

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL MUSCHELKALK INFERIOR DEL DOMINIO MONTSENY-LLOBREGAT (CATALANIDES)

X. Ramon (*) y F. Calvet (**)

RESUMEN

La evolución sedimentaria del Muschelkalk inferior de las cadenas costero catalanas se caracteriza por una primera secuencia de profundización, seguida por una segunda secuencia de somerización, constituida por pequeños ciclos somerizantes. Las dos secuencias están separadas por una discontinuidad estratigráfica de carácter regional.

El tramo superior de la primera secuencia está dolomitizado por procesos de dolomitización secundaria a partir de la discontinuidad estratigráfica regional; en otros dominios de los Catalánides, la dolomitización puede afectar a casi toda la secuencia. La segunda secuencia está constituida por dolomías de tipo primario. El Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat se diferencia del resto de los Catalánides, principalmente por la existencia, en la secuencia de profundización, de cuatro rupturas sedimentarias interpretadas como superficies karstificadas intra-Muschelkalk. Todo el Muschelkalk inferior se desarrolla en facies mareales en un contexto de rampa carbonatada tipo *homoclinal ramp*. El estudio palinológico confirma una edad Anisiense medio-superior.

Palabras clave: *Triásico, Muschelkalk, Karst, Dolomitización, Sedimentología, Catalánides.*

ABSTRACT

The sedimentary evolution of the lower Muschelkalk (facies) in the Catalan Coastal range is characterized by the existence of two cycles: deepening and shallowing upwards. A regional discontinuity exists between these two main cycles. However shallowing upwards sequences occur throughout all the carbonate section studied.

Secondary dolomitization took place in the upper part of the lower (deepening) sequence enhanced by the existing regional discontinuity. Primary dolomite occurs in the shallowing upward sequence and it has a great lateral extension. Four karstified surfaces have been found within the deepening sequence in the Montseny-Llobregat area. Tidal depositional environment is recognized in all the lower Muschelkalk, and it ranges from subtidal to supratidal. These deposits have been interpreted as generated in an homoclinal ramp, and data provided by palinological analysis yield and age of middle to upper Anisian.

Key words: *Triassic, Muschelkalk, Karst, Dolomitization, Sedimentology, Catalánides.*

Introducción

El Triásico se desarrolla en un marco de fracturación incipiente de la Pangea. Sus principales alineaciones de fracturación coinciden con las antiguas suturas (de colisión) paleozóicas (cinturones de plegamientos paleozóicos) (Ziegler, 1982).

Los megarifts más importantes que actuaron como ejes de disgregación de la Pangea en el transcurso del Mesozóico y Cenozóico son el del

Artico-Atlántico Norte (orientado de N a S) y el del Tethys-Atlántico Central-Golfo de Méjico (orientado de E a W) (Dewey et al., 1973; Laubscher y Bernouilli, 1977; Biju-Duval et al., 1977).

El Oeste y Centro de Europa fueron centro de muchas alineaciones de sutura, por lo que se convirtió durante la etapa de fracturación en un complejo sistema de Rift (Ziegler, 1982). Las facies de relleno de las cuencas triásicas reflejan la inte-

(*) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

(**) Dpto. de Petrología y Geoquímica, Universidad de Barcelona.

racción entre diferentes tasas de subsidencia e influjos terrígenos, y las repetidas transgresiones del Tethys, que avanzaron hacia el NW y el W, a través de las zonas corticales más deprimidas (Ziegler, 1982). Estas transgresiones parecen ser de naturaleza tectono-eustática, reflejando cambios en el volumen de las dorsales medio-oceánicas, en respuesta a variaciones de la velocidad de expansión del fondo oceánico (Schopf, 1974; Forney, 1975).

En la península Ibérica se registraron estas transgresiones a partir del Anisiense, distribuyéndose en función de un sistema de surcos y umbrales, alineados en dirección NW-SE y NE-SW, según las directrices de los principales accidentes tardihercínicos de la Península (Parga, 1969; Vegas, 1975; Castillo, 1979; y Garrido y Villena, 1977).

Marco geológico

Los Catalánides constituyen una unidad morfoestructural controlada por dos sistemas principales de fracturas, longitudinales y transversales respecto a la orientación general de la Cordillera (NE-SW) (Anadon et al., 1979). Las fallas longitudinales controlan la morfología en dos cordilleras, litoral y prelitoral, separadas por un valle (fosa tectónica). La fosa se ha rellenado con sedimentos terciarios, mientras que en las cordilleras afloran el zócalo paleozóico y la cobertera Mesozóica. La importancia paleogeográfica de los sistemas transversal y longitudinal durante la etapa preorogénica ha sido destacada por Anadon et al. (1979). Algunas de estas fallas, de origen tardihercínico (Sole Sugañes; 1978), actuaron durante todo el Mesozóico bajo un régimen distensivo, limitando una serie de bloques diferencialmente subsidentes (Esteban, 1973; Robles, 1974; Marzo, 1980; Giner, 1980; Marzo et al., 1984).

Los dos sistemas de fracturas delimitan una serie de unidades morfoestructurales en los Catalánides.

Cada una de ellas refleja: a) un diferente comportamiento paleogeográfico durante la etapa preorogénica, lo que condicionó las variaciones litológicas observables en las series mesozóicas y su mayor o menor desarrollo; b) un comportamiento tectónico relativamente diferenciado durante la etapa comprensiva, lo que se traduce en variaciones notables en el estilo de deformación (Anadon et al., 1979).

Para las facies Muschelkalk inferior, Marzo y Calvet (1985) y Calvet y Ramon (1985 a, b), agrupan las unidades morfoestructurales de los

Catalánides en tres dominios: Montseny-Llobregat-Garraf-Gaià, Prades y Priorat-Baix Ebre. En este trabajo se estudia el Muschelkalk inferior de la zona Montseny-Llobregat. Los resultados y la sucesión litológica son válidos para todo el dominio Montseny-Llobregat-Garraf-Gaià (Fig. 1).

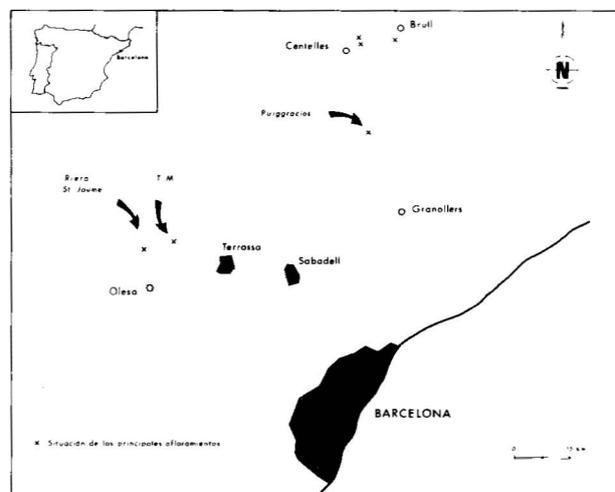


Fig. 1.—Mapa de situación de afloramientos.

Unidades litoestratigráficas

El Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat-Garraf-Gaià, se ha dividido informalmente en cinco unidades litoestratigráficas que de base a techo son:

- 1) U. calizas y/o dolomías laminadas.
 - 2) U. calizas bioclásticas.
 - 3) U. calizas bioturbadas.
 - 4) U. dolomías sacaroideas.
 - 5) U. dolomías blancas.
- Estas unidades se corresponden con las utilizadas para los Catalánides y/o dominio Montseny-Llobregat, por Virgili (1958), Gottis y Kromm (1967), Marzo y Calvet (1985) y Calvet y Ramon (1985 a). (Tabla 1).

Unidad Calizas y/o Dolomías laminadas

Esta unidad está constituida por las facies estromatolíticas en domos (de 0.3 a 1 metro de altura), situados a techo del complejo Lutítico-carbonatado evaporítico superior del Buntsandstein (Marzo, 1980).

La potencia de la unidad varía entre 6 y 12 metros. Está constituida por calizas y/o dolomías con o sin laminación milimétrica interna. En esta unidad se distinguen las siguientes facies:

- 1) Calizas y/o dolomías, dispuestas en estratos de 20 a 30 cm. con una laminación interna milimétrica plana paralela muy acusada, probablemente de origen algal. Localmente se observan niveles con deformación de la laminación interna y estructuras de desecación tipo *mudcrack*. La ausencia de porosidad fenestral y la preservación de las estructuras *mudcrack* y laminaciones (probablemente algales) puede considerarse como un efecto de compactación previo a la litificación (Shinn, 1983).
- 2) Calizas con intraclastos, dispuestas en estratos de 40 a 60 cm. Texturalmente son *packstones-wackestones*, constituidas por placas de equínidos (posiblemente Crinoideos) peloides y en menor proporción foraminíferos y gasterópodos (Fig. 2).

Tabla 1.—Unidades Litoestratigráficas del Muschelkalk de los Catalánides.

	Catalánides Virgili (1958)	Dominio Montseny-Llobregat (Catalánides) Gottis y Kromm (1967)	Catalánides Calvet y Ramon (1985) Marzo y Calvet (1985)	Dominio Montseny-Llobregat (Catalánides) X. Ramon (1985)	discontinuidades
	(M ₁ D) Dolomias con diploporas	Dolomias con sflice en la base	Dolomias blancas de Coldejou discontinuidad regional	Dolomias blancas	D 5
	(M ₁ C) Calizas de fucoides	Dolomias arcillosas	Calizas bioturbadas de Vilella Baixa	Dolomias sacaroideas	D 4
		Calizas de fucoides		Calizas Bioturbadas	D 3
	Calizas con paraceratites (M ₁ B) Calizas con mentzelia (M ₁ A)	Dolomias con paraceratites y lamelibranchios	Calizas bioclásticas de olesa	Calizas bioclásticas	D 2
			Calizas y/o Dolomías Laminadas de El Brull	Calizas y/o Dolomías Laminadas	D 1

MUSCHELKALK INFERIOR

La unidad está constituida por las litofacies 1 y 2, las cuales se interpretan como intermareales/supramareales, y submareales respectivamente; está ordenada en secuencias *Shallowing upwards* (James, 1984) (Fig. 3). Localmente el término supramareal presenta *flat pebble breccia*. (Riera St. Jaume, en Olesa).

El límite superior de la unidad está representado por una ruptura en la sedimentación (discontinuidad D1) que en la zona septentrional presenta características de paleokarst, bien expuesto en El Brull.

Unidad Calizas Bioclásticas

Se sitúa encima de la unidad anterior, consta de dos tramos, A (inferior) y B (superior). A su vez, el tramo B se divide en dos subtramos B1 y B2. (Fig. 4).

- Tramo A (calizas gris-negro bioturbadas): Son calizas de color gris-negro, dispuestas en estratos de unos 60 cm. de espesor, localmente muy bioturbadas, adquiriendo un aspecto moteado característico. La textura es *packstone*, en ocasiones *wackestone*, constituida por pellets fecales, los componentes son placas de equinido, algún gasterópodo, fragmentos de bivalvo y posibles ostrácodos (Fig. 5). A techo de este tramo se localiza un nivel de 1 a 5 cm. de espesor con estructuras de disolución (discontinuidad D2). El tramo A se interpreta como perteneciente a un ambiente submareal en el sentido de Shinn (1983).

- Tramo B (calizas grises bioclásticas) constituido por:
Subtramo B1. Son calizas de color gris, bioclásticas, dispuestas en estratos de 40 a 60 cm. La potencia disminuye hacia el sector meridional, con unos 4 metros en Centelles y 1 metro en Olesa (Riera St. Jaume) (Fig. 6). La textura es tipo *wackestone*, y localmente *packstone* de gasterópodos placas de equinido, bivalvos, foraminíferos, peloides. Es frecuente la presencia de oncolitos (Fig. 7). En algún caso los componentes tienden a estar orientados.

Subtramo B2 (Fig. 8). Se caracteriza por presentar 3 estratos cuyo espesor oscila entre los 20 y 40 cm. (Fig. 9), separados entre sí por niveles de caliza gris tableada, con estructuras tractivas tipo ripple (Figs. 9 y 10). Presentan laminación interna y/o orientación de los componentes. En la

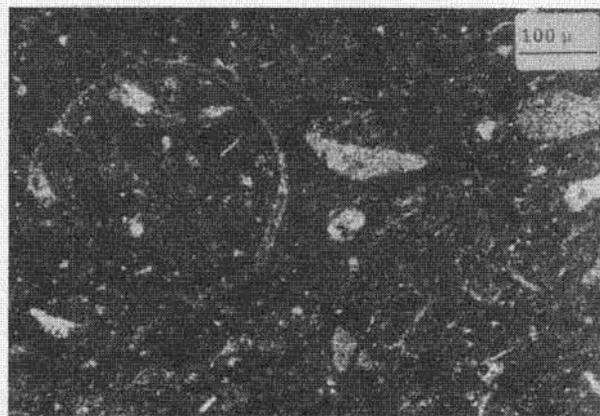


Fig. 2.—U. Calizas y/o Dolomías laminadas (facies 2).

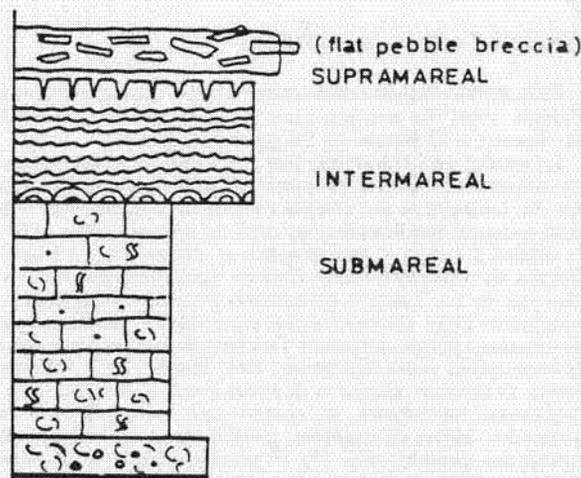


Fig. 3.—Secuencia tipo Muddy, basado en James (1984).

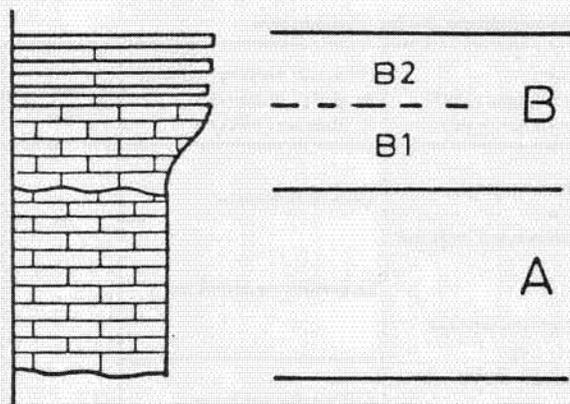


Fig. 4.—Esquema unidad Calizas bioclásticas.

primera de estas intercalaciones, se encuentran fósiles de ammonites (Virgili, 1958, 1963; Virgili et al., 1977). En la zona más meridional (Olesa), estas intercalaciones presentan niveles lutíticos. La textura del subtramo B2 es la misma que la del subtramo B1.

Los tres estratos individualizados caracterizan el subtramo B2. Tienen una notable continuidad lateral, y se caracterizan por la ausencia de laminación interna. El techo de estos niveles puede estar erosionado y en los casos en que no lo está, la superficie presenta depresiones y montículos de forma semiesférica con diámetros de orden centimétrico, acompañado de una intensa bioturbación horizontal. En la zona meridional (Olesa), predominan este último tipo de superficies y suele estar asociado a un aspecto nodular y a la presencia de pigmentación rojiza en el sedimento (Fig. 11).

Las facies del tramo B se interpretan globalmente como submareales. En el subtramo B1, la sedimentación fue relativamente continuada, mientras que en el subtramo B2 se contabilizan como mínimo tres episodios con disminución de la tasa de sedimentación, responsables de la formación de por lo menos tres costras carbonatadas tipo *Subtidal crusts* en el sentido de Shinn (1969).

La reducción de potencia del subtramo B1 hacia el sector meridional se considera como el resultado de una menor tasa de sedimentación respecto al sector septentrional. Por lo que en la zona meridional, el subtramo B1 está mal representado, diferenciándose poco del B2.

Unidad Calizas bioturbadas

Es la unidad definida clásicamente como "Calizas de fucoides" (Virgili, 1968). Su potencia varía de 15 metros en Olesa (Riera St. Jaume) a 22 metros en Puiggraciós (Fig. 6).

La unidad está constituida por calizas de color gris-negro intensamente bioturbadas, presentan localmente un aspecto nodular. Se caracterizan por contener fósiles de braquiópodos *Menzelia menzeli*, localizándose un nivel de acumulación a techo de la unidad. En algunos afloramientos se observa una ciclicidad en función de la mayor o menor (incluso nula) bioturbación. Los ciclos son de 1 a 2 metros de potencia (corte de Puiggraciós); se interpretan (Fig. 12) como ciclos somerizantes (*shallowing*) con un término inferior submareal y un término superior intermareal (*Lower-middle intertidal*) (Shinn, 1968; Hardie, 1977; Narbonne, 1984). El término inferior es de textura *mudstone-wackestone* intensamente bioturbados; los componentes principales son: braquiópodos, placas de equinido, gasterópodos, bivalvos, posibles ostrácodos, peloides (Fig. 13). El término superior es de textura *packstone-wackestone*; los principales componentes son bival-

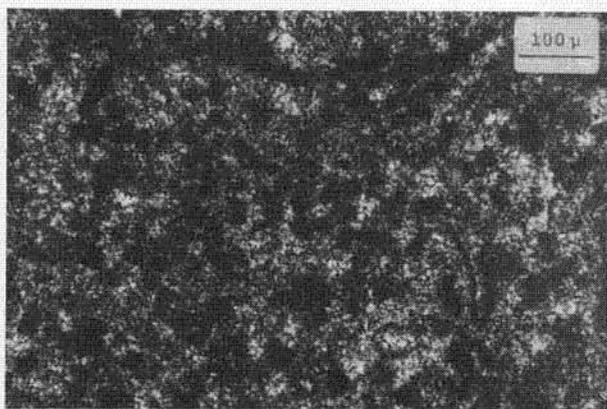


Fig. 5.—Peloides. U. Calizas bioclásticas tramo (A).

vos, gasterópodos, placas de equinidos, peloides y posibles ostrácodos. La tendencia somerizante de cada ciclo puede terminar en un nivel de exposición subaérea. En el sector septentrional del dominio Montseny-Llobregat, se conservan dos niveles de emersión (discontinuidades D3 y D4).

La unidad queda limitada a techo por el frente de dolomitización de la unidad suprayacente (unidad dolomías sacaroideas). A escala regional (Catalánides), las unidades "Calizas bioturbadas" y "Dolomías sacaroideas", se corresponden con una misma unidad: "Calizas bioturbadas de Vil·la Baixa". (Tabla 1).

Unidad Dolomías Sacaroideas

Corresponden al extremo septentrional de las facies dolomíticas, con geometría lenticular a escala regional de los Catalánides (Fig. 14) (Marzo y Calvet, 1985; Calvet y Ramon, 1985 a, b).

La potencia se mantiene constante, entre 6 y 7 metros, en todo el dominio estudiado. Las dolomías presentan un color gris-marrón. El aspecto es arenoso y masivo. Texturalmente son dolsparitas. La primitiva estratificación está totalmente obliterada. El límite inferior está constituido por el frente de dolomitización que coincide con la discontinuidad D4 en la zona de Centelles. El límite superior es brusco y neto, con la unidad suprayacente (Fig. 15). Asociados a la base se localizan niveles con nódulos de sílex (Fig. 16).

La ausencia de componentes y estructuras sedimentarias dificulta la interpretación; sin embargo, por comparación con otras zonas de los Catalánides en los que la dolomitización no ha afectado al sedimento original, se interpreta que éste era similar al de la unidad infrayacente (Marzo y Calvet, 1985; Calvet y Ramon, 1985 a, b).

Unidad Dolomías blancas

Es equivalente a la unidad "Dolomías con díploras" de Virgili (1958). "Dolomías con sílice en la base" de Gottis y Kromm (1967) (Tabla 1). La potencia de la unidad es constante en toda el área estudiada, oscila entre los 30 y 32 metros (Fig. 6). Los materiales suprayacentes pertenecen a las facies del *Muschelkalk* medio. En el extremo septentrional, área de Centelles, la unidad está erosionada quedando tan solo los 5 primeros metros.

El contacto inferior respecto a las dolomías sacaroideas, es brusco y neto, desde un punto de vista litológico (Fig. 15). La unidad está dolomitizada en su totalidad, es una dolomía de grano fino, texturalmente dolmicrita, que en conjunto adquiere un aspecto monótono. La estratificación es regular, en estratos que oscilan entre los 0.5 y 1.5 metros de espesor.

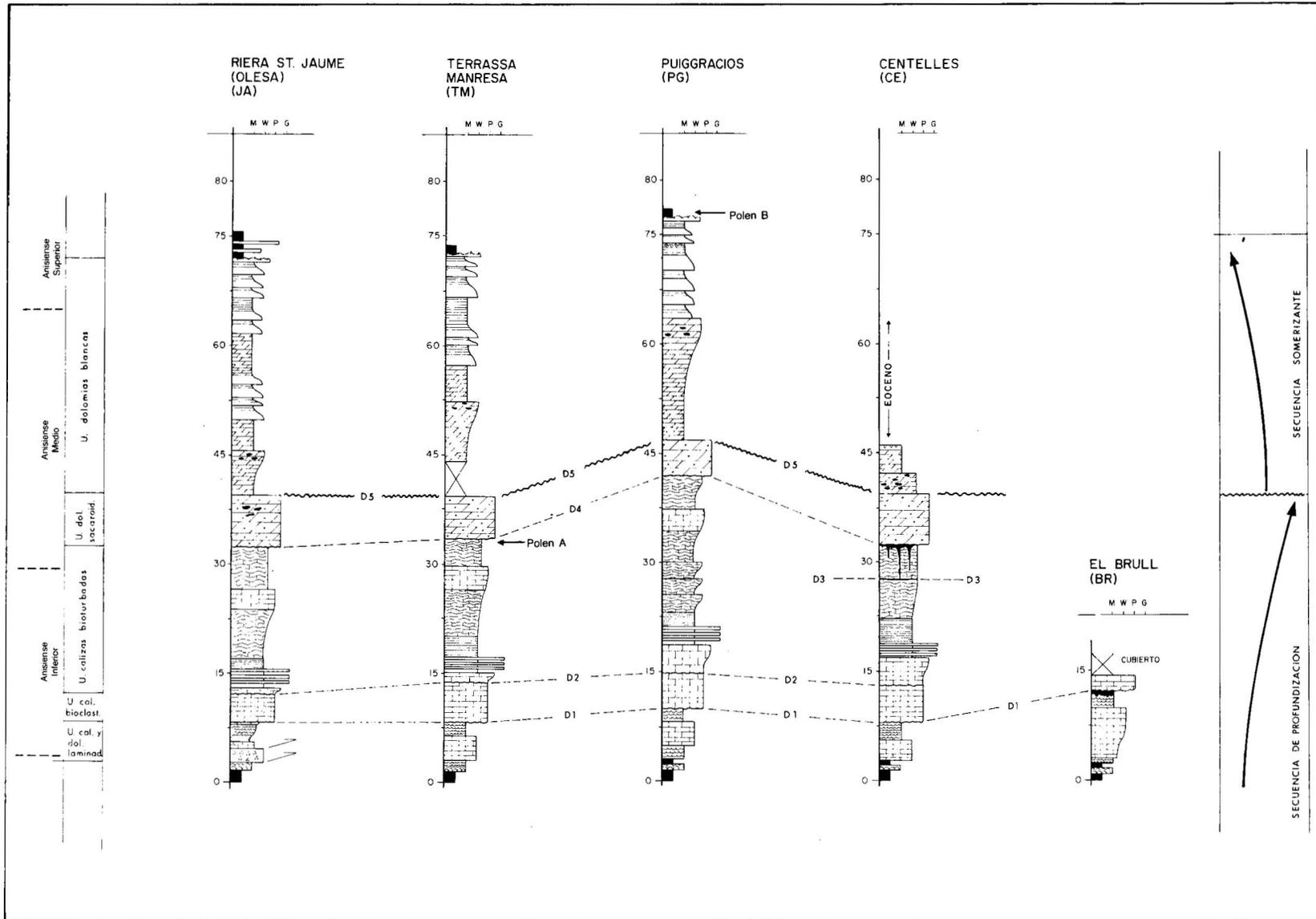


Fig. 6.—Muschelkalk inferior, dominio Montseny -Llobregat (Catalánides).

D1 a D4 Paleokarst
 D5 Discontinuidad estratigráfica regional

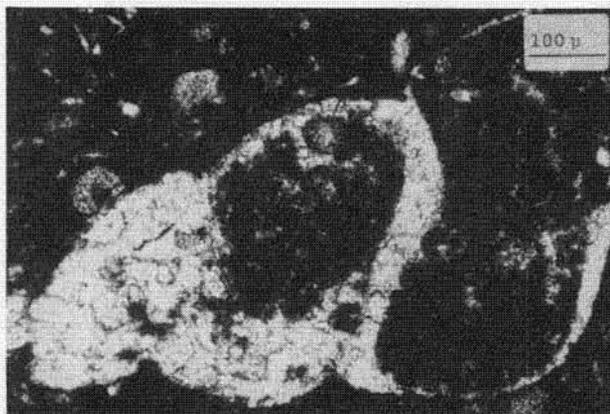


Fig. 7.—Gasterópodo. U. Calizas bioclásticas tramo (B1).

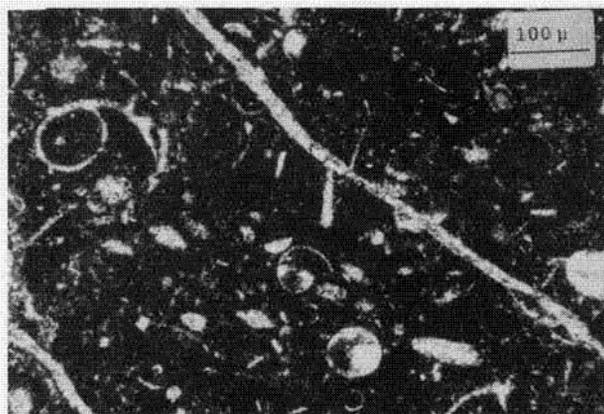


Fig. 8.—Gasterópodos. U. Calizas bioclásticas tramo (B2).

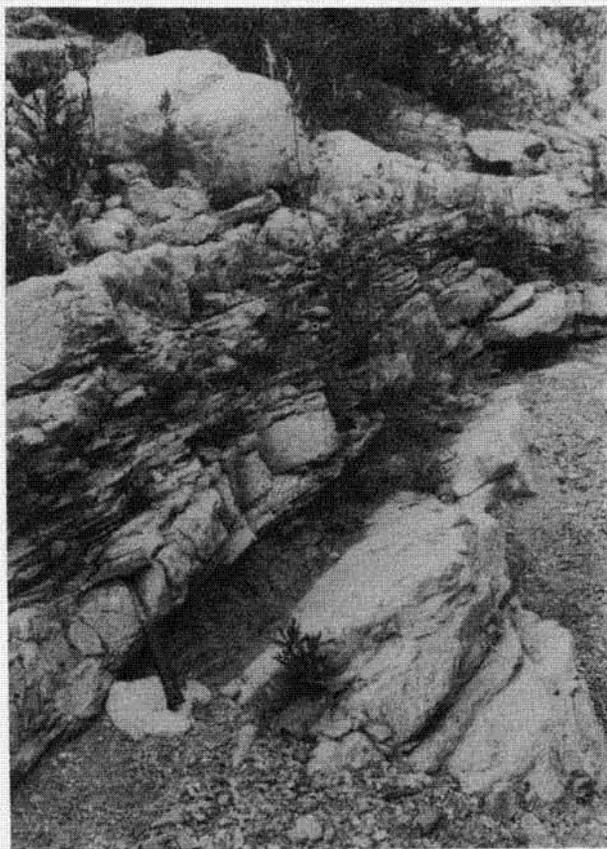


Fig. 9.—U. Calizas bioclásticas, tramo (B2) *Subtidal Crusts*. Riera St. Jaume (Olesa).

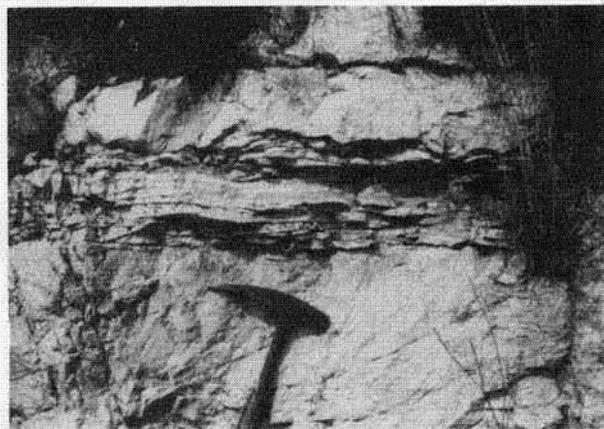


Fig. 10.—U. Calizas bioclásticas, tramo (B2) *Subtidal crust* y tramo intermedio con ripples. Area de Centelles.



Fig. 11.—U. Calizas bioclásticas, tramo (B2). Superficie de una *Subtidal Crust*. Riera St. Jaume (Olesa).

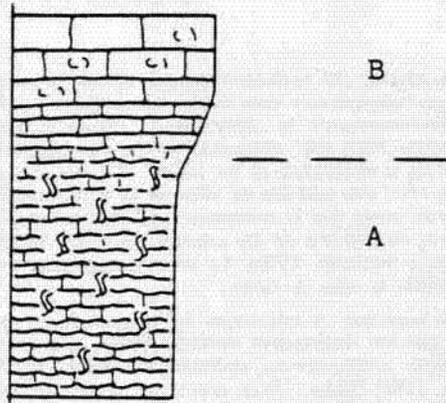


Fig. 12.—Ciclo somerizante ideal.



Fig. 13.—Gasteropodo. U. Calizas bioturbadas, término (B) de un ciclo somerizante.

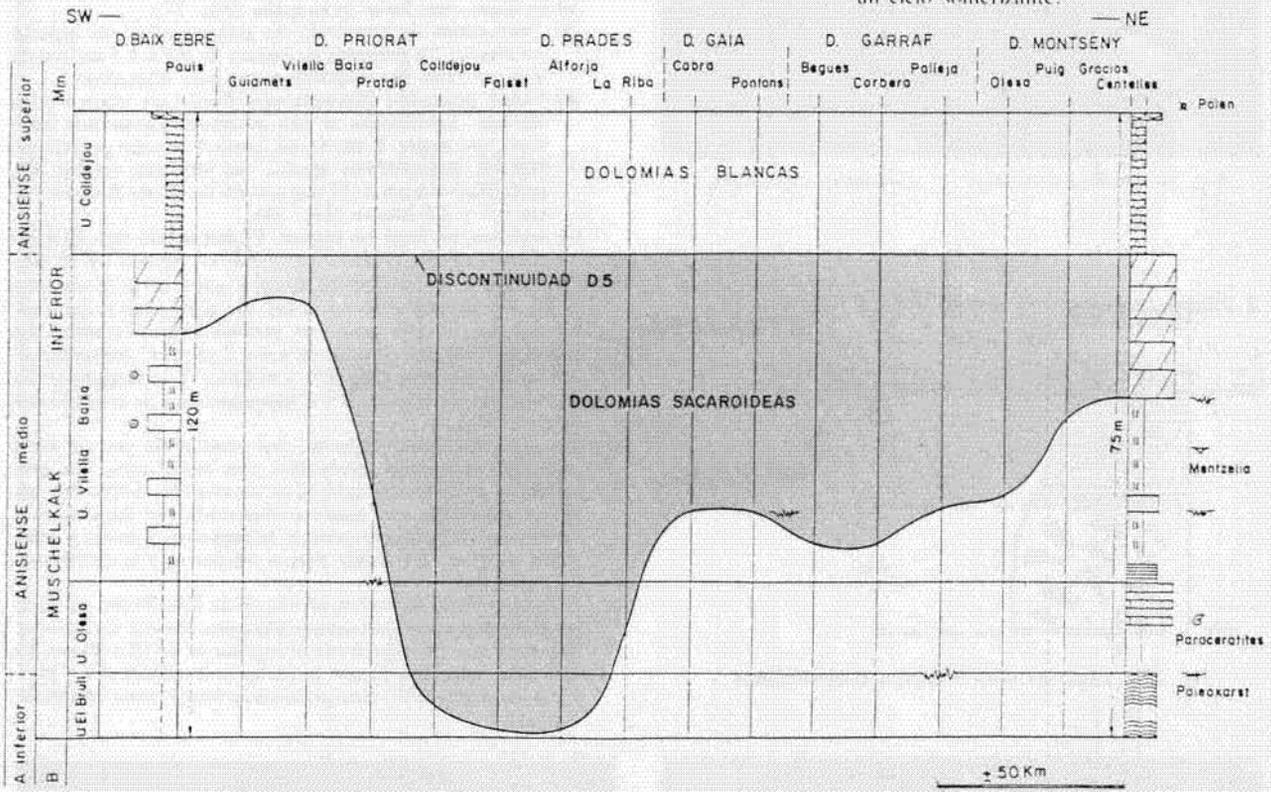


Fig. 14.—Geometría lenticular de las dolomías sacaroideas, y unidades litoestratigráficas de los Catalamides. Según Calvet y Ramon (1985b).



Fig. 15.—U. Dolomías sacaroideas, discontinuidad D5 y U. Dolomías blancas, Area de Centelles.

Esta unidad puede dividirse, atendiendo a las facies, en dos tramos cuyo límite es difícil de precisar. Se establece una potencia aproximada de 10 a 15 metros para el inferior y de 15 a 20 metros para el superior.

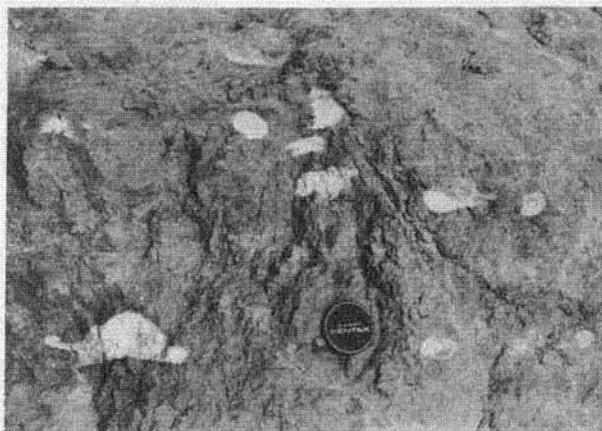


Fig. 16.—Nodulos de sílex. U. Dolomías sacaroides.

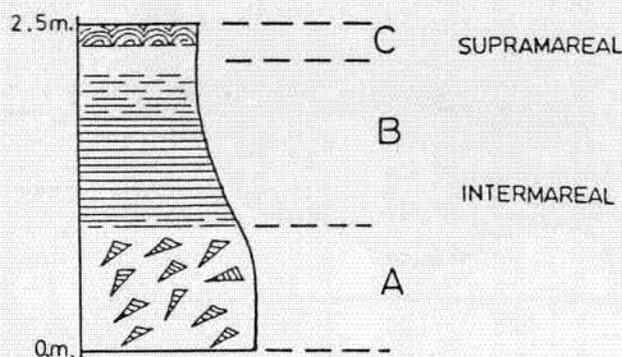


Fig. 17.—Esquema ciclo intermareal-supramareal.



Fig. 18.—Pelecoides deformados. U. dolomías blancas, término (B), ciclo somerizante.

- Tramo inferior: No se observa ningún tipo de estructura interna, ni componentes. Son fangos dolomitizados (dolmicritas). Probablemente la existencia de alguna textura tipo wackestone haya sido obliterada por la dolomitización.

Aparte de la monotona de sus facies, se caracteriza por poseer un nivel con nódulos de sílex en la mitad superior del tramo; así como por la existencia local de formas lenticulares en la disposición de los estratos, posibles *Mudbancks*, (Turmel y Swanson, 1976). La interpretación del tramo es difícil dada la falta de datos.

- Tramos superior: A diferencia del tramo inferior, en este tramo pueden distinguirse distintas facies, componentes y estructuras sedimentarias, ordenado en ciclos somerizantes (James, 1984; Shinn, 1982), con 2 a 3 metros de potencia para el ciclo ideal completo (Fig. 17). El ciclo completo raras veces se conserva, conservándose total o parcialmente los términos basales (AB).

Se localizan tres facies principales (Fig. 17):

A) *Wackestone* dolomitizado de gasterópodos. El aspecto es masivo. Se presenta en bancos de 0,5 a 1,5 metros de espesor. Los gasterópodos están muy alterados.

B) Fango peletoidal dolomitizado. Puede ser masivo o laminado. Localmente se han observado estructuras tractivas tipo ripple. Estas facies, probablemente puedan intercalar laminaciones algales. Se localizan niveles con porosidad fenestral. El espesor de las facies B oscila entre 0,2 y 1,5 metros (Fig. 18).

C) Laminación algal en domos. Estromatolito tipo LLH-C (Logan et al., 1964). Desarrollan un espesor de 20 cm.

Las facies B se encuentran siempre sobre las A, formando ciclos AB, de potencias variables. En algún caso se ha podido observar el ciclo completo, con las facies C a techo. La potencia total del ciclo es de unos 2 metros, pudiendo alcanzar los 3 metros (Fig. 17). Las facies A se consideran intermareales y las facies B y C supramareales de acuerdo con Shinn (1982).

El techo del tramo superior está constituido por un nivel ondulado de textura brechoidea, con intraclastos, que proceden de antiguas estructuras de desecación. Sobre este nivel se desarrolla una costra carbonatada con laminaciones onduladas versicolores, pátinas ferruginosas a techo y rosetones de sílex. La costra parece adaptarse a la morfología preexistente.

El espesor total de ambos niveles es de 60 a 70 cm. en Figaró-Montmany, con una separación entre domos de 1 metro. Mientras que en Aiguafreda el espesor es de 50 a 80 cm. La distancia entre los domos es de unos 2 metros (Fig. 19). Esteban et al. (1977) interpretan esta facies como un caliche laminado.



Fig. 19.—Caliche laminado. Superficie ondulada. Area Aiguafreda.

Superficies de discontinuidad

Las superficies de discontinuidad reconocidas en el Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat designadas por las siglas D1, D2, D3, D4 son discontinuidades de carácter local que representan una interrupción esporádica de la sedimentación marina, por exposición subaérea, con el desarrollo de morfologías de tipo kárstico.

En Esteban y Klappa (1983), se considera que el resultado final de una exposición subaérea es básicamente una facies kárstica y/o edáfica, debiéndose tener en cuenta que los suelos edáficos tienen un escaso potencial de preservación.

La superficie D5 es una discontinuidad con carácter de ruptura del ciclo sedimentario a escala regional, y representa el contacto entre las unidades "Dolomías sacaroideas" y "Dolomías blancas" (Fig. 6).

Discontinuidad D1

Está bien desarrollada en la zona Septentrional (afloramiento de El Brull), aunque se registra en toda el área estudiada (Fig. 20) y afecta al techo de la unidad calizas y/o dolomías laminadas (Fig. 6).

- Afloramiento de El Brull.

La discontinuidad en este afloramiento presenta la siguiente zonación:

- A) Sustrato: Constituido por la unidad Calizas y/o Dolomías laminadas, y afectado solamente por porosidad tipo fractura. Los últimos 20 a 50 cm. de este tramo presentan grietas a favor de diaclasas. La unidad se desmembra según las superficies de estratificación y/o diaclasas formando bloques individualizados, conservando su primitiva disposición tabular (Fig. 21).
- B) Superficie de erosión: Es de trazado irregular, formando cubetas y pináculos con desniveles de 10 a 30 cm., las cubetas suelen coincidir con la presencia de diaclasas que afectan al sustrato. La "pared" de la superficie de erosión presenta contornos suaves y desgastados. (Fig. 22).

La superficie de erosión se considera una superficie de karsificación del tipo *Subsoil surface* de Quinlan (1972).

- C) Limos con cantos: El espesor total del tramo es de 70 a 80 cm. Por encima de la *Subsoil surface* se desarrolla un tramo de limos ocreos algo rojizos con cantos heterométricos con tamaños que oscilan entre 1 cm. y 20 cm., sus morfologías son suaves, arrañadas, y suelen presentar pátinas ferruginosas. La fábrica puede ser tanto *clast supported* como *matrix supported*, según las zonas. Muchos de los cantos conservan en mayor o menor grado su primitiva disposición tabular, indicando un desgaste con ausencia de transporte. Los cantos son fragmentos de la unidad infrayacente o sustrato (Fig. 22 y 23).

En los últimos 10-20 cm. predominan las arcillas y limos con intercalaciones de láminas carbonatadas de 1 cm. de espesor en disposición tabular. Este nivel está truncado por las calizas masivas grises suprayacentes, con base erosiva.

La conservación de la primitiva disposición tabular en varios de los cantos, junto a su desgaste, indica un proceso de disolución con ausencia de transporte (Riding y Wright, 1981). Este proceso de disolución afectó al sustrato convirtiendo a la parte afectada en una brecha o regolito (Riding y Wright, 1981).



Fig. 20.—Discontinuidades D1 y D2. Área de Centelles.



Fig. 21.—Karst de la discontinuidad D1. Área de El Brull.

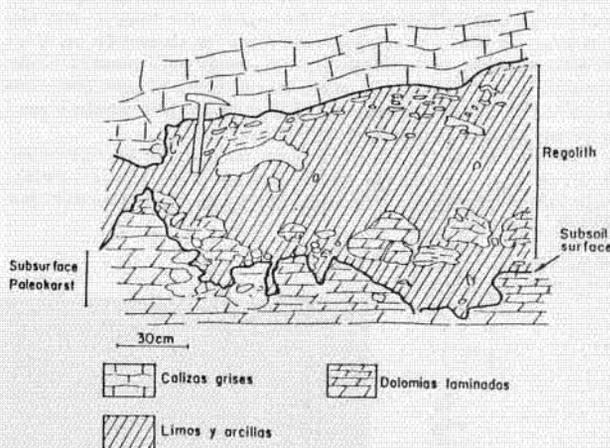


Fig. 22.—La discontinuidad D1, en el afloramiento de El Brull.

Se considera al conjunto como un paleokarst *Burial Karst* (Quinlan, 1972). Se diferencian de techo a base, los siguientes tramos: Regolito, *Subsoil surface* y sustrato (Fig. 22 y 23).

Bajo condiciones subaéreas, las aguas meteóricas actuaron sobre el sustrato disolviendo el CaCO_3 a favor de diaclasas pree-

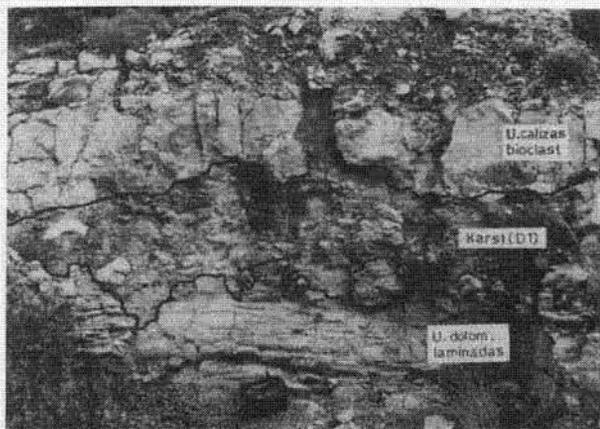


Fig. 23.—Karst de la discontinuidad D1. Detalle Area de El Brull.

xistentes. La progresión de la disolución llega a desmembrar al sustrato, formándose una zona de brechas o Regolito, la superficie que separa al Regolito del sustrato se denomina *Subsoil surface* (Quinlan, 1972). En este conjunto de acción por disolución del CaCO_3 , las raíces pueden desempeñar un papel importante principalmente por la acción de la microfauna (Wright, 1982).

— Afloramiento de la Riera de St. Jaume (Olesa).

Está situado en el extremo meridional del área estudiada, aquí la superficie D1 tiene tan sólo 30 cm. de espesor, presentando características distintas a las de El Brull. La superficie afecta igualmente al techo de la unidad "Calizas y/o dolomías laminadas" y está fosilizada con base erosiva por las calizas grises masivas.

La unidad "Calizas y/o dolomías laminadas", presenta a techo un nivel de laminillas fragmentadas, ligeramente arqueadas, que conservan relativamente su primitiva posición, se interpretan como estructuras de desecación tipo *mud crack*. Este nivel pasa gradualmente a un tramo masivo de color ocre, en el que no se distinguen componentes ni estructuras, a excepción de alguna lámina fragmentada flotando en una matriz ocre masiva, con alineaciones de sílex. A techo de este tramo se desarrolla un nivel de microbrechas, con intraclastos angulosos cuyo tamaño oscila entre escasos milímetros a algún centímetro. El conjunto, con sus 25 a 30 cm. de espesor está fuertemente cementado y presenta un color ocre-pardo característico.

Esta asociación de facies pertenece al techo de un ciclo completo, de tipo somerizante *shallowing upwards*, (James, 1984), con el desarrollo de un nivel tipo *flat-pebble breccia* ó *soil clast* (Shinn, 1982) (Fig. 3).

En condiciones supramareales, algunos centímetros por encima del nivel vadoso de agua marina, la sequedad fragmenta a las capas y/o láminas del sustrato. Este proceso puede estar favorecido por la acción de raíces. Las láminas fragmentadas y sueltas, son susceptibles de ser arrastradas por el viento o corrientes de agua, redistribuyéndose. Estos procesos pedogenéticos, con la formación de *soil clasts* pueden representar un estadio inicial en la formación de un caliche (Shinn, 1982).

Discontinuidad D2

Aunque se localiza en todo el dominio (Fig. 6) esta discontinuidad es difícil de ser reconocida, al no tener más de 1 a 5 cm. de espesor (Fig. 20) y al presentar una similitud de facies de los materiales infrayacentes y suprayacentes.

La falta de buenos afloramientos impide interpretar la descripción detallada de la discontinuidad. Esta se interpreta por el contenido y continuidad lateral como una discontinuidad sedimentaria de tipo exposición subaérea.

Discontinuidad D3

Solo se localiza en el área de Centelles. Afecta a la unidad "Calizas bioturbadas" en su tramo intermedio, a unos 5 metros de su base (Fig. 6). Es una discontinuidad difícil de reconocer dada su escasa potencia (Fig. 24). Se trata de un nivel de 2 cm. de espesor con arcillas rojas. El sustrato sobre el que se asienta está rubefactado y presenta rugosidades suaves con desniveles que no superan 1 ó 2 cm. El nivel está fosilizado por calizas bioturbadas idénticas al tramo infrayacente.

Se interpreta como una superficie de karstificación poco desarrollada. Los únicos criterios de que se dispone son: su continuidad lateral dentro del área de Centelles, la superficie rugosa rubefactada y las arcillas rojas.

Discontinuidad D4

Gottis y Kromm (1967) pusieron de manifiesto la existencia de esta superficie. Se desarrolla en la zona Septentrional (Centelles) y afecta al techo de la unidad "Calizas bioturbadas" (Fig. 6).

— Area de Centelles.

En la carretera de Barcelona a Puigcerdá, en las proximidades del desvío a Centelles, así como en algunas canteras próximas, se localizan buenos cortes de esta discontinuidad. En ellos se observa una importante cicatriz erosiva en el techo de las calizas

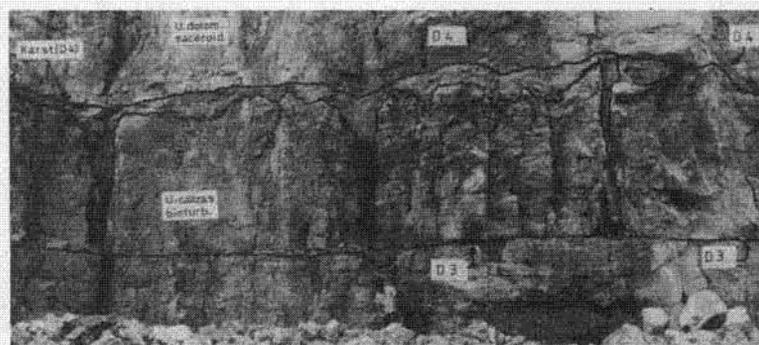


Fig. 24.—Karst de la discontinuidad D4 y discontinuidad D3 en la base. Area de Centelles, cantera Can Fitó.

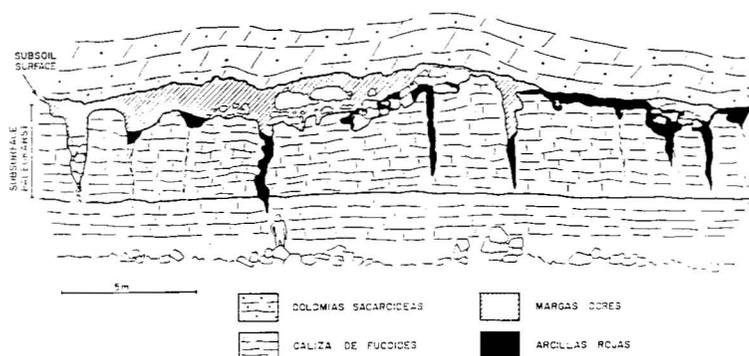


Fig. 25.—Discontinuidades D3 y D4, en la cantera “Can Fitó” (Centelles).

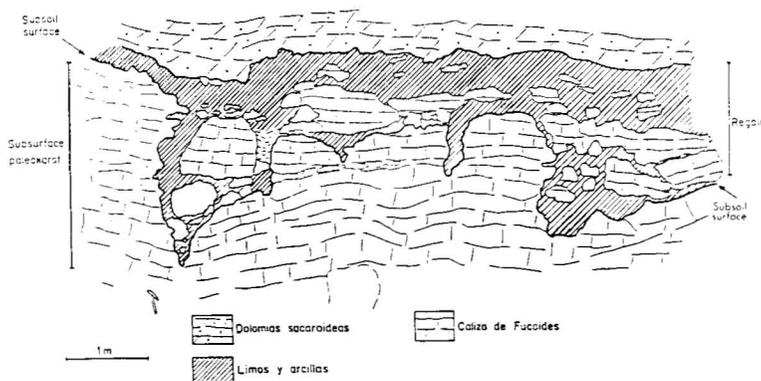


Fig. 26.—Discontinuidad D4. Afloramiento en la carretera de Centelles.

bioturbadas. La cicatriz está recubierta por arcillas y limos rojos con cantos, la pigmentación de las arcillas y limos pasa verticalmente a ocre. De forma local, se observan microbrechas heterométricas y matriz arcillosa cementada. El conjunto está fosilizado por el tramo de dolomías grises (Figs. 24 y 25).

La discontinuidad presenta la siguiente zonación:

- A) Sustrato: Constituido por la unidad “Calizas bioturbadas”. Está afectado por un sistema de diaclasas de orden métrico, que favorecieron los procesos de disolución. A su vez, en la parte superior del sustrato (80 a 100 cm.), se observa el relleno de una antigua porosidad *vug* por arcillas ocreas y rojizas muy cementadas, con laminaciones milimétricas en bandas de trazo semiesférico. El tramo presenta procesos de disolución, porosidad *vug* y/o porosidad de fractura, se interpreta como la *subsurface paleokarst* (Wright, 1982) (Fig. 26).
- B) Superficie de erosión: Su trazado es muy irregular, desarrollando una morfología en depresiones y montículos. Las depresiones coinciden con diaclasas preexistentes que afectan al sustrato según un sistema conjugado de dirección N 100, para las diaclasas principales y N 120 para las secundarias. Las depresiones se adaptan a las diaclasas, desarrollando formas verticalizadas, con diámetros variables que oscilan entre 0,5 mm. y algunos metros, en el último caso la forma de la depresión es lenticular, interpretándose como el resultado de la conjunción de la intersección entre dos diaclasas, y la sección aparente de afloramiento. Las diaclasas llegan a conectar con la discontinuidad D3. La cicatriz erosiva s.s., equivale a la *subsoil surface* (Quinlan, 1972) (Figs. 25 y 26).

- C) Arcillas y limos con cantos. Las depresiones y fisuras están rellenas con arcillas y limos con cantos. Existe una gradación del color en las arcillas, pasando de rojo intenso en la base a ocre-beige al techo. Los cantos englobados en la matriz arcillosa, son de diversos tamaños, oscilando entre algunos centímetros a más de 1 metro, son cantos de caliza del nivel infrayacente Unidad “Calizas bioturbadas” y algunos de ellos conservan su primitiva disposición estratiforme. Los contornos de estos cantos son suaves y redondeados (Figs. 25 y 26).

El tramo de arcillas y limos con cantos se interpreta como un Regolito (Riding y Wright, 1981). Las arcillas se interpretan como el producto de descalcificación del sustrato (Gottis y Kromm, 1967).

Se considera a la discontinuidad D4 como un paleosuelo con desarrollo de un karst tipo *kluftkarren* (Sweeting, 1972), excavado en un sustrato previamente diaclasado. Gottis y Kromm (1967) indican que este Karst sólo se desarrolla en el margen izquierdo del Congost. Sin embargo, en el presente trabajo, se pone de manifiesto su existencia también en el margen derecho (afloramientos de El Figaró y Puigraciós) aunque su desarrollo es mucho menor.

Discontinuidad D5

Se localiza en todo el dominio de los Catalánides (Fig. 14). Representa una discontinuidad estratigráfica de carácter regio-

nal. En el área Montseny-Llobregat constituye el contacto entre las unidades "Dolomías sacaroideas" y "Dolomías blancas" (Figs. 6 y 14). Es un contacto litológicamente neto y brusco. En los Catalánides meridionales como por ejemplo en Alforja-Arbolí (Sierra de Prades), la discontinuidad está representada por una superficie de ferruginización. Esta discontinuidad probablemente influyó en la evolución diagenética de la unidad infrayacente (Dolomías sacaroideas).

En el registro fósil existen varios ejemplos con idéntica asociación de facies, Dolomías sacaroideas y Dolomías finas, separadas por una superficie de discontinuidad de carácter regional (Nichols y Silberling, 1980).

Conclusiones

La presencia de superficies de karstificación o emersión en el Muschelkalk inferior (Anisiense) de los Catalánides, no es un fenómeno aislado de este área. Baud y Megard-Galli (1975) y Megard-Galli y Baud (1977), mencionan la existencia de superficies de emersión en los niveles calizos del Anisiense, localizados a techo de secuencias somerizantes, en la zona del Briançonnais.

En el área estudiada en este trabajo se observa un mayor desarrollo de estas superficies de karstificación, especialmente en la zona septentrional del área Montseny-Llobregat, por tratarse posiblemente de un sector más marginal y por ello más influenciado por las oscilaciones del nivel del mar.

Dolomitización

Gran parte del Muschelkalk inferior en el dominio Montseny-Llobregat, está dolomitizado. La

dolomitización se produjo por dos procesos distintos, condicionando la textura dolomítica final. Basándose en esta textura se diferencian dos unidades dolomíticas. Son las unidades "Dolomías sacaroideas" y "Dolomías blancas".

Unidad Dolomías sacaroideas

A techo está limitada por una superficie de discontinuidad estratigráfica D5, y la unidad "Dolomías blancas" suprayacente. La base es muy irregular, según las zonas, y está representada por un frente de dolomitización, que en el área Montseny-Llobregat afecta a la unidad "Calizas bioturbadas". Regionalmente las dolomías sacaroideas constituyen un tramo constante, pero de espesor variable, que puede llegar a afectar a gran parte del Muschelkalk inferior.

El aspecto del tramo dolomitizado es masivo, de color ocre, con la estratificación obliterada. La dolomía es de tipo sacaroidea, una dolsparita de textura idiotópica, con grandes cristales de tamaños que oscilan entre las 35μ y 91μ . Son cristales con morfologías euhedrales y subhedrales, dominando los segundos respecto a los primeros. Los subhedrales oscilan entre las 35μ y 45μ , y los cristales euhedrales son rombos casi perfectos de 70μ , (Figs. 27, 28, 29 y Tabla 2). Se ha observado el crecimiento zonado en algunos cristales euhedrales, indicando un crecimiento cristalino lento.

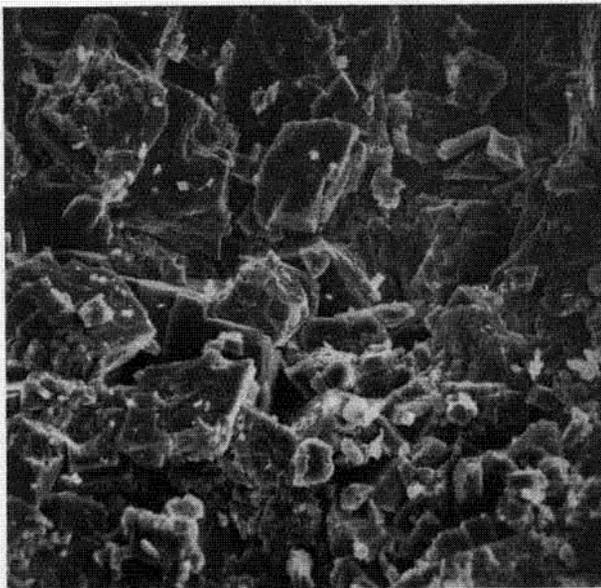


Fig. 27.—Cristales de dolomita con morfologías euhedral y subhedral. U. Dolomías sacaroideas. ($\times 540$).

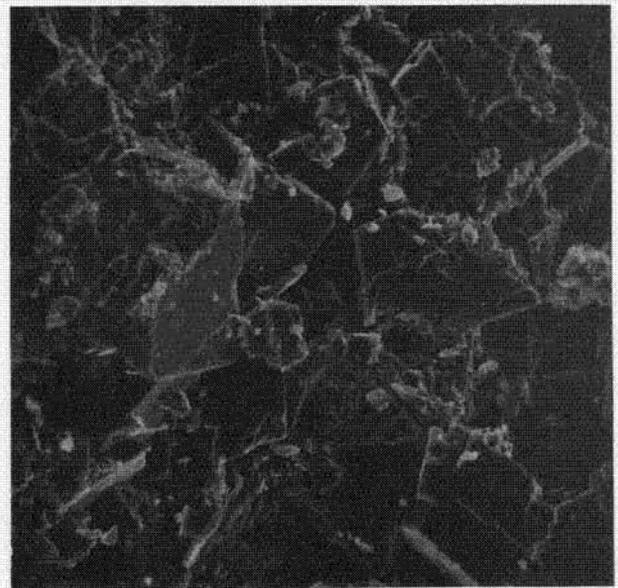


Fig. 28.—Cristales de dolomita con morfologías euhedral y subhedral. U. Dolomías sacaroideas. ($\times 560$).

Las observaciones de campo revelan la existencia, en la base de la unidad, de algún nivel en el que la dolomitización no ha sido tan intensa, conservándose algo de la antigua textura. Este hecho nos sugiere que el proceso de dolomitización actuó en sentido descendente a partir del límite superior de la unidad (Nichols y Silberling, 1980). En estos casos, el límite inferior de las dolomías representa un frente de dolomitización que afecta progresivamente al sedimento infrayacente, cor-

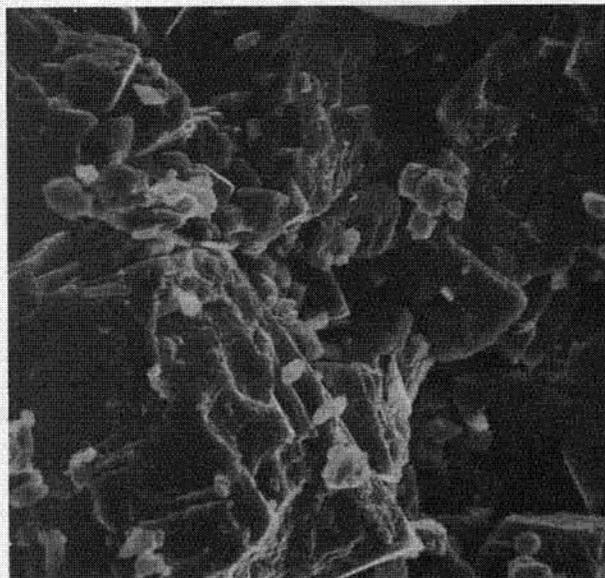


Fig. 29.—Cristales de dolomita con morfologías euédral y subédral. U. Dolomías sacaroideas. ($\times 1.100$).

tando y obliterando posteriormente a la estratificación. En el área septentrional del dominio Montseny-Llobregat, la discontinuidad D4 actuó de nivel impermeable impidiendo que los fluidos dolomitizantes afectaran a los niveles infrayacentes.

A base y techo de la unidad, se localizan niveles de chert noduloso. Calvo y Bustillo (1980) citan que la presencia de sílex nodular está asociado, a menudo, a frentes de dolomitización. Knauth (1979), manifiesta que los procesos de silicificación pueden tener lugar bajo condiciones de mezcla de aguas continentales y marinas.

Por comparación con otros ejemplos de dolomitización en el registro fósil, como en el *Star Peak Group* del Triásico de Nevada (Nichols y Silberling, 1980) o la *Hanson Creek Formation* Ordovícico-Silúrico de Nevada (Nichols, 1977), se propone como mecanismo de dolomitización para la unidad Dolomías sacaroideas, el modelo *Mixed water* postulado por Land (1973 a, b), Badiozamani (1973), Folk y Land (1975) y Land et al. (1975).

Unidad Dolomías blancas

A techo está limitada por una costra carbonatada, que equivale al caliche laminado de Esteban et al. (1977). El límite inferior es la discontinuidad estratigráfica regional D5, que representa el contacto de esta unidad con la infrayacente, "Dolomías sacaroideas".

Tabla 2.—Características principales de las unidades litoestratigráficas dolomitizadas.

	DOLOMIAS SACAROIDEAS	DOLOMIAS BLANCAS
MORFOLOGIA CRISTALINA	euédral-subédral	anhedral-subédral
TEXTURA	idiotópica dolsparita	xenotópica dolmicrita microdolsparita
TAMAÑO CRISTALES	91 a 35 μ	4-5 μ 14-21 μ
CONSERVA ESTRUCTURAS	no	si no
LIMITE INFERIOR	frente de dolomitización	discontinuidad estratigráfica regional
GEOMETRIA REGIONAL	lenticular ($\times .100$ Km.)	tabular
ESTRATIFICACION	masiva	de 10 cm. a 1 m.

Las dolomías blancas siempre representan el último tramo del Muschelkalk inferior. Son de textura xenotópica, con cristales anhedrales. Es una unidad con un marcado carácter cíclico. En función de esta ciclicidad, se observan dos tipos de dolomías según el tamaño de sus cristales: dolmicritas, con tamaño de cristal de 4-5 μ ó menor y microdolsparitas, con tamaño de cristal de 14 μ a 21 μ (Tabla 2).

Las dolmicritas, conservan las texturas microcristalinas, pudiendo reconocerse los componentes peletoidales. El sedimento original debía ser un fango peletoidal. En la unidad se observan moldes lensoides y rosetas milimétricas, atribuidos a yesos. Las microdolsparitas no han conservado las texturas microcristalinas. Ambos tipos de dolomías conservan la estratificación, por lo que la unidad mantiene un aspecto estratiforme tabular.

Coincidiendo con la interpretación sedimentológica establecida para esta unidad, este tipo de dolomías se atribuyen a sedimentos intermareales o supramareales. Son equivalentes a las dolomías primarias de Nichols y Silberling (1977) o a las dolomías supramareales de Martín (1980).

Evolución sedimentaria

La discontinuidad estratigráfica regional D5 constituye la división, en el Muschelkalk inferior, entre un primer gran ciclo transgresivo que incluye a las unidades litoestratigráficas Calizas y/o Dolomías laminadas, Calizas bioclásticas, Calizas bioturbadas, Dolomías sacaroideas y un segundo gran ciclo regresivo que se corresponde íntegramente con la unidad Dolomías blancas (Figs. 6 y 14).

Los materiales del Complejo lutítico-carbonatado evaporítico superior del Buntsandstein forman parte del ciclo transgresivo del Muschelkalk inferior. Los materiales de las unidades litoestratigráficas definidas que constituyen este ciclo, se interpretan como depósitos de llanuras mareales en un contexto de plataforma-rampa carbonatada. Estas unidades están ordenadas por lo general en ciclos somerizantes intermareal-supramareal y/o submareal-intermareal. Mientras que todo el conjunto describe una tendencia de profundización con carácter transgresivo. Los términos submareales dominan en la Unidad Calizas bioturbadas, mientras que los supramareales predominan en el complejo lutítico-carbonatado evaporítico superior y en la unidad calizas y/o dolomías laminadas. La tendencia transgresiva queda interrumpida por exposiciones subaéreas, coinci-

diendo con los máximos de los ciclos somerizantes, que se manifiestan en el desarrollo de superficies kársticas, de las que se han reconocido cuatro, las discontinuidades D1, D2, D3, D4 (Fig. 6).

El ciclo transgresivo finaliza con una importante discontinuidad estratigráfica regional (D5), sobre la que se desarrolla el ciclo regresivo (unidad Dolomías blancas). Esta unidad litoestratigráfica está ordenada, por lo general, en pequeños ciclos somerizantes entre los términos intermareal-supramareal. La unidad y la sedimentación marina finalizan con el desarrollo de un nivel interpretado como caliche laminado.

El modelo general para el muschelkalk inferior es el de una rampa en el sentido de Ahr (1973) y Tucker (1985), relativamente similar al tipo *low relief shelf* de Brady y Rowel (1976) y al tipo *homoclinal ramp* de Read (1982, 1985).

Cronoestratigrafía

Tradicionalmente, se ha asignado al Muschelkalk inferior de los Catalánides una edad Anisiense. Así lo demuestran las dataciones basadas en el estudio de los cefalópodos y más recientemente corroborada por el estudio palinológico.

Ammonites y Braquiópodos

Los afloramientos clásicos con fósiles de ammonites del Muschelkalk inferior de los Catalánides son los de Olesa, Centelles, Farell, en el dominio Montseny-Llobregat. En este Dominio la presencia de ammonites se limita a un delgado nivel u horizonte, cercano a la base que en la terminología propuesta corresponde a la Unidad Calizas bioclásticas, exactamente en el subtramo B2 (Figs. 4 y 6).

Los principales hallazgos de ammonites citados son: 1) *Paraceratites hispanicum kutassy*, citado por Virgili (1958, p. 390-393), y que equivale, de acuerdo con Virgili (1958, p. 391) al *Ceratites occidentalis* citado por Bataller y Guerin (1930, p. 82) y Schmidt (1932, p. 204-205). 2) *Paraceratites evolutuspinosus* Tornquist, citado por Bataller y Guerin (1930, p. 82), Schmidt (1932, p. 206-208) y Virgili (1958, p. 393-395). 3) *Paraceratites flexuosiformis* Tornquist citado por Bataller y Guerin (1930, p. 827, Schmidt (1932, p. 205-206) y Virgili (1958, p. 396-398).

De acuerdo con Virgili (1958, p. 695) el nivel de Paraceratites, es equivalente a las capas de Paraceratites del Pelsoniense alpino y al Wellen-

kalk. Esta asociación de ammonites nos indica desde el punto de vista cronoestratigráfico una edad Anisiense.

Por otro lado, el braquiópodo *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli*, que se localiza principalmente en la unidad "Calizas bioturbadas" (calizas de fucoides), permite asignar a este tramo una edad Anisiense inferior (Virgili, 1963).

Estudio Palinológico

El muestreo para efectuar un estudio palinológico en el dominio Montseny-Llobregat, ha resultado positivo en dos muestras, sobre un total de doce recogidas. El análisis de las muestras y la determinación ha sido realizado por la Dra. Nuria Solé en el Departamento de Paleontología de la Universidad de Barcelona.

Muestra A.- Recogida en un nivel de margocalizas de color marrón-negro, que presenta una concentración de braquiópodos de tipo *(Mentzelia) mentzeli*. Este nivel se localiza justo en el techo de la unidad "Calizas bioturbadas", por debajo del frente de dolomitización de la unidad suprayacente. Probablemente este nivel se formó en un ambiente reductor (euxínico). Este nivel solo se ha localizado como tal en la cantera abandonada situada junto a la ciudad de Terrassa. Esta muestra contiene:

- *Punctatisporites* sp.
- *Aratrisporites* sp.
- *Cyclotriletes* sp.
- *Triadispora crassa* Klaus
- *Triadispora aurea* Scheuring
- *Triadispora plicata* Klaus
- *Triadispora falcata* Klaus
- *Triadispora* sp.
- *Alisporites grauvogeli* Klaus
- *Alisporites* sp.
- *Sulcatisporites* cf. *reticulatus* Mädlar
- *Sulcatisporites* sp.
- *Platysaccus reticulatus* Mädlar
- cf. *Latosaccus latus* Mädlar
- *Striatoabieites aytugii* (Visscher) Scheuring
- *Microcachryidites fastidioides* (Jansonius) Klaus
- *Microcachryidites doubingeri* Klaus
- cf. *Woltziaceasporites heteromorpha* Klaus
- *Bisaccate* Indet

El grupo *Triadispora* es el más importante, con un 50% del total de la flora. La presencia de *Platysaccus reticulatus*, *Sulcatisporites* cf. *reticulatus* y cf. *Latosaccus latus*, así como las características de la restante microflora, hace similar a este conjunto con el presentado por Mädlar procedente del Muschelkalk Inferior de Alemania.

Al comparar los resultados de esta muestra con los obtenidos en otras localidades de la misma Cadena Costero Catalana, parece que este tramo del Muschelkalk inferior correspondería al Anisiense medio.

Muestra B.- Recogida en la base del Muschelkalk medio unos centímetros por encima del caliche laminado que constituye el techo del Muschelkalk inferior, en la carretera de Figaró a Montmany.

- Esta muestra contiene:
- *Cyclotriletes* sp.
 - *Esporas trilete* indet.

- *Triadispora*, diversas especies
- *Microcachryidites doubingeri* Klaus
- *Lunatisporites acutus* Leschik
- *Alisporites grauvogeli* Klaus
- *Striatoabieites aytugii* (Visscher) Scheuring- *Stellapollenites thuergartii* (Mädlar) Clement-Westerhof
- *Bisaccate* indet.
- *Praecirculina granifer* Klaus
- *Cycadopites* sp.

Si consideramos que *Stellapollenites thuergartii* es forma característica del Anisiense y que *Praecirculina granifer* hace su primera aparición en el Anisiense Superior, estos sedimentos corresponderían al Anisiense Superior.

El estudio cronoestratigráfico en el Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat revela una edad Anisiense en todos sus niveles, a excepción de la unidad más inferior "Calizas y/o Dolomías laminadas" que no ha podido estudiarse por la falta de fósiles. Se determina el Anisiense inferior por la presencia de *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* en las unidades "Calizas bioclásticas" y "Calizas bioturbadas"; el Anisiense medio por la asociación de polen encontrada en la muestra "A" situada a techo de la unidad "Calizas bioturbadas", y el Anisiense superior por la asociación de polen encontrada en la muestra "B" situada a escasos cm. por encima del techo de la unidad "Dolomías blancas", ya en los primeros niveles de las facies del Muschelkalk medio (Fig. 6).

Conclusiones

- El Muschelkalk inferior del dominio Montseny-Llobregat, se desarrolló en un ambiente marino litoral de poca profundidad, los sedimentos se interpretan como de origen mareal, en un contexto de rampa carbonatada tipo *homoclinial ramp* de Read (1982, 1985).
- El Muschelkalk inferior presenta dos secuencias: la primera de profundización y, la segunda, de somerización. Ambas están constituidas por una sucesión de ciclos somerizantes. Una importante discontinuidad estratigráfica regional, denominada informalmente D5, divide ambas secuencias. Asociada a esta discontinuidad se desarrolló un proceso de dolomitización secundaria que afectó a los términos infrayacentes.
- La rampa carbonatada de poca profundidad en la que se depositaron estos materiales durante el Triásico medio, registró pequeñas oscilaciones relativas del nivel del mar probablemente asociadas a movimientos del zócalo, controlados por fallas tardihercénicas. La escasa profundidad del medio en el dominio Montseny-Llo-

bregat, queda reflejada con estas oscilaciones del nivel del mar, por la emersión del medio, con el desarrollo de morfologías de tipo kárstico en la secuencia de profundización de las que se han reconocido un total de 4, denominadas informalmente discontinuidades D1, D2, D3 y D4.

- El estudio bioestratigráfico revela una edad Anisiense para el Muschelkalk inferior. Reconociéndose el Anisiense inferior en base al estudio de cefalópodos y braquiópodos, y el Anisiense medio y superior en base al estudio palinológico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es la síntesis de la Tesis de Licenciatura del primero de los autores, que fue presentada en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad de Barcelona en Mayo de 1985. Esta tesis estuvo sufragada en parte, por el Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya. Las determinaciones cronoestratigráficas basadas en el estudio del polen, han sido realizadas por la Dra. Nuria Solé, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Barcelona. El texto ha sido mecanografiado por Pilar Asensio y Ana R. Martínez, la redacción del "abstract" ha sido facilitada por Carlos García, del I.G.M.E. Por último, agradecemos a Antonio Barnolas, del I.G.M.E. la lectura crítica del manuscrito.

Referencias

- Ahr, W.M. (1973): The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Assoc. of Geol. Soc.*, 23: 221-225.
- Anadon, P.; Colombo, F.; Esteban, M.; Marzo, M.; Robles, S.; Santanach, P. y Solé-Sugrañes, Ll. (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geol. Hispánica*. Homenaje a Lluís Solé i Sabarís, 14, 172-177.
- Badiozamani, K. (1973): The Dorag dolomitization Model. Application to the middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sedim. Petrol.*, 43, 965-984.
- Bataller, J.R.; Guerin (1930): Notes sobre el Trias de Barcelona i Tarragona. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 80, 81-84.
- Baud, A.; Megard-Galli, J. (1975): Evolution d'un bassin carbonate du domain Alpin durant la phase Pre-oceanique: Cycles et sequences dans le trias de la zona briannonaise des Alpes occidentales et des Prealpes. *IX^{me} Congrès Inter. de Sediment.* Extraits du Publ. du Congrès. Nice. Vol. 5, 45-50.
- Biju-Duval, B.; Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1977): From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. En Biju-Duval y Montadert, L. (eds.) *Structural history of the Mediterranean basins*. Ed. Technip, París, 143-174.
- Brady, M.J. y Rowel, A.J. (1976): An Upper Cambrian subtidal blanket carbonate, eastern Great Basin. *Brigham Young Univ., Geology Studies*, 23: 153-163.
- Calvet, F. y Ramon, X. (1985a): Resúmenes del II Coloquio de Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico de España". *La Seu d'Urgell* 1985, 26-27.
- Calvet, F. y Ramon, X. (1985b): Estratigrafía, Sedimentación y diagenesis del Muschelkalk inferior de los Catalánides. *Cuad. Geol. Iber.*, 11, (en prensa).
- Calvo y Bustillo (1980): Procesos de Silicificación y dolomitización en el Turoniense (Prov. Cuenca). *Rev. Inst. Inv. Geol. Univ. Barna.* 34, 249-261.
- Castillo, F. (1979): Le Trias évaporitique des bassins de la vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Géol. France*, 16: 666-676.
- Dewey, J.F.; Pitman, W.C. III; Ryan, W.B.F.; Bonnin, H. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 3.137-3.180.
- Esteban, M. (1973): *Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 425 págs.
- Esteban, M. y Klappa (1983): Subaerial exposure environment. A.A.P.G. Special Publication.
- Esteban, M.; Pomar, L.; Marzo, M.; Anadon, P. (1977): Naturaleza del contacto entre el Muschelkalk inferior y el Muschelkalk medio de la zona d'Aiguafreda. *Cuad. Geol. Iber.*, 4, 201-210.
- Folk, R.L.; Land, L.S. (1975): Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 59, 60-68.
- Forney, G.G. (1975): Permo-Triassic sea level changes. *J. Geol.* 83, 773-779.
- Garrido Mejias, A. y Villena, J. (1977): El Trias Germánico en España: Paleogeografía y análisis secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 37-56.
- Giner, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalánides, Maestrazgo y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sector oriental)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 316 págs.
- Gottis, M.; 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, ser. B, p. 3-6.
- Hardie, L.A. (1977): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas. The Johns Hopkins. Baltimore. *Studies in Geology*, 22, 202 págs.
- James, N.P. (1984): Shallowing - Upward Sequence in Carbonates. En Walker, R.G. (Ed.) *Facies Models. Geoscience Canada*, Reprint Series 1, 213-244.
- Knauth, L.P. (1979): A model for the origin of chert in limestone. *Geology*, 7: 274-277.
- Land, L.S. (1973a): Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. *Sedimentology*, 20: 400-424.
- Land, L.S. (1973b): Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, north Jamaica. *Marine Science Bull.*, 23, 64-92.
- Land, L.S.; Salem, M.R.I.; Morrow, D.W. (1975): Paleohydrology of ancient dolomites. Geochemical evidence. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 59, 1.602-1.625.
- Laubscher, H.; Bernoulli, D. (1977): Mediterranean and Tethys. In: *The Ocean basins and margins*. (A.E.M. Nairn W.H. Kanes and F.G. Stehli, Eds.). Plenum Publishing Corporation, 4A, 1-28.
- Logan, B.W.; Rezak, R.; Ginsburg, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Geol.*, 72, 68-83.
- Martin, J.M. (1980): Transformaciones texturales en la dolomitización. *Rev. Inst. Inv. Geol. Univ. Barcelona*, 34, 117-123.
- Marzo, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides, Estratigrafía y sedimentación*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 317 págs.
- Marzo, M. y Calvet, F. (1985): Guía de la Excursión al Triásico de los Catalánides. En Mateu, F.; Marzo, M., Ed. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell, 1985.
- Marzo, M.; Calvet, F. y Orti, F. (1984): Estudio geológico a escala 1:200.000 del Maestrazgo y de la mitad de los Catalánides. Síntesis del Triásico. I.G.M.E. (en prensa), 195 págs.
- Megard-Galli, J.; Baud, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques". *Bull. B.R.G.M.*, Sect. 4, 233-250.
- Narbonne, G.M. (1984): Trace fossils in Upper Silurian tidal flat

- to basin slope carbonates, of Arctic Canada. *Sed. Petrol.*, 58, 398-415.
- Nichols, K.M.; Silberling, N.J. (1977): Depositional and tectonic significance of Silurian and Lower Devonian dolomites, Roberts Mountain and vicinity, East-central Nevada: In: J.H. Stewart and others, *Paleozoic paleogeography of the Western United States*: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coastal. Paleogeography Symposium, 1, 217-240.
- Nichols, K.M. y Silberling, N.J. (1980): Eogenetic dolomitization in the pre-tertiary of the Great Basin. *SEPM Special Publication*, n.º 28, 237-246.
- Parga, J.R. (1969): Spätvariszische Buchsysteme in Hesperischem Massiv. *Geol. Rundschau*, 59, 323-326.
- Quinlan, J.F. (1972): Karst-Related Mineral Deposits and Possible Criteria for the Recognition of Paleokarsts: A review of Preservable characteristics of Holocene and Older Karst Terranes. *24 th IGC*, Section 6, Canadá.
- Read, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81, 195-212.
- Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. *Am. Asso. Petrol. Geologists Bull.*, 69, 1-21.
- Riding, R. y Wright, P. (1981): Paleosols and Tidal-Flat/Lagoon sequences of a carboniferous carbonate shelf: Sedimentary Associations of triple disconformities. *J. Sedim. Petrol.*, 51, 1.323-1.339.
- Robles, S. (1974): *Estudio geológico del Mesozoico del bloque del Cardó y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona, 436 págs.
- Schmidt, M. (1932): Über die Ceratiten von Olesa bei Barcelona. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 321, 195-122.
- Schopf, T.J.M. (1974): Permo-Triassic Extinctions: relations to seafloor spreading. *J. Geol.*, 82, 129-143.
- Shinn, E.A. (1968): Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas. *J. Paleont.*, 42, 879-894.
- Shinn, E.A. (1969): Submarine Lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 109-144.
- Shinn, E.A. (1982): Tidal Flat Environment. *AAPG. Memoir* n.º 33.
- Shinn, E.A. (1983): Birdeyes, Fenestrac, Shrinkage pores, and Loferites: A reevaluation. *J. Sedim. Petrol.*, 53, 0619-0628.
- Sole Sugañes, Ll. (1978): Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes LANDSTAT-1. *Tecniterrae*, 22, 6-16.
- Sweeting (1972): Karst Landforms. Macmillan Press. London.
- Tucker, M.E. (1985): Shallow-marine carbonate facies and facies models. *Sedimentology* (Ed. por P.J. Brenchley y B.P.I. Willians). Blackwell Sc. Publ., 147-169.
- Turmel, R.J. y Swanson, R.G. (1976): The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida Reef Tract. *J. Sedim. Petrol.*, 46, 497-518.
- Vegas, R. (1975): Wrench (transcurrent) fault system of the south-western Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Rundschau*, 64, 266-278.
- Virgili, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. Inst. Geol. Min.*, 858 págs.
- Virgili, C. (1963): Trias du Nord-Est de l'Espagne. Coloquio del Trias francés. *Bul. B.R.G.M.*, n.º 15, 469-481.
- Virgili, C. (1977): Le Trias du Nord de l'Espagne. *Bull. B.R.G.M.*, 4, 205-213.
- Wright, V.P. (1982): The recognition and interpretation of paleokarsts: Two examples from the Lower carboniferous of south wales. *J. Sedim. Petrol.*, 52, 83-94.
- Ziegler, P.A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in western and Central Europe. *Geol. Rundschau*, 71, 747-772.

Recibido el 17 de octubre de 1986

Aceptado el 20 de julio de 1987