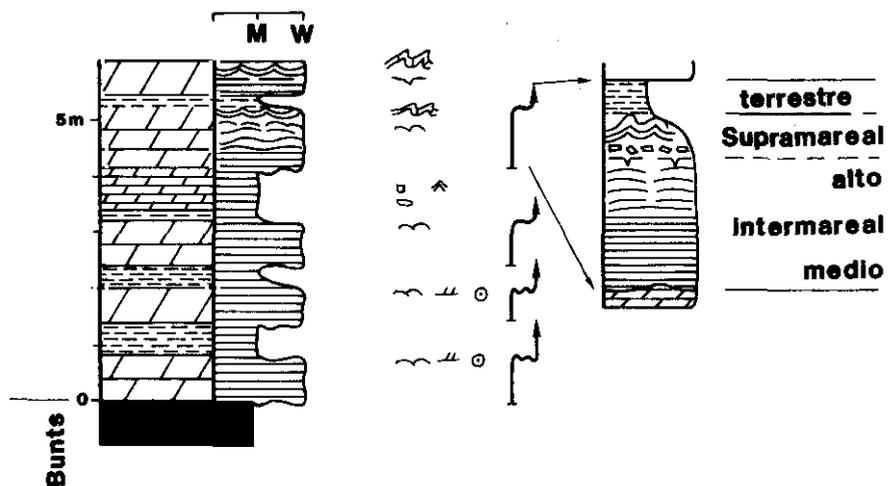


FIG. 3.—a) Secuencia de somerización del tramo inferior de la Unidad El Brull. b) Secuencia shallowing upwards, tipo muddy, típica del tramo superior de la Unidad El Brull.

a) Shallowing-upwards sequence in the lower part of El Brull Unit. b) Shallowing-upwards sequence, muddy type, in the upper part of El Brull Unit.

La asociación de facies del tramo superior es la siguiente: la facies de mudstones-wackestones bioturbados se sitúa en la base, mientras que los niveles laminares paralelos o ligeramente ondulados se sitúan progresivamente encima, y por último, los niveles con domos. A techo con algunas secuencias se sitúan los niveles brechoides y en algún caso presentan niveles centimétricos de lutitas rojas (fig. 3).

CONTENIDO FAUNÍSTICO

El contenido faunístico de la Unidad de El Brull es muy escaso (algunos gasterópodos, bivalvos u ostrácodos), de carácter totalmente banal.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Los materiales del tramo inferior de la Unidad El Brull se interpretan como depósitos de llanuras mareales muy someras —intertidal, supratidal y terrestre— en aguas relativamente hipersalinas y claras influencias terrígenas. La base de las secuencias (fig. 3), constituida por dolomías finamente laminadas o ligeramente onduladas se interpretan como depósitos de *algal mat* en un ambiente intermareal medio, mientras que los domos estromatolíticos situados encima de los *algal mat*, se han interpretado como depósitos situados en un ambiente intermareal alto. Los niveles de *mud cracks*, intraclastos y *tepees* se interpretan como depósitos terrestres, tipo *mud flat* o *salt flat*, similares a los descritos por GLENNIE y EVANS (1976). La ausencia total de fauna, y de bioturbación sugiere un medio de aguas relativamente hipersalinas, en las cuales las condiciones de *stress* ecológico no permitía la existencia. La presencia de nódulos de evaporitas sugiere un clima relativamente árido.

Los materiales del tramo superior de la Unidad El Brull se interpretan como depósitos de llanura mareal someros (de submareal a terrestre) en aguas relativamente salinas (casi no hay presencia de fauna) y enmarcadas en un clima subhúmedo, correspondiendo a una secuencia *shallowing upwards* tipo *muddy* (JAMES, 1979).

Los niveles constituidos por mudstones-wackestones bioturbados se interpretan como depósitos de un ambiente submareal e intermareal bajo (fig. 3), y constituyen la base de las secuencias. Los niveles con estratificación laminada planar o ligeramente ondulada se interpretan como depósitos de un ambiente intermareal medio, mientras que los niveles con los domos estromatolíticos se situarían en la zona intermareal alta, como en los ejemplos actuales de Australia (HAGAN y

LOGAN, 1975; WOODS y BROWN, 1975) y del Golfo Pérsico (EVANS *et al.*, 1969; SCHNEIDER, 1975; Mc KENZIE *et al.*, 1980; SHINN, 1983). La presencia de *mud cracks*, intraclastos, *tepees* brechas, corresponde a un ambiente supramareal. La no presencia de texturas fenestral, podría explicarse por mecanismos de compactación diferencial (SHINN y ROBBIN, 1983). La superficie de erosión con niveles de lutitas rojas situado a techo de algunas secuencias se interpreta como niveles de paleokarst (terrestre).

Facies similares en la base del Muschelkalk inferior, se han descrito en la cuenca alemana (SCHWARZ, 1975), en el «briançonnais» (BAUD y MEGARD-GALLI, 1975), en la cuenca de París (COUREL, 1982), etc.

Los materiales de la Unidad Calizas y/o dolomías laminadas de El Brull muestran un tránsito gradual y progresivo entre las facies de sedimentación continental (Complejo superior del Buntsandstein) y las facies de sedimentación francamente marina de la Unidad Calizas bioclásticas de Olesa. Posiblemente, los medios mareales de la Unidad El Brull conectaban con las llanuras lutíticas y las salinas del Complejo superior del Buntsandstein, ya que ambas unidades se superponen gradualmente.

CALIZAS BIOCLASTICAS DE OLESA

GENERALIDADES Y LÍMITES

Constituida básicamente por calizas bioclásticas (desde mudstones a grainstones) de color gris a gris-ocre. Aunque localmente esta unidad se presenta totalmente dolomitizada, en general, únicamente ha sido afectada por procesos iniciales de dolomitización.

La potencia de la Unidad Olesa varía de 4 a 12 m. El límite inferior viene marcado por un cambio litológico respecto a los sedimentos laminados de la Unidad El Brull, el cual puede estar asociado a superficies de erosión y/o paleokarsts. El límite superior, en general, está representado por un cambio litológico entre las calizas bioclásticas de la Unidad Olesa y las calizas tableadas o los mudstones bioturbados y nodulosos, ambos de la Unidad Vilella Baixa.

FACIES

Las principales facies de la Unidad Olesa son:

i) Mudstones y wackestones de color gris, muy localmente packstones. Estratificación de 40 cm. a 1 m. de potencia. Geometría lenticular. Fauna poco abundante (bivalvos, ostrácodos). La base de los

estratos es masiva, y hacia techo presentan laminación paralela centimétrica y, a veces, ripples de oscilación. Esta facies se sitúa a menudo en la base de la Unidad Olesa.

ii) Packstones y wackestones bioclásticos de color gris a gris ocre, en estratos de 20 a 28 cm. Los packstones, y menos comúnmente los grainstones, están constituidos por gasterópodos, fragmentos de bivalvos y equinodermos, peloides, foraminíferos (nodosarios, aglutinados...), ostrácodos, braquiópodos, cuarzo detrítico tamaño silt y localmente oncolitos de 1-2 cm. de diámetro. La matriz es micrítica, con detritus («ash») esqueléticos, en general recristalizada, y a menudo presenta un proceso de dolomitización inicial. Los wackestones están constituidos por ostrácodos y foraminíferos, con la matriz micrítica, en general recristalizada. Dichas facies —wackestones y packstones— se ordenan de forma secuencial. En general, la base está constituida por la facies de wackestones, la cual, mediante un contacto rápido y gradual o bien un contacto neto pasa hacia techo a las facies de packstones. Esta asociación de facies está bien desarrollada en el dominio Montseny-Llobregat-Garrafa-Gaià.

Los principales rasgos diagenéticos de las calizas bioclásticas son: i) disolución de los componentes gasterópodos..., inicialmente de aragonito, dando lugar a porosidad móldica y su consiguiente puesta en relieve en la envuelta micrítica y posterior relleno por cementos; ii) cementación mediante una primera generación de cemento esparítico en disposición continua, que ocupa porosidad interpartícula, intrapartícula y móldica y cristales euhedrales-subhedrales de 5-14 μm . Segunda generación de cemento esparítico, que ocupa la porosidad interpartícula, intrapartícula y móldica. Cristales anhedrales-subhedrales de 21 a 250 μm .; iii) dolomitización muy inicial a avanzada, reemplazando selectivamente las distintas texturas originales. La historia diagenética de las calizas bioclásticas se resume de forma gráfica en la figura 4.

CONTENIDO FAUNÍSTICO

El contenido faunístico de la Unidad Olesa es abundante, pero gran parte de esta fauna (gasterópodos, foraminíferos, ostrácodos, etc.) es de carácter banal respecto a indicadores cronoestratigráficos, excepto en lo referente a la presencia de Ammonites tipo *Paracetites*.

FIG. 4.—Esquema de los principales procesos diagenéticos de las calizas bioclásticas.

Sketch of the main diagenetic processes in the bioclastic limestones.

	EODIAGENESIS			MESODIAGE.
	MARINO	CONTINENTAL FREATICO	C. MEZCLA	
MICRITIZACION BOR + INF	-----			
TRANF HMC - LMC			
DISOLUCION ARAGONITO		—————		
DOLOMITIZACION PARCIAL			—————	
STRESS				—————
C. FIBROSO ARAGONITO			
1º GEN. C. ESPAR. ("RIM")		-----		
2º GEN. C. ESPARITICO		—————		
C. SINTAXIAL			
C. DOLOMITICO			

La fauna de *Paraceratites* aparece en el sector oriental de los Catalánides, donde existen afloramientos clásicos como el de Olesa de Montserrat, Centelles y El Farell (BOFILL, 1898; TORNQUIST, 1916; BATALLER y GUERIN, 1930; SCHMIDT, 1932; LLOPIS, 1942; VIRGILI, 1958). De acuerdo con VIRGILI (1958), los principales ammonites son: *Paraceratites hispanicum* Kutassy, *Paraceratites evoluto-spinosus* Tornquist y *Paraceratites flexuosiformis* Tornquist. Según VIRGILI (1958, p. 695) el nivel de *Paraceratites* es equivalente a las capas de *Peraceratites* del Pelsoniense alpino, lo que nos indicaría una edad Anisiense medio. Para SCHMIDT (1932, p. 220) los *Paraceratites* de Olesa estaban adaptados a una vida epibentónica.

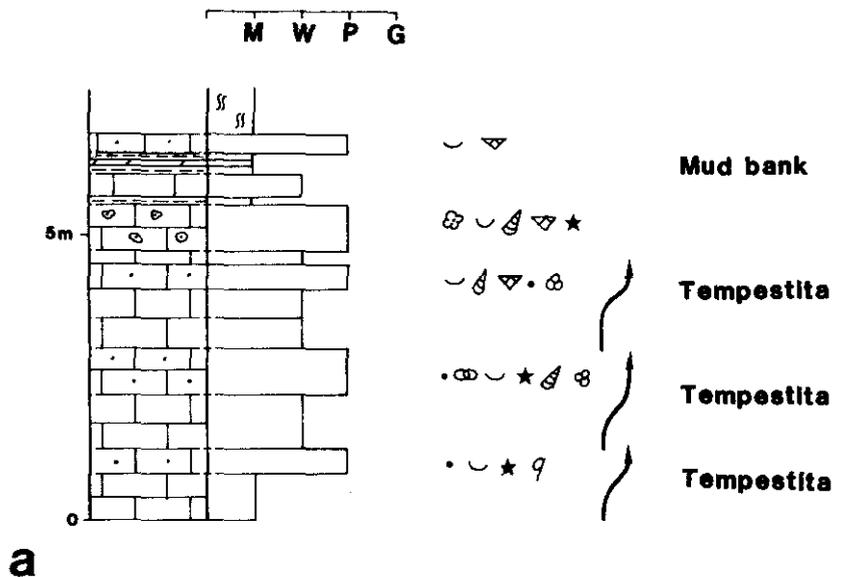
INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Las facies de mudstones y wackestones con geometría lenticular se interpretan como depósitos de *mud bank* (STOCKMAN *et al.*, 1967; TURMEL y SWANSON, 1976).

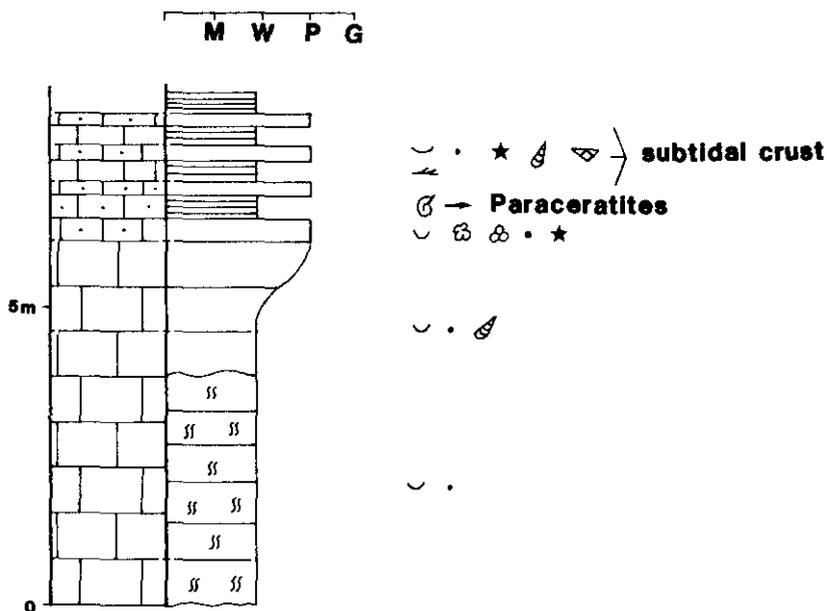
En el sector central y occidental de los Catalánides, las facies de wackestones y packstones bioclásticos presentan los siguientes rasgos sedimentológicos: *a*) paso gradual y rápido de las facies de wackestones a las facies de packstone; *b*) contenido del mismo tipo de componentes en ambas facies; *c*) presencia de texturas *perched sediment* (KREISA, 1981) en algunos niveles de packstone; *d*) ausencia de bases erosivas, y *e*) cierta tendencia de los componentes esqueléticos a ordenarse subhorizontalmente a la estratificación. Este conjunto de caracteres conlleva a interpretar los niveles de packstones bioclásticos como sedimentos de tempestad, los cuales se originarían mediante mecanismos de *by-pass* de material fino —micrita— en períodos energéticos (fig. 5). Mecanismos similares han sido citados por GERNANT (1971); BRENNER y DAVIES (1973) y DOTT (1983).

En el sector oriental (fig. 5) las facies de wackestones y packstones bioclásticos se ordenan en un tramo inferior de 1 a 4 m. de potencia. Este tramo superior está constituido por tres estratos —de 20 a 40 cm.—, separados entre sí por niveles calcáreos intercalados con ripples. En la primera de estas intercalaciones se presenta la fauna de Ammonites tipo *Paraceratites*. Los tres estratos individualizados se caracterizan por: i) una notable continuidad lateral, unos 30 km.; ii) ausencia de laminación interna; iii) techo erosionado o de forma rugosa e intensamente bioturbada; iv) acumulación de fauna. Se interpretan como *subtidal crusts* (SHINN, 1969 y 1983).

En conjunto, las facies de la Unidad Olesa se interpretan como depósitos de lagoon más o menos restringido, enmarcado en el contexto de una rampa carbonatada.



a



b

FIG. 5.—a) Secuencias de tempestad de la Unidad de calizas bioclásticas de Olesa. b) Serie tipo de esta unidad en el sector oriental de los Catalánides.

a) Storm sequences in the Olesa bioclastic limestones Unit. b) Standard section of this unit in the E. Catalanides.

CALIZAS BIOTURBADAS DE VILELLA BAIXA

GENERALIDADES Y LÍMITES

Constituida por una amplia variedad litológica desde mudstones a grainstones oolíticos, parcial o totalmente dolomitizados. Esta unidad en las áreas más suroccidentales como Vilella Baixa y Guiaments (dominio del Priorat) y Pauls (dominio Baix Ebre) es prácticamente calcárea, mientras que en el resto de los Catalánides está parcial o totalmente dolomitizada.

La potencia de la Unidad de Vilella Baixa varía de 20 a 90 metros, incrementándose hacia OSO (Baix Ebre). El límite superior está representado por una superficie de discontinuidad muy neta.

FACIES

Las principales facies de la Unidad Vilella Baixa son:

i) Wackestones tableadas, de color ocre, en estratos de 1 a 10-15 centímetros. Su potencia varía de uno a tres metros. Localmente presenta laminación milimétrica paralela, y ripples. Verticalmente pasa de forma gradual pero rápida a las facies de mudstones bioturbados. Estas facies sólo se observan en la base de esta unidad. En el dominio del Montseny se han citado peces (LLOPIS, 1942; BAUZA, 1954; VIRGILI, 1958).

ii) Mudstones bioturbados, de color gris claro a beige, en general de aspecto noduloso, en paquetes de 1 a 10 metros, y presentando estratificación, de 10-20 cm. en la base de los paquetes a 50-80 cm., e incluso más, hacia techo. Cuando esta facies está afectada por el proceso de dolomitización se presenta, en general, como dolmicroesparitas de color gris oscuro y estratificación masiva. Presencia de fauna entera, especialmente el braquiópodo (*Mentzelia mentzeli*). Esta facies equivale a las calizas de Fucoïdes de VIRGILI (1958).

iii) Mudstones masivos grises de forma lenticular laxa, de 1 a 3 metros de potencia máxima. Cuando esta facies está afectada por el proceso de dolomitización se presenta como dolmicritas y/o dolmicroesparitas de color gris. Presencia de pasadas centimétricas de fragmentos bioclásticos. A techo pueden presentar niveles milimétricos de ferruginización, superficies de bioturbación.

iv) Facies de wackestones y/o packstones. Constituidos por wackestones y/o packstones de color gris en estratos de 50 cm. a 1 m.

Cuando esta facies está parcial o totalmente dolomitizada se presenta como dolmicroesparitas y dolsparitas gris oscuras en estratificación masiva. Los componentes principales de las facies calcáreas son los peloides, y fragmentos de bivalvos; los secundarios son fragmentos de equinodermos, gasterópodos, cuarzo detrítico de tamaño silt; y los accesorios, ostrácodos, dasicladáceas, foraminíferos, oncolitos. A menudo los peloides están totalmente deformados por procesos de compactación (CONLEY, 1977).

v) Grainstones y/o packstones. Constituida por grainstones oolíticos y/o de peloides y packstones bioclásticos y oolíticos, de color gris con estratificación de 30 cm. a 80 cm. Si esta facies se presenta parcial o totalmente dolomitizada está representada por dolsparitas de color gris oscuro y fantasmas de la litología y estructuras originales.

El componente principal son los oolitos, de 1-2 mm. de diámetro, con núcleo constituido de peloides o fragmentos bioclásticos, redondos, envueltas concéntricas, características típicas de los oolitos marinos (BATHURST, 1971; LOREAU y PURSER, 1973). Los componentes secundarios son peloides, equinodermos, bivalvos y los accesorios que aparecen muy localmente son fragmentos de estromatopóridos, intraclastos, etc. La facies grainstone presenta abundantes estructuras de energía (ripples de corriente, estratificación cruzada, etc.).

vi) Facies de packstone de dasicladáceas. Color ocre. Esta facies se presenta muy a menudo dolomitizada. El componente principal son fragmentos de algas dasicladáceas. Los componentes secundarios son: peloides, gasterópodos, ostrácodos, etc. Se presenta, localmente, en estratos de 10 cm. a 30 cm. a techo de las facies de wackestone-packstone (Vilella Baixa, Guimets) y a techo de las facies de grainstones (Pratdip). Esta facies ha sido puesta de relieve por VILASECA (1920), VIRGILI (1958) y ROBLES (1974).

CONTENIDO FAUNÍSTICO

El contenido faunístico de la Unidad Vilella Baixa es relativamente escaso, debido a que esta unidad se presenta parcial a totalmente dolomitizada.

El fósil más importante desde un punto de vista cronoestratigráfico es *Mentzelia mentzeli* (DUNKER, 1851), citado por numerosos autores (SCHMIDT, 1932; LLOPIS, 1942 y 1947; VIRGILI, 1958, 1963, 1977; CALZADA y GAETANI, 1977...), indicando una edad Anisiense. Para CALZADA y GAETANI (1977), indicaría, más concretamente, el Pelsoniense, o sea, Anisiense Medio. *Mentzelia mentzeli* se halla en

las facies de mudstones bioturbados, y en general en la parte inferior-media de la Unidad Vilella Baixa (fig. 2).

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Las asociaciones de facies de la Unidad Vilella Baixa son: i) secuencias *muddy*; ii) secuencias *shallowing*; iii) secuencias *shoaling*, y iv) secuencias de colmatación.

i) Secuencias *muddy*. Constituidas básicamente por la facies de mudstone masivos y secundariamente por la facies de wackestone y/o packstone, formando paquetes masivos métricos, de uno a tres metros de potencia, sin una ordenación secuencial de las facies. Los paquetes masivos presentan hacia techo laminación centimétrica paralela y ripples de oscilación. A techo pueden desarrollarse niveles milimétricos de ferruginización, superficies de bioturbación. La base de los paquetes masivos, presenta localmente intraclastos de micrita, y a lo largo de todo el paquete, niveles centimétricos de acumulación de bivalvos. La geometría de los paquetes masivos es suavemente lenticular, desarrollándose hacia los flancos y a techo de los lentejones abundantes ripples de oscilación (fig. 6).

Se interpreta esta asociación de facies como *mud banks* (STOCKMAN *et al.*, 1967; WILSON, 1975; TURMEL y SWANSON, 1976), por: i) forma lenticular; ii) paquete masivo, con depósitos tipo *lag* (intraclastos de micrita) y depósitos de *by-pass de oleaje* (pasadas elementos bioclásticos); iii) sedimento *mud-supported*; iv) desarrollo a techo de laminación paralela y ripples de oscilación. Los niveles de ferruginización y las superficies de bioturbación se interpretan como episodios de no deposición, indicando la colmatación de cada ciclo.

Las secuencias *muddy* (*lagoonal mud banks*, READ, 1982), se formarían en un lagoon interno, muy poco profundo y de circulación restringida, en el contexto de una rampa carbonatada.

ii) Secuencias *shallowing*. Existe a lo largo de esta unidad una gran variedad de secuencias que interpretamos globalmente como secuencias *shallowing* (JAMES, 1979). A grandes rasgos, están constituidos por dos niveles principales (fig. 6). Un nivel inferior, constituido por facies de mudstones bioturbados e interpretados como depósitos submareales (SHINN, 1968; HARDIE, 1979; NARBONE, 1984). Un nivel superior constituido por facies de wackestones y/o packstones, bien sean masivos y tabulares, bien sea con laminación centimétrica paralela, ripples de oscilación. A techo del tramo superior puede presentarse niveles de 20 a 1 m. de la facies de packstones de dasicladáceas, y muy localmente el techo de las secuencias *shallowing* presenta niveles milimétricos de ferruginización.

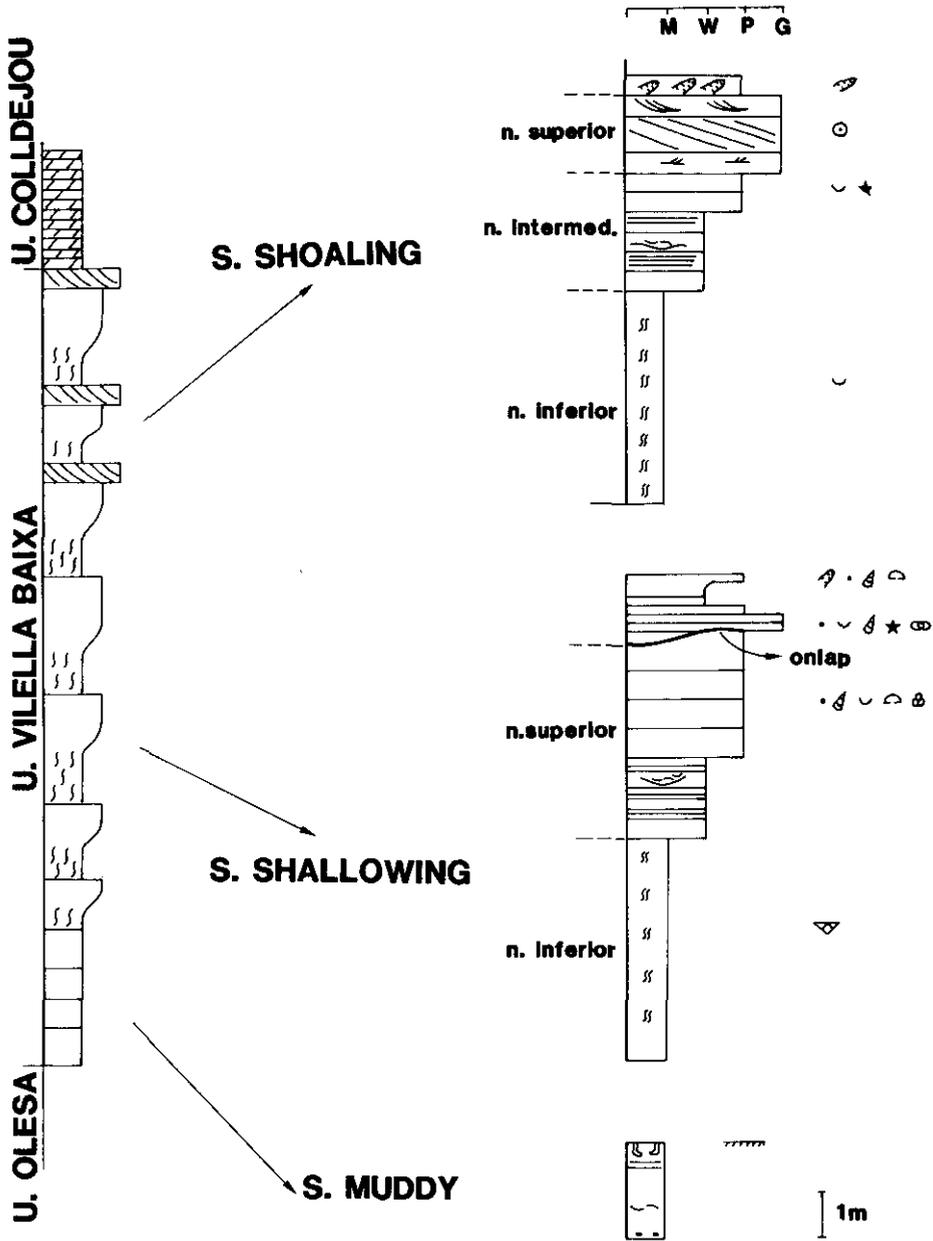


FIG. 6.—Esquema estratigráfico de la Unidad de Vilella Baixa, con los principales tipos de secuencias (muddy, shallowing y shoaling).

Stratigraphic sketch of the Vilella Baixa Unit, with main types of sequences (muddy, shallowing and shoaling).

La potencia de las secuencias *shallowing* varía de 2-3 metros hasta 25 metros. Su desarrollo lateral puede alcanzar varios kilómetros. Las secuencias *shallowing* se sitúan preferentemente en la parte inferior-media de la unidad y en las series situadas más hacia el margen norte de los distintos dominios. El mayor incremento de la potencia de las secuencias *shallowing* hacia techo de la unidad, indica que estas secuencias se desarrollaron progresivamente en una plataforma profunda. Por tanto, el conjunto de secuencias *shallowing* muestran una tendencia *deepening*.

Las secuencias *shallowing* quedan enmarcadas en una plataforma/rampa relativamente más profunda (presencia de sedimentos submareales) que los depósitos de *mud banks* de la asociación *muddy*.

iii) Secuencias *shoaling*. Existe a lo largo de este tramo una gran variedad de secuencias reales que interpretamos como secuencias *shoaling* ideal de este tramo. El nivel inferior está constituido por la facies de mudstones bioturbados y aspectos nodulosos. Un nivel intermedio constituido por la facies de wackestones y/o packstones. Los grainstones están constituidos por oolitos de origen marino, y presentan estructuras de energía (ripples de corriente, estratificación cruzada).

Las secuencias *shoaling* quedan enmarcadas en un contexto de rampa, y representaría los sedimentos más energéticos y marinos de la Unidad Vilella Baixa. Los niveles de mudstone bioturbados se interpretan como sedimentos submareales, y los materiales del tramo intermedio representarían la progresiva colmatación de la plataforma. El tramo superior, las facies oolíticas representan un conjunto de barras oolíticas (BALL, 1967; HINE, 1977; HALLEY *et al.*, 1983), enmarcada en las zonas más energéticas de la plataforma/rampa. La secuencia *shoaling* ideal del tramo guarda bastantes similitudes con la secuencia (*burrowed muddy, pelletoidal sand* y *oolitic sand*) descrita por BALL (1967) en el *oolitic sand belt* de las Bahamas.

El estudio en detalle de las barras oolíticas muestra una disminución de la escala de la estratificación cruzada de la base a techo de la barra. Para BALL (1967), en este carácter queda registrada la migración de las barras durante períodos de alta energía (estructuras de mediana y gran escala), seguido de la acción de las mareas y corrientes en períodos de buen tiempo (estructuras de pequeña escala).

La potencia de las secuencias *shoaling* varía de 4 m. a 8 m. Localmente en áreas situadas hacia el margen norte, los *shoals* oolíticos presentan desarrollos mucho menores (menores de un metro). En este caso, estos sedimentos podrían corresponder a sedimentos de *was-hover*.

Las secuencias *shoaling* se observan preferentemente hacia techo de la Unidad Vilella Baixa y en las series situadas hacia el sur, en los distintos dominios.

iv) Secuencias de colmatación. La facies de packstone de dasicladáceas, interpretada como secuencias de colmatación, aparece a techo de algunas secuencias *shallowing* y *shoaling*. Dichas geometrías producen un conjunto de altos y de depresiones. Estas depresiones, que equivaldrían a los *lakes* de Florida (STOCKMAN *et al.*, 1967), serían muy poco profundas y de aguas muy restringidas. En estas condiciones se desarrollarían preferentemente algas dasicladáceas.

A grandes rasgos, la Unidad de Vilella Baixa presenta una tendencia transgresiva (figs. 6 y 7). De esta forma se pasa: desde los *Lagoonal mud banks* situados en la zona inferior de la serie, a las secuencias *shallowing* de la zona intermedia y, finalmente, a las secuencias *shoaling* con barras oolíticas de la parte superior.

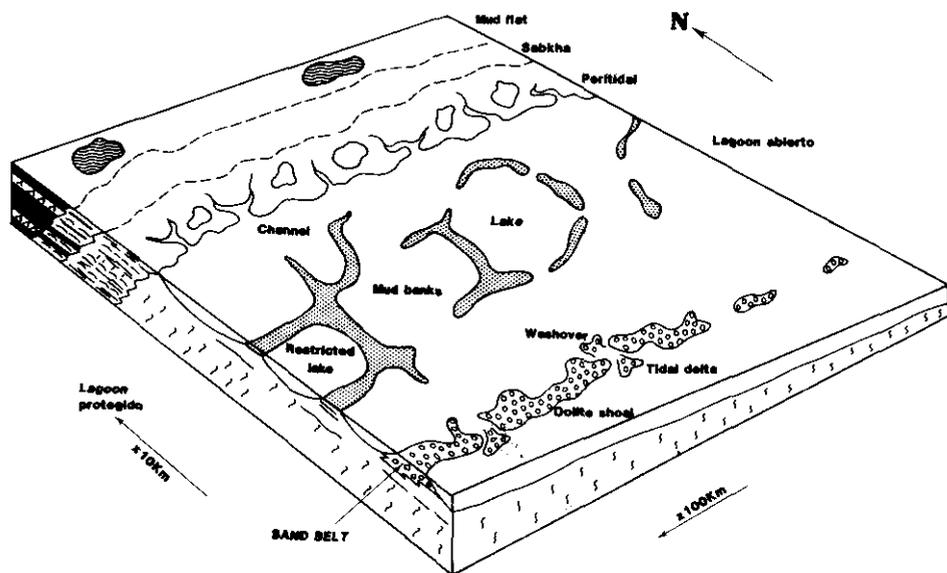


FIG. 7.—Modelo interpretativo de las Unidades de El Brull, Olesa y Vilella Baixa. Interpretative model for El Brull, Olesa and Vilella Baixa Units.

DOLOMIAS BLANCAS DE COLLDEJOU

GENERALIDADES Y LÍMITES

Constituida básicamente por dolmicritas de color claro, de blancas a beige, finalmente estratificadas en capas de 10 a 50 cm.

La potencia de la Unidad de Colldejou varía de 20 metros a algo más de 40 metros, incrementándose de ENE a OSO. El límite inferior está representado por una discontinuidad neta entre las facies de la Unidad Vilella Baixa y las dolomías blancas de la Unidad Colldejou. El límite superior viene marcado por una discontinuidad, en general representada por un caliche laminado de 10 a 40 cm. de potencia y presencia de estructuras *tepees* y localmente por una superficie de paleokarst y depósitos supramareales (estromatolitos y colapso brechas). Esta discontinuidad representa el límite de los materiales calcáreos del Muschelkalk inferior, en el que la Unidad de Colldejou es el tramo superior, y los materiales detrítico-evaporíticos del Muschelkalk medio.

FACIES

Las principales facies de la Unidad Colldejou son:

i) Dolmicritas a dolmicroesparitas margosas claras, con estratificación de 10 a 50 cm. con laminación paralela milimétrica, y presencia de ripples de oscilación, *mud craks*. Abundantes moldes de evaporitas, tipo lensoide de pocos milímetros a 2-4 cm., atribuibles a cristales de yeso (LUCIA, 1972; BHATT, 1975, JACOBS *et al.*, 1982) y tipo esferulítico milimétrico atribuible a rosetas de yeso (SCHINN, 1983). Esta facies se dispone preferencialmente hacia techo de la Unidad Colldejou, y aparece a lo largo de todos los Catalánides, siendo la facies dominante de esta unidad.

ii) Mudstones laminados, o dolmicritas laminadas, con laminación milimétrica, y asociada a facies de mudstones bioturbados y brechas. Presencia de domos estromatolíticos, moldes atribuibles a evaporitas, porosidad fenestral, *mud cracks* e intraclastos. Se ordenan en secuencias de uno a dos metros de potencia. Esta facies se dispone de forma local.

iii) Mudstones-wackestones o dolmicritas, masivas o bioturbadas, de color gris claro, y estratificación de 30 a 50 cm. Los componentes principales de esta facies son: peloides y fragmentos de equinodermos y bivalvos.

iv) Packstones bioclásticos de 10 a 30 cm. de potencia, enmarcados entre los materiales de las facies i y ii. Constituidos por fragmentos de bivalvos, dasicladáceas, equinodermos, peloides, oolitos.

v) Dolmicritas laminadas con estructuras *tepees*, que constituyen el techo del Muschelkalk inferior. Laminaciones onduladas versicolores, pátinas ferruginosas y rosetones de sílex.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Las facies de dolomicritas claras presentan los siguientes caracteres: i) muy poca fauna; ii) presencia abundante de moldes de evaporitas; iii) presencia de laminación paralela, la cual se conserva gracias a la escasez de organismos bioturbadores; iv) localmente presencia de intraclastos y niveles de brechas; v) influencia terrestre, plasmada en el carácter margoso de las dolomías. Todo este conjunto de características nos llevan a interpretar a estos materiales como sedimentos de ambientes sabkha, en aguas bastante hipersalinas (ausencia de fauna, presencia de moldes de evaporitas).

Las secuencias que configuran las facies de mudstones laminados, corresponden en términos generales a las secuencias tidalíticas *shallowing* tipo *muddy* de JAMES (1979). Serían materiales depositados en un cinturón de *algal-mat*. Las facies de mudstones-wackestones bioturbados corresponden a sedimentos intermareales-submareales enmarcados en un contexto de lagoon restringido (SHINN, 1983), asimismo, las facies masivas ligeramente lenticulares corresponderían a pequeños desarrollos de *mud banks* enmarcados en el mismo contexto restringido. Las facies de packstones se interpretan como niveles de tormentas.

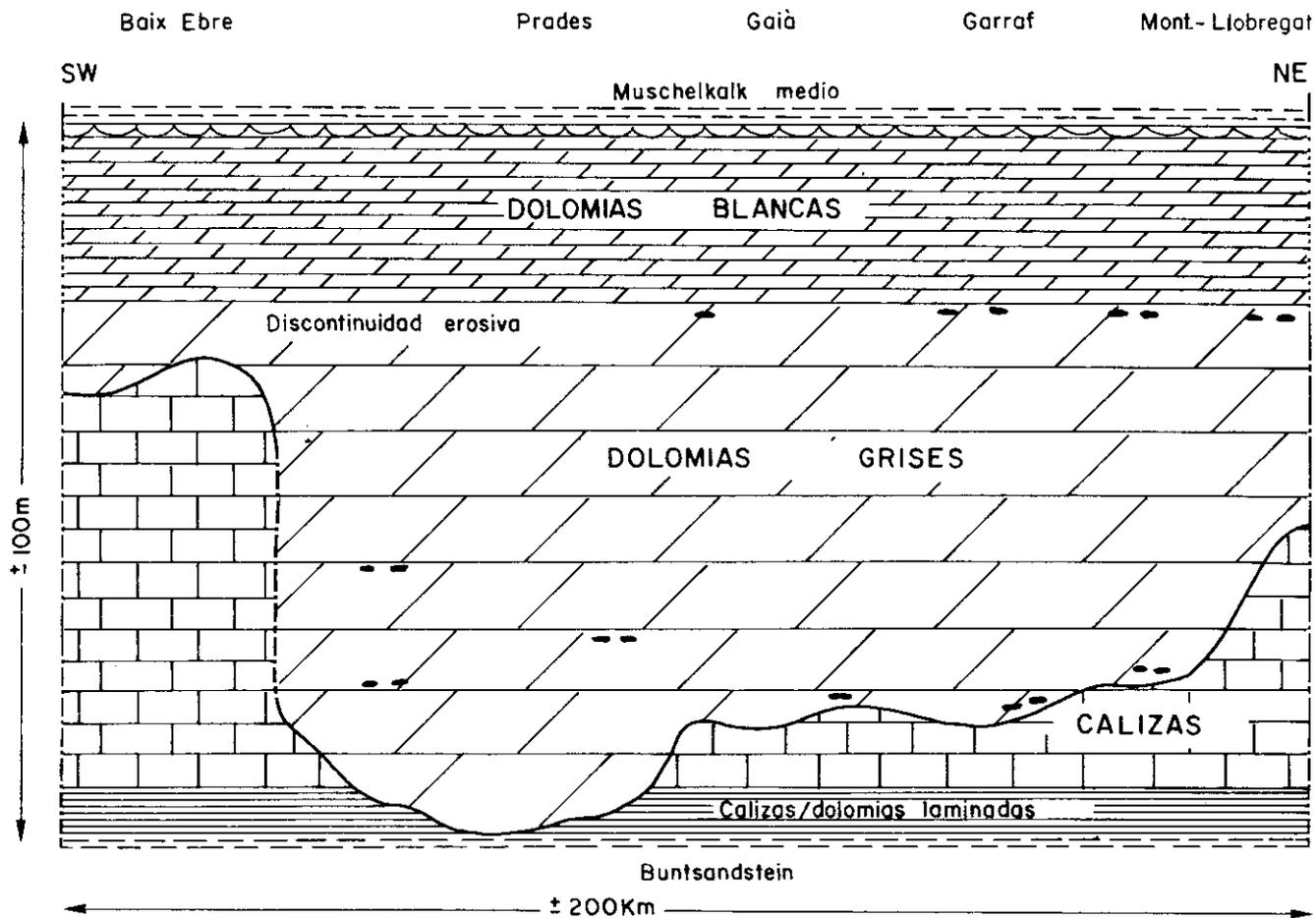
Las dolomías laminadas, en general con estructuras de tepees, se interpretan como caliches laminados (MULTER y HOFFMEISTER, 1967; ROBBIN y STIPP, 1969). Esta facies ha sido estudiada en detalle por ESTEBAN *et al.* (1977) en el área más septentrional de los Catalánides.

DOLOMITIZACION

En el Muschelkalk inferior de los Catalánides se reconocen dos grandes tipos de dolomías, denominadas informalmente «dolomías grises» y «dolomías blancas» (estas últimas equivalen a la Unidad de Colldejou). Ambos tipos están separados por una importante discontinuidad, observable a lo largo de todos los Catalánides, situándose las «dolomías grises» por debajo de ella (fig. 8). El límite inferior de este último tipo de dolomías, que reemplazaría los materiales carbonatados de diversas unidades, varía de un dominio a otro. Las «dolomías blancas» (Unidad de Colldejou) se sitúan por encima de la discontinuidad.

FIG. 8.—Distribución de los distintos tipos de dolomías del Muschelkalk inferior. Los círculos negros indican niveles de nódulos de sílex.

Distribution of dolomite types in the L. Muschelkalk. Black dots are chert levels.



«DOLOMIAS GRISES»

Las principales características de las «dolomías grises» son: i) geometría lenticular a escala regional, de aproximadamente 250 kilómetros de longitud y de 5 a 80 metros de potencia, según un corte en dirección NE-SO. El límite inferior es variable en función de los distintos dominios. En el dominio Montseny-Llobregat-Garraf-Gaià, las dolomías reemplazan a parte de la Unidad de Vilella Baixa y en algunos puntos (Pontons, Centelles) el límite inferior está relacionado con niveles de lutitas rojas asociadas a paleokarsts intra-Muschelkalk inferior. En el Dominio de Prades, las dolomías reemplazan a la Unidad de Vilella Baixa, a toda o gran parte de la Unidad Olesa y parte de la Unidad de El Brull. En el Dominio del Priorat y Baix Ebre, las dolomías reemplazan a la parte más alta de la Unidad de Vilella Baixa; ii) aspecto masivo, especialmente en la base del paquete dolomítico; iii) estructuras sedimentarias irreconocibles; iv) fauna difícil de observar, pero claramente marina; v) sustituyen a sedimentos carbonatados de distintos ambientes (*peritidal, lagoon, shoals...*); vi) presencia de nódulos de sílex, de 5-10 cm. a 20-30 cm., orientados a la estratificación y situados preferencialmente en la base y a techo del paquete dolomítico. Relaciones similares han sido citadas por NICHOLS (1974), KNAUTH (1979), MORROW y MAYERS (1978), NICHOLS y SILBERLING (1980); vii) no se observan moldes de minerales evaporíticos; viii) las «dolomías grises», petrológicamente pueden definirse como dolsparitas con textura idiotópica, con cristales euhedrales o subhedrales de 30 a 200 μm . Los primeros metros de los materiales carbonáticos situados debajo del límite inferior del paquete dolomítico presentan un mecanismo de dolomitización parcial, similar al descrito por DUNHAM y OLSON (1980) y SHUKLA y FRIEDMAN (1983).

Este conjunto de características conducen a interpretar el origen de las «dolomías grises» mediante mecanismos de *mixing water* similares a los descritos por BADIOZAMINI (1973), LAND *et al.* (1975), DUNHAM y OLSON (1980), NICHOLS y SILBERLING (1980), SHUKLA y FRIEDMAN (1983).

«DOLOMIAS BLANCAS»

Las principales características de las «dolomías blancas» son: i) geometría tabular a escala regional; ii) estratificación bien preservada en bancos de 10 cm. a 1 metro; iii) se observan estructuras sedimentarias (laminación milimétrica paralela, laminaciones cristoalgales, etc.); iv) la fauna es escasa y de ambientes restringidos; v) afecta

a sedimentos interpretados de ambientes restringidos (*sabkha*, *peritidal*); vi) abundantes moldes de evaporitas, similares a los descritos por LUCIA (1972), BHATT (1975), JACOBS *et al.* (1982), SHINN (1983); vii) las «dolomías blancas», petrológicamente pueden definirse como dolmicritas, con cristales euhedrales-subhedrales, de 7 a 21 μm .

Este conjunto de características conducen a interpretar a las «dolomías blancas» como de origen hipersalino (ZENGER, 1972; McKENZIE *et al.*, 1980).

SINTEISIS

Los materiales de la Unidad Caliza y/o dolomías laminados de El Brull se interpretan como depósitos de llanuras mareales muy someras y de baja energía. En realidad los materiales de esta unidad se configuran como un paso gradual, pero rápido, de las facies de llanuras fangosas y *sabkhas* evaporíticas del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior del Buntsandstein.

En conjunto, las facies de la Unidad Calizas bioclásticas de Olesa se interpretan como depósitos de lagoon más o menos restringido, enmarcados en el contexto de una rampa carbonatada. Es de destacar la presencia, localmente, de niveles de acumulación de fauna, interpretados como *subtidal crusts* (SHINN, 1983).

A grandes rasgos, los materiales de la Unidad Calizas bioturbadas de Vilella Baixa presentan una tendencia transgresiva. De esta forma se pasa, desde los *lagoon mud banks* situados en la parte inferior de la unidad, a las secuencias *shallowing* de la parte media y, finalmente, a las secuencias *shoaling* con barras oolíticas de la parte superior. Estas últimas facies corresponderían al *nearshore sand belt* de una rampa (TUCKER, 1985) y al *barrier bank* de una rampa con complejos de barrier-bank (READ, 1985).

El conjunto de estas tres unidades puede, por tanto, asimilarse a un gran ciclo transgresivo, del que también formarían parte los materiales del Complejo lutítico-carbonato-evaporítico superior (interpretados como depósitos costeros supramareales).

Esta tendencia transgresiva quedaba localmente interrumpida por períodos de exposición subaérea que se manifiestan en forma de superficies kársticas en el seno de los carbonatos del Muschelkalk inferior (GOTTIS y KROMM, 1967; RAMON, 1985).

Los materiales de la Unidad Dolomías blancas de Colldejou, situados por encima de una importante discontinuidad, se interpretan como depósitos de medios restringidos e hipersalinos que constituyen el preludio de una nueva etapa regresiva. Los materiales situados a techo de esta unidad se interpretan como caliches laminados, con *tepees*

(ESTEBAN *et al.*, 1979), y representan una discontinuidad entre las facies calcáreas del Muschelkalk inferior y las facies detrítico-evaporíticas del Muschelkalk medio.

Las unidades de El Brull, Olesa y Vilella Baixa pueden presentarse parcial o totalmente dolomitizadas, constituyendo paquetes masivos de dolomías grises, originadas mediante mecanismos de mezcla de aguas (BADIOZAMINI, 1973; NICHOLS y SILBERLING, 1980). Estas dolomías son claramente diferentes de las dolomías blancas de Colldejou, de origen hipersalino (ZENGER, 1972; Mc KENZIE *et al.*, 1980). Ambos tipos, grises y blancas, están separadas por una clara discontinuidad que se observa a lo largo de los Catalánides.

El modelo sedimentario general para el Muschelkalk inferior es el de una rampa en el sentido de AHR (1973) y TUCKER (1985), y relativamente similar al tipo *Low relief shelf* de BRADY y ROWELL (1976) y al tipo *homoclinal ramp* de READ (1982, 1985). Esta rampa experimentaba una cierta inestabilidad tectónica, que se manifiesta en la existencia de bloques diferencialmente subsistentes, asimilables a cada uno de los tres dominios diferenciados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido, en parte, subvencionado por el Servei Geològic de Catalunya. Los autores agradecen la colaboración de Julia Abad (mecanografía), Joan Ros y Berta Andrés (delineación).

Agradecemos los comentarios y opiniones de M. Esteban, A. Goy, F. Hirsh, M. Marzo, S. Robles, R. Salas. Asimismo, agradecemos la colaboración y ayuda de los estudiantes de cuarto curso de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona.

BIBLIOGRAFIA

- AHR, W. M. (1973): «The carbonate ramp: an alternative to the shelf model». *Trans. Gulf Coast Association of Geol. Soc.*, 23, pp. 221-225.
- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P., y SOLÉ-SUGRAÑES, Ll. (1979): «Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides». *Acta Geol. Hispánica*, 14, pp. 242-270.
- BADIOZAMINI, K. (1973): «The Dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin». *Jour. Sed. Petrol.*, 43, pp. 965-984.
- BALL, M. M. (1967): «Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas». *Jour. Sed. Petrol.*, 37, pp. 556-591.
- BATHURST, R. G. C. (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis*. Developments in Sedimentology, 12 Elsevier, 620 pp.
- BATALLER, J. R., y GUERIN, M. (1930): «Notes sobre el Trías de Barcelona i Tarragona». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, XXC, pp. 81-84.

- BAUD, A., y MEGARD-GALLI, J. (1975): «Evolution d'un bassin carbonate du domain Alpains durant la phase Pre-oceanique: Cycles et sequences dans le Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Prealpes». *IX^{me} Congrès Inter. de Sediment.* Extraits du Public, du Congrès. Nice, 5, pp. 45-50.
- BAUZA, F. (1876): «Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, III, pp. 115-123.
- BHATT, J. J. (1975): «Evidence of evaporitic deposition in the Lower Carboniferous Main Limestone series of South Wales, U.K.». *Sedimentary Geology*, 13, pp. 65-70.
- BOFILL, A. (1898): «Sur le Trias a Ceratites et sur l'Eocene inférieur de la gare d'Olesa». *Bull. Soc. Géol. France*, 3e sér., XXVI, pp. 826-829.
- BRADY, M. J., y ROWELL, A. J. (1976): «An Upper Cambrian subtidal blanket carbonate, eastern Great Basin». *Bringham Young Univ., Geology Studies*, 23, pp. 153-163.
- BRENNEL, R. L., y DAVIES, D. K. (1973): «Storm-generated coquinoid sandstones: Genesis of high-energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, pp. 1685-1698.
- BUSSON, G. (1982): «Le Trias comme période salifère». *Geol. Rundschau*, 71, pp. 857-880.
- CALZADA, S., y GAETANI, M. (1977): «Nota paleoecológica sobre *M. Mentzelli* (Brachiopoda, Anisiense, Catalánides)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 157-168.
- CONLEY, C. D. (1977): «Origin of distorted oolites and pisolites». *Jour. Sed. Petrol.*, 47, pp. 554-564.
- COUREL, L. (1982): «Les facies de transgression du Trias sur la bordure du Nord-est du Massif Central Français». *Geol. Rundschau*, 71, pp. 773-781.
- DE RENZI, M. (1969): «Estratigrafía y tectónica del Trias de la Cordillera Prelitoral Catalana». *Bol. IGME*, 80, pp. 45-49.
- DOTT, R. M. Jr. (1983): «Episodic sedimentation -How normal is average? How rare is rare? Does it matter?». *Jour. Sed. Petrol.*, 53, pp. 5-23.
- DUNHAM, J. B., y OLSON, E. R. (1980): «Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hansan Creek Formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada». En: *Concepts and models of dolomitization*. (Ed. por D. H. Zenger, J. B. Dunham y R. L. Ethington). SEPM Spec. Public., 28, pp. 139-161.
- ESTEBAN, M.; POMAR, L.; MARZO, M., y ANADÓN, P. (1977): «Naturaleza del contacto entre Muschelkalk inferior y Muschelkalk medio de la zona de Aiguafreda (Provincia de Barcelona)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 201-210.
- EVANS, G.; SCHMIDT, V.; BUCH, P., y NELSON, H. (1969): «Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf». *Sedimentology*, 12, pp. 145-159.
- GERNANT, R. E. (1971): «Origin of shell beds. Environmental history of Maryland Miocene». *Maryland Geol. Survey Guidebook*, 3, pp. 37-43.
- GLENNIE, K. W., y EVANS, G. (1976): «A reconnaissance of the recent sediments of the Rahns of Kutch, India». *Sedimentology*, 23, pp. 625-647.
- GOTTIS, M., y KROMM, F. (1967): «Sur l'existence d'un épisode régressif au sein du Muschelkalk inférieur sur la bordure occidentale du Massif Catalan». *Actes. Soc. Linnéenne Bordeaux*, 104, pp. 3-4.
- HAGAN, G. M., y LOGAN, B. W. (1975): «Prograding tidal-flat sequences: Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia». *Tidal deposits*. (Ed. por R. N. Ginsburg). Springer-Verlag, pp. 215-222.
- HALLEY, R. B.; HARRIS, P. H., y HINE, A. C. (1983): «Bank margin environment». *Carbonate Depositional Environments*. (Ed. por P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore). AAPB Memoir 33, pp. 464-506.

- HARDIE, L. A. (1977): «Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas». *The John Hopkins, Baltimore, Studies in Geology*, n.º 22, 202 pp.
- HINE, A. C. (1977): «Lily Bank, Bahamas; history of an active oolite sand shoal» *Jour. Sed. Petrol.*, 47, pp. 1554-1581.
- JACOBS, L.; SWENNEN, R.; VAN ORSMAEL, J.; NOTEBAERT, L., y VIANNE, W. (1982): «Occurrences of pseudomorphs after evaporitic minerals in the Dinantian Carbonate rocks of the eastern part of Belgium». *Bull. Soc. Belge de Geol.*, 91, pp. 105-123.
- JAMES, N. P. (1979): «Shallowing-upwards sequence in Carbonates». *Facies Models*. Geoscience Canada. Reprint Series 1: pp. 109-119.
- KNAUTH, L. P. (1979): «A model for the origin of chert in limestone». *Geology*, 7, pp. 274-277.
- KREISA, R. D. (1981): «Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia». *Jour. Sed. Petrol.*, 51, pp. 823-848.
- LAND, L. S.; SALEM, H. R. I., y MORROW, D. W. (1975): «Paleohydrology of ancient dolomites: Geochemical evidence». *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 59, pp. 1602-1625.
- LLOPIS, N., y VILLALTA, J. F. (1935): «Contribución a la fauna triásica catalana». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, XXXV, pp. 51-62.
- LOREAU, J. P., y PURSER, B. H. (1973): «Distribución and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf». *The Persian Gulf*. (Ed. por B. H. Purser.) Springer-Verlag, pp. 279-328.
- LLOPIS, N. (1942): «Estudio geológico del Valle del Congost». *Public. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, V, p. 102.
- LLOPIS, N. (1947): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides*. Barcelona, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Lucas Mallada, 372 pp.
- LUCIA, F. J. (1972): «Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. Recognition of ancient sedimentary environments». (Ed. por J. K. Rigby y R. K. Hamblin). *SEPM. Spec. Publ.*, 16, pp. 160-191.
- MARZO, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis doctoral. Dpto. de Estratigrafía, Universidad de Barcelona, 317 pp.
- McKENZIE, J. A.; HSU, K. I., y SCHNEIDER, J. F. (1980): «Movements of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporite dolomite genesis». *Concepts and models of dolomitization*. (Ed. por D. H. Zenger, J. B. Dunham y R. L. Ethington). *SEPM Spec. Public.*, 28, pp. 11-30.
- MORROW, D. W., y MAYERS, J. R. (1978): «Simulation of limestones diagenesis-a model based on strontium depletion». *Can. Jour of Earth Sciences*, 15, pp. 376-396.
- MULTER, H. G., y HOFFMEISTER, J. E. (1968): «Subaerial laminated crust of the Florida Keys». *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, pp. 183-192.
- NARBONNE, G. M. (1984): «Trace fossils in Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates, of Arctic Canada». *Jour. Sed. Petrol.*, 58, pp. 398-415.
- NICHOLS, K. M. (1974): «Coextensive supratidal dolomite and underlying secondary dolomite in the Triassic of north-central Nevada». *Jour. Sed. Petrol.*, 44, pp. 783-789.
- NICHOLS, K. M., y SILBERING, N. J. (1980): «Eogenetic dolomitization in the Pre-Tertiary of the Great Basin». *Concepts and models of dolomitization*. (Ed. por D. H. Zenger, J. B. Dunham y R. L. Ethington), *SEPM Spec. Public.*, 28, pp. 237-246.

- PLAYFORD, P. E., y COCKBAIN, A. E. (1979): «Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia». *Stromatolites*. (Ed. por M. R. Walter). Elsevier, pp. 389-411.
- RAMÓN, X. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk inferior del Dominio Montseny-Llobregat*. Tesis de licenciatura. Departamento de Petrología y Geoquímica. Universidad de Barcelona, 100 pp.
- READ, J. F. (1982): «Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution». *Tectonophysics*, 81, pp. 195-212.
- READ, J. F. (1985): «Carbonate platform facies models». *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 69, pp. 1-21.
- RÍOS, J. M., y ALMELA, A. (1954): «El Triásico de Santa Perpetua (Tarragona)». *Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje al profesor E. Hernández Pacheco, pp. 567-570.
- ROBBIN, D. M., y STIPP, J. J. (1979): «Depositional rate of laminated soilstone crusts, Florida Keys». *Jour. Sed. Petrol.*, 49, pp. 175-180.
- ROBLES, S. (1974): *Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, 436 pp.
- ROBLES, S. (1975): «Síntesis de la evolución estratigráfica y tectónica de los materiales secundarios del bloque del Cardó y sectores adyacentes (prov. Tarragona)». *Acta Geol. Hispánica*, X, pp. 59-66.
- SCHMIDT, M. (1932): «Über die Ceratiten von Olesa bei Barcelona». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, XXXII, pp. 195-222.
- SCHNEIDER, J. F. (1975): «Recent tidal deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf». *Tidal Deposits*. (Ed. por R. N. Ginsburg). Springer-Verlag, pp. 209-214.
- SCHWARZ, H. U. (1975): «Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonate (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany)». *Contr. Sedimentology*, 3, pp. 1-100.
- SHINN, E. A. (1968): «Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas». *Jour. Paleont.*, 42, pp. 879-894.
- SHINN, E. A. (1969): «Subarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf». *Sedimentology*, 12, pp. 109-144.
- SHINN, E. A. (1983): «Tidal flat environment. Carbonate Depositional Environments». (Ed. por P. A. Scholle, D. G. Bebout y C. H. Moore). AAPG Memoir 33, pp. 171-210.
- SHINN, E. A., y ROBBIN, D. M. (1983): «Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestone». *Jour. Sed. Petrol.*, 53, pp. 595-618.
- SHUKLA, V., y FIEDMAN, G. M. (1983): «Dolomitization and diagenesis in a shallow upward sequence: The Lockport Formation (Middle Silurian), New York State». *Jour. Sed. Petrol.*, 52, pp. 703-717.
- STOKMANN, K. W.; KINSBERG, R. N., y SHINN, E. A. (1967): «The production of lime mud by algae in south Florida». *Jour. Sed. Petrol.*, 37, pp. 633-648.
- TORNOUIST, A. (1916): «Die Nodosen Ceratien von Olesa in Katalonien». *Sitzungs. K. Akad. der wiss*, I, pp. 1-22.
- TUCKER, M. E. (1985): «Shallow-marine carbonate facies and facies models». *Sedimentology*. (Ed. por P. J. Brenchley y B. P. I. Williams). Blackwell Sc. Publ., pp. 147-169.
- TURMEL, R. J., y SWANSON, R. G. (1976): «The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida Reef Tract». *Jour. Sed. Petrol.*, 46, pp. 497-518.
- VILASECA, S. (1920): «Contribució a l'estudi dels terrenys triàsics de la província de Tarragona». *Treb. Mus. Cien. Nat.*, VIII, 65 pp.

- VIRGILI, C. (1953): «Le Triás de la región d'Olesa (Catalogne, Espagne)». *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, III (6a s.), pp. 208-210.
- VIRGILI, C. (1958): «El Triásico de los Catalánides». *Bol. I. G. M. E.*, 69, 856 pp.
- VIRGILI, C. (1963): «Triás du Nord-Est de l'Espagne». *Bull. I. G. M. E.*, 15, pp. 469-481.
- VIRGILI, C. (1964): «Estudio geológico del sector Espluga-Vimbodí-Rojals». *Inst. Est. Tarraconenses Ramón Berenguer*, IV, pp. 7-24.
- VIRGILI, C. (1977): «Consideraciones generales sobre el Triásico y el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 563-578.
- VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1954): «El Triásico de la Sierra de Prades (provincia de Tarragona)». *Est. Geol.*, X, pp. 216-242.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate facies in Geologic History*. Springer-Verlag, 471 pp.
- WOODS, P. J., y BROWN, R. G. (1975): «Carbonate sedimentation in a arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia». En: *Tidal Deposits*. (Ed. por N. R. Ginsburg). Springer-Verlag, pp. 223-232.
- ZENGER, D. H. (1972): «Significance of supratidal dolomitization in the geologic record». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 1-12.
- ZIEGLER, P. A. (1982): «Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe». *Geol. Rundschau*, 71, pp. 747-772.